

Abschlussbericht

Resistance and Climate Adaption in Dunesystems (ResCAD)

Widerstand und Klimaanpassung von Dünensystemen

Teilprojekt B

Analyse der hydrodynamischen Randbedingungen und deren
Auswirkungen auf die südwestliche Ostsee

Gefördert durch:



Bundesministerium
für Forschung, Technologie
und Raumfahrt

Verbundprojekt	Widerstand und Klimaanpassung von Dünensystemen
Akronym	ResCAD
Teil Vorhaben	ResCAD B – Analyse der hydrodynamischen Randbedingungen und deren Auswirkungen auf die südwestliche Ostsee
Förderer	Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF)
Förderkennzeichen	03F0927B
Laufzeit	10/2022 - 12/2025
Aufgestellt von	Prof. Dr.-Ing. Arne Arns; Simon Beckmann, M. Sc. Hochschule RheinMain

Wiesbaden, im Juli 2026

Das diesem Bericht zugrundeliegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Forschung, Technologie und Raumfahrt unter dem Förderkennzeichen 03F0927B gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt bei der Autorin / beim Autor.

Motivation

Dünensysteme an der Ostsee dienen in ihrer Funktion als Küstenschutzelement, dem Landschaftsbild sowie als Lebensraum. Aufgrund ihrer Eigendynamik und Exponiertheit gegenüber regelmäßig wiederkehrenden Belastungen durch Sturmfluten sind diese durch Erosionsprozesse besonders gefährdet. Auf starke Erosion oder auch Durchbrüchen von Randdünen bei Sturmfluten wird schon in Berichten früherer Jahrhunderte bereits hingewiesen (Arends 1833, Hagen 1863). Erste Überlegungen zur Befestigung von Dünen durch das Eindämmen des *schädlichen Flugsandes* finden sich bereits in Titius (1768), die den folgenden Jahren an der deutschen Ostsee durch Sören Biörn als Ober-Plantagen-Inspektor durch Dünenbepflanzungen erfolgreich umgesetzt und verfeinert wurden (Biörn 1808).

Erste Regelwerke zum konstruktiven Dünenbau zum Schutz von besiedelten Gebieten entstanden im Auftrag der Königlichen-Preussischen Regierung im 19. Jahrhundert durch Krause (1850). Erst die verheerende Sturmflutkatastrophe von 1953 in den Niederlanden hat jedoch dazu geführt, dass – ebenso wie bei Deichen – Überlegungen angestellt worden sind, wie ein systematischer, vorsorglicher Sturmflutschutz mit Dünen gestaltet werden kann. Ziel war es, über eine vorausschauende quantitative Ermittlung der Dünenerosion bei Sturmfluten deren Sicherheit für den Bemessungsfall zu prüfen.

Durch Maßnahmen wie Bepflanzung, Strandaufspülungen und Buhnenfelder wird heute daher stetig ein künstliches morphodynamisches Gleichgewicht geschaffen, so dass die deutsche Ostseeküste nur noch an wenigen Stellen natürliche Dünensysteme aufweist. Für die verlässliche Abschätzung der Küstenerosion ist die Kenntnis der Wechselwirkungen zwischen Morpho- und Hydrodynamik essentiell (z. B. Bray & Hooke 1997, Walkden & Hall 2005, Dickson et al. 2007, Trenhaile 2011). Der Anstieg des mittleren Meeresspiegels wird die hydrodynamische Belastung (z. B. die Wellenenergie; siehe z. B. Arns et al. 2017) und folglich auch die Erosion und den Küstenrückgang mittel- bis langfristig verstärken (Mentaschi et al. 2018). Die Erosion und somit die erforderlichen Ausgleichsmengen (ca. 500.000 m³/a; Stand 2021) können bis 2100 potentiell um ein Vielfaches steigen (RADOST 2014).

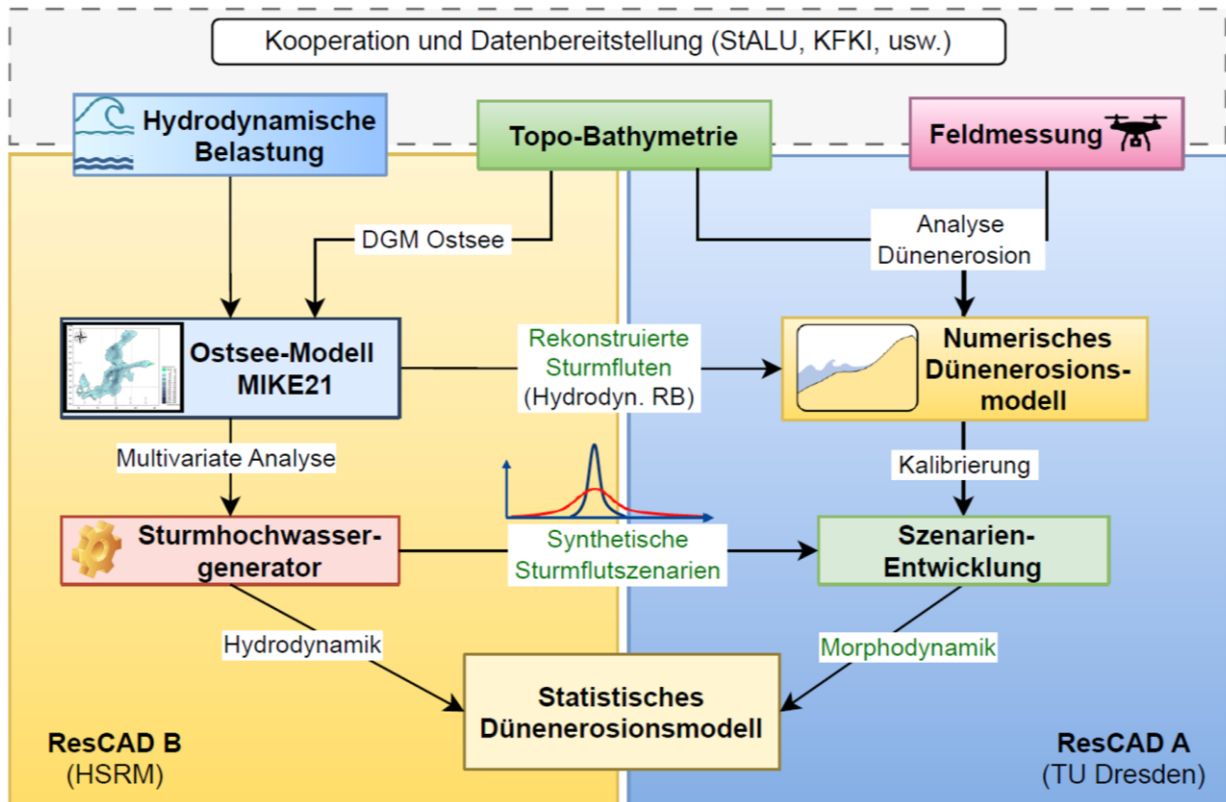
Forschungsfragen und Zielsetzung

Zur Prognose von Abbruch- und Verlustmengen werden an der Ostsee heute empirisch-numerische Prognosemodelle wie NewDune (Newe 2004, 2019) oder SBeach (Larson & Kraus 1989) eingesetzt. Diese basieren auf deterministischen Bemessungswerten (Maximalwasserstände) und kalibrierten Gleichgewichtsprofilen. Sie werden durch Vermessungsdaten vor und nach dem Schadensereignis sowie Wasserstands- und Wellenhöhenganglinien verifiziert. Schwächen liegen in der Annahme nur eines mittleren Korndurchmessers über die gesamte Außenküste und stark vereinfachten, deterministischen Belastungswerten. Die Veränderungen der Belastungswerte und der Materialkenngrößen aufgrund von zugeführtem Spülgut können damit nicht ausreichend erfasst werden.

Wesentliches Ziel des Vorhabens ist die Entwicklung von praxisgerechten Planungshilfen eines nachhaltigen Risikomanagements dünengeschützter Küstenabschnitte an der deutschen Ostseeküste, die die nichtlinearen Prozesse, insbesondere Erosion (und

ggf. Regeneration), als Resultat hydrodynamischer Extremereignisse auch bei sich verändernden meteorologischen Randbedingungen, besser und langfristiger beschreiben als die bisherigen Ansätze. Wesentlich zur Erreichung der Ziele ist dazu ein vertieftes Verständnis zur Wirkungsweise sich verändernder, standortspezifischer hydrodynamischer Belastungen auf den Dünenkörper und vorgelagerte Strände, um die sichere Bemessung und nachhaltige Gewährleistung des erforderlichen Schutzniveaus sicherzustellen.

In **ResCAD B** wurden hierzu zwei ineinandergreifende Prognosewerkzeuge für den praktischen Einsatz in Behörden und Unternehmen entwickelt und die Grundlagen für ein ganzheitliches Gestaltungskonzept dünengeschützter Küstenabschnitte gelegt. Die Datengrundlage hierfür liefert **ResCAD-A** durch die numerisch beschriebene Interaktion aus hydrodynamischen Belastungen und Morphodynamik. Eine Projektübersicht inkl. der Interaktionen wird folgend gegeben.



Die im Rahmen dieser Arbeit entwickelten komplementären Planungstools ermöglichen eine umfassende Analyse sowohl der hydrodynamischen Einwirkungen als auch der daraus resultierenden morphologischen Reaktionen der Küste. Die Planungstools sind im Folgenden:

- **Stochastischer Sturmhochwassergenerator (SHG)** zur Analyse und Generierung der Kombinationsmöglichkeiten von hydrodynamischen Belastungsgrößen von Sturmhochwassern inkl. des Seegangs. Die Belastungsgrößen werden sowohl einzeln als auch kombiniert betrachtet und entsprechende (multivariate) Eintrittswahrscheinlichkeiten ermittelt.
- **Statistisches Dünenerosionsmodell** zur Prognose der Erosionsvolumina an Dünen infolge ereignisbezogener Einwirkungen

Mit Hilfe der Prognosewerkzeuge lassen sich zum einen die Eingangsdaten existierender Dünenabbruchmodelle optimieren sowie die hydrografischen Aufzeichnungen lokal und zeitlich plausibilisieren. Sandaufspülungen und andere Erhaltungsmaßnahmen lassen sich über die Vorhersage der Abbruchvolumina besser koordinieren und langfristiger planen, indem Priorisierungslisten je Küstenabschnitt festgelegt werden können.

Projektpartner im Verbund



TU Dresden

Prof. Dr.-Ing. Jürgen Stamm
Institut für Wasserbau und Technische
Hydromechanik



Hochschule **RheinMain**
University of Applied Sciences
Wiesbaden Rüsselsheim Geisenheim

Hochschule RheinMain

Prof. Dr. Arne Arns
Professor für Wasserbau, Wasserwirtschaft und
Hydrologie

Assoziierter Partner



Staatliches Amt für
Landwirtschaft und Umwelt
Mittleres Mecklenburg

Inhaltsverzeichnis

Motivation	I
Forschungsfragen und Zielsetzung	I
Inhaltsverzeichnis	IV
Abbildungsverzeichnis	VIII
Tabellenverzeichnis	XIII
Abkürzungs- und Symbolverzeichnis	XIV
I Zur Ostsee und den hydraulischen Belastungen der Küste	17
1 Die Ostsee	17
2 Hydrodynamik	20
2.1 Mittlerer Wasserstand	21
2.2 Sturmhochwasser	23
2.2.1 Windstau	24
2.2.2 Eigenschwingungen	25
2.2.3 Füllungsgrad	27
2.2.4 Wellen	28
2.2.5 Verweilzeiten	30
2.2.6 Zeitlicher Verlauf	31
2.3 Klimaänderungsfolgen	32
3 Hochwasserschutzdünen	37
3.1 Funktion und Aufbau	38
3.2 Erosionsmechanismen	40
3.3 Bemessungspraxis	44
II Aufbereitung und Untersuchung hydraulischer Belastungsparameter	47
1 Allgemeines	47
2 Messungen	47
2.1 Wasserstandsdaten	48
2.1.1 Digitalisierte Wasserstandsdaten	48
2.2 Seegang	49
3 Simulationen	50
3.1 Allgemeines	50
3.2 Modellerstellung	51
3.2.1 Bathymetrie und Mesh-Generierung	51
3.2.2 Meteorologische Randbedingungen	53

3.2.3	Meeresspiegelanstieg	54
3.2.4	Externe Randbedingungen	54
3.2.5	Wasserhaushalt	56
3.3	Hydrodynamisches Modell	58
3.3.1	Aufbau	58
3.3.2	Kalibrierung und Validierung	59
3.4	Spektrales Wellenmodell	62
3.4.1	Aufbau	62
3.4.2	Kalibrierung und Validierung	63
4	Untersuchungen hydraulischer Belastungsparameter	66
4.1	Wasserstand	66
4.2	Ereignisdauer	67
4.3	Signifikante Wellenhöhen	67
4.4	Peakperiode	68
5	Zusammenfassung und Fazit	69
III	Grundlagen der multivariaten Extremwertstatistik	70
1	Allgemeines	70
2	Datenaufbereitung	71
2.1	Homogenität und Stationarität	71
2.2	Stichprobengewinnung und Unabhängigkeit	72
2.3	Abhängigkeitsmaße	74
3	Empirische Eintrittswahrscheinlichkeiten	75
4	Univariate Verteilungsfunktionen	77
5	Multivariate Verteilungsfunktionen	80
6	Modellbewertung und -auswahl	84
IV	Multivariate Analyse von Sturmhochwassern	87
1	Datenaufbereitung	88
1.1	Datengrundlage	89
1.2	Homogenität	89
1.2.1	Wasserstand	89
1.2.2	Seegang	90
1.3	Stichprobengewinnung	91
2	Methodik der Extremwertstatistik	93
2.1	Univariate Verteilungsfunktionen	93
2.2	Abhängigkeiten	94

2.3	Bivariate Verteilungsfunktionen	96
3	Ergebnisse	97
3.1	Standortspezifische Auswertung	97
3.1.1	Flensburg	99
3.1.2	Eckernförde	101
3.1.3	Kiel	103
3.1.4	Travemünde	105
3.1.5	Wismar	107
3.1.6	Warnemünde	109
3.1.7	Sassnitz	111
3.1.8	Stralsund	113
3.1.9	Greifswald	115
3.2	Generalisierte Auswertung	117
3.2.1	Univariate Analyse	117
3.2.2	Bivariate Analyse	120
4	Stochastischer Sturmhochwassergenerator (SHG)	121
4.1	Generierung von synthetischen Parameterkombinationen	121
4.2	Überführung in Ganglinien	123
4.3	Stand Alone Applikation	125
5	Fazit	126
V	Statistisches Dünenerosionsmodell	128
1	Einführung	128
2	Untersuchungsgebiet	129
3	Prozessbasierte Simulation der Dünenerosion	130
3.1	Modellaufbau	130
3.2	Initiales Dünenprofil	131
3.3	Randbedingungen	132
4	Statistische Analyse der Dünenerosion	133
4.1	Parametrisierung	135
4.2	Statistische Modellierung	136
4.2.1	Korrelationsanalyse	136
4.2.2	Multiple Regression	136
4.3	Statistische Analyse	138
4.3.1	Erosionsvolumina	138
4.3.2	Profilveränderungen	140
4.4	Stand Alone Applikation	143

5 Fazit	144
VI Meeresspiegelanstiegsfolgen	146
1 Methodisches Vorgehen	146
2 Univariate Klimaänderungsfolgen	147
3 Bivariate Klimaänderungsfolgen	150
4 Fazit	154
VII Impact Statement	156
1 Outcome	156
2 Weiterer Forschungsbedarf	157
VIII Danksagung	159
IX Referenzen	160
1 Datenquellenverzeichnis	160
2 Literaturverzeichnis	160

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Darstellung der Topo- und Bathymetrie der Ostsee inklusive wichtiger Küstenorte und prägnanter maritimer Bereiche Tiefeninformationen aus GEBCO (2024)	18
Abbildung 2:	Darstellung der unterschiedlichen Küstentypen an der Ostsee. Links Flachküste mit Küstendüne; rechts Steilküste; adaptiert aus (StALU 2021)	19
Abbildung 3:	Einflussfaktoren auf den regionalen, relativen und globalen Meeresspiegel, inkl. des Meeresspiegelanstiegspotentials (SLE; sea level equivalent) der Landeismassen, aus Fox-Kemper et al. (2021)	22
Abbildung 4:	Darstellung der Genese von Sturmhochwassern in der südwestlichen Ostsee. links: Einflussfaktoren inkl. ihrer maximalen Wasserstandsanstiege, adaptiert aus StALU (2021). Rechts: Darstellung verschiedener Verläufe von Sturmhochwassern, nach Weiss und Biermann (1996)	24
Abbildung 5:	Darstellung der wesentlichen meteorologischen Komponenten, die zur Entstehung von Sturmhochwassern beitragen	25
Abbildung 6:	Schwingungssysteme verschiedener Ordnungen in einem rechteckigen Becken	26
Abbildung 7:	Schwingungsverhalten bei einer einknotigen Eigenschwingung des Systems „ <i>westliche Ostsee - Finnischer Meerbusen</i> “. Adaptiert aus Huber (2000)	26
Abbildung 8:	Mitwirkung von hydrodynamischen Schwingungen an der Genese von Sturmhochwassern (Meinke 1999)	27
Abbildung 9:	Ermittlung des Füllungsgrad der Ostsee während des Sturmhochwassers vom 20.-21.10.2023: Vergleich zwischen dem im Schwingungsknoten liegenden Pegel Landsort (orange) und der gemittelten Wasserstände über die Ostsee (blau); Beckmann et al. (2024)	28
Abbildung 10:	Beispielhaftes, fiktives Wellenspektrum an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns durch die Überlagerung von Dünung und lokaler Windsee; Für die Ostsee adaptiert aus Holthuijsen (2007)	29
Abbildung 11:	Analytische Funktionen zur Beschreibung von Sturmhochwassern; Zusammengestellt aus Führböter (1982)	31
Abbildung 12:	Historisch beobachtete globale Meeresspiegeländerungen und mögliche Meeresspiegeländerungen in Abhängigkeit von verschiedenen sozio-ökonomischen Pfaden (SSP) relativ zu 1995-2014 (IPCC 2023)	33
Abbildung 13:	Regionale Meeresspiegelprojektion für das Bezugsjahr 2130 für die gesamte Ostsee und mit Fokus auf den Pegel Travemünde, relativ 1995-2014	34
Abbildung 14:	Darstellung der Folgen eines erhöhten Meeresspiegels auf das Wellenverhalten. Übernommen aus Arns et al. 2017.	36
Abbildung 15:	Kombiniertes Schutzsystem an rückgangsgefährdeten Flachküsten StALU (2021)	39

Abbildung 16: Aufbau einer Vollschutzdüne. Grafik bereitgestellt durch das StALU	40
Abbildung 17: Einteilung des Küstenprofiles entsprechend dem Wellenkriterium durch das Verhältnis von Wassertiefe zu Wellenlänge, adaptiert nach Neue (2005)	41
Abbildung 18: Erosionsmechanismen an Dünen im Schwallregime (Nishi und Kraus 1996)	44
Abbildung 19: Verteilung der Wasserstandsmessungen (rot) und Seegangsmessungen (grün) entlang der deutschen Ostseeküste	48
Abbildung 20: Darstellung der erstellten Bathymetrie inkl. des generierten Meshes für a) die gesamte Modellfläche und b) im Bereich der südwestlichen Ostsee	53
Abbildung 21: Erweiterte Wasserstandsdaten des Pegel Skagens für den Zeitraum 20.06.1910 bis 31.03.2023 über das zuvor erstellte lineare Regressionsmodell	55
Abbildung 22: Statistiken für die Parameter des kalibrierten Modells anhand der höchsten Sturmhochwasserereignisse für Pegel entlang der südwestlichen Ostseeküste	61
Abbildung 23: Maximale, trendbereinigte Wasserstände innerhalb des simulierten Hindcasts	66
Abbildung 24: Maximal aufgetretene Ereignisdauern von Sturmhochwassern innerhalb des simulierten Hindcasts	67
Abbildung 25: Maximal aufgetretene signifikante Wellenhöhe innerhalb des simulierten Hindcasts	68
Abbildung 26: Darstellung der den Wellenhöhen zugehörigen Peakperioden innerhalb des simulierten Hindcasts zwischen 1940 bis 2023	68
Abbildung 27: Anwendung von Extremwertverteilungen zur Beschreibung von Extrema	70
Abbildung 28: Gegenüberstellung der grundlegenden Modelltypen zur univariaten Stichprobengewinnung nach Gattermayr et al. (2011)	72
Abbildung 29: Generierung einer bivariaten Stichprobe über ein Block-Maxima Modell mit einer Kovariable	74
Abbildung 30: Zusammenhang zwischen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) und der kumulativen Verteilungsfunktion (CDF) als Integral der PDF. Weiter wird der Zusammenhang zwischen Unterschreitungs- und Überschreitungswahrscheinlichkeit an einem Zahlenbeispiel verdeutlicht. Adaptiert aus Mudersbach (2009)	78
Abbildung 31: Wahrscheinlichkeitsdichten der Clayton, Frank und Gumbel Copula für verschiedene Korrelationskoeffizienten mit standardnormalverteilten Randbedingungen, nach Bender (2015).	82
Abbildung 32: Ablauf der multivariaten Analyse	88
Abbildung 33: Darstellung des linearen Trends des eingesteuerten Meeresspiegelanstieges im Modellgebiet	90
Abbildung 34: Konditionales Block-Maxima Modell zur Stichprobengewinnung und Parametrisierung von Ganglinien von Sturmhochwassern am Beispiel des Sturmhochwassers von 23.02.2002	91
Abbildung 35: Abhängigkeit zwischen Wasserstand (Wst) und Ereignisdauer (Dur) entlang der dt. Ostseeküste, Darstellung von Kendalls Tau entlang der dt. Ostseeküste	94

Abbildung 36: Abhängigkeit zwischen Wasserstand (Wst) und Signifikanter Wellenhöhe (H_{Sig}); Darstellung von Kendalls Tau entlang der dt. Ostseeküste	95
Abbildung 37: Abhängigkeiten zwischen Signifikanter Wellenhöhe (H_{Sig}) und Peak-Wellenperiode (T_p); Darstellung von Kendalls Tau entlang der dt. Ostseeküste	96
Abbildung 38: Datenpunkte und dargestellt Untersuchungspunkte der multivariaten Analyse	98
Abbildung 39: Parameterdarstellung für den Standort Flensburg.	99
Abbildung 40: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Flensburg.	99
Abbildung 41: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Flensburg	100
Abbildung 42: Parameterdarstellung für den Standort Eckernförde.	101
Abbildung 43: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Eckernförde	101
Abbildung 44: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Eckernförde	102
Abbildung 45: Parameterdarstellung für den Standort Kiel.	103
Abbildung 46: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Kiel	103
Abbildung 47: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Kiel	104
Abbildung 48: Parameterdarstellung für den Standort Travemünde.	105
Abbildung 49: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Travemünde.	105
Abbildung 50: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Travemünde	106
Abbildung 51: Parameterdarstellung für den Standort Wismar	107
Abbildung 52: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Wismar	107
Abbildung 53: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Wismar	108
Abbildung 54: Parameterdarstellung für den Standort Warnemünde	109
Abbildung 55: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Warnemünde	109
Abbildung 56: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Warnemünde	110
Abbildung 57: Parameterdarstellung für den Standort Sassnitz	111
Abbildung 58: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Sassnitz.	111
Abbildung 59: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Sassnitz	112
Abbildung 60: Parameterdarstellung für den Standort Stralsund	113
Abbildung 61: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Stralsund.	113
Abbildung 62: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Stralsund	114
Abbildung 63: Parameterdarstellung für den Standort Greifswald	115
Abbildung 64: Univariate Verteilungsfunktionen für den Standort Greifswald	115
Abbildung 65: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Greifswald	116
Abbildung 66: Darstellung der Wasserstände mit einer statistischen Jährlichkeit von 200 Jahren entlang der dt. Ostseeküste	118
Abbildung 67: Darstellung der Ereignisdauer mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren	119
Abbildung 68: Darstellung der Signifikanten Wellenhöhe mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren	119
Abbildung 69: Darstellung der Wellen Peakperiode als Kovariable der jährlich höchsten Ereignisse mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren	119
Abbildung 70: Kombination der drei bivariaten Copula zur Generierung konsistenter Parameterkombinationen	123
Abbildung 71: Parametrisierung einer sinusförmigen Ganglinie	124

Abbildung 72: Synthetisches Sturmhochwasser, abgeleitet aus den Zufallsrealisationen des Sturmhochwassergenerators.	125
Abbildung 73: Graphisches User Interface des Sturmhochwassergenerators zur Eingabe der Parameterkonstellationen.	125
Abbildung 74: Darstellung des näheren Untersuchungsgebietes bei Ahrenshoop an der Küste Mecklenburg Vorpommerns.	129
Abbildung 75: Schematische Darstellung des initialen Dünenprofils für die X-Beach Simulationen	132
Abbildung 76: Synthetische hydrodynamische Randbedingungen als Input des prozessbasierten Dünenerosionsmodells; exemplarische Hervorhebung einer zufälligen Wertekombination	133
Abbildung 77: Schematische Darstellung der Parametrisierung der Dünenerosion als Kombination aus fester Standortbestimmung und ortsbezogener Verfolgung	135
Abbildung 78: Multiples Regressionsmodell zur Beschreibung der Dünenerosion als Folge kombinierter hydrodynamischer Belastungen	139
Abbildung 79: Multiples Regressionsmodell zur Beschreibung der Dünenprofilveränderungen als Folge kombinierter hydrodynamischer Belastungen	142
Abbildung 80: Grafisches User-Interface (GUI) des statistischen Dünenerosionsmodells SanDrA	143
Abbildung 81: Ergebnisdarstellung des statistischen Erosionsmodells „SanDrA“	143
Abbildung 82: Modellaufbau zur Untersuchung der Reaktion des Sturmhochwassergeschehen auf den Meeresspiegelanstieges der Ostsee	146
Abbildung 83: Wasserstände mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren; simuliert unter aktuellen Bedingungen (a) und mit einem erhöhten Wasserstand von + 1 m (b). Die Differenz wird in (c) dargestellt.	147
Abbildung 84: Ereignisdauer mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren; simuliert unter aktuellen Bedingungen (a) und mit einem erhöhten Wasserstand von + 1 m (b). Die Differenz wird in (c) dargestellt.	148
Abbildung 85: Signifikante Wellenhöhen mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren; simuliert unter aktuellen Bedingungen (a) und mit einem erhöhten Wasserstand von +1 m (b). Die Differenz wird in (c) dargestellt.	149
Abbildung 86: Peak Wellenperioden mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren; simuliert unter aktuellen Bedingungen (a) und mit einem erhöhten Wasserstand von + 1 m (b). Die Differenz wird in (c) dargestellt.	150
Abbildung 87: Bivariate Abhängigkeit zwischen Wasserstand und Ereignisdauer eines 200-jährlichen Sturmhochwasserereignisses unter aktuellen Bedingungen (a) und bei einem erhöhten mittleren Meeresspiegel von +1 m (b). Die Veränderung der Abhängigkeitsstruktur ist in (c) dargestellt.	151
Abbildung 88: Bivariate Abhängigkeit zwischen Wasserstand und signifikanter Wellenhöhe eines 200-jährlichen Sturmhochwasserereignisses unter	

	aktuellen Bedingungen (a) und bei einem erhöhten mittleren Meeresspiegel von +1 m (b). Die Veränderung der Abhängigkeitsstruktur ist in (c) dargestellt.	152
Abbildung 89:	Bivariate Abhängigkeit zwischen signifikanter Wellenhöhe und Peakperiode eines 200-jährlichen Sturmhochwasserereignisses unter aktuellen Bedingungen (a) und bei einem erhöhten mittleren Meeresspiegel von +1 m (b). Die Veränderung der Abhängigkeitsstruktur ist in (c) dargestellt.	153

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Kategorisierung von Sturmfluten und Sturmhochwassern	23
Tabelle 2:	Regionale Meeresspiegelprojektionen des NASA Sea Level Projektion Tools, bezogen auf das Jahr 2130; relativ zu 1995-2014	35
Tabelle 3:	Verfügbarkeit von Wasserstandsinformationen Pegelstationen, inkl. der geographischen Lage und Zuordnung zwischen Außenpegel (blau) und Binnenpegel (grün)	49
Tabelle 4:	Verfügbarkeit und geographische Lage der Seegangsmessungen an der dt. Ostseeküste, inkl. der Zuordnung zwischen offshore (rot) und küstennahen (blau) Messungen	50
Tabelle 5:	Zusammentragung verschiedener Abflussstatistiken; erweitert nach Fröhle et al. (2020)	57
Tabelle 6:	Parametrisierung der physikalischen Prozesse zur hydrodynamischen Simulation	59
Tabelle 7:	Gewählte Parametrisierung der physikalischen Prozesse zur vollspektralen Seegang Simulation	63
Tabelle 8:	Modellgüte der Simulationsergebnisse des spektralen Wellenmodells an den verfügbaren Seegangsmessstationen (rot: offshore; blau :küstennah)	65
Tabelle 9:	Ansätze zur Ermittlung der empirischen Verteilungsfunktionen; nach Stedinger et al. (1993)	76
Tabelle 10:	Generatorfunktion $\varphi(x)$ bzw. Inverse der Generatorfunktion $\varphi^{-1}(x)$ zur Erzeugung von Archimedischen Copula $C(u,v)$	82
Tabelle 11:	Filter-Funktionen zur Prüfung der physikalischen Plausibilität von zufälligen statistisch-plausiblen Wertekombinationen	122
Tabelle 12:	Korrelationskoeffizienten und zugehörige p-Werte zur Bewertung der Signifikanz der Erosionsvolumina	138
Tabelle 13:	Regressionskoeffizienten und zugehörige p-Werte zur Bewertung der Signifikanz der Knotenverschiebungen	140

Abkürzungs- und Symbolverzeichnis

Verwendete Abkürzungen

Abkürzung	Vollständige Bezeichnung
AIC	Akaike-Informationskriterium
AR6	Assessment Report 6 (IPCC)
BACC (II)	Baltic Sea Assessment of Climate Change
BHW	Bemessungshochwasserstand
BIC	Bayessches Informationskriterium
BMF ^{TR}	Bundesministerium für Forschung, Technologie und Raumfahrt
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
CDF	Cumulative Distribution Function (Verteilungsfunktion)
DHI	Danish Hydraulic Institute
DIN	Deutsches Institut für Normung
DWA	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall
EAK	Empfehlungen für Küstenschutzwerke
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERA5	ECMWF Reanalysis v5 (Datensatz)
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans
GESLA	Global Extreme Sea Level Analysis
GEV	Generalized Extreme Value Distribution
GIA	Glacial Isostatic Adjustment
GMSL	Global Mean Sea Level
GRDC	Global Runoff Data Center
GUI	Graphical User Interface
HD	Hydrodynamik (Modellkomponente, z. B. MIKE 21 HD-FM)
HHW	Höchstes Hochwasser
IMK	Internes Messnetz Küste
IOW	Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
KFKI	Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen
KS(-TEST)	Kolmogorov-Smirnov-Test
KWB	Küstenwasserbau (Datenbank der Uni Rostock)
LKN(.SH)	Landesbetrieb für Küstenschutz, Nationalpark und Meeresschutz Schleswig-Holstein
MSL	Mean Sea Level
MSLR	Mean Sea Level Rise
MUSE	Forschungsprojekt „MUSE Ostsee“
MUSTOK	Forschungsprojekt (Sturmflutmodellierung Ostsee)
NHN	Normalhöhennull
PDF	Probability Density Function (Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion)
RCP	Representative Concentration Pathway
SHG	Stochastischer Sturmhochwassergenerator
SSP	Shared Socioeconomic Pathway
STALU	Staatliches Amt für Landwirtschaft und Umwelt
VLM	Vertical Land Movement
WMO	World Meteorological Organization

Verwendete Variablen

Variable	Vollständige Bezeichnung	Einheit
A	Gleichgewichtsprofilparameter (Bruun 1954)	$m^{(1/3)}$
D	Energiedissipation	Nm/m^2s
D_{GP}	Energiedissipation im Gleichgewichtsprofil	Nm/m^2s
K_K	Transportkonstante (Kriebel & Dean 1985)	m^4/N
MW	Mittelwasser	m
L	Wellenlänge	m
H_{Sig}	Signifikante Wellenhöhe	m
T_p	Peak-Wellenperiode	s
Re	Reynoldszahl	–
Wst	Wasserstand	m
Dur	Ereignisdauer	h
z_A	Wellenaufbauhöhe	m
β_D	Dünenneigung	–
β_s	Strandneigung	–
Ω	Sinkgeschwindigkeitsparameter (Dean 1973)	–
θ_s	Shields-Parameter	–
θ	Wellenangriffswinkel	°
ρ_w	Dichte von Wasser	kg/m^3
ρ_s	Dichte von Sediment	kg/m^3
n	Anzahl / Stichprobengröße	–
n_θ	Anzahl Modellparameter	–
mDir	Mittlere Wellenrichtung	°
τ	Kendalls Tau (Rangkorrelationskoeffizient)	–
λ	Copula-Abhängigkeitsparameter	–
u, v	Copula-Randwahrscheinlichkeiten (Margins)	–
$\varphi(x), \varphi^{-1}(x)$	Generatorfunktion / inverse Generatorfunktion (Archimedische Copula)	–
$C(u,v)$	Copula-Funktion	–
$F(x), F_n(x)$	theoretische / empirische Verteilungsfunktion	–
$f(t)$	Ganglinienfunktion (zeitabhängig)	–
k	Rang (empirische Wahrscheinlichkeit) bzw. Anzahl freier Modellparameter (AIC)	–
a	Verzerrungsparameter (Plotting-Position-Verfahren)	–
T_n	Schätzfunktion je Plotting-Position-Methode	–
R^2	Bestimmtheitsmaß / Determinationskoeffizient	–
RMSE	Root Mean Square Error	(Einheit der Zielgröße)
L	maximale Likelihood (AIC/BIC)	–
y, $\hat{y}$	beobachteter / modellierter Wert	(variabel)
x_i, y_i	Beobachtungswerte an Stelle i	(variabel)
β_0, β_i	Regressionskoeffizienten (Achsenabschnitt, Steigung)	(variabel)
ϵ	Fehlerterm/Residuum (Regression)	(variabel)
p	p-Wert (Signifikanztest)	–
F (F-Wert)	F-Statistik der Regression	–
r	(Pearson-)Korrelationskoeffizient	–

W^2	Teststatistik Cramér-von-Mises-Test	–
D (KS-Test)	Teststatistik Kolmogorov-Smirnov-Test	–

I Zur Ostsee und den hydraulischen Belastungen der Küste

1 Die Ostsee

Alle Menschen sind mittelbar oder unmittelbar von den Wassermassen der Ozeane abhängig. Diese bedecken rund 71 % der Erdoberfläche und enthalten etwa 97 % des globalen Wasservorkommens. Ihre Verteilung folgt der heterogenen Struktur der Erdkruste, die durch tiefe Becken, steile Kontinentelhänge, flache Schelfbereiche und weitere Reliefformen geprägt ist. Die Bathymetrie beeinflusst maßgeblich ozeanographische und hydrologische Prozesse.

Die Ostsee nimmt hierbei einen nur kleinen Teil der globalen Wassermassen ein, weist jedoch aufgrund ihrer spezifischen geographischen und hydrologischen Eigenschaften Besonderheiten auf. Die Ostsee ist ein kleines Nebenmeer im Norden Europas, das sich tief in den Kontinent hinein erstreckt. Nur über wenige schmale Durchlässe ist sie über das Kattegat und das Skagerrak mit der Nordsee und somit den Weltmeeren verbunden (Duphorn et al. 1995). Wird die Übergangszone zur Nordsee mit einbezogen, beträgt die Oberfläche der Ostsee etwa 415.000 km². Die mittlere Tiefe der Ostsee ist mit 52 m im Vergleich zu anderen Meeren (Nordsee: 93 m; Mittelmeer 1430 m; Atlantik 3.293 m) sehr flach. Der tiefste Punkt im Landsorttief vor der schwedischen Küste weist eine maximale Tiefe von 459 m auf. Somit ist auch die Wassermenge des Beckens mit 21.631 km³ im Vergleich zu den großen Ozeanen gering (Hupfer et al. 2003).

Mit mehr als 85 Millionen Menschen, die in der Ostseeregion leben – davon etwa 15 Millionen innerhalb eines Küstenstreifens von lediglich 10 Kilometern (Elmgren et al. 2015) – hat der wirtschaftliche Wert der Ostsee im Laufe der Jahre durch eine zunehmende landwirtschaftliche, industrielle und touristische Nutzung deutlich zugenommen. Die Ostseeregion gilt zudem als eines der bedeutendsten Meeresgebiete Europas, da sie von acht der 27 europäischen Staaten umgeben ist. Gleichzeitig war die Ostsee seit jeher dem Risiko von Sturmfluten ausgesetzt (Baensch 1875; Jensen und Töppe 1990; Jensen und Müller-Navarra 2008; Hupfer 2010).

Das hydrologische Einzugsgebiet der Ostsee prägt mit ca. 1,7 Mio. km² einen großen Teil Nord- und Nordosteuropas. Insgesamt münden über 200 Flüsse mit etwa 480 ± 30 km³ Süßwasser pro Jahr in die Ostsee. Weitere 237 km³ Süßwasser regnen etwa jährlich auf die Ostsee nieder. Lediglich 184 km³ werden durch Verdunstung wieder entzogen, so dass ein hoher Überschuss an Süßwasser durch das Kattegat wieder ausfließen muss (Voss und Dippner 2017).

Das Ostseebecken bildet eine komplexe Bathymetrie und gliedert sich so in eine Reihe von Teilbecken (vgl. Abbildung 1), die durch Bodenschwellen voneinander getrennt sind. Die wesentlichen Becken sind die Mecklenburger Bucht (Tiefe 25 m), das Arkonabecken (Tiefe 50 m), das Bornholmbecken (Tiefe 100 m), das Gotland Becken (Tiefe 230 m) und der Bottnische Meerbusen (Tiefe 120 m) (Hupfer et al. 2003).

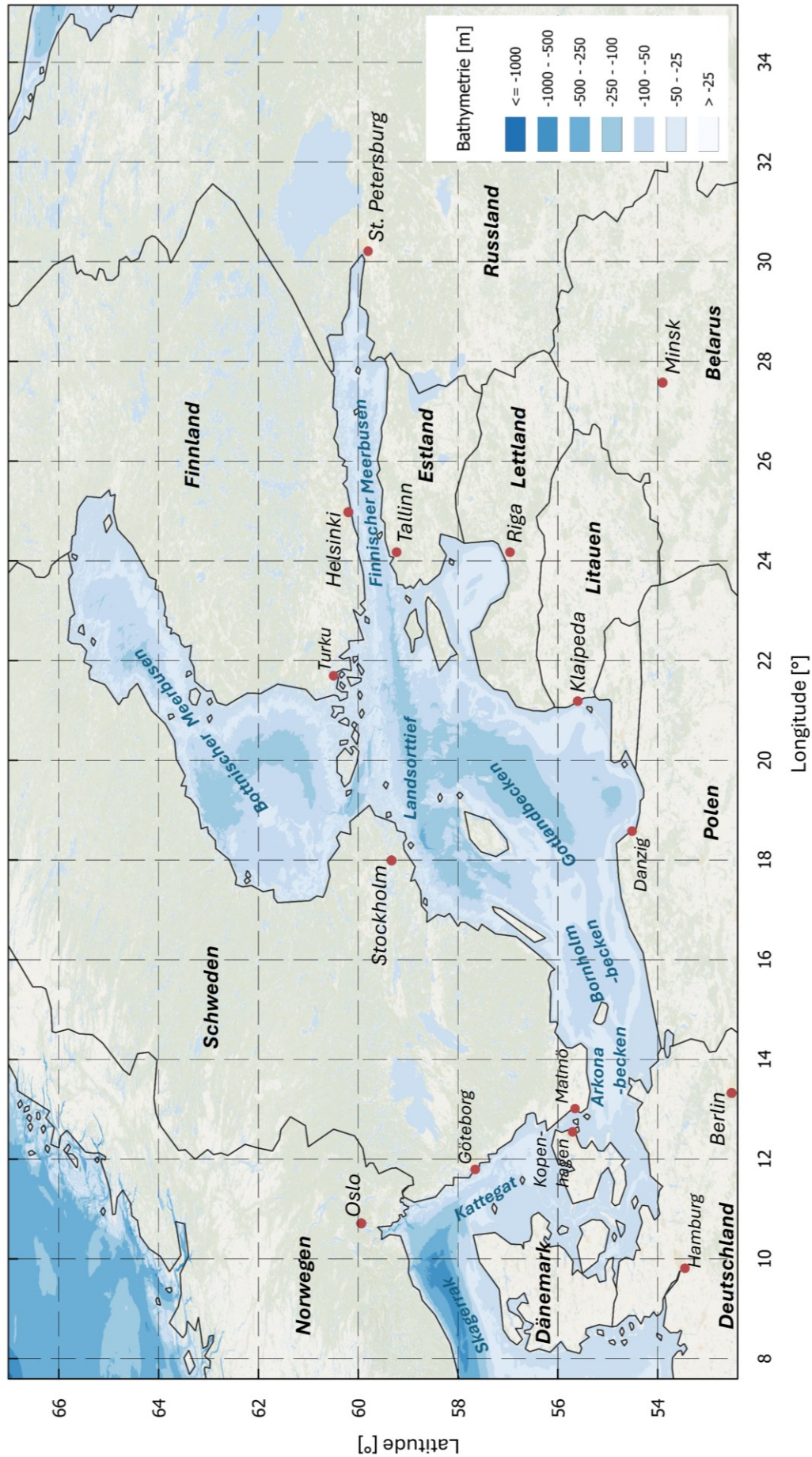


Abbildung 1: Darstellung der Topo- und Bathymetrie der Ostsee inklusive wichtiger Küstenorte und prägnanter maritimer Bereiche
Tiefeninformationen aus GEBCO (2024)

Die Küste, der Grenzraum zwischen Land und Meer, stellt eines der prägendsten und beeindruckendsten Landschaftselemente und bevorzugter Siedlungsschwerpunkt dar. Doch seine Nutzung erfordert die ständige Abwehr der vom Meer ausgehenden Gefahren vor Überflutung und Küstenrückgang durch intensiven Küstenschutz.

Generalisiert beträgt die Länge der Küstenlinie etwa 7.000 km. Bei genauer Betrachtung und Berücksichtigung der vielen Inseln und Buchten wächst die Küstenlänge auf mehr als 22.000 km an. Die Länge der Küste der deutschen Ostsee wird allein auf ca. 2500 km geschätzt - wobei die Länge je nach Quelle durch die Aktualität und Genauigkeit der Messung variiert (sog. *Küstenlinienparadoxon*). Die Küste Schleswig-Holsteins wird mit ca. 541 km angegeben (LKN.SH 2022). Die Küste Mecklenburg-Vorpommerns weist eine Länge von insgesamt 1.945 km auf, wobei lediglich 377 km der Gesamtküstenlänge auf die Außenküste entfallen. Die buchtenreichen Binnenküsten erstrecken sich dagegen auf 1.568 km Länge, wobei ein Großteil auf die Boddenküste (Rügen, Fischland-Darß-Zingster Boddenkette und Usedom) entfällt (StALU 2021).

Durch die glazialgeprägte Entstehung der Ostsee, prägt sich der Uferbereich der Küste oft auf kleinem Raum sehr unterschiedlich aus. Im Wesentlichen lässt sich durch den aufgetürmten Gletscherschurf in Steil- und Flachküste unterscheiden (vgl. Abbildung 2). Zur weiteren Untersuchung der Küste und der auf diese wirkenden Belastungen ist es sinnvoll diese in den vorgelagerten Einwirkungsbereich der Wellenenergie (Schorre) und den Uferbereich einzuteilen (StALU 2021).

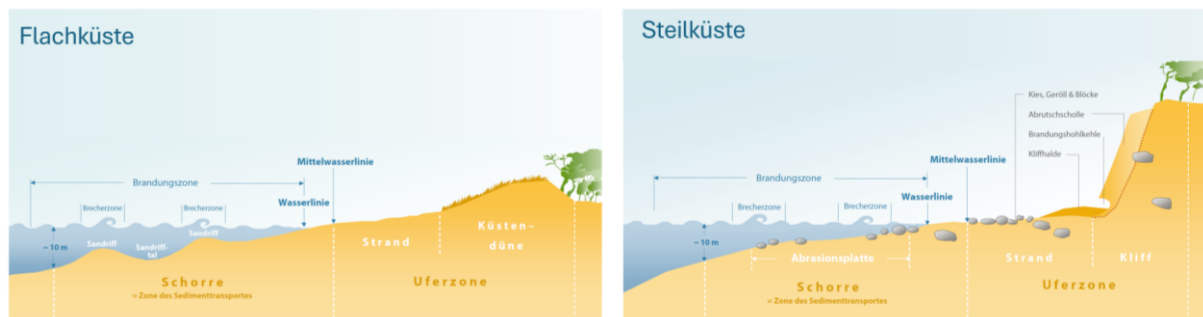


Abbildung 2: Darstellung der unterschiedlichen Küstentypen an der Ostsee. Links Flachküste mit Küstendüne; rechts Steilküste; adaptiert aus (StALU 2021)

Insgesamt befindet sich ca. 65 % bis 70 % der Küste im Rückgang, lediglich an 22 % befindet sich Akkumulation und Abrasion im Gleichgewicht und nur an 13% findet ein Zuwachs statt (Hupfer et al. 2003, Gurwell 2008). Sedimentation und Erosion sind stetige, natürliche Prozesse, die tendenziell zur Begradigung der Küste führen. Ein Eingriff in den Sedimenttransport, wie durch die Sicherung der Küstenlinie, stellt immer einen Eingriff in diesen natürlichen Prozess dar und ist daher nur in Ausnahmen, wie der Sicherung von Siedlungen und kritischer Infrastruktur, zu empfehlen (StALU 2021). Dazu werden Maßnahmen wie künstliche Bepflanzung, Strandaufspülungen und Buhnenfelder durchgeführt. Um bebaute Küstenabschnitte gegen Erosion und Überflutung zu schützen, wird der jährliche Aufspülbedarf für den Zeitraum 2021-2030 auf 500.000 m³/a geschätzt, wofür große Mengen mariner Sande benötigt werden (RADOST 2014).

Durch den Anstieg des mittleren Meeresspiegels ist mittel- bis langfristig mit einer Zunahme der hydrodynamischen Belastung (z. B. die Wellenenergie; siehe z. B. Arns et al. 2017) und folglich der Erosion und den Küstenrückgang zu rechnen (Mentaschi et al. 2018). Die Erosion kann somit zukünftig potentiell um ein Vielfaches steigen (RADOST 2014).

Für die verlässliche Abschätzung der heutigen und zukünftigen Küstenerosion ist die Kenntnis der Wechselwirkungen zwischen Morpho- und Hydrodynamik essenziell (z. B. Bray & Hooke 1997, Walkden & Hall 2005, Dickson et al. 2007, Trenhaile 2011).

2 Hydrodynamik

Die Kräfte der Natur wirken auf die Küsten weltweit. Natürliche Prozesse werden dabei für uns, durch die statische Besiedlung des Küstenraums, als Belastungen verstanden, so dass diese als Belastungsparameter betrachtet werden. Im Küstenbereich besonders spürbar sind dabei die Schwankungen des Wasserstandes, die auf verschiedenen Zeitskalen von wenigen Sekunden bis Minuten (Wellen/Seegang), über mehrere Stunden bzw. Tage (z. B. Sturmfluten), bis hin zu mehreren tausenden Jahren (Veränderungen des mittleren Wasserstandes) als auch verschiedenen räumlichen Skalen wirken.

Langfristige Vorgänge können über mehrere hundert bis tausend Jahre wirken und gestalten so wesentlich die großräumigen Küstenformen. Maßgebend mitentscheidend über Küstenzuwachs oder -rückgang ist dabei die Sedimentverfügbarkeit. Kurzzeitige Ereignisse, wie Sturmhochwasser mit starkem Seegang, die als Folge von ungünstigen meteorologischen Konstellationen außerordentliche hydrologische Erscheinungen formen, führen dagegen lokal/regional innerhalb weniger Stunden/Tage zu rapiden Veränderungen, wie z. B. Dünenerosion, Landverlusten, Landdurchbrüchen und Überflutungen. So können in kürzester Zeit seit Jahrhunderten bestehende Strukturen zerstört werden, wie es die katastrophalen Sturmhochwasser der Vergangenheit gezeigt haben (vgl. z. B. Petersen und Rhode 1991). Die Geschichte der Ostseeküste ist geprägt von verheerenden Ereignissen die Bemühungen ganzer Generationen zunichte gemacht haben. Chronisten verzeichneten solche Ereignisse z. B. für die Jahre 1304, 1320, 1449, 1625, 1694, 1784 und 1825. Die höchsten, sicher registrierten Wasserstände an der südlichen Ostseeküste traten am 12./13. November 1872 auf, mit Scheitelwasserständen von 3,27 m bis 3,32 m ü MW in Travemünde (vgl. Jensen und Töppe 1986, 1990). Sie forderte neben hohen materiellen Schäden auch über 200 Menschenleben, über 15.000 Menschen wurden obdachlos, hunderte Gebäude wurden zerstört.

Bei der Planung von Küstenschutzanlagen ist es erforderlich, diese vorsorgend auf hydraulische Belastungen zukünftig möglicher Szenarien zu bemessen. Durch die heterogene Küstenform können die Belastungsparameter räumlich und zeitlich stark variieren, so dass stets mit aktuellen und regionalen Belastungsparametern und Zukunftsprognosen geplant werden muss.

Nach Pugh und Woodworth (2014) kann der beobachtete Gesamtwasserstand an jedem beliebigen Ort zu jedem beliebigen Zeitpunkt in die vier Hauptfaktoren unterteilt werden: Seegang, Schwingungserscheinungen (z. B. astronomische Gezeit oder lokale Beckenschwingungen), Windstau und MSL. Lokal kann dies durch Effekte wie Buchtenstau oder Buchtenschwingen verstärkt werden.

Im Folgenden werden die maßgebenden hydraulischen Belastungsgrößen an der südwestlichen Ostseeküste dargestellt und erläutert.

2.1 Mittlerer Wasserstand

Der mittlere Wasserstand (MSL; *Mean Sea Level*, bzw. im Falle der Ostsee oft MW; Mittelwasser) ist die langjährig gemittelte Basis, um die Wasserstandsveränderungen kurzfristig schwanken und stellt somit eine ständige Belastungsgröße auf die Küste dar, die die Ausprägung von erhöhten Wasserständen maßgeblich mitprägt. Die Einordnung des vergangenen, gegenwärtigen und zukünftigen Meeresspiegelverlaufs ist für die nachhaltige und sichere Nutzung der Küstenregionen damit von größter Bedeutung.

Die letzten 3000 Jahren war der globale MSL (GMSL) mit Raten von ± 5 cm pro Jahrhundert verhältnismäßig konstant und ermöglichte die Besiedlung und Nutzung des Küstenraums. Seit Mitte des 19. Jahrhunderts wird eine signifikante Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs verzeichnet (Kopp et al. 2016), die maßgeblich als Folge von klimatischen Veränderungen der Atmosphäre resultiert (Dangendorf 2022).

Veränderungen des GMSL werden durch Änderungen des Volumens des Wassers der Ozeane (sterische Komponenten) und aus Änderungen dessen Masse (barystatische Komponente) hervorgerufen. Die sterischen Volumenänderungen resultieren aus dem Expandieren/Komprimieren als Resultat von Dichteänderungen, verursacht durch Temperatur- (thermosterisch) und Salinitätsschwankungen (halosterisch). Änderungen der Masse der Ozeane entstehen durch die Entnahme/Zugabe von Wassermassen, was im Wesentlichen durch den Austausch von Landeismassen oder mit terrestrischen Wasserspeichern geschieht (Jensen et al. 2014). Diese Prozesse erfolgen jedoch weder zeitlich noch räumlich stationär, sondern prägen sich regional unterschiedlich aus. In Abbildung 3 werden die wesentlichen Prozesse, die zu dem Anstieg des MSL beitragen, dargestellt.

Der GMSL-Anstieg wurde im 20. Jahrhundert vor allem durch die barystatischen Massenänderungen durch Gletscherschmelze und Massenverluste in Grönland, sowie thermale Ausdehnung dominiert. Über das vergangene Jahrhundert zeigen GMSL-Rekonstruktionen Raten von etwa 1,3 bis 2,0 mm/a auf (IPCC 2023, Fox-Kemper et al. 2021, Church and White 2006, Hay et al. 2015, Dangendorf et al. 2017). Weiter deuten diese zudem darauf hin, dass sich die Anstiegsrate seit den 1960er Jahren auf 3,4 mm/a deutlich beschleunigt hat (IPCC 2023, Dangendorf et al. 2019). Die rasante Beschleunigung, vor allem in den vergangenen 10 bis 20 Jahren, ist durch erhöhte Massenverluste der beiden Eisschilde (insbesondere Grönland) zu erklären (Chen et al. 2017, Nerem et al. 2018). Da die Ostsee über das Kattegat mit der Nordsee und somit dem Nordostatlantik verbunden ist, werden Veränderungen des GMSL ebenso in die Ostsee eingetragen.

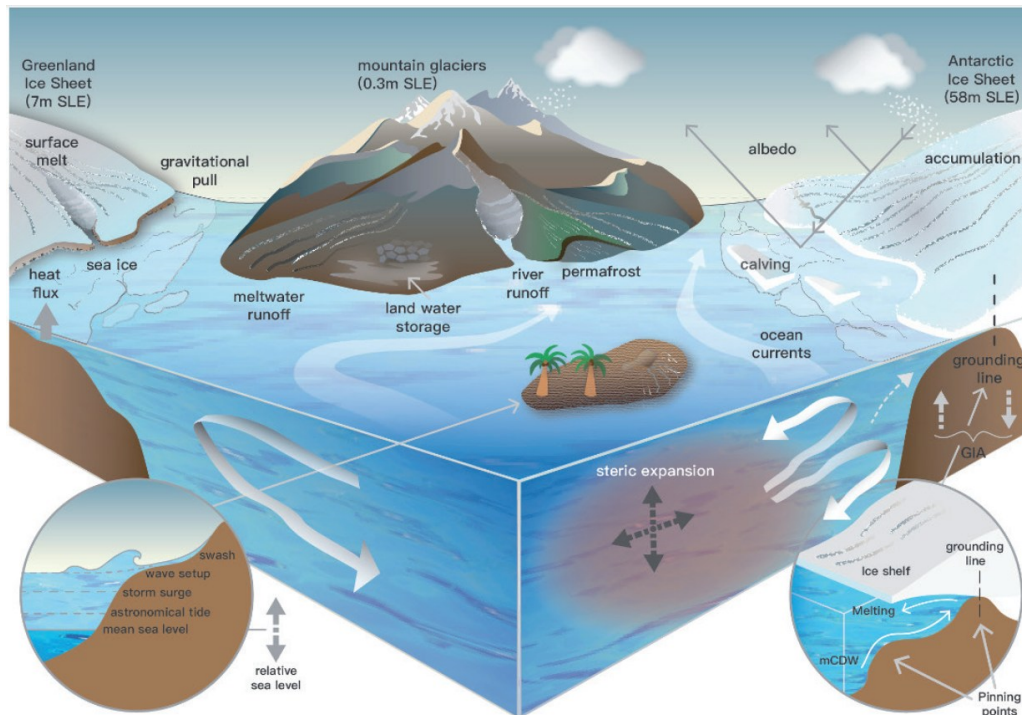


Abbildung 3: Einflussfaktoren auf den regionalen, relativen und globalen Meeresspiegel, inkl. des Meeresspiegelanstiegs potentials (SLE; sea level equivalent) der Landeismassen, aus Fox-Kemper et al. (2021)

Neben den Wasserständen kann sich die Höhe der Küste durch vertikale Landbewegungen (VLM; *vertical landmovement*) verändern. VLM resultieren an der Ostsee aus der immer noch anhaltenden viskoelastischen Reaktion der Erdkruste auf die Eisbedeckung der letzten Eiszeit (GIA, *glacial isostatic adjustments*) (z. B. Peltier 2014) als auch durch die Entnahme von Grundwasser, Öl oder Erdgas. Vertikale Landbewegungen haben keinen Einfluss auf die Masse bzw. das Volumen der Wassermassen des Ozeans und müssen daher für klimatisch ausgerichtete Analysen des MSL zuvor aus den Daten heraus gerechnet werden. Die Relation zwischen den Änderungen zwischen Küste und des Wasserstandes wird als relativen Meeresspiegel (rMSL; *relative mean sea level*) bezeichnet, der von Pegeln gemessen wird (Weisse & Meinke 2017). Für die Planungen des Küstenschutzes stellt der rMSL einen grundlegenden Bestandteil dar, da der Meeresspiegelanstieg durch VLM regional kompensiert oder auch deutlich beschleunigt kann (Jensen et al. 2014).

Aufgrund der geringen Tiefe der Ostsee ist das intern generierte Steriksignal verhältnismäßig klein. Daher wird der MSL-Anstieg der Ostsee vor allem durch den externen Masseneintrag dominiert (Frederikse et al. 2016). Die Haupteinflussfaktoren für den langfristigen MSL-Anstieg in der Ostsee sind daher Landhebungen, der von außen eingetragene GMSL-Anstieg und der Wasserhaushalt der Ostsee. Lokal hinzu kommen interne Prozesse innerhalb der Ostsee zur Wasserumverteilung durch Wind, Luftdruck, Salinität- und Wärmeänderungen (und ggf. Gezeitenwirkungen) (Meier et al. 2004, Johansson et al. 2003). Somit können die Entwicklungen regional um ein Vielfaches von den Entwicklungen des GMSL abweichen.

Für eine nachhaltige Besiedlung und Nutzung sind somit stets Informationen zum lokalen, relativen MSL notwendig, die z. B. über Pegeldata abgeleitet werden können. Die Beobachtungen der Wasserstände der Ostsee stellen einige der längsten Pegelzeitreihen

weltweit dar (z. B. Stockholm seit 1774, vgl. Ekman 1988), so dass zahlreiche Untersuchungen zur Meeresspiegelentwicklung an verschiedenen Orten, über verschiedene Zeitspannen durchgeführt wurden. Einige der ersten Untersuchungen anhand von Pegelbeobachtungen zu Meeresspiegeländerungen entlang der südwestlichen Ostseeküste wurden von Paschen (1869), Hagen (1878), Seibt (1881), Paschen (1882) und Westphal (1900) durchgeführt (vgl. Kelln und Jensen 2020).

Im Forschungsprojekt AMSeL Ostsee wurden möglichst lange, qualitativ hochwertige Beobachtungsreihen des MSL entlang der deutschen Ostsee aufgearbeitet und analysiert. Zusammenfassend zeigt sich, dass an der deutschen Ostseeküste zwischen 1900 und 2015 der MSL zwischen 1,07 und 1,60 mm/a (GIA korrigiert) angestiegen ist, was einem Gesamtanstieg von ca. 10 bis 16 cm entspricht. Hinsichtlich des Langzeittrends des globalen Mittels über das vergangene Jahrhundert (von 1,3 bis 2 mm/a) liegt die Entwicklung des MSL damit im unteren Bereich der Bandbreite. Weiter lassen sich in der Periode 1993-2015 höhere Raten des MSL-Anstieges zwischen 2 bis 3,22 mm/a feststellen, was sich mit den Erkenntnissen des beschleunigten GMSL-Anstieges deckt.

Der Meeresspiegelanstieg ist für die nächsten Jahrtausende irreversibel und wird sich in Abhängigkeit der zukünftigen Emissionen durch die weiter erwärmenden Meere und schmelzenden Eismassen weiter fortsetzen (IPCC 2021).

2.2 Sturmhochwasser

Sturmbedingte Hochwasserereignisse wirken als kurzzeitig deutlich erhöhte Wasserstände, oftmals begleitet von ausgeprägtem Seegang, weltweit auf die Küsten der Meere. Sie entstehen durch das Zusammenwirken von meteorologischen und hydrologischen Prozessen.

In Deutschland werden solche Naturereignisse an der Nordsee als *Sturmflut* (selten verwendet, aber konkreter *Sturmtide*) und durch das Fehlen der astronomischen „Flut“ an der Ostsee oftmals als *Sturmhochwasser* bezeichnet. Die offizielle Definition für solche Ereignisse gemäß DIN 4049 lautet „Durch starken Wind verursachtes Ansteigen des Wassers an der Meeresküste und in den Flussmündungen im Küstengebiet, wenn die Wasserstände einen bestimmten Wert überschreiten“ und beschreibt somit sowohl das Geschehen einer *Sturmflut* als auch eines *Sturmhochwassers*. Als Folge werden die Begriffe oft - jedoch nicht immer - gleichbedeutend verwendet. Zur Abgrenzung und besseren Einordnung des Orts des Geschehens, wird hier der Begriff des *Sturmhochwassers* an der Ostsee favorisiert.

Zur Klassifikation von Sturmhochwassern und Sturmfluten wird i. d. R. der maximale Wasserstand bzw. dessen Überschreitungswahrscheinlichkeit ($P_{\bar{U}}$) betrachtet. Die Klassifikationen für Sturmhochwasser für die Ostseeküste werden in Tabelle 1 dargestellt.

Tabelle 1: Kategorisierung von Sturmfluten und Sturmhochwassern

	DIN 4049-3	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
(Leichte) Sturmflut	$10 > P_{\bar{U}} > 0,2$	1,00 - 1,24 m ü. NHN
Mittlere Sturmflut:		1,25 - 1,49 m ü. NHN
Schwere Sturmflut	$0,2 > P_{\bar{U}} > 0,05$	1,50 – 1,99 m ü. NHN
Sehr schwere Sturmflut	$P_{\bar{U}} < 0,05$	> 2,00 m ü. NHN

Die Beurteilung der Gefährdung solcher Ereignisse setzt neben der Definition und Klassifizierung besonders die Kenntnisse über deren Genese und möglichen Ausprägungen voraus.

Maßgeblich für die Entstehung von Sturmhochwassern in der südwestlichen Ostsee ist der namensgebende Sturm, der als Windstau auf die Wasserstände wirkt. Weiter beeinflussen Eigenschwingungen und ggf. Buchtenstau die Ausprägung der Wasserstände. Ebenso kann ein erhöhter Füllungsgrad der Ostsee, als Folge von über Tage und Wochen anhaltenden Südwest- Westwinden, die Wassermassen aus der Nordsee über die Belte und Sunde in die Ostsee drücken, zu erhöhten Ausgangswasserständen in der Ostsee führen. Die wesentlichen Prozesse sind in Abbildung 4 (links) dargestellt.

Abhängig von der Überlagerung und Ausprägung der aufgeführten Einflussfaktoren ergeben sich Verläufe unterschiedlicher Höhe, Gestalt und Dauer (vgl. Abbildung 4 rechts). Im ungünstigsten Fall können so bei Superposition der Einzelkomponenten an der deutschen Ostseeküste Wasserstandsscheitelwerte um 4,0 m ü. MW erreicht werden - auch wenn solche Werte bisher noch nicht gemessen wurden. Dennoch bestätigten historische Überlieferungen aus den vergangenen 1.000 Jahren und die durch die Universität Greifswald erbrachten geologischen Befunde aus Bohrkernuntersuchungen von Küsten-, Meeres- und Geröllablagerungen auf Rügen diese Größenordnung (StALU 2021).

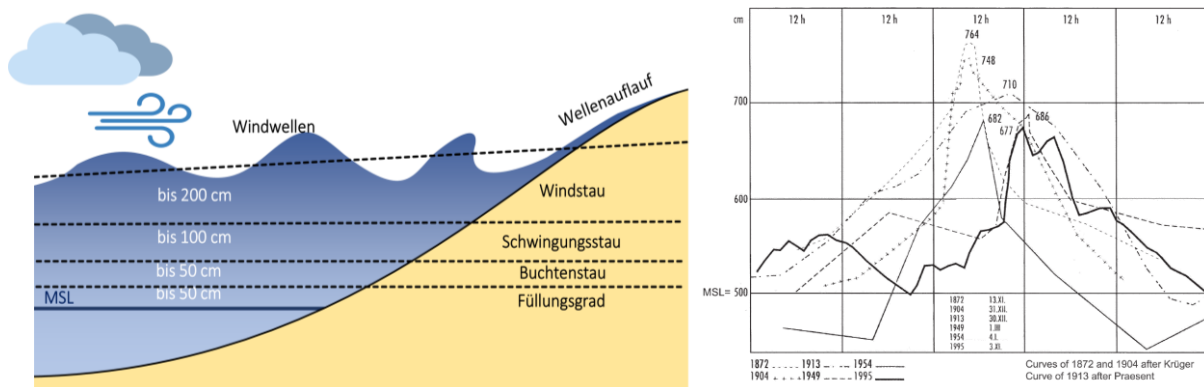


Abbildung 4: Darstellung der Genese von Sturmhochwassern in der südwestlichen Ostsee. links: Einflussfaktoren inkl. ihrer maximalen Wasserstandsanstiege, adaptiert aus StALU (2021). Rechts: Darstellung verschiedener Verläufe von Sturmhochwassern, nach Weiss und Biermann (1996)

2.2.1 Windstau

Meteorologische Einflüsse auf Sturmhochwasser beinhalten Komponenten aus Luftdruck, Temperatur und Wind und deren Wechselwirkungen zueinander (Weisse 2011). Zusammengefasst werden diese Faktoren als Windstau bezeichnet. Die größten Wasserstandsschwankungen an der Ostsee sind in erster Linie auf die Einwirkung von Wind zurückzuführen. Über dem Ostseeraum herrscht eine vorherrschende Windrichtung aus westlicher bis südwestlicher Richtung. Aufgrund der großen Variabilität werden auch andere Windrichtungen beobachtet. (Wanner et al., 2001; Hurrell et al., 2003; Budikova, 2009).

Durch die Reibung zwischen den anhaltenden, schnell wehenden Winden und der Wasseroberfläche, wird das Wasser in Bewegung gebracht. Bei auflandigen Winden steigt der Wasserstand in Küstenbereichen infolge des Windstaus, während starke ablandige

Winde zu einer Senkung des Wasserstandes führen. Der Windstau ist dabei direkt abhängig von der Windgeschwindigkeit und der Wirklänge des Windes auf das Wasser (engl.: *fetch*). Indirekt abhängig ist der Windstau von der Wassertiefe. So kann sich durch die Schiefstellung der Wassermassen starke Ausgleichsströmungen in tieferen Lagen bilden, die abhängig von der Wassertiefe eine interne Zirkulation bewirken und somit zu einer Reduzierung des Windstaus führen. Bei geringen Wassertiefen, wie z. B. in der Mecklenburger Bucht, reicht die winderzeugte Wasserbewegung bis zum Meeresgrund, so dass sich keine Rückströmung am Grund ausbilden kann (Hupfer et al. 2003). Da der Windstau von der Streichlänge des Windes über die Wasseroberfläche abhängig ist, verursachen Winde aus nordöstlichen und südwestlichen Richtungen die größten Wasserstandsschwankungen an der deutschen Küste. Die Streichlänge bei solchen Winden kann bis zu 800 km betragen, auf der sich große Wassermassen aufstauen können.

Dem Windstau besonders ausgesetzt sind Buchten. Charakteristisch haben sie eine breite Öffnung seewärts und sind Stürmen gegenüber besonders ausgesetzt. In Kombination mit der geringen Tiefe, entstehen durch den sog. *Buchteneffekt* besonders hohe Scheitelwasserstände bei Sturmhochwassern. Dem Buchteneffekt wird ein Anteil von bis zu 50 cm an der Ausprägung von Wasserständen zugeschrieben. Reine Windstauereignisse können so Wasserstandsschwankungen von bis zu 3 m hervorrufen (Rheinheimer 1996).

Als statische Komponente der meteorologischen Einflüsse wird der lokale Luftdruck gesehen, der durch seine atmosphärische Auflast auf die Wasseroberfläche wirkt. Durch regional Unterschiede des Luftdrucks senkt/hebt sich der Wasserstand (*Inverser Barometereffekt*). Es wird davon ausgegangen, dass pro hPa Luftdruckunterschied eine Veränderung des Wasserstandes von 1 cm eintritt. Bei dem extremen Sturmhochwasser von 1872 zeigte sich ein Luftdruckunterschied von ca. 50 hPa zwischen dem Tief über dem deutschen Festland mit ca. 995 hPa und dem Hoch über Skandinavien mit ca. 1045 hPa (vgl. Rosenhagen und Bork 2006, Baensch 1875). Es ist jedoch umstritten, ob dieser Effekt unmittelbar eintritt oder ob die Wasserstände auf Anregungen durch den atmosphärischen Druck dynamisch reagiert.

Die Wirkung der wesentlichen meteorologischen Komponenten, bestehend aus Luftdruckunterschieden und Wind werden in Abbildung 5 dargestellt.

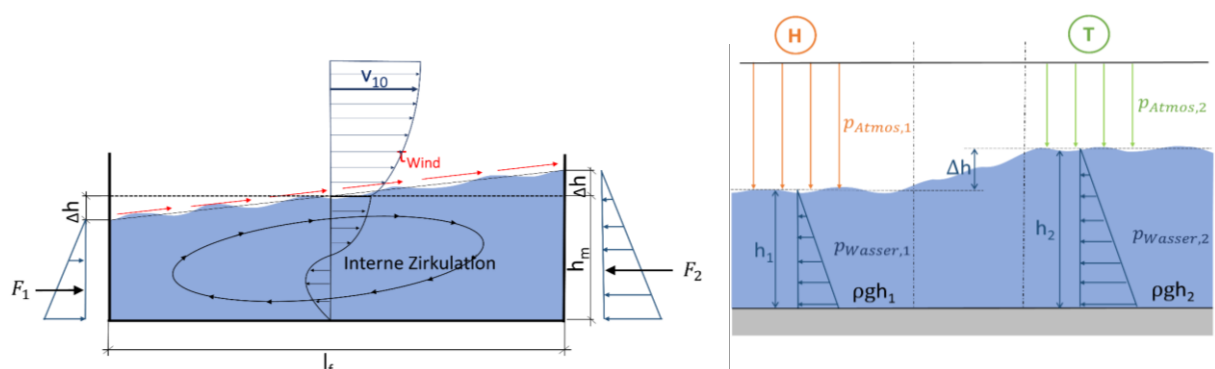


Abbildung 5: Darstellung der wesentlichen meteorologischen Komponenten, die zur Entstehung von Sturmhochwassern beitragen

2.2.2 Eigenschwingungen

Durch den Aufbau der Ostsee und die Gliederung in viele Becken, entstehen in der Ostsee interne Schwingungen, die auch *Badewanneneffekt* genannt werden. Interne Schwingungen

entstehen, wenn Wind, der die Wassermassen aufstaut, im richtigen Moment aussetzt und die Wasseroberfläche ins Schaukeln bringt (Huber 2000). Abhängig vom Schwingungsimpuls und der Geometrie können Schwingungen von unterschiedlicher Ordnung resultieren (vgl. Abbildung 6).

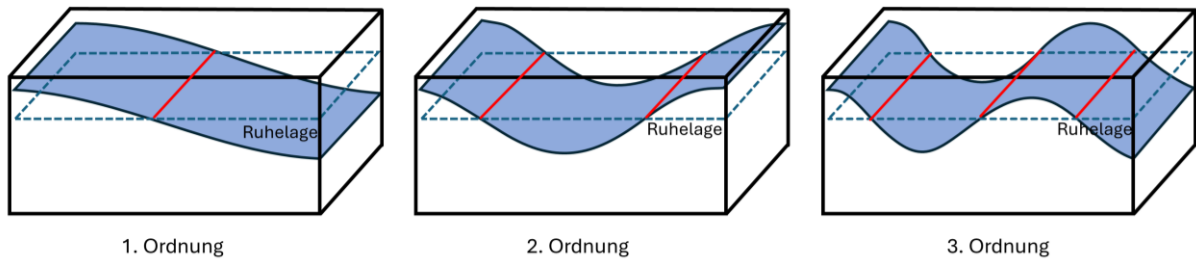


Abbildung 6: Schwingungssysteme verschiedener Ordnungen in einem rechteckigen Becken

Die Abmessungen der Ostsee und die vorherrschenden Winde, bewirken hauptsächlich die Bildungen einknotiger Schwingungen (1. Ordnung). In Folge befinden sich an den äußeren Enden des Ostseebeckens die sog. Schwingungsbäuche und in der Mitte der Schwingungsknoten (vgl. Abbildung 7). Im Schwingungsknoten ist somit keine Erhöhung des Wasserstandes zu vernehmen. An den Enden des Schwingungssystems nimmt die Schwingung ihr Maximum an (Rheinheimer 1996).

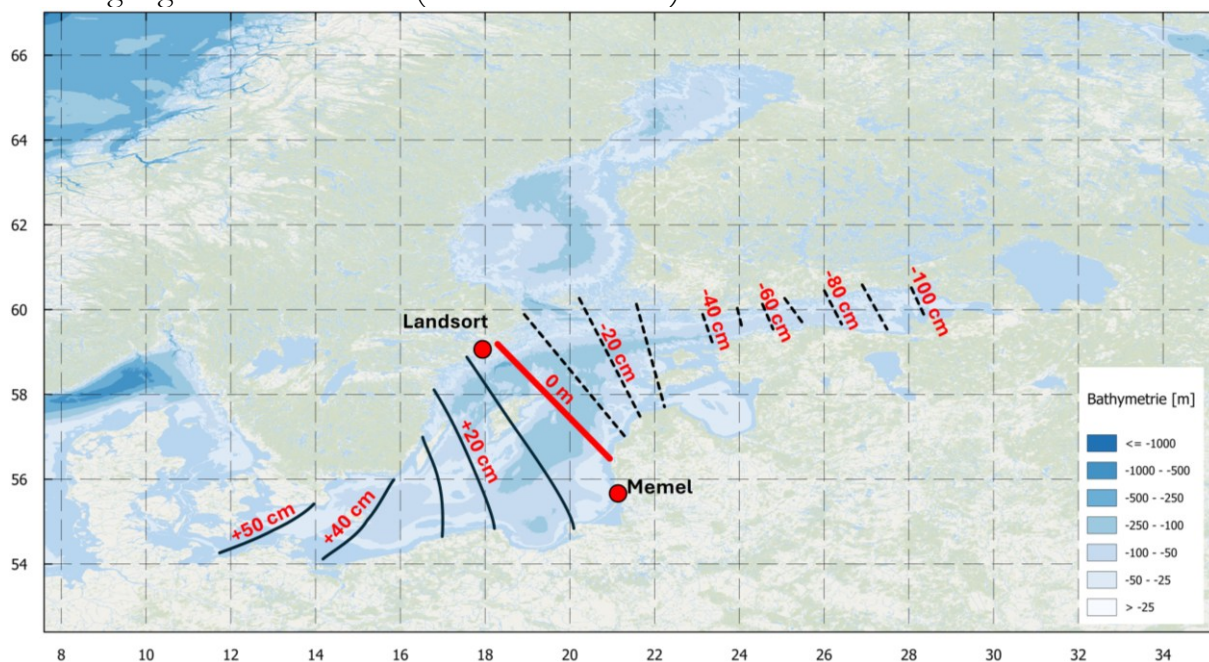


Abbildung 7: Schwingungsverhalten bei einer einknotigen Eigenschwingung des Systems „westliche Ostsee - Finnischer Meerbusen“. Adaptiert aus Huber (2000)

Für die Ostsee sind hauptsächlich die Schwingungssysteme „Ostsee ohne Bottnischen Meerbusen“ und „Gesamte Ostsee“ mit Perioden von 27,5 bis 39 h von Bedeutung (Huber 2000). Die Schwingungen können immer wieder durch Winde verstärkt werden, wenn die Windrichtung immer wieder übereinstimmend mit der Fließrichtung der Schwingung wechselt. Bei solchen oszillierenden, hydrodynamischen Schwingungen besteht die Möglichkeit, dass allein durch das Rückschwingen von Wassermassen Wasserstände erreicht werden, die Sturmflutgrenzwerte von 1,00 - 1,25 m ohne das Mitwirken von Wind

überschreiten. (Hupfer et al. 2003). Darüber hinaus können Schwingungen in Buchten oder Flussmündungen mit Perioden von wenigen Stunden lokale Effekte haben (Sztobryn et al. 2003).

Die Sturmhochwasser lassen sich aufgrund ihrer unterschiedlichen Genesemöglichkeiten in Ereignisse einteilen, die ausschließlich durch Windstau entstanden sind und Ereignisse, bei denen hydrodynamische Schwingungen beteiligt waren. Die Unterscheidung wird möglich, da der Verlauf der Wasserstände beider Typen sehr unterschiedlich ist. So lassen sich hydrodynamische Schwingungen durch ein deutliches Absinken der Wasserstände im Vorfeld des Sturmhochwassers identifizieren. Untersuchungen der Verläufe aller Ereignisse mit erhöhten Wasserständen in Warnemünde im Zeitraum von 1953 - 1997 zeigen, dass exakt 50% der Sturmhochwasser die Beteiligung von hydrodynamischen Schwingungen aufwiesen (Meinke 1999).

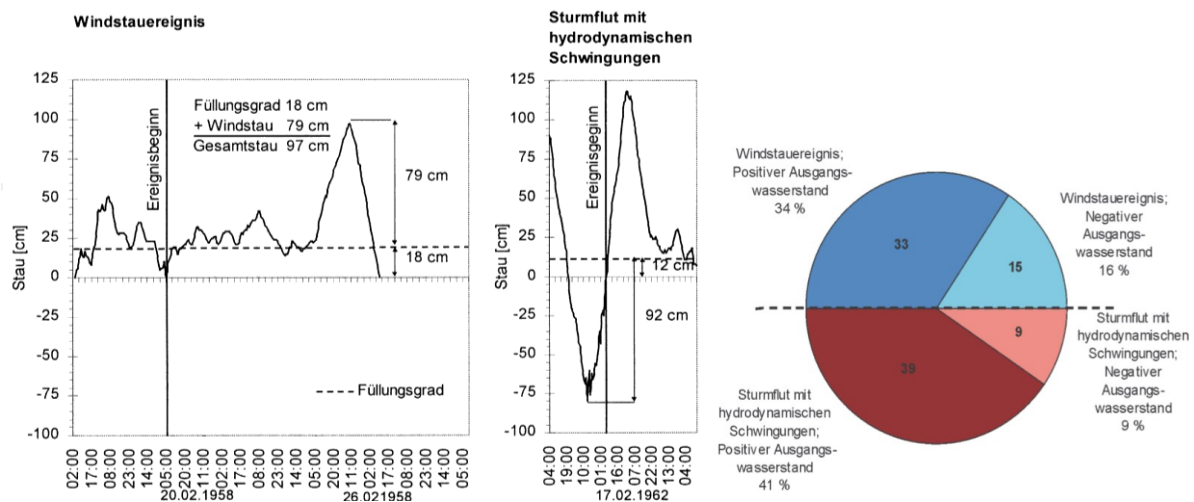


Abbildung 8: Mitwirkung von hydrodynamischen Schwingungen an der Genese von Sturmhochwassern (Meinke 1999)

2.2.3 Füllungsgrad

Als ozeanographische Größe haben sowohl langjährige Veränderungen der Wasserstände (Änderungen des MW), als auch Abweichungen über kürzere Zeitraum (Tage/Wochen) – genannt Füllungsgrad oder Vorfüllung – einen wesentlichen Einfluss auf die Ausprägung von Sturmhochwassern. Infolge von kurzzeitigen Änderungen der Wasserhaushaltskomponenten, insbesondere durch Variationen des Ein- und Ausstromes von der Nordsee durch Belte und Sunde, kann der Füllungsgrad der intrakontinentalen Ostsee als Resultat von anhaltenden stauwirksamen Winden kurzzeitig vom langjährigen Mittel bedeutend abweichen. Vor allem in den Wintermonaten wandern starke Tiefdruckgebiete vom Nordostatlantik Richtung Ostsee, was zu einem länger anhaltenden Einstrom von Wassermassen aus dem Kattegat in die westliche Ostsee führen kann. Als Folge sind besonders in den Wintermonaten mit erhöhten Füllungsgraden zu rechnen. Dabei sind Abweichungen von 50-60 cm sowohl nach oben, infolge intensiver Einstromphasen, als auch nach unten, infolge intensiven Ausstroms, möglich (Hupfer et al. 2003). Hohe Füllungsgrade können die Entwicklung von Wasserständen maßgeblich verstärken. Die Mitwirkung des Füllungsgrades auf die Ausprägung von Spitzenscheitelwerte ist jedoch weithin strittig. Während diese oftmals als die simple

Überlagerung der maximalen Einzelkomponenten dargestellt werden, so zeigen die Untersuchungen von Bork und Müller-Navara (2009), dass die Vorfüllung der Ostsee keinen signifikanten Einfluss auf die Entstehung von extremen (!) Wasserständen an der deutschen Ostseeküste hat.

Zur Ermittlung des Füllungsgrades werden oftmals die Wasserstandsinformationen des schwedischen Pegels *Landsort* genutzt, da dieser im Schwingungsknoten der Ostsee liegt und somit keine oder nur geringe Schwingungserscheinungen aufweist (vgl. Abbildung 7).

Flächige Modelldaten bilden darüber hinaus die Möglichkeit den Mittelwert der Wasserstände der gesamten Ostsee zu ermitteln und somit eine Abweichung zum Mittelwasserstand berechnen zu können. In Beckmann et al. (2024) wurde so der Füllungsgrad während des Sturmhochwassers vom 20.-21. Oktober 2023 ermittelt. Dazu wurden vergleichend die Wasserstandsinformationen von Landsort und die Modelldaten der Ostsee über einen gleitenden Zeitraum von 7 Tagen gemittelt. Es zeigt sich eine starke Übereinstimmung zwischen den beiden Verfahren.

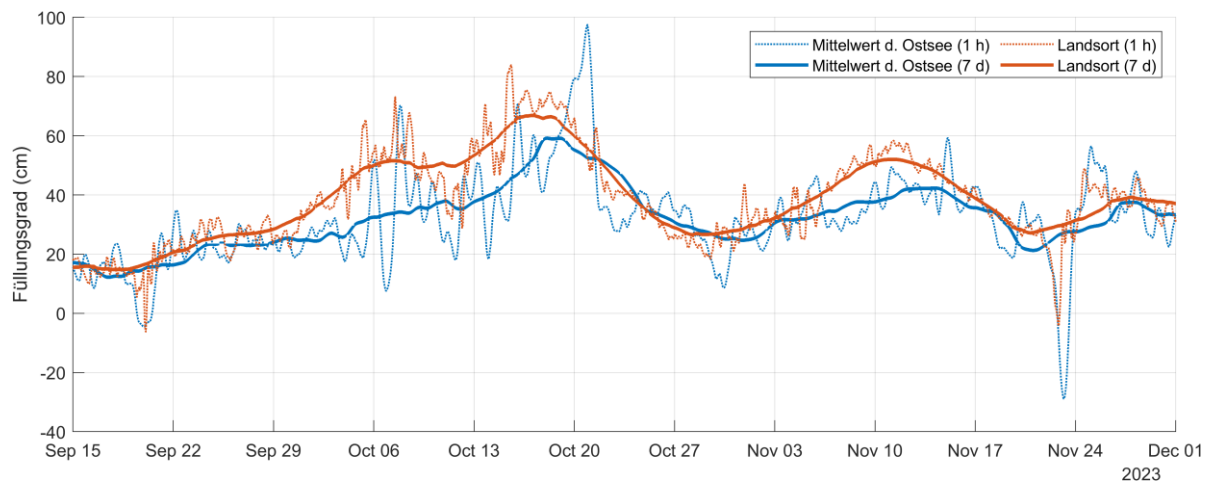


Abbildung 9: Ermittlung des Füllungsgrad der Ostsee während des Sturmhochwassers vom 20.-21.10.2023: Vergleich zwischen dem im Schwingungsknoten liegenden Pegel Landsort (orange) und der gemittelten Wasserstände über die Ostsee (blau); Beckmann et al. (2024)

2.2.4 Wellen

Sturmhochwasser sind genesebedingt häufig begleitet von (schwerem) Wellengang. Als Welle ist allgemein der als Störung des Gleichgewichts erzeugte Schwingungszustand zu verstehen. Von besonderer Relevanz für die Küsten der Ostsee sind die wind-induzierten Oberflächenwellen, deren oft irreguläre Überlagerungen als Seegang zusammengefasst werden. Streicht Wind über die Wasseroberfläche, wird Energie auf die Wasseroberfläche übertragen, die anschließend in Wellenform fortschreitet. Die Wellenhöhen sind abhängig von der Windstärke, -dauer und Fetch. Großflächig betrachtet entsteht durch die chaotische Windeinwirkung unmittelbar ein unregelmäßiger (chaotischer), kurzkämmiger Seegang, bestehend aus verschiedenen Einzelwellen unterschiedlicher Höhe, Periode und Richtung, der *Windsee* genannt wird. Bei anhaltenden Winden wachsen diese heran, bis die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit der Windgeschwindigkeit entspricht. Dieser Zustand wird als vollkommen ausgereifter Seegang bezeichnet.

Einmal induzierte Wellen, können sich über mehrere Hundert Kilometer auch ohne die weitere Wirkung von Wind ausbreiten. Dabei ordnen sich die Wellen zu langkämmigen Wellengruppen, die *Dünung* genannt werden. So können auch ohne die lokale Wirkung von Wind, z. B. an der Küste, Wellen als „alter Seegang“ beobachtet werden. Während eines Sturmhochwassers können sich Dünung und die lokal entstandene Windsee überlagern. Geordnete Dünungswellen fallen im Wellenspektrum als Peak, mit kleinen Frequenzen auf, währenddessen der chaotische, lokale Seegang eine breite Kurve, verteilt über mehrere Frequenzen, darstellt. Durch das größere Integral der Windsee führt dieses zu ebenso höheren Energieeinträgen während eines Sturmhochwassers (vgl. Abbildung 10).

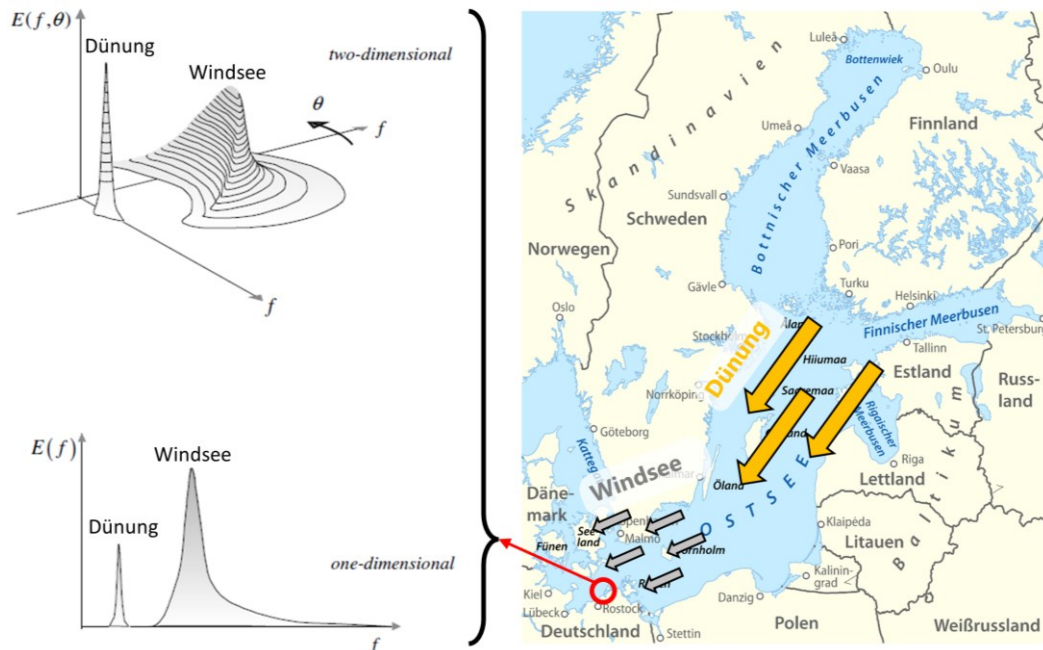


Abbildung 10: Beispielhaftes, fiktives Wellenspektrum an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns durch die Überlagerung von Dünung und lokaler Windsee; Für die Ostsee adaptiert aus Holthuijsen (2007)

Die Entstehung von Wellen durch Wind findet maßgebend im Tiefwasserbereich statt und breiten sie sich dort ohne Grundkontakt weitestgehend ungehindert aus. Doch auch im Tiefwasser entsteht Energiedissipation durch steilheitsinduziertes Wellenbrechen (*white-capping*) und nichtlineare Wellen Interaktionen (*Quadruplets*) (vgl. Hasselmann (1962, 1963a, 1963b)). Diese Prozesse beeinflussen den Energietransfer durch Wellen, bis diese in flachere Bereiche einlaufen und Grundkontakt erfahren.

Beim Einlaufen der Wellen in Flachwasserbereiche bzw. Übergangsbereiche werden Wellen durch den Meeresgrund beeinflusst, so dass Flachwassereffekte (*Shoaling, Refraktion, Diffraktion*), sowie tiefeninduziertes Wellenbrechen entstehen. Weiter beeinflussen nichtlineare Wellen Interaktionen (*Triads*) und Reibung am Boden den Wellenfortschritt. So entstehen Energiedissipation und Strömungs- und Turbulenzvorgänge, die maßgebend entscheidend für die Mobilisierung und den Transport des Sedimentes im küstennahen Bereich sind. Dies betrifft sowohl die Mobilisierung als auch Form und Betrag des Sedimenttransportes. Da die naturräumlichen Bedingungen an der Küste sehr unterschiedlich sein können, ist der Seegang kleinräumig zu betrachten. Die maximale Wellenhöhe wird dabei durch die relative Wassertiefe und durch die Grenzsteilheit limitiert, wobei ein Überschreiten der Grenzwerte zum Brechen der Welle führt.

Besonders auf großen räumlichen als auch zeitlichen Skalen ist es unmöglich jede Welle einzeln zu beschreiben. Daher hat sich zur Beschreibung von Wellen eine statistische Betrachtungsweise durchgesetzt, bei der diese über einen der Fragestellung entsprechenden Zeitraum zusammengefasst und durch ein Energie-Dichtespektrum beschrieben werden. Wellenkenngrößen, die z. B. als Eingangsgrößen zur Bemessung verwendet werden, können entweder durch die Analyse von Zeitreihen von Einzelwellen oder als Quantile der Spektren ermittelt werden. Gängige Kenngrößen sind dabei die mittlere Wellenperiode ($\bar{T}$), bzw. -höhe ($\bar{H}$), signifikante Wellenperiode (T_S), bzw. -höhe (H_{Sig}) und Peakperiode (T_{Peak}), bzw. -höhe (H_{Peak}).

2.2.5 Verweilzeiten

Die Dauer erhöhter Wasserstände ist neben den Scheitelhöhen von Extremwasserständen eine wesentliche Einflussgröße für Schäden an Hochwasserschutzbauwerken und Küstenschutzmaßnahmen. Längere Extremereignisse gehen typischerweise mit größeren beobachteten Schäden einher (Meinke 1998). Dennoch ist die reine Überschreitszeit eines bestimmten Wasserstands nicht das geeignetste Maß, um kausal mit Sturmflutschäden an Deichen, Deckwerken, Dünen und weiteren Küstenschutzstrukturen zu begründen. Es ist allgemein bekannt, dass diese Schäden, die überwiegend durch den Wellenangriff verursacht werden (Führböter 1982). Hieraus folgt, dass die Verweilzeiten lediglich den Zeitraum definieren, indem der Wellenangriff sich in einem kritischen, erosionswirksamen Höhenbereich aufhält.

Durch die fehlende astronomische Komponente erreichen Ereignisse in der Ostsee zwar i. d. R. geringere Höhen, jedoch ist deren Dauer nicht durch den Tiderhythmus begrenzt, so dass bei andauernden Starkwinden erhöhte Wasserstände mit langen Verweildauern von mehreren Tagen auftreten können. Die für die Nord und Ostsee maßgeblichen Orkantiefs entstehen üblicherweise im Nordwest-Atlantik vor Neufundland und ziehen – zum Teil sich verstärkend – ostwärts. Die Dauer solcher synoptischer Systeme im Nordatlantik beträgt im Durchschnitt 3 bis 3,5 Tage (Trigo et al. 1999) und übertrifft damit den begrenzenden Tiderhythmus von 12 h um ein Vielfaches.

Bei (leicht) erhöhten Wasserständen können so über Tage hohe Energieeinträge auf die Küste und auf Küsten- und Hochwasserschutzbauwerk wirken. Gefährdet sind dabei insbesondere sandige Hochwasserschutzdünen und Steilküsten, die bereits bei Wasserständen, die den Fuß der Düne bzw. des Kliffs erreichen, kontinuierlich erosiv abgetragen werden. So können in wenigen Tagen Küstenrückgänge von mehreren Metern erfolgen (Niedermeyer et al. 2011), wie sie sonst innerhalb von Monaten bis Jahren nicht zu verzeichnen sind.

Der Beginn eines Sturmhochwasserereignisses ist als Zeitpunkt des Überschreitens eines bestimmten Wasserstandes vor dem Scheitelwasserstand festgelegt. Das Ereignisende ist dementsprechend der Zeitpunkt des Wiedererreichens dieses Wasserstandes nach dem Scheitelwasserstand. Die Spanne (Δt) zwischen Ereignisbeginn (t_A) und Ereignisende (t_E) wird als Verweilzeit verstanden und ergibt sich dementsprechend zu:

$$\Delta t = t_E - t_A \quad \text{I-2-1}$$

Der Wasserstand, der ein Ereignis definiert, ist jedoch nicht allgemein definiert. Aufgrund der unterschiedlichen Genesemöglichkeiten von Sturmhochwassern und der unterschiedlichen Grenzwerte, variieren die Ergebnisse von Analysen zur Ereignisdauern

zwischen wenigen Stunden und mehreren Tagen. In Hupfer et al. (2003) werden für den Pegel Greifswald Verweilzeiten für Wasserstände $>1,00$ m zwischen 8 h (1949) und 62 h (1913) angegeben und Verweilzeiten für Wasserstände $>1,50$ m zwischen 5 h (1954) und 35 h (1913) (LKN.SH 2017).

Den Verweilzeiten der erhöhten Wasserständen wird ein hoher Anteil an der Gesamtbelastung eines Sturmhochwassers zugeschrieben, da in diesem Bereich die höchsten Strömungskräfte wirken, Wellenbelastung durch Druckschläge auf die Küste über lange Zeit auf die Küste wirkt und bei sinkenden Wasserständen nochmals hohe Strömungsgeschwindigkeiten wirken (Führböter 1991, EAK 2020). Demnach zeigt sich aus der Betrachtung vergangener Ereignisse, dass das Sturmhochwasser von 1913, welches die größten Verweilzeiten >1 m aufwies, deutlich größere Belastungen resultierten als bei den Ereignissen von 1872 und 1904 (Führböter 1982). Diese Aussage wird durch historische Berichte über die Schäden des Sturmhochwassers von 1913 bekräftigt, die als schwerer beschrieben werden als die von 1872, bei der deutlich höhere Wasserstände wirkten (Hupfer et al. 2003).

Die Dauer eines Ereignisses und die zeitliche Entwicklung der Wasserstände haben ebenso einen wesentlichen Einfluss auf die Ausprägung von Überflutungen von Niederungen im Küstenbereich (Kupfer et al. 2024). Höffken et al. (2020) zeigt durch ein Überflutungsmodell für Eckernförde, dass die Überflutungsflächen abhängig von der Dauer des Ereignisses bei einem 200 jährlichen Ereignis um ca. 10 % variieren können - und sich dies bei steigendem MSL weiter verstärken kann.

Die Verweilzeiten von Wasserständen werden literarisch und so auch hier als nüchterne physikalische Begriffe definiert und in Stunden und Minuten beschrieben. Aber am besten wissen diejenigen, die bei Hochwasser im Katastropheneinsatz standen, was Verweilzeiten bedeuten. „*Noch zehn Minuten länger, dann ...*“ - so heißt es oft nach überstandener Gefahr.

2.2.6 Zeitlicher Verlauf

Die Entwicklung des zeitlichen Verlaufs der Wasserstände während eines Sturmhochwassers ist stark variabel und an der nahezu tidefreien Ostsee maßgeblich an die Ausprägung der meteorologischen Einwirkung geknüpft. Bei Sturmhochwassern prägen sich die Wasserstände zeitlich unterschiedlich aus. Zur Vereinfachung solcher Ereignisse werden in der Praxis oftmals einfache analytische Funktionen als Ganglinien verwendet. Die Verläufe von Sturmfluten bzw. Sturmhochwassern an Küstenbereichen werden bereits in Führböter (1982) in drei Grundformen eingeteilt (Abbildung 11). Je flacher die Kurve verläuft, umso größer wird der anteilige Wert der Verweilzeit im jeweiligen Höhenabschnitt.

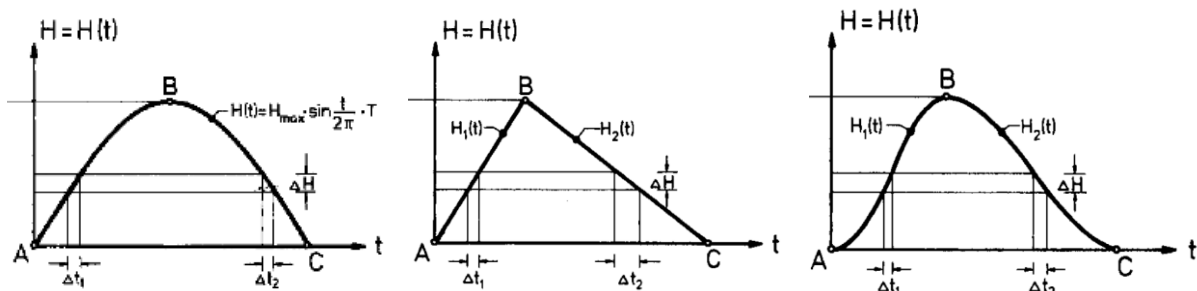


Abbildung 11: Analytische Funktionen zur Beschreibung von Sturmhochwassern; Zusammengestellt aus Führböter (1982)

Die erste Grundform entspricht dem oberen Abschnitt einer sinusförmigen Ganglinie, wie sie bei Sturmhochwassern und Sturmfluten mit Tideprägung häufig näherungsweise beobachtet werden kann. Sinusförmige Ganglinien weisen einen raschen Anstieg sowie einen vergleichsweise großen zeitlichen Anteil in der Nähe des Scheitelwerts auf. Fröhle (2014) beschreibt für die Nordsee die isolierten Kurven des Windstaus in standardisierter Form mittels einer Sinusfunktion. Für die Ostsee werden in Fröhle (2014) analog zum Vorgehen an der Nordsee standardisierte Wasserstandsganglinien ebenfalls durch Sinusfunktionen ersetzt, sodass diese über Parametervariationen systematisch verändert werden können. Auch Larson et al. (2004) modellieren die Wasserstandsverläufe von Sturmfluten mithilfe einer sinusförmigen Funktion.

Als starke Vereinfachung stellt die zweite Grundform einen pragmatischen Ansatz dar, der den Wasserstandsverlauf durch einen Dreiecksförmigen Verlauf vereinfacht. Der grundlegende Ansatz findet sich in MacPherson et al. (2019) wieder, indem Sturmhochwasserganglinien über eine lineare Funktion in Kombination mit einer Autoregressionsfunktion zur Beschreibung der Abweichungen modelliert werden.

Als dritter Ansatz kann eine frei geformte Ganglinie verwendet werden. Durch die Kombination mehrerer, ggf. unterschiedlicher Funktionen beschrieben werden können ansteigende und abfallende Wasserstände unterschiedlich modelliert werden. Untersuchungen durch Wahl et al. (2011) an der tidegeprägten Nordsee zeigten, dass dort Wasserstandsganglinien, die durch eine Kubische Hermite-Interpolation (CSpline) generiert wurden, zu den besten Anpassungen führten, als andere Interpolationsmethoden, z. B. lineare Interpolation oder kubische Splines. Salecker & Fröhle (2013) dagegen verwendeten standardisierte Ganglinien, die der normierten Ganglinie mit der größten Fülle entsprechen. Bender (2015) kombiniert eine Kozeny, die in ihrer Form der Gammaverteilung entspricht und besonders in den Binnenbereich für Hochwasserwellen Anwendungen geeignet ist, mit einer hyperbolischen Funktion.

Sofern Seegang als Bemessungsgröße in Analysen berücksichtigt wird, wird dieser i.d.R. als konstant über den Beobachtungszeitraum angesetzt (z. B. Newe 2004, 2005 2019 oder Fröhle 2014). Somit wird ein gleichzeitiges Eintreffen der Maxima von Wasserstand und Seegang angesetzt.

2.3 Klimaänderungsfolgen

Klimatisch bedingte atmosphärische und ozeanographische Änderungen sind für das Geschehen der Sturmhochwasser an den deutschen Ostseeküsten von großer Bedeutung. Als Reaktion auf die veränderte Treibhausgaskonzentration in der Atmosphäre und dem daraus resultierenden Anstieg der mittleren Temperatur, ist mit weitreichenden Folgereaktionen in verschiedenen Systemen zu rechnen (IPCC 2023), die vielfältig auf die Ostsee wirken. Wie sich die Sturmhochwasser ändern, ist in erster Linie sowohl vom (mittleren) Meeresspiegelanstieg als auch von den Änderungen der Windverhältnisse im Ostseeraum abhängig.

Die zukünftigen Veränderungen werden maßgebend von den Treibhausgasemissionen und dem damit verbundenen Temperaturanstieg geprägt. Zur Beschreibung von möglichen Entwicklungen wurden mit dem 6. Sachstandsbericht (AR 6; IPCC 2023) des IPCCs fünf verschiedene Möglichkeiten, genannt SSPs (*shared socioeconomic pathways*) eingeführt. Die Szenarien beschreiben den der Modellläufe zugrundeliegenden zusätzlichen

Strahlungsantrieb (*radiative forcing*) zwischen $1,9 - 8,5 \text{ [W/m}^2\text{]}$, der durch eine Zunahme der CO_2 – Konzentration als Folge von verschiedenen sozioökonomischen Pfaden (Bevölkerungszahl, Bildungsstand, Urbanisierung und BIP pro Kopf, etc.) entsteht. Allen SSPs wird eine weitere Erwärmung der Atmosphäre zugeschrieben. Bei SSP1-1.9 steigt die globale mittlere Oberflächentemperatur bis 2081–2100 um etwa $1,4 \text{ }^\circ\text{C}$ (Spannweite $1,0 - 1,8 \text{ }^\circ\text{C}$) gegenüber 1850–1900. Bei SSP2-4.5 liegt der Temperaturanstieg im gleichen Zeitraum bei rund $2,7 \text{ }^\circ\text{C}$ (Spannweite $2,1 - 3,5 \text{ }^\circ\text{C}$). Bei SSP5-8.5 wird ein Anstieg von rund $4,4 \text{ }^\circ\text{C}$ (Spannweite $3,3 - 5,7 \text{ }^\circ\text{C}$) prognostiziert. Aktuelle Untersuchungen (WMO 2025; Copernicus 2025) zeigen, dass 2024 das wärmste Jahr seit Beginn der Aufzeichnungen war und der globale Mittelwert der Oberflächentemperatur bereits bei etwa $+1,55 \text{ }^\circ\text{C}$ über dem vorindustriellen Niveau (1850–1900) liegt.

Der GMSL-Anstieg wurde im 20. Jahrhundert vor allem durch die barystatistischen Massenänderungen durch Gletscherschmelze und Massenverluste in Grönland, sowie thermale Ausdehnung dominiert (IPCC 2023, Church et al. 2013). Aufgrund der weiteren Erwärmung wird erwartet, dass sich die Entwicklung des GMSL im 21. Jahrhundert weiter beschleunigt (Jevrejeva et al. 2010; Grinsted et al. 2010; Church et al. 2013; Dangendorf et al. 2017). Durch die Eisschmelze des derzeit noch auf dem Land gebundenen Eises wird es weltweit zu einer Massenumverteilung kommen (Mitrovica et al. 2001).

Abhängig von den SSP-Szenarien des IPCC AR6 (2023) werden unterschiedliche globale Meeresspiegelanstiege projiziert. Die Ergebnisse werden als probabilistische Projektionen dargestellt, wobei Konfidenzintervalle für das 17. bis 83. Perzentil (low confidence) sowie das 50. Perzentil (medium confidence) angegeben werden, das als das wahrscheinlichste Szenario gilt. Ein Überblick über die zukünftige Entwicklung des globalen Meeresspiegelanstiegs auf Grundlage der Weltklimaprognose des IPCC ist für verschiedene SSPs in Abbildung 12 dargestellt.

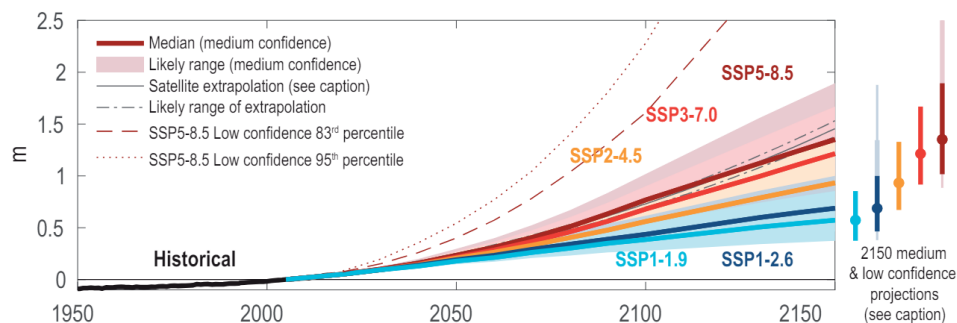


Abbildung 12: Historisch beobachtete globale Meeresspiegeländerungen und mögliche Meeresspiegeländerungen in Abhängigkeit von verschiedenen sozio-ökonomischen Pfaden (SSP) relativ zu 1995-2014 (IPCC 2023)

- SSP1 1.9: 0,38 m (0,28–0,55)
- SSP1 2.6: 0,44 m (0,32–0,62)
- SSP2 4.5: 0,56 m (0,44–0,76)
- SSP3 7.0: 0,68 m (0,55–0,90)
- SSP5 8.5: 0,77 m (0,63–1,01)

Die grönländischen und antarktischen Eisschilde sind die größten Reservoirs für gefrorenes Süßwasser und weisen somit das größte Potential zum Anstieg des Meeresspiegels auf. Erhebliche Unsicherheiten gehen mit einer möglichen Destabilisierung des Westantarktischen Eisschildes einher. Die Prognosen integrieren daher Einschätzungen (structured expert judgment) zur Mitwirkung der Eisschilde Grönlands und der Antarktis

nach Bamber et al. (2019) und Ergebnisse der Simulationsstudie nach DeConto et al. (2021) ein, die die Instabilität der Meereisklippen berücksichtigt. Damit können auch Meeresspiegeländerungen über dem wahrscheinlichen Bereich von rund 2 m bis 2100 und mehr als 15 m bis 2300 nicht ausgeschlossen werden (IPCC 2023). Unter Berücksichtigung des Risikos und des potenziellen Zusammenbruchs der antarktischen Eisschicht erachten Grinsted et al. (2015) einen Anstieg des Wasserspiegels um 1,70 m für ein mögliches High-End-Szenario für die westliche Ostsee im 21. Jahrhundert.

Die zukünftige Entwicklung des MSL kann und wird regional, wie in der Vergangenheit schon, vom globalen Mittel abweichen. Während in der Vergangenheit der vergangene, säkulare Anstieg des Meeresspiegels in die Zukunft projiziert wurde (z. B. 25 cm/100 Jahre), gilt durch die Herausforderungen des Klimawandels und dem daraus resultierenden beschleunigten Meeresspiegelanstieg, auf regionalisierte Klimaprojektionen für die Zukunft zurückzugreifen.

Für lokale Analysen wurden die globalen IPCC-Szenarien regionalisiert und lassen sich z. B. durch das Sea Level Projection-Tool der NASA (<https://sealevel.nasa.gov/ipcc-ar6-sea-level-projection-tool>) auswerten. In Abbildung 13 wird das SSP5 -8.5 Szenario räumlich für die Ostsee, sowie die SSP Szenarien beispielhaft für den Pegel Travemünde dargestellt.

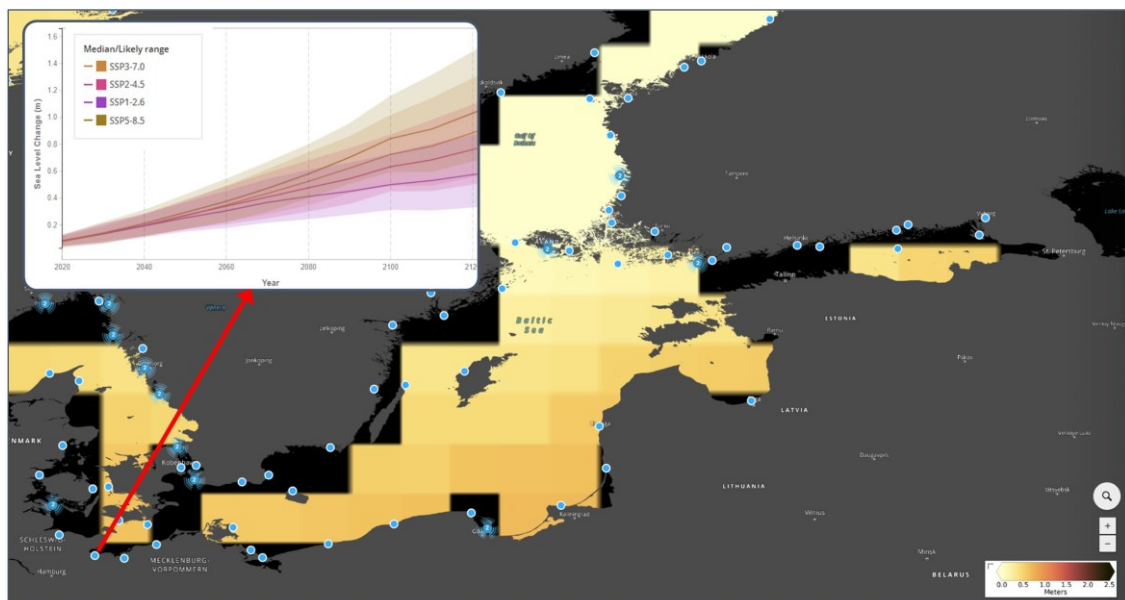


Abbildung 13: Regionale Meeresspiegelprojektion für das Bezugsjahr 2130 für die gesamte Ostsee und mit Fokus auf den Pegel Travemünde, relativ 1995-2014

Die regionalen Projektionen zeigen regional heterogene Muster, mit deutlich höheren Raten an der südlichen und südwestlichen Ostseeküste ($\leq 1,14$ m). Aufgrund der vertikalen Landhebungen (GIA) im Norden fallen die Änderungen des RMSLs in der südlichen Ostsee am größten aus. Insbesondere im Bottnischen Meerbusen überlagern die Landhebungen immer noch den Meeresspiegelanstieg und führen zu einer negativen Änderung des RMSL ($\geq -0,17$ m).

Tabelle 2: Regionale Meeresspiegelprojektionen des NASA Sea Level Projektion Tools, bezogen auf das Jahr 2130; relativ zu 1995-2014

	SSP1 1.9	SSP2 4.5	SSP3 4.5	SSP5 8.5	SSP5 8.5 LC
Kiel-Holtenau	0,5	0,76	0,92	1,07	1,42
Travemünde	0,55	0,83	0,98	1,14	1,49
Warnemünde	0,51	0,55	0,92	1,08	1,43
Koserow	0,49	0,76	0,91	1,07	1,42

Durch den vergangenen Meeresspiegelanstieg herrscht bereits ein erhöhtes Niveau, so dass Wasserstände, die als Sturmfluten zählen, häufiger erreicht werden. Somit erhöht sich die Wahrscheinlichkeit des Erreichens der Sturmflutgrenzwerte stetig. Durch die weiter ansteigenden Meeresspiegel erhöhen sich an den meisten Pegelstationen unter allen Klimaszenarien die Meeresspiegel weiter und somit die Wahrscheinlichkeit von Sturmfluten (IPCC 2023, Wahl et al. 2018). Für das Jahr 2100 werden die heutigen 100-jährlichen Wasserstände an fast allen Pegel weltweit mehrfach pro Jahr überschritten (IPCC 2023, Voudoukas et al. 2018).

Ob die Intensivierungen und Häufigkeit von Sturmfluten linear mit dem RMSL verlaufen, oder ob durch die veränderten Wassertiefen nichtlineare Prozesse ausgelöst werden, ist standortabhängig. Für die deutsche Bucht in der Nordsee wird in Jensen und Arns (2014) diskutiert beispielsweise die geringe Verformung der einlaufenden Tidewelle diskutiert. Für die nahezu tidefreie Ostsee ist dagegen die Wirkung atmosphärischer Einflüsse auf für die Entstehung von erhöhten Wasserständen maßgebend. Der Windstau (d. h. der nicht durch Gezeiten verursachte Restwert) kann aufgrund der verringerten Wirkung der Bodenreibung (Famikhali & Talke 2016) oder der Windschubspannung (Arns et al 2015) auf die Wassersäule sowohl verstärkt als auch abgeschwächt werden. Am Beispiel des Sturmhochwassers von 2006 werden in Kelln et al. (2019) die Auswirkungen eines erhöhten MSL auf die Sturmhochwasserstände bei gleichbleibenden meteorologischen Randbedingungen untersucht. Im Ergebnis wird zusammengefasst, dass bei verschiedenen MSL Variationen keine bzw. nur vernachlässigbar kleine nichtlineare Effekte auf die Höhe von extremen Hochwasserereignissen haben.

Besonders betroffen von den Folgen der Klimaänderung zeigen sich die flachen und geschützten Gebiete, z. B. Lagunen, wie die Bodden und Haffs (Newton et al. 2014, Lorenz et al. 2023). Durch die steigenden Meeresspiegel lässt sich die natürliche Dämpfung der Wasserstände und Wellen der engen Durchlässe reduziert (sog. „*choking*“ Effekt), so dass mit nichtlinearen Anstiegen zu rechnen ist (Atkinson et al. 2013; Smith et al. 2010). Höffken et al. (2020) zeigen anhand eines Überflutungsmodells für Eckernförde, dass sich die Überflutungsflächen ohne Anpassungsmaßnahmen bei einem 200-jährlichen Ereignis mit steigendem mittleren Meeresspiegel deutlich ausdehnen. Bei einem Meeresspiegelanstieg von 1 m vergrößert sich das Ausmaß der Überschwemmungsflächen je nach Szenario und zeitlicher Ganglinie um 500 % bis 630 % vergrößern.

Der Anstieg des MSL kann eine Vielzahl von Folgeaktionen auslösen, die sich durch nicht-lineare Wechselwirkungen gegenseitig verstärken oder abschwächen können (Arns et al. 2020). Mit steigendem Meeresspiegel erfahren Wellen später Grundkontakt, was zu Wellen mit größeren Perioden, größeren Amplituden und höherem Run-up führt. In

Abbildung 14 wird die Verlagerung des Brechpunktes einer Welle und Erhöhung des Wellenauflaufes als Folge eines erhöhten MSLs dargestellt.

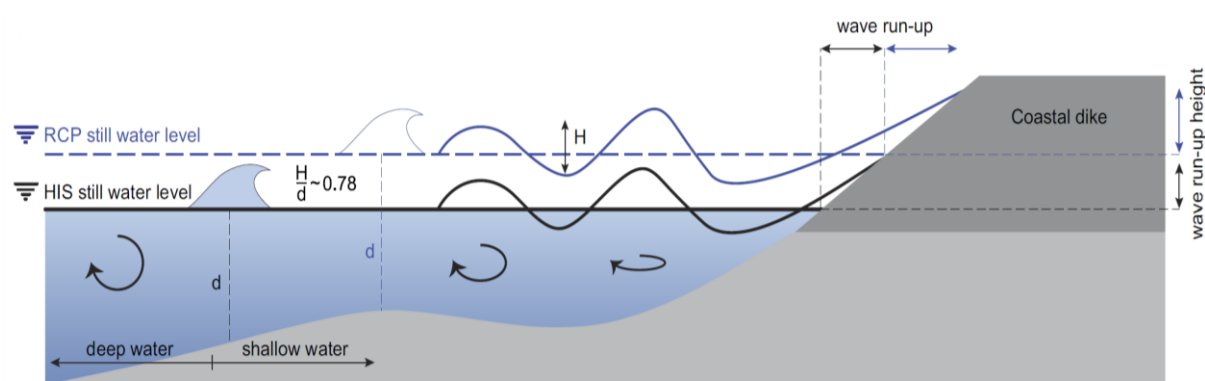


Abbildung 14: Darstellung der Folgen eines erhöhten Meeresspiegels auf das Wellenverhalten. Übernommen aus Arns et al. 2017.

Als Konsequenz dissipiert weniger Energie im Küstenvorfeld und Wellen brechen später, so dass mit erhöhten Wellenenergien im Küstennahfeld zu rechnen ist (Chini et al. 2010, Arns et al. 2017). Als Konsequenz ist an Küstenschutzdeichen mit erhöhten Wellenaufläufen zu rechnen. Am Beispiel der Nordseeküste Schleswig-Holsteins weist Arns et al. (2017) so eine mögliche Zunahme der Wellenhöhen zwischen 10 und 80 cm nach, was zu einer zusätzlichen Erhöhung der Deichhöhen um durchschnittlich 48 bis 56 % führt. An exponierten Standorten, wie z. B. Pellworm, werden Anpassungsbedarfe abgeleitet, die dem doppelten, des Meeresspiegelanstieges entsprechen. Dies legt nahe, dass Wellen und Wellenauflaufhöhe viel empfindlicher auf den Meeresspiegelanstieg reagieren als Gezeiten oder Sturmfluten.

Aussagen über Veränderungen des Windklimas sind mit großen Unsicherheiten behaftet. So konnten den Windverhältnissen über der Ostsee bislang keine systematischen Veränderungen nachgewiesen werden. Obwohl Luftdruckmessungen in Südschweden (BACC II 2018) als auch Modelldaten (z. B. Bierstedt et al. 2015) immer wieder Schwankungen der Häufigkeit und Intensität zeigten, wird dem Windklima weiterhin eine natürliche Variabilität unterstellt, denen keine systematische Veränderung nachgewiesen werden kann. Ebenso folgend konnte dem Sturmklima in der Vergangenheit an der deutschen Ostseeküste bisher keine systematischen Änderungen unterstellt werden (BACC II 2018). Projektionen für die Zukunft dagegen zeigen für das saisonale Verhalten als auch für Extreme auf kürzeren Zeitskalentendenziell eine geringe Zunahme der Windgeschwindigkeit im Ostseeraum. Dies gilt jedoch insbesondere für Gebiete, die ehemals eisbedeckt waren und durch den Anstieg der mittleren Temperatur zukünftig eisfrei sein könnten (Kjellström et al. 2011a; Nikulin et al. 2011).

Die Erwärmung von Luftmassen erhöht gemäß der *Clausius-Clapeyron*-Beziehung die maximal mögliche Wasserdampfkonzentration in der Atmosphäre. Der Sättigungsdampfdruck – und damit das Feuchteaufnahmevermögen der Luft – nimmt dabei pro Kelvin um etwa 6–7 % zu. Als Folge wird eine Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs mit veränderten Niederschlagscharakteristika hervorgerufen. Als Folge wird für die Wintersaison im gesamten Einzugsgebiet der Ostsee ein Anstieg der Niederschlagsmengen projiziert, während sich in der Sommersaison eine Zunahme lediglich für die nördlichen Bereiche abzeichnet. Für die südliche Ostsee fallen die

projizierten Änderungen des sommerlichen Niederschlags hingegen sehr gering aus (Christensen et al. 2015). Gleichwohl deuten aktuelle Studien auf eine verlängerte Dauer von Niederschlagsperioden sowie ein erhöhtes Risiko für Starkniederschlagsereignisse im gesamten Ostseeraum hin (Rutgersson et al. 2015). Eine Zunahme der Niederschlagsmengen kann lokal die Extremwasserstände beeinflussen und etwa an Flussmündungen der Ostsee zu erhöhten kombinierten Wasserständen beitragen. Darüber hinaus führt ein verstärkter Frischwassereintrag zu Veränderungen der Wasserdichte.

Angesichts der zu erwartenden Zunahme und Intensivierung der hydrodynamischen Belastungen infolge steigender Meeresspiegel und potenziell veränderter Windverhältnisse steigt das Risiko für Küstenökosysteme, Infrastrukturen und die dort lebende Bevölkerung kontinuierlich an (e. g. Hinkel et al. 2014). Für Planungsaufgaben haben sich Bund und Länder geeinigt, das worst-case Szenario mit ungehinderten Treibhausgasemissionen (SSP 8.5) zu betrachten, das mit einem pauschalen Vorsorgemaß von 1 m umgesetzt wird. Die großen Unsicherheiten, die mit den unterschiedlichen Projektionen und Folgereaktionen einhergehen, stellen Entscheidungsträger vor große Herausforderungen und erfordern adaptive Vorsorgemöglichkeiten, wie z. B. resiliente Bauwerke, die ohne großen Aufwand angepasst werden können, wie z. B. modulare Bauweisen von Hochwasserschutzwänden, dem Klimadeich mit einer Ausbaureserve oder leicht anpassbare Strukturen wie sandigen Dünen.

An den sandigen Küsten auf den Inseln und entlang der Ostsee-Festlandsküste werden der beschleunigte Meeresspiegelanstieg und die dadurch zunehmenden hydrologischen Belastungen generell zu einer Verstärkung der Abtragungsprozesse und des Küstenrückganges führen. Küstenabschnitte, die heute noch stabil sind oder sogar anwachsen, werden ebenfalls erodieren und zurückweichen.

3 Hochwasserschutzdünen

Dünen prägen das Landschaftsbild an der deutschen Ostseeküste erheblich. Sie entstehen natürlich durch die Interaktion von aeolischem Sedimenttransport (durch Wind), Vegetationsentwicklung und episodischen Sturmflutereignissen, die ihre Morphologie prägen. Als akkumulierte Reliefkörper sind sie typischerweise hinter dem Strand parallel zur Küstenlinie ausgerichtet. Aufgrund ihrer lockeren, leicht veränderbaren Materialstruktur stellen Dünen hochdynamische geomorphologische Systeme dar, die zugleich einen ökologisch wertvollen Lebensraum für zahlreiche spezialisierte Arten bieten. Hierzu zählen unter anderem Insekten wie Sandlaufkäfer und Wildbienen, Reptilien wie die Zauneidechse, strandbrütende Vogelarten wie der Sandregenpfeifer sowie Säugetiere wie das Wildkaninchen.

Neben ihrer ökologischen Bedeutung erfüllen Dünen seit jeher eine zentrale Funktion im systematischen Küstenschutz. Küstenschutzmaßnahmen müssen in ihrer funktionellen Ausgestaltung stets an die jeweiligen örtlichen Gegebenheiten angepasst und werden daher in vielfältiger Weise gestaltet und kombiniert (EAK 2020). Entlang der Außenküste Mecklenburg-Vorpommerns übernehmen derzeit 29 Landesküstenschutzdünen mit einer Gesamtlänge von 106 km die zentrale Aufgabe des Überflutungsschutzes für das Hinterland. Ergänzend wirken etwa 80 km uferstabilisierende Buhnensysteme sowie rund 45 km hochwasserkehrende Küstenschutzbauwerke, die gemeinsam ein integriertes Schutzsystem bilden (StALU 2021).

Natürlich sowie vergleichsweise leicht in Unterhaltung und Aufbau können Dünen an Veränderungen, wie dem Meeresspiegelanstieg oder den Verlagerungen der natürlichen Küstendynamik, angepasst werden. Zur Sicherung von Vor- und Weißdünen mit ausgeglichener oder positiver Sandbilanz können Maßnahmen wie die gezielte Bepflanzung mit Dünenvegetation eingesetzt werden, da diese vor allem die Winderosion mindert und als natürlicher Sandfang die Dünenentwicklung fördert (vgl. DIN 19657).

An den rückgangsgefährdeten Flachküsten werden für den Ausgleich der negativen Sedimentbilanz erhebliche Mengen Sand benötigt, die durch die künstliche Zufuhr von Sand ausgeglichen werden. Die künstliche Sandzufuhr erfolgt heute fast ausschließlich durch das Aufspülen marin gewonnener Sande. Marine Sande können ökologisch und ökonomisch vertretbar nur aus dem flachmarinen Küstenraum gewonnen werden. Darüber hinaus ist eine angemessene Entfernung von der Rohstoffquelle zum Einbauort ein maßgeblicher Parameter, um Küstenschutzmaßnahmen, insbesondere die Durchführung von Aufspülungen zur Wiederherstellung von Dünen, wirtschaftlich durchführen zu können. In MV werden seit 1968 Aufspülungen zur Verstärkung sandiger Küsten durchgeführt. Zwischen 1990 und 2010 wurden an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns durch mehr als 80 Aufspülungsmaßnahmen rund 15 Mio. m³ Sand in Dünen, Strand, Schorre und Deichen eingebaut. Jährlich werden ca. 500.000 m³ Sand benötigt (Sommermeier 2013). Die Wirkdauer von Aufspülungen ist jedoch aufgrund der ständig einwirkenden hydraulischen Belastungen zeitlich begrenzt. Um die Leistungsfähigkeit der Dünen wiederherzustellen, werden regelmäßige Wiederholungsaufspülungen, i. d. R. im Abstand von 8 bis 10 Jahren, durchgeführt. Durch Buhnen kann die Verweilzeit des Sandes im Strand- und Schorrebereich verlängert werden. Für einen funktionierenden Küstenschutz ist ein abgestimmtes Management mit entsprechenden Erhaltungs- und Wiederherstellungsmaßnahmen erforderlich.

3.1 Funktion und Aufbau

Dünen bilden in direktem Zusammenhang mit den vorgelagerten Stränden und den Flachwasserbereichen der Schorre eine funktionelle Einheit. Strand- und Schorrebereiche, die mit Sediment ausreichend ausgestattet sind, wirken stabilisierend auf den Dünenkörper und begünstigen ihn in seiner Schutzfunktion. Der vorgelagerte Sandstrand ist ein effektiver Energieumwandler, der einen großen Teil der Wellenenergie dämpft. Aufgrund ständiger Anpassungsprozesse ist er jedoch nie konstant in seiner Lage und Form (EAK 2020). Seeseitig auftretende Sedimentumlagerungen setzen sich landwärts fort und führen letztlich auch zu Umverteilungen der Sedimente an der Küstenschutzdüne.

Ein Sedimentmangel im Strand- und Schorrebereich wirkt sich entsprechend unvermeidlich negativ auf die Standsicherheit und -zeit einer Düne aus. Zu schmale und zu niedrige Dünenvorbereiche können bei Sturmflutbelastung beträchtliche Materialverluste in den Dünen nach sich ziehen. Grund dafür ist die höhere Wassertiefe vor den Dünen und damit ein höherer Energieeintrag infolge von ungebrochen auf den Dünenfuß auflaufenden Wellen.

Für die Gewährleistung einer funktionalen Schutzeinheit ist die geometrische Ausbildung von Strand und Düne maßgeblich. Der Dünenfuß liegt in der Regel bei etwa +1,0 m NHN, sodass der vorgelagerte Strand als hydraulische Pufferzone zwischen Seegang und Dünenkörper wirkt. Für das Strandprofil werden zwei Bereiche unterschieden. Das Strandprofil wird in zwei morphologische Bereiche unterteilt: Der obere, trockene

Strand weist typischerweise eine Neigung von 1:20 auf, während das seewärtig anschließende Unterwasserprofil deutlich flacher mit etwa 1:100 geneigt ist (StALU 2021). Diese abgestufte Profilgeometrie begünstigt die sukzessive Wellenbrechung und Energiedissipation über eine größere Strecke, wodurch ein erheblicher Anteil der einlaufenden Wellenenergie abgebaut wird. In der Folge wird das Überflutungs- und Erosionsrisiko im Hinterland wirksam reduziert.

Die Düne selbst wird standardmäßig mit einer inneren Böschungsneigung von 1:2 (landseitig) und einer äußeren Böschungsneigung von 1:3 (seeseitig) ausgebildet. Diese Böschungsverhältnisse stellen einen Kompromiss zwischen standsicherer Geometrie und materialeffizienter Bauweise dar und gewährleisten zugleich eine ausreichende Widerstandsfähigkeit gegenüber hydraulischer Beanspruchung.

Entsprechend ihrer Kombination mit anderen Schutzbauwerken werden Dünen in *Vollschutzdünen* und *Systemschutzdünen* kategorisiert.

Systemschutzdünen bilden den traditionellen Küstenschutz an der Ostsee und erzielen erst durch die Kombination mit anderen Schutzbauwerken, z. B. Deich und Küstenschutzwald, eine vollständige Wehrfähigkeit (vgl. Abbildung 15). Die Düne wird dabei lediglich als vorgelagerter Puffer angesetzt, damit ein Teil der Wellenenergie dissipiert und die hydraulische Beanspruchung des Deiches reduziert wird. Deiche an der Ostsee sind oftmals an ihrer seeseitigen Böschung nur mit einer Grasnarbe ausgestattet. Für den Fall eines Dünendurchbruchs wurden hinter der Düne zusätzlich Wälder angepflanzt, die eine weitere Reduzierung der Wellenenergie bewirken sollten. Heute sind die Waldbreiten infolge von Küstenrückgang stark geschrumpft, so dass diesen i. d. R. keine Dämpfungswirkung mehr zugeschrieben wird (StALU 2021).

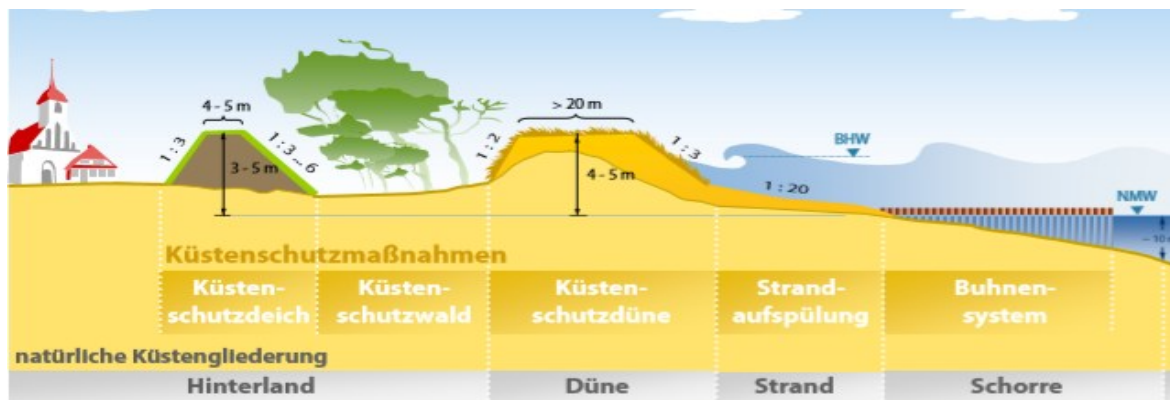


Abbildung 15: Kombiniertes Schutzsystem an rückgangsgefährdeten Flachküsten StALU (2021)

Vollschutzdünen sind größer dimensioniert als Systemschutzdünen und gewährleisten eigenständig den Überflutungsschutz. Sie bestehen aus Verschleiß-, Reserve- und Sicherheitsteil (Abbildung 16). Der seeseitig gelegene Verschleißteil wird durch natürliche Erosionsprozesse und kleinere Sturmhochwasser kontinuierlich abgetragen und versorgt angrenzende Strand- und Küstenbereiche mit Sediment. Der Reserveteil wird so bemessen, dass er das bei einem Bemessungshochwasser umgelagerte Sandvolumen aufnehmen kann. Landseitig schließt sich der Sicherheitsteil an, der in Mecklenburg-Vorpommern pauschal mit einer Breite von 10 m ausgebildet wird und ein Überströmen der verbleibenden Düne verhindern soll. Da die Schutzfunktion einer Düne maßgeblich vom im Strand- und Vorstrandbereich verfügbaren Sandvolumen abhängt, werden bei der Bewertung neben den geometrischen Parametern der Düne auch Strandbreiten und Geländehöhen berücksichtigt. Durch den kontinuierlichen Abtrag des seeseitigen Dünenbereichs sind

regelmäßige Profilkontrollen und gegebenenfalls Verstärkungsmaßnahmen erforderlich (StALU 2021)

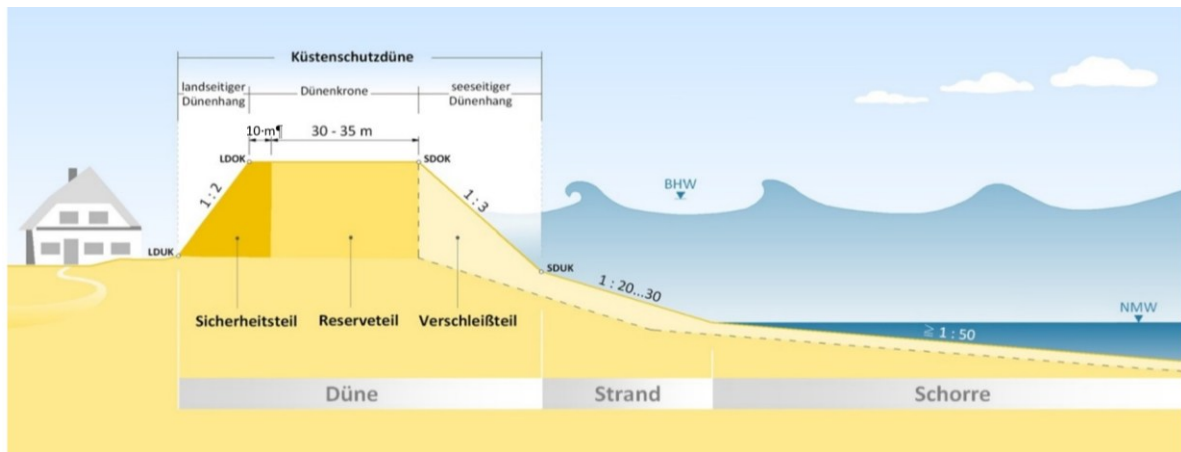


Abbildung 16: Aufbau einer Vollschutzdüne. Grafik bereitgestellt durch das StALU

Mit der Erneuerung der hydrodynamischen Randbedingungen wurde der einheitlich angesetzte Sicherheitszuschlag Küstenabschnitten mit Vollschutzdünen auf 10 m vereinheitlicht, wohingegen dieser in Bereichen mit Systemschutzdünen komplett entfällt. Darüber hinaus ist bei der Bemessung auf HW200 zukünftig ein zusätzlicher Verschleißteil mit einer Lebensdauer von zehn Jahren auf die erforderlichen Dünenbreiten zu berücksichtigen, auf den im Bemessungsfall BHW verzichtet wird (Newe 2018).

3.2 Erosionsmechanismen

Erosion kann zu einer deutlichen Erhöhung des Überflutungsrisikos führen. Die Bewertung und das Verständnis der sturmhochwasserbedingten Dünenerosion stellt einen der wichtigsten Aspekte bei der Bewertung des Küstenschutzes dar (Santos et al. 2019). Als akkumulierter Sandkörper variieren Dünen durch erosive und akkumulierende Prozesse auf unterschiedlichen Zeit- und Raumskalen. Küstenbildung bzw. -umbildung sind natürliche und dynamisch ablaufende Prozesse, die durch die Mobilisierung und den Transport von transportfähigem Material die Form und Lage der Küstenlinie verändern.

Die welleninduzierten hydrodynamischen und morphodynamischen Prozesse unterscheiden sich z. T. stark in den verschiedenen Bereichen eines Küstenprofils. Daher ist eine Festlegung einzelner Zonen vorzunehmen, wobei die Grenzen infolge variabler Wasserstände sowie Seegangs- und Strömungsverhältnissen dynamisch sind. In Abhängigkeit der Wassertiefe und der Wellenlänge wird durch den Grundkontakt der Welle zwischen Tiefwasser, Übergangszone und Flachwasserzone - gegliedert in Brandungszone und Wellenaufzugszone - unterschieden (vgl. Abbildung 17).

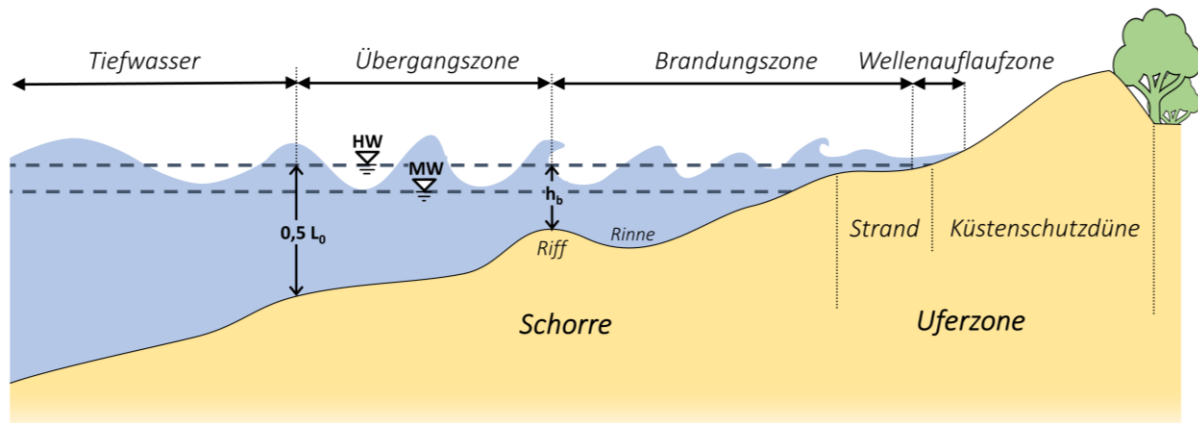


Abbildung 17: Einteilung des Küstenprofils entsprechend dem Wellenkriterium durch das Verhältnis von Wassertiefe zu Wellenlänge, adaptiert nach Newe (2005)

Außerhalb der Brandungszone wird der Sand unter nichtbrechenden Wellen vorwiegend durch die horizontale Orbitalbewegung an der Sohle mobilisiert. In der Übergangszone bewirkt die Grundberührung der Orbitalbahnen der einlaufenden Wellen bereits zu Beginn der Zone eine Schubspannung an der Sohle. Diese führt jedoch erst bei Überschreitung eines Grenzwertes zur Mobilisierung und zum Transport des vorhandenen Sedimentes. Aufgrund der zunächst niedrigen Schubspannungsgeschwindigkeiten (u^*) an der Sohle besteht der Transport in diesem Bereich vollständig aus Bodenfracht. Innerhalb der Brandungszone haben die Sedimenteigenschaften eine weitaus geringere Bedeutung. Die aus dem Brechvorgang der Wellen resultierenden Turbulenzgeschwindigkeiten sind wesentlich höher als die Sinkgeschwindigkeiten der Sandkörner (Raudkivi & Dette 1993).

In der gesamten Brandungszone wird das Sediment an der Sohle infolge der auftretenden Turbulenzen wesentlich stärker mobilisiert als in der Übergangszone. Insbesondere unter Sturzbrechern sorgen die hochturbulenten Zustände für eine Aufwirbelung des Sedimentes bis an die Wasseroberfläche. Für die starke Suspension sind dabei vorrangig die bis zur Sohle durchschlagenden, horizontalen Großwirbel verantwortlich (Horikawa 1987). Die Sedimenteigenschaften spielen eine eher untergeordnete Rolle, da die Turbulenzgeschwindigkeiten bei entsprechenden Seegangsbedingungen wesentlich größer als die Sinkgeschwindigkeiten der Sandkörner sind.

Obwohl sandige Küsten kontinuierlich durch Wellen, Gezeiten und Winde geformt werden, sind Sturmhochwasser die dominierenden Faktoren für abrupte und signifikante morphologische Veränderungen (Birkemeier 1979). Sturmhochwasser können rapide erhebliche Sedimentumlagerungen infolge von Quer- und Längstransporten verursachen und im Extremfall zum Durchbruch der Düne führen. Je nach Art und Intensität der Einwirkungen können sich die Auswirkungen auf das Küstensystem räumlich stark unterscheiden. Während Stürmen verändern große hydrodynamische Kräfte das Unterwasserprofil, den Strand und die Dünen. Dieser Prozess wird manchmal als morphologischer Reset bezeichnet (van Wiechen et al. 2022). Price und Ruessink (2011) weisen auf die Bedeutung des Wellenanfallswinkels hin, da erst schräge Wellen eine entlang der Küste verlaufende Strömung auslösen.

Die Erosion der seeseitigen Böschung erfolgt maßgeblich infolge von Wellenangriff, wobei der Wasserstand den Angriffspunkt definiert. Die wiederholte Einwirkung von Wellen führt dabei zur Abtragung von Sediment im Bereich der Dünenbasis oder des

Strandes, was zur Ausbildung von Steilabbrüchen infolge von Abgleiten, Unterspülen und Abrutschen von Sedimente führen kann, womit eine Rückverlagerung der Küstenlinie einhergeht. Die Überspülung oder vollständige Überflutung der Düne, bewirkt eine Erosion der landseitigen Böschung mit einem Sedimenttransport in Richtung Hinterland. Dies kann rapide Abtragungen der Dünen und Umlagerungen von Sedimenten zur Folge haben und im Extremfall zu struktureller Instabilität oder einem vollständigen Durchbruch führen. Die hydrodynamischen Belastungssituationen auf Dünen können in vier Belastungsregime unterteilt werden (Sallenger 2000). Diese Klassifikation basiert auf der relativen Höhenlage von Strand, Dünen, mittleren Wasserständen und Wellenaufläufen und erlaubt eine differenzierte Bewertung der physikalischen Auswirkungen von Sturmereignissen:

- **Swash-Regime** tritt unter vergleichsweise milden Bedingungen auf, bei denen Wellen und Wasserstände lediglich den Strandbereich erreichen. Die morphologische Reaktion beschränkt sich auf Stranderosion infolge der wiederholten Wellenbewegung im Bereich der Brandungszone.
- **Kollisions-Regime** tritt Bei zunehmender hydrodynamischer Belastung auf, sobald die Wellen den Dünenfuß erreichen. Dies führt zur Ausbildung von Steilabbrüchen (Scarping) und damit zur lokalen Erosion der Düne. Die Interaktion zwischen Wellen und Morphologie ist hier durch direkte Kollision geprägt.
- **Überströmungs-Regime** stellt eine weitere Intensivierung der Sturmbedingungen – etwa durch höhere Wellen oder eine verringerte Dünenhöhe dar. Das Überspülen der Düne ist möglich.
- **Überflutungs-Regime** stellt die stärkste Belastung dar, wenn die kombinierte Wirkung aus Wasserstand und Wellenaufwurf die Höhe des Dünenkamms übersteigt.

Das Konzept des Sturmregimes zur Klassifizierung von Belastungssituationen erfüllt die physikalische Voraussetzung, dass die Vorhersage der Dünenentwicklung sowohl von der Kenntnis der ursprünglichen Topografie als auch von den hydrodynamischen Bedingungen abhängt, die den Sedimenttransport antreiben. Als Folge unterschiedlicher Sturmregime, lassen sich die Erosionsmechanismen in seeseitige und landseitige Erosion eindeutig klassifizieren.

Die Analyse hydrodynamischer Belastungen, die zur Dünenerosion führen, waren Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (Russell 1993; Judge 2003; Larson 2004; Morton 2002; Pye 1994; Roelvink 2009; Steetzel 1993; Van Rijn 2009; Vellinga 1983; Van Gent 2008; u. a.). Die Erosion von Dünen ist abhängig von der Einwirkung und somit abhängig vom Versagensmechanismus (vgl. Erikson et al. 2003). Van Gent et al. (2008) beschreiben den Prozess der Dünenerosion als zeitlich veränderlicher Prozess, in dem sich verschiedene Erosionsvorgänge ablösen bzw. sich wiederholen. Grob lassen sich zwei Arten des Sedimenttransports zur Dünenerosion unterscheiden (van Wiechen et al. 2022). Der Transport von Sedimenten in der Brandungs- und Schwallzone als direkte Folge von hydrodynamischen Kräfte und andererseits den Transport aufgrund von Sandrutschungen an der Dünenflanke als Folge von Bodeninstabilitäten.

Der Sedimenttransport in der Brandungs- und Schwallzone wird unmittelbar durch Wellen und durch Wellen induzierte Strömungen gesteuert. Dabei werden Sedimente durch hydrodynamische Kräfte mobilisiert und als Fracht transportiert (Larson et al. 2004; Masselink et al. 2005). Der während eines Sturmhochwassers querverlagerte Sand lagert sich auf einem neuen, sturmgeprägten Querprofil ab, das jedoch nicht mit dem

Gleichgewichtsprofil unter alltäglichen hydrodynamischen Bedingungen übereinstimmt. Der reguläre Seegang strebt deshalb eine Anpassung an, so dass große Sandmengen verstärkt suspendiert und anschließend rasch durch den küstenparallelen Transport verfrachtet werden. Da sich rückziehende Küstenbereiche durch Netto-Sandverlust auszeichnen, wird ein Teil des überschüssigen Sandes dauerhaft aus dem System exportiert. Nur ein begrenzter Anteil des querverlagerten Materials wird durch längere Wellenperioden und schwächere Seegangsbedingungen wieder auf den Strand zurücktransportiert (EAK 2020).

Der Sedimenttransport in der Brandungszone wird durch Bodeninstabilitäten und Schwerkraft angetrieben und findet an der Dünenflanke und auf dem Dünenkamm statt (Erikson et al., 2007; van Gent et al., 2008). Eine Dünenfront, die von Wellen angegriffen wird, wird in der Regel durch Abrutsch- oder Rutschprozesse abgeschrägt. Das Abschrägen von Dünen kann über die gesamte Dünenfront hinweg auftreten. Basierend auf den Erkenntnissen von Sunamura (1992) für steinige Küsten, haben Nishi & Kraus (1996) drei Arten von Erosionsmechanismen für Dünen identifiziert. Die Erosionsmechanismen, die in Abbildung 18 dargestellt werden, werden sie klassifiziert als (1) Trennung der Schichten, einschließlich Umkippen, (2) Einkerbung und Einbrechen und (3) Gleiten und Fließen.

- **Trennung der Schichten.** Eine Trennung der Schichten tritt typischerweise auf, wenn eine nahezu senkrechte Dünenflanke Wellenschlägen ausgesetzt ist. Nach einer bestimmten Anzahl von Schlägen bildet sich eine vertikale Bruchlinie (Riss), und diese äußere Schicht (typischerweise 30 bis 50 cm dick) löst sich allmählich vom landseitigen Teil der Düne. Bei der Ablösung löst sich die äußere Schicht vom Hauptkörper der Düne, wird instabil und stürzt entweder plötzlich ein oder kippt nach vorne und stürzt um. Einkerbungen und Abrutschungen. Starke Einkerbungen treten in der Regel auf, wenn ein Dünenhang nahezu senkrecht ist, von Wurzeln durchzogen, stark verdichtet oder aus Felsen wie einer Felsklippe besteht. Die Einkerbung beschränkt sich auf die Höhe des Wellenangriffs, und nachdem die Einkerbung tief genug in den Dünenfuß geschnitten ist, bricht die darüber liegende Sandsäule zusammen. (Einige Einkerbungen können auch während der Schichttrennung auftreten, sind jedoch nicht der dominierende Faktor für den Zusammenbruch der getrennten Schicht.) Das Material der zusammengebrochenen Dünenfront wird vor der neuen Dünenfront abgelagert.
- **Rutschungen** sind eine weitere häufige Form der Dünenerosion. Sie treten auf, wenn der Dünenhang durch Wellen unterhöhlt wird, die am Fuß der Düne aufprallen. Wenn der Grundwasserspiegel den Dünenfuß nicht überschreitet, bildet sich eine Kerbe. Der überhängende Sandkörper rutscht ab, wenn sein Gewicht die stabilisierenden Reibungs- und Saugkräfte übersteigt. Die Breite der Sandablagerung am Fuße der Dünenflanke ist geringer als die der Schichttrennung, bei der es zum Umkippen und Abrutschen einer Schicht kommt.
- **Abrutschen und Fließen.** Gleiten und Fließen treten auf unverdichteten, sanft abfallenden Dünen auf, deren Neigung nahe am Schüttwinkel der sie bildenden Sedimente liegt. In dieser Situation kann bereits eine moderate Wellenbewegung am Fuß der Düne oder sogar starker Regen oder starker Wind dazu führen, dass eine dünne Sandschicht den Hang hinunterfließt. Es ist zu erwarten, dass diese Art der Dünenerosion nicht zu einem starken Rückgang der Dünen in kurzer Zeit führt. Allerdings neigt dieser Mechanismus dazu, die Dünenflanke zu versteilen, und eine

daraus resultierende steilere Dünenflanke wird wahrscheinlich unter Sturmbedingungen eine Schichttrennung oder Einkerbungen und Abrutschungen auslösen.

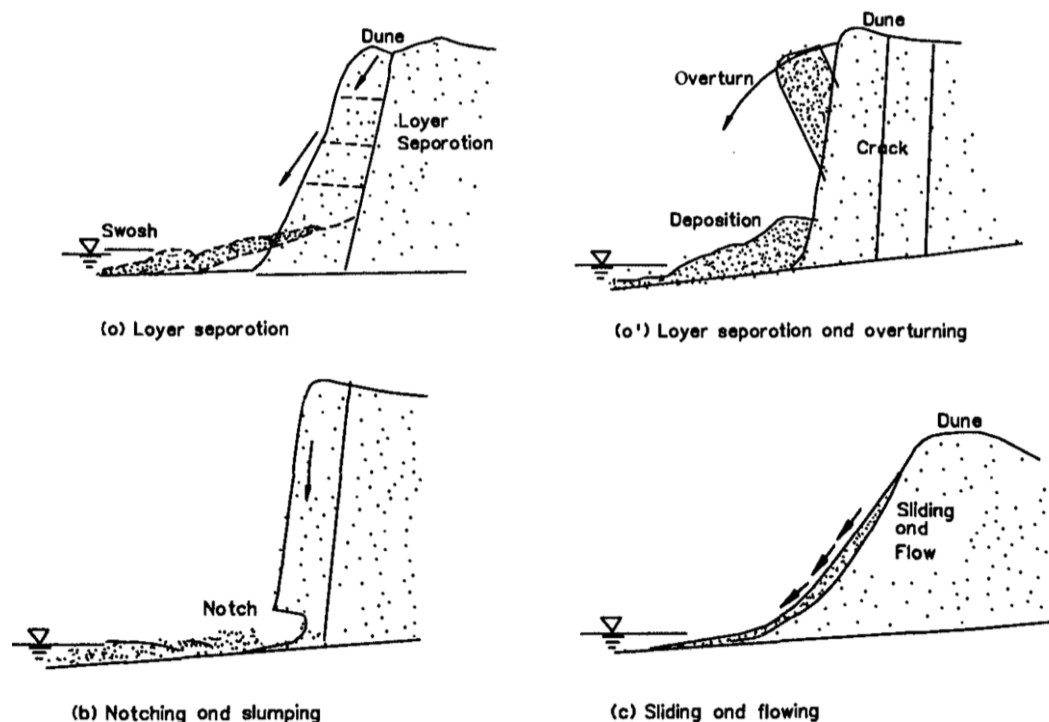


Abbildung 18: Erosionsmechanismen an Dünen im Schwallregime (Nishi und Kraus 1996)

Bei Sturmhochwassern werden so erhöhte Mengen des Sandes mobilisiert und entlang des Querschnitts querverfrachtet. Durch den küstenparallelen Transport werden große Anteile der Region herausgetragen, so dass Sand aus dem Küstenbereich verloren geht. Nur ein Teil des querverlagerten Sandes wird von dem langwelligen Seegang auf den Strand zurückgetragen.

3.3 Bemessungspraxis

Auf starke Erosion oder auch Durchbrüchen von Dünen bei Sturmfluten wird schon in Berichten früherer Jahrhunderte bereits hingewiesen (Arends 1833, Hagen 1863). Erste Überlegungen zur Befestigung von Dünen durch die Eindämmung des *schädlichen Flugsandes* finden sich bereits in Titius (1768), die in den folgenden Jahren an der deutschen Ostsee durch Biörn (1808) als *Ober-Plantagen-Inspektor* durch Dünenbepflanzungen erfolgreich umgesetzt und verfeinert wurden. Erste Regelwerke zum konstruktiven Dünenbau zum Schutz vor Küstenrückgang in besiedelten Gebieten entstanden im Auftrag der *Königlichen-Preussischen Regierung* im 19. Jahrhundert durch Krause (1850). Dabei kamen vor allem Buhnen, Deckwerke und Ufermauern zum Einsatz (LKN.SH 2022). Erst die Sturmflutkatastrophe von 1953 in den Niederlanden hat jedoch dazu geführt, dass – ebenso wie bei Deichen – Überlegungen für einen systematischen, vorsorglichen Schutz mit Dünen angestellt worden sind. Ziel war es, eine vorausschauende quantitative Ermittlung der Dünenerosion bei Sturmfluten deren Sicherheit für den Bemessungsfall zu prüfen. Auf Basis von langen, intensiven Naturbeobachtungen und hydraulischen Modellen wurden Abbruchprofile bestimmt, die ein Gleichgewichtsprofil, in Abhängigkeit der

hydrodynamischen Randbedingungen, zwischen erodierter und in den Vorstrand umgelagerter Sedimentmengen, darstellen (vgl. Edelmann 1969).

Durch die Modellierung des Abbruchverhaltens der Dünen bei Eintreten einer sehr schweren Sturmflut erfolgt die Bestimmung von Soll-Dünen, das heißt die Festlegung von Regelquerschnitten, die eine Düne aufweisen muss, um das entsprechende Schutzziel zu gewährleisten unter Berücksichtigung der standortbezogenen Belastungssituation, festgelegten Dünenparametern und der aktuellen Morphologie.

Die Bemessungspraxis zur Dimensionierung der Landesküstenschuttdünen Mecklenburg-Vorpommerns legt den besonderen Fokus auf der Sicherstellung des Sandvolumens und der min. Kronenhöhe, das für die Schutzfunktion einer Düne bei Eintritt des Bemessungssturmhochwasser erforderlich ist. Die Dimensionierung von Dünen, die als alleiniges Schutzelement fungieren, erfolgt mit dem Ziel, dass nach Umformung durch die Bemessungssturmflut ein durchbruchssicherer Restquerschnitt verbleibt. Im Gegensatz dazu können Dünen, die einem Seedeich vorgelagert sind, überströmt werden. Hier kommt es darauf an, dass durch die Düne eine Dämpfung des Seegangs bis auf ein für den Deich verträgliches Maß erfolgt. Aufgrund der an den meisten Küstenabschnitten des Landes vorherrschenden Küstenrückgangstendenz sind permanente Arbeiten zur Erhaltung der erforderlichen Dünenkubaturen erforderlich.

Die Bemessung in MV findet i. d. R. unter Heranziehung der von Newe & Dette (2004) erarbeiteten Methodik zur Bemessung und Bewertung von Strand- und Dünenprofilen statt. Im Hinblick auf eine Optimierung und eine damit verbundene mögliche Kostenersparnis der Vorspülmaßnahmen wurden in der Vergangenheit umfangreiche Untersuchungen zur Leistungsfähigkeit und Bemessung von Solldünenquerschnitten durchgeführt (Newe & Dette 2004; Newe 2005; Newe 2010; Newe 2018). Für die Bemessung von Dünenbauwerken und anderen linienhaften Küstenschutzbauwerken, bei denen auch die Dauer der Belastung oder die Durchsickerung maßgeblich die konstruktive Sicherheit einer Anlage bestimmen, wird für den Bemessungsfall die Bemessungswasserstandsganglinie herangezogen. Diese stellt eine repräsentative Wasserstandsganglinie dar. Sie stellt den Wasserstand und die zugehörige Verweildauer zu dem Sicherheitsniveau dar, das für die konstruktive Bemessung von Küstenschutzbauwerken gewählt wurde. Darüber hinaus dienen die Ganglinien der Bestimmung von realen Überflutungsflächen/-tiefen bei möglichen Durchbruchsszenarien. Bemessungswasserstandsganglinien können durch die gemeinsame Eintrittswahrscheinlichkeit hoher Wasserstände, Verweildauern und Füllen von Sturmfluten beschrieben werden (Weichbrodt 2013).

Die für die Bestimmung der Solldünen erforderlichen Simulationen des Dünenrückganges werden i. d. R. mit dem Modell NEWDUNE (Newe 1994; Newe & Dette 1995) durchgeführt. Die Auswahl dieses Modells beruht auf früheren Analysen und Berechnungen von Dünenabbrüchen an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns sowie Gegenüberstellungen der Ergebnisse mit anderen Modellen (Newe & Dette 2004).

Andere Richtlinien wie die FEMA 540-Regel (Federal Emergency Management Agency FEMA 2011) berücksichtigen das spezifische Dünenvolumen und können ebenso für die Dimensionierung von Dünen und die Bewertung des Dünenrückgangs bei Sturmereignissen angewendet werden. Dieses Kriterium definiert das im vorderen Dünenhalbprofil oberhalb des 100-jährlichen mittleren Wasserstandes gespeicherte Sandvolumen als ausschlaggebenden Parameter für den Schutz vor einem 100-jährlichen Sturmereignis. Solange dieser kritische Querschnittsbereich mindestens 540 Kubikfuß Sand pro Fuß Dünenlänge enthält (entspricht etwa 50 m³ pro Meter), wird davon ausgegangen,

dass die Küstendüne einem 100-jährlichen Sturm standhält. Ein Unterschreiten des Sandvolumens kann als kritisches Dünenprofil (Pessimalprofil) angesehen werden.

II Aufbereitung und Untersuchung hydraulischer Belastungsparameter

1 Allgemeines

Die Erfassung und Analyse von hydrologischen Kenngrößen ermöglicht die Beurteilung der küstennahen Einwirkungen, stützt die Planung und Konstruktion von Hochwasserschutzanlagen, hilft küstensichernde Maßnahmen und Unterhaltungsstrategien zu entwickeln und liefert gleichzeitig die Grundlagen zur Modellierung von extremen Niedrig- oder Hochwasserereignissen und deren Auswirkungen auf Mensch und Umwelt. In der Vergangenheit wurden daher entlang der deutschen Ostseeküste in verschiedenen Kampagnen Wasserstands- und Seegangsmessungen durchgeführt (Hahn & Rietschel 1938; Kelln & Jensen 2020).

Die ältesten manuellen Lattenpegelablesungen am Pegel Travemünde liegen seit 1826 vor (vgl. Jensen und Töppe 1986). Erste kontinuierliche Wasserstandsmessungen wurden gegen Ende des 19. Jahrhunderts unter anderem in Swinemünde sowie in Travemünde, Wismar und Warnemünde durchgeführt (Hahn und Rietschel 1938; Liebsch 1997). Die ursprünglich eingesetzten analogen Schreibpegel wurden ab etwa 1975 schrittweise durch moderne elektronische Datensammler ersetzt, die Wasserstände digital aufzeichnen (Hupfer et al. 2003). Aufgrund des hohen Zeit- und Kostenaufwands sind die analogen historischen Pegelbögen bislang nur teilweise nachdigitalisiert worden. Daher existieren analoge Wasserstandsmessungen häufig nach wie vor nur in aggregierter beziehungsweise auszugsweiser Form, die in Archiven ruhen.

Messungen des Seegangs sind dagegen deutlich begrenzter verfügbar. Insbesondere in nördlichen Gebieten der Ostsee sind Messungen häufig auf die eisfreie Zeit beschränkt, da die Bojen im Winter in der Regel entfernt werden, um Schäden durch Eis zu vermeiden (Weisse und Hünicke 2019).

Eine relativ neue Methode zur flächendeckenden Erfassung von Wasserstands- und Seegangsinformationen ist der Einsatz von Satelliten (u. a. Lehner et al. 2012; Rikka et al.; Dodet et al. 2020). Da für Analysen des Seegangs ebenso langjährig gemessene Zeitreihen erforderlich sind, werden Zeitreihen in der Praxis in der Regel aus Windzeitreihen durch Wind-Wellen Korrelationen abgeleitet, wie numerischen Simulationen (stationär, instationär) bzw. empirische Verfahren (z. B. SPM).

2 Messungen

Die an der deutschen Ostseeküste digital verfügbaren Messdaten wurden im Rahmen des Projekts zusammengetragen und werden folgend beschrieben. In Abbildung 19 werden die geographischen Positionen der zur Verfügung gestellten Wasserstands-(rot) und Seegangsmessungen (grün) dargestellt.

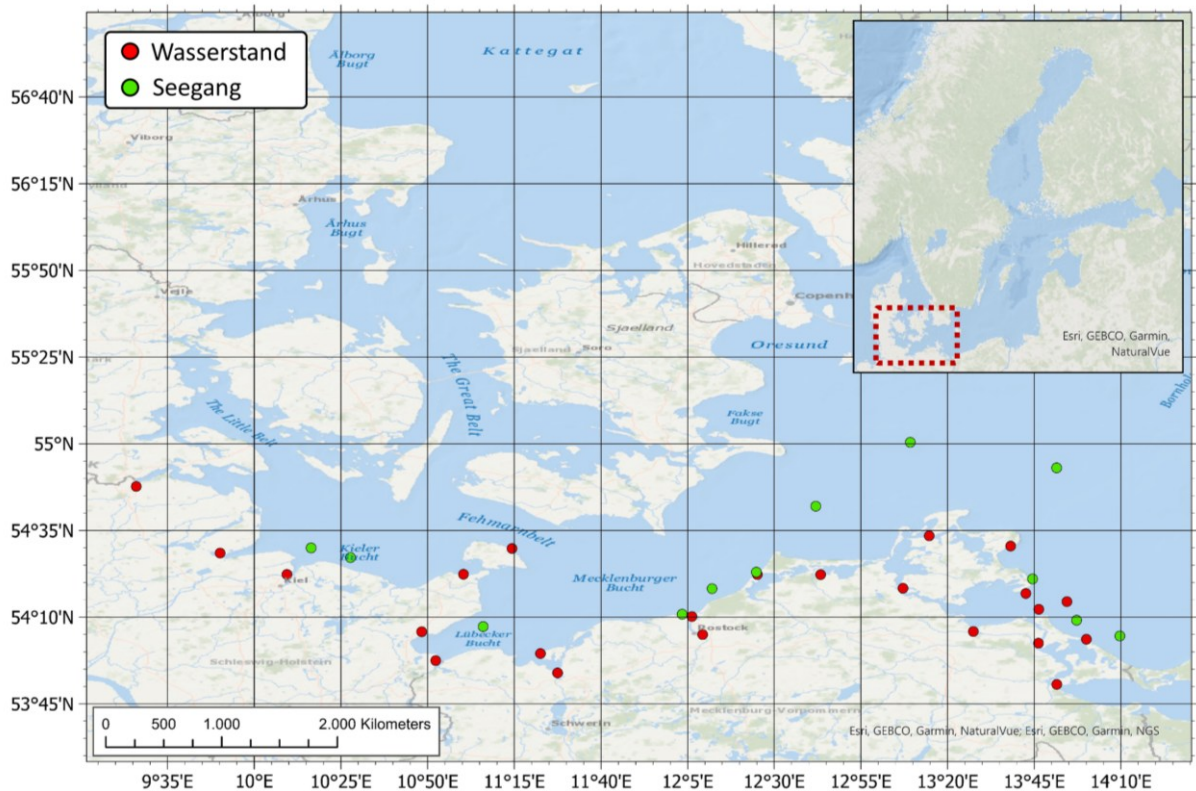


Abbildung 19: Verteilung der Wasserstandsmessungen (rot) und Seegangsmessungen (grün) entlang der deutschen Ostseeküste

Das Messnetz der Wasserstands- und Seegangsmessungen ist vergleichsweise dicht und gleichmäßig an der Ostsee verteilt. Während Wasserstände i. d. R. an Pegelstationen an der Küste gemessen werden, finden Seegangsmessungen on- und offshore in unterschiedlichen Wassertiefen statt. Im Folgenden werden die Messungen der Wasserstände und des Seegangs dargestellt und erläutert.

2.1 Wasserstandsdaten

2.1.1 Digitalisierte Wasserstandsdaten

Systematische Wasserstandsmessungen werden an Küstenpegeln durch die Wasserstraßen- und Schifffahrtsverwaltung des Bundes (WSV) sowie durch die Küstenschutzbehörden der jeweiligen Bundesländer durchgeführt. Zur Ableitung von vollständigen Ereignisganglinien, wird vorausgesetzt, dass diese digital, mindestens mit einer stündlichen Auflösung und über mehrere Jahre vorliegen. Die entsprechenden Zeitreihen wurden bei der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) angefragt. Insgesamt wurden qualitätsgeprüfte Wasserstandszeitreihen von 24 Pegelstationen, die repräsentativ entlang der deutschen Ostseeküste verteilt sind bereitgestellt.

In Tabelle 3 wird eine Übersicht über die bereitgestellten Pegelstationen, inkl. deren Lage, Pegelnullpunkt (PNP) und der zeitlichen Verfügbarkeit gegeben.

Tabelle 3: Verfügbarkeit von Wasserstandsinformationen Pegelstationen, inkl. der geographischen Lage und Zuordnung zwischen Außenpegel (blau) und Binnenpegel (grün)

Station	Lage		PNP [m ü. NHN]	Verfügbarkeit										
	lat [°]	lon [°]		1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020		
Flensburg	54,7950	9,4330	-5,000											
Eckernförde	54,4747	9,8360	-5,003											
Kiel Holtenau	54,3720	10,1570	-4,997											
LT. Kiel	54,4995	10,2732	-4,987											
Fehmarnsund	54,3729	11,0056	-5,000											
Marienleuchte	54,4966	11,2387	-4,998											
Neustadt	54,0965	10,8049	-5,017											
Travemünde	53,9580	10,8721	-5,025											
Timmendorf Poel	53,9920	11,3756	-5,001											
Wismar BH	53,8987	11,4579	-5,006											
Wanemünde	54,1697	12,1033	-4,979											
Rostock MD	54,0830	12,1551	-4,980											
Althagen	54,3717	12,4189	-4,979											
Barth	54,3712	12,7232	-4,980											
Stralsund	54,3056	13,1190	-4,975											
Wittower Fähre	54,5575	13,2451	-4,970											
Sassnitz	54,5082	13,6366	-4,966											
Greifswald Wieck	54,0977	13,4571	-4,970											
Thiessow	54,2806	13,7097	-4,970											
Ruden	54,2043	13,7719	-4,968											
Greifswalder Oie	54,2413	13,9072	-4,968											
Wolgast	54,0417	13,7703	-4,970											
Karnin	53,8436	13,8584	-4,980											
Koserow	54,0603	14,0008	-4,967											

Die Verfügbarkeit der digitalen Wasserstandszeitreihen zeigt deutliche Unterschiede in der zeitlichen Abdeckung der einzelnen Pegelstandorte. Der Pegel Travemünde verfügt mit einem Beginn am 01.01.1950 über die längste zusammenhängende digitale Zeitreihe. An vielen weiteren Pegeln beträgt die verfügbare Datenlänge hingegen höchstens etwa 35 Jahre. Zudem treten an zahlreichen Messstationen Datenlücken auf, die die kontinuierliche Auswertung und die Vergleichbarkeit der Zeitreihen einschränken.

2.2 Seegang

Die für die deutsche Ostseeküste digital verfügbaren Seegangsmessungen wurden aus dem Seegangsportal des BSH, der Datenbank des Küstenwasserbaus (KWB) der Universität Rostock, sowie aus dem Internen Messnetz Küste (IMK) zusammengetragen (vgl. Abbildung 19, Tabelle 4). Da die Seegangsdaten aus unterschiedlichen Messkampagnen mit unterschiedlichen Methodiken stammen, ist die Qualität der Rohdaten sehr heterogen. Daher wurden diese vor den weiteren Analysen auf Plausibilität untersucht (Impossible

Value Test, Spike Test, Drogue Test, vgl. Empfehlungen zur Qualitätskontrolle von in-situ Daten des European Global Ocean Observing Systems (EuroGOOS)).

Tabelle 4: Verfügbarkeit und geographische Lage der Seegangsmessungen an der dt. Ostseeküste, inkl. der Zuordnung zwischen offshore (rot) und küstennahen (blau) Messungen

Station	Quelle	Lage		Verfügbarkeit									
		lat [°]	lon [°]	1940	1950	1960	1970	1980	1990	2000	2010	2020	
FINO2	BSH	55,007	13,1541										
Kiel LT	BSH	54,4995	10,2736										
Darsser Schwelle	BSH	54,70	12,70										
Arkona	BSH	54,8843	13,8578										
Warnemünde	IMK	54,1807	12,0566										
Graal Müritz	IMK	54,3037	12,201										
Ahrenshoop	IMK	54,3831	12,4141										
Lübecker Bucht	KWB	54,1216	11,1001										
Koserow	KWB	54,0764	14,1617										
Schönberg See	KWB	54,4533	10,4624										
Göhren	IMK	54,3504	13,7420										
Karlshagen	IMK	54,1519	13,9538										

Die Verfügbarkeit digitaler Seegangsmessungen ist insgesamt stark eingeschränkt und räumlich wie zeitlich sehr uneinheitlich. Die längste Zeitreihe existiert für die Station Göhren mit einem Messbeginn am 01.01.1990. An zahlreichen weiteren Stationen stehen dagegen lediglich Zeiträume von wenigen Monaten bis wenigen Jahren zur Verfügung. Zusätzlich weisen alle Messstationen Datenlücken auf, wodurch sowohl kontinuierliche Analysen als auch die Vergleichbarkeit der Zeitreihen erheblich limitiert werden.

3 Simulationen

3.1 Allgemeines

Naturwissenschaftliche Modelle stellen ein Abbild der Natur, unter Hervorhebung wesentlicher Eigenschaften und Außerachtlassen nebensächlicher Aspekte, dar (Brockhaus, 1991). Sowohl in der Forschung als auch der Praxis spielen numerische Modelle eine maßgebende Rolle bei der Beurteilung der Hochwassersicherheit im Binnen- und Küstenbereich. Sie unterstützen dabei, die notwendigen Informationen für Analysen seltener Ereignisse und für die Planung von Schutzbauwerken zu erhalten (Musall 2011). Neben der Simulation von Extremereignissen, die u. a. zur Ermittlung von Bemessungswasserständen durchgeführt werden, können numerische Modelle auch zur Prognose langzeitlicher natürlicher Entwicklungen oder Auswirkungen anthropogener Maßnahmen eingesetzt werden. An der Küste ist dabei vor allem der Einfluss des Anstiegs des mittleren Meeresspiegels von Interesse.

Je nach Fragestellung kommen im Wasserbau unterschiedliche Modelle zu Einsatz, z. B. Hydrodynamische Modelle, Wellenmodelle (spektral/phasenaufgelöst),

Morphodynamische Modelle, Hydrologische Modelle oder Grundwassermodelle. Verschiedene Fragestellungen können darüber hinaus eine Kopplung verschiedener Modelle fordern.

3.2 Modellerstellung

Zur Modellierung und Simulation der hydraulischen Belastungsgrößen an der Ostsee wurde die Software MIKE 21/3 des *Danish Hydraulic Institute* (DHI) Water & Environment gewählt. MIKE 21/3 ist ein professionelles Softwarepaket für Ingenieure, das ein umfassendes Modellierungssystem, sowohl für zweidimensionale als auch für dreidimensionale Fragestellungen enthält. MIKE 21/3 eignet sich für die Simulation von hydraulischen und verwandten Phänomenen in Seen, Ästuarien, Buchten, Küstengebieten und Meeren. Das Softwarepaket ist modular aufgebaut, so dass je nach Fragestellung entsprechende Berechnungsmodule hinzufügen werden können.

Zur Informationserweiterung wurde eine gekoppelte Modellkette erstellt. Im ersten Schritt wurde über ein zweidimensional, tiefengemitteltes Modell die Hydrodynamik (HD) (Wasserstand, Strömung) simuliert. Die Simulationsergebnisse werden anschließend an ein spektrales Wellenmodell (SW) gekoppelt, mit dem maßgebende spektrale Seegangparameter simuliert werden. Für die wissenschaftliche Basis und deren numerischen Implementierung in der Simulation wird auf die jeweiligen wissenschaftlichen Handbücher verwiesen (DHI 2023a; DHI 2023b).

Die Anwendung von numerischen Modellen erfordert eine Vielzahl von Informationen als Grundlage, z. B. Bathymetrie, Meteorologie und Bedingungen an offenen Modellrändern. Um möglichst losgelöst von externen Randbedingungen zu sein, wurde entschieden, die gesamte Ostsee als Modellfläche zu betrachten. Die benötigten Informationen zur Modellerstellung wurden zweckmäßig aufgearbeitet und werden folgend beschrieben.

Die Verarbeitung und weitere Analyse der Modellergebnisse erfolgte dabei ausschließlich mit dem Programmpaket MATLAB. Zur weiteren Analyse der in MIKE21/3 generierten Daten wurde die DHI MATLAB Toolbox genutzt.

3.2.1 Bathymetrie und Mesh-Generierung

Für die Bathymetrie der Ostsee steht eine Vielzahl an Datensätzen für unterschiedliche Gebiete, mit unterschiedlichen Auflösungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten zur Auswahl. Durch das IOW wurden mehrere Datensätze z. B. *BSH* (*Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrografie, Hamburg*), *DHI* (*Danish Hydraulic Institute Hoersholm, Danmark*), *DYNOS* (*MAST-II Project MAS2-CT94-0088*), *IOW* (*Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Germany*), *MESODYN* (*German-Russian contribution to the BASYS project*) analysiert, gewichtet und neu komplementiert (vgl. Seifert et al. 2001). Als Resultat wurden zwei Datensätze erarbeitet, um die Topographie der Ostsee abbilden. Der Datensatz "iowtopo2" deckt die gesamte Ostsee von 9° bis 31° Ost und von 53°30' bis 66° Nord in einer Auflösung von 2 Minuten in Bezug auf den Längengrad und 1 Minute in Bezug auf den Breitengrad. Dies entspricht eine Auflösung von etwa 2 km. Die Region der Beltsee von 9° bis 15°10' Ost und von

53°30' bis 56°30' Nord ist im Datensatz "iowtopo1" mit einer doppelt so hohen Auflösung (1 Minute in der Länge und 0,5 Minuten in der Breite, was etwa 1 km entspricht) enthalten.

Da die Auflösung der bathymetrischen Datensätze zur detailgetreuen Abbildung von Meeresstrukturen zu grob sind, wurden diese für die relevanten Bereiche der deutschen Ostsee aus dem GeoSeaPortal des BSH durch höher aufgelöste Daten (50x50 m) (www.geoseaportal.de) ergänzt. Die drei Datensätze wurden der Auflösung entsprechend priorisiert und als Grundlage für die Modell-Bathymetrie genutzt.

Die bathymetrischen Informationen wurden weiter als Grundlage zur Erstellung des Berechnungsnetzes (*Mesh*) genutzt. Dieses bildet die Grundlage zur räumlichen Lösung der numerischen Gleichungen, indem geographischen Positionen räumliche Informationen (Wasserstand, Strömung, Bodenrauigkeit, etc.) zugewiesen werden. Die Wahl der räumlichen Auflösung des Meshes stellt neben der zeitlichen Auflösung eine wichtige Entscheidung dar. Dabei gilt es einen Kompromiss aus Abbildungstreue und Vereinfachung zu finden, der in angemessenen Rechenzeiten resultiert. Durch die Wahl eines unstrukturierten (flexible) Meshes, werden Dreiecks-Elemente mit einer variierenden Auflösung erstellt. So lässt sich eine feine Auflösung an relevanten küstennahen Gebieten und eine grobe Auflösung an tiefen, küstenfernen Stellen erstellen, wodurch sich Rechenzeiten reduzieren.

Zur Erstellung eines Meshes gilt es eine Berandung vorzugeben. In der Modellierung wird dabei zwischen *geschlossenen* und *offenen* Modellrändern unterschieden. Die Küstenlinie stellt einen geschlossenen Rand dar, der keine Fließbewegung in Normalen Richtung zulässt und somit nicht überströmbar ist. Dazu benötigte Informationen wurden durch die Helsinki Commission (HELCOM; <https://helcom.fi/>) bezogen. Der Datensatz basiert auf aufgearbeiteten OpenStreetMap-Daten. Zur Mesh-Generierung wurde die Küstenlinie im südwestlichen Bereich des Modells auf einen mittleren Punktabstand von ~350 m diskretisiert, welche die Eckpunkte zur Triangulierung bilden. In Gebieten mit feineren Küstenstrukturen, wie z. B. in der Flensburger Förde, Schlei und Warnow, wurde der Punktabstand individuell verringert. In weiter entfernten Gebieten dagegen wurde der Punktabstand auf bis zu ~25 km hochgesetzt. Weiter wurden Vereinfachungen in der Küstenlinie getroffen, z. B. an den vielen Inseln des Schärenmeers und den Fjorden. So wurde das Modell vereinfacht, um die notwendigen Rechenschritte zu reduzieren.

Die verbliebenen offenen Ränder bieten die Möglichkeit einen externen Energie- oder Masseeintrag oder -austrag zu implementieren. Solche offenen Ränder werden einerseits durch die zahlreichen Flüsse, die in der Ostsee münden, andererseits durch die Verbindung zur Nordsee im Kattegat modelliert.

In Abbildung 20 wird ein Überblick über die verwendete Modellfläche, inkl. des generierten Meshes und der interpolierten Bathymetrie gegeben.

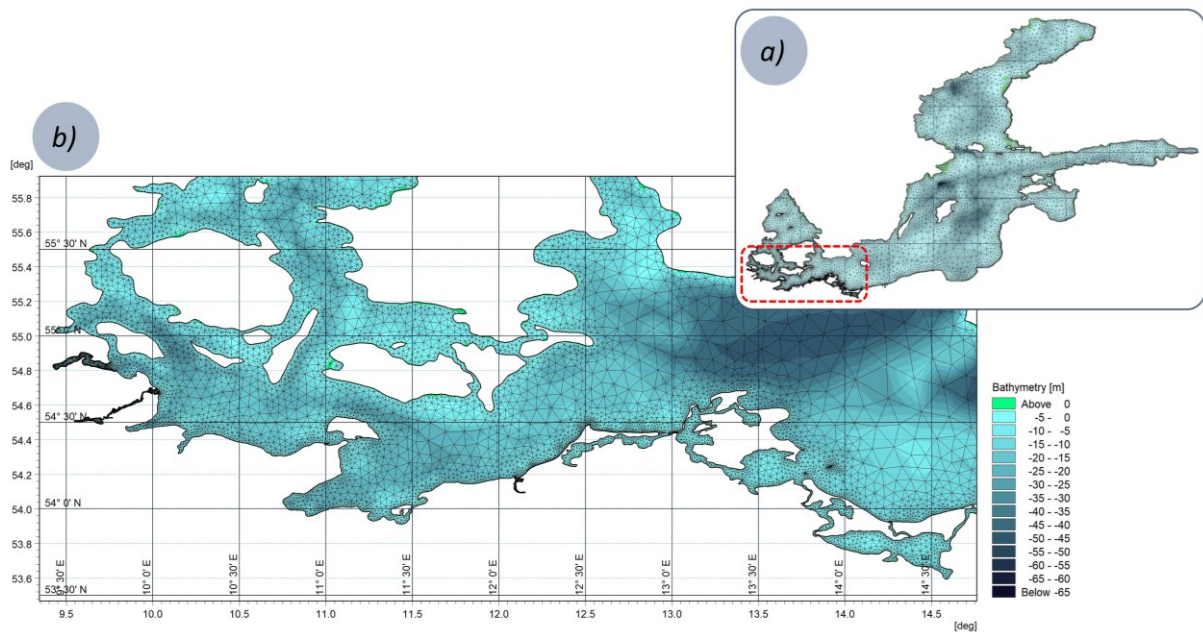


Abbildung 20: Darstellung der erstellten Bathymetrie inkl. des generierten Meshes für a) die gesamte Modellfläche und b) im Bereich der südwestlichen Ostsee

Das so erstellte flexible Mesh, inkl. der interpolierten Bathymetrie bildet die Grundlage für die anschließenden Simulationen der Hydrodynamik und des spektralen Seegangs.

3.2.2 Meteorologische Randbedingungen

Der Erfolg von Hindcast- und Forecast-Simulationen hängt maßgeblich von der Qualität der antreibenden meteorologischen Randbedingungen ab. Um erweiterte räumliche und zeitliche Informationen über die meteorologischen Verhältnisse in einem Gebiet zu erlangen, muss von Messdaten abgewichen werden und auf Modelldaten zurückgegriffen werden, die aus meteorologischen Modellen und (Re-)Analysen abgeleitet werden. Klimareanalysen kombinieren frühere Beobachtungen mit Modellen, um konsistente Zeitreihen mehrerer Klimavariablen zu generieren. Aufgrund der hohen Relevanz von Klimareanalysen wurden in den letzten Jahren verschiedene Datensätze erarbeitet. Für die Bearbeitung zeigte sich die Reanalyse des globalen Klimas des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) als geeignet heraus. Der Datensatz „*ERA5 - hourly data on single levels from 1940 to present*“ (5th Generation European Reanalysis <https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis>; vgl. Hersbach et al. 2022) stellt Datensätze in unterschiedlichen zeitlichen Auflösung zu verschiedenen Parametern der Atmosphäre auf einzelnen Höhengniveaus bereit. Diese sind auf regelmäßigen Breiten- und Längengittern mit einer Auflösung von $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ($\sim 31 \text{ km} \times 31 \text{ km}$) verfügbar.

Der ERA5 Datensatz unterscheidet zwischen dem Reanalyse Datensatz (REA) mit einer zeitlichen Auflösung von 1 Stunde und den Ensemble Mean Datensatz mit einer zeitlichen Auflösung von 3 h. Über die gleitende zeitliche Mittelung über 3 h und über verschiedene Ensemble Member stellt dieser einen sehr wahrscheinlichen Zustand der Atmosphäre dar. Der Datensatz beginnt am 01.01.1940 und wird in nahezu Echtzeit zur Gegenwart fortgeschrieben. Damit wird ein guter Kompromiss aus ausreichender räumlicher und

zeitlicher Auflösung und Verfügbarkeit gewählt. Ergänzend werden die Reanalysedaten des CIRES NOAA 20th Century Reanalysis (20CR) verwendet, die bis 1836 vorliegen. Dieser Datensatz dient zur Erweiterung der meteorologischen Zeitreihe und ermöglicht die Analyse atmosphärischer Bedingungen über einen langen historischen Zeitraum.

3.2.3 Meeresspiegelanstieg

Der MSL stellt die Ausgangsbasis von Wasserstandsschwankungen dar. Aussagen zu langfristigen Veränderungen des Meeresspiegels in der Ostsee hängen stark vom betrachteten Ort, Zeitraum und Bezug (relativer oder absoluter Meeresspiegel) ab. Durch eine Vielzahl an Prozessen zeigten sich Veränderungen des MSL in der Vergangenheit zeitlich als auch räumlich unterschiedlich. Je nach betrachtetem Zeitraum und Pegel variieren daher die Anstiegsraten der Pegelbeobachtungen an der deutschen Ostseeküste im letzten Jahrhundert zwischen etwa 1 bis 3 mm/Jahr (z. B. Kelln et al. 2019, Mudersbach & Jensen 2008; Richter et al. 2012; Meinke 1999).

Eine repräsentative Berücksichtigung des MSL und dessen Variabilität in der Modellierung über den Untersuchungszeitraum fordert aufgrund der räumlichen und zeitlichen Komplexität Kompromisse bzw. Vereinfachungen. Als zeitliche Vereinfachungen der variablen Anstiegsraten wird der MSL-Anstieg als linearer Trend über den gesamten Untersuchungszeitraum eingesteuert. Damit werden Vereinfachungen hinsichtlich saisonaler, jahresübergreifender oder dekadischer Variabilität getroffen als auch über einen beschleunigten Meeresspiegelanstieg.

Als räumliche Vereinfachung wird der Fokus auf die deutschen Küstengebiete als Interessensgebiet gelegt. Da im Modell keine vertikalen Landbewegungen berücksichtigt werden, werden MSL-Anstiegsraten genutzt, in denen ebenso vertikale Landbewegungen entfernt wurden. Durch detaillierte Untersuchungen von Pegeldata wurden in Kelln et al. (2019) für den Zeitraum 1900 bis 2015 GIA korrigierte, lineare Trends des MSL ermittelt. Diese variieren an der dt. Ostseeküste zwischen 1,08 mm/a ($\pm 0,08$) (Marienleuchte) und 1,6 mm/a ($\pm 0,09$) (Warnemünde). Da der Pegel Travemünde repräsentativ für die deutsche Ostseeküste zwischen Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern liegt, wurde sich entschieden, die Veränderungsrate des Ausgangswasserstandes mit dessen linearen Trend von 1,55 mm/a anzusetzen. Zur Berechnung der Ausgangsbasis des simulierten Zeitpunkts wird der Trend somit mit dem aktuellen MSL (01.11.2010 - 31.10.2020) in Travemünde von 7 cm ü NHN (vgl. pegelonline.wsv) verrechnet.

Zur Implementierung wird der Ausgangswasserstand der Modellfläche eines jeden Jahres in der Simulation um den Faktor angepasst

3.2.4 Externe Randbedingungen

Die Nordsee wirkt durch einen Wasserzu- und ausstrom, sowie Energieein- und austrag wesentlich auf die Hydrodynamik der Ostsee ein. Um den Einfluss im Modell zu integrieren, wurde die Luftlinie zwischen dem an der dänischen Küste gelegenen Pegel *Skagen* und dem an der gegenüberliegenden schwedischen Küste Pegel *Smøgen* als offener Rand modelliert (vgl. Abbildung 21). Da keine hochaufgelösten Informationen über Strömungen vorliegen, wurde sich entschieden Wasserstandsdaten an dem

Modellrand vorzugeben, aus denen automatisch ein Zu-/Abfluss generiert wird. Dazu werden die Zeitreihen beider Pegel genutzt, zwischen denen anschließend eine „Profilserie“ interpoliert wird.

Die Wasserstandsinformationen des Pegels *Smøgen* wurden aus dem Datensatz *Global Ocean* des Copernicus Marine Service (CMEMS) (<https://marineinsitu.eu>) bezogen, der aus öffentlich verfügbaren Quellen nahezu in Echtzeit qualitätskontrolliert fortgeschrieben wird. Die Pegeldaten des gegenüberliegenden Pegels Skagen sind in dem Datensatz nicht enthalten, weshalb alternativ auf die Zeitreihe aus dem GESLA 3 Datensatz (Woodworth et al. 2016) zurückgegriffen wurde, die jedoch nur für den Zeitraum von 1991 bis 2020 verfügbar ist.

Aufgrund der geographischen Nähe der beiden Pegel zueinander, weisen die Wasserstandsverläufe eine starke Ähnlichkeit auf. Um Informationen über einen möglichst langen Zeitraum entlang der Modellgrenze zu generieren, wurden die Pegeldaten gegenseitig über ein lineares Regressionsmodell erweitert und vervollständigt. Dazu wurde die Regressionsgerade ($f(x)$) zwischen den Pegeldaten gebildet und die zugehörigen vertikalen Abweichungen bestimmt. Die Daten streuen mit einer einfachen Standardabweichung (σ) von 7.4 cm, um die Regressionsgerade. Diese geringe Streuung wird aufgrund der niedrigen Relevanz für die deutsche Küste als Unsicherheit des Ansatzes eines einfachen linearen Modells akzeptiert. Anschließend konnte dem erstellten Regressionsmodell über die analytische Beziehung zwischen den Wasserständen beider Pegeln die fehlenden Werte ergänzt werden.

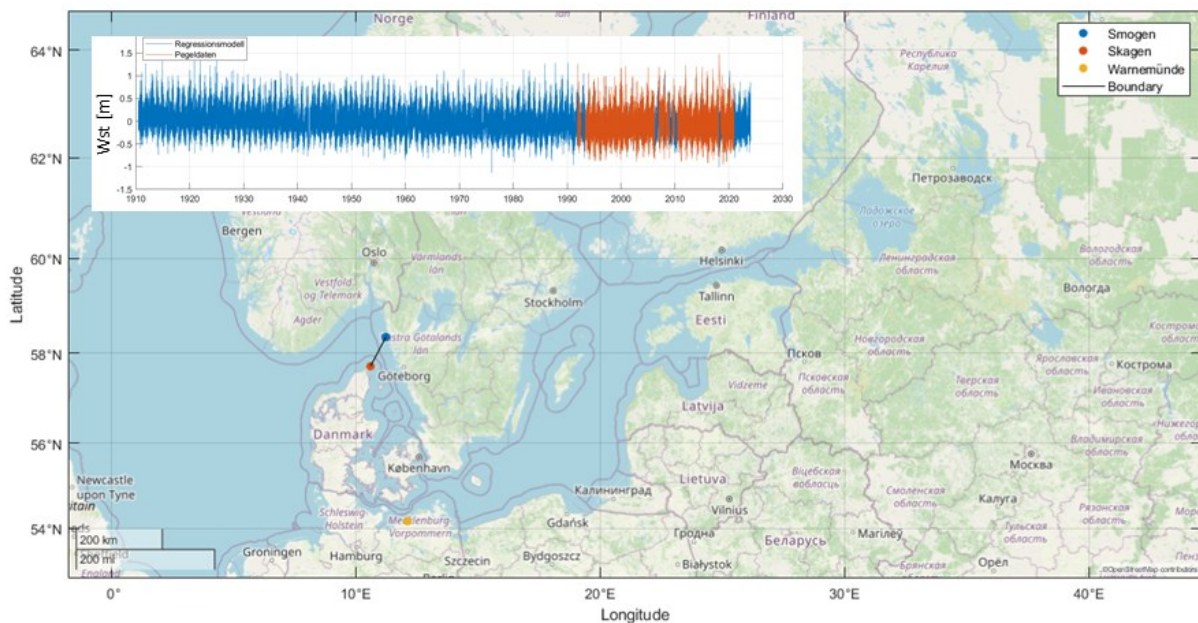


Abbildung 21: Erweiterte Wasserstandsinformationen des Pegel Skagens für den Zeitraum 20.06.1910 bis 31.03.2023 über das zuvor erstellte lineare Regressionsmodell

Als maßgebende Stelle für Energie und Masseeintrag, werden durch die Berücksichtigung von Pegeldaten als Randbedingungen der Trend des relativen Meeresspiegels, der in den dänischen/schwedischen Gebieten maßgeblich durch den GIA-Trend beeinflusst ist, in das Modell eingesteuert. Da jedoch mit einer statischen Bathymetrie simuliert wird, gilt es diesen Trend vorab zu korrigieren. Dazu wird der lineare Trend der Pegelstationen

berechnet und dieser homogenisiert. Anschließend wird das gewünschte MSL-Signal wiederum als Trend in den Randbedingungen implementiert.

Mit den erweiterten, synthetischen Wasserstandsinformationen beider Pegel konnten vollständige Wasserstandsinformationen am Rand des Modells über den Zeitraum von 20.06.1910-31.03.2023 erstellt werden, die über den Rand zwischen den Pegelstationen linear interpoliert als „Profilserie“ zur Modellsteuerung weiter genutzt wurden.

3.2.5 Wasserhaushalt

Zur Simulation der identifizierten Belastungsparameter wird eine zeitlich hochaufgelöste und über einen möglichst langen Zeitraum vollständige Datenbasis angestrebt. Mit Langezeit-Simulationen von >1 Jahr ist ein Blick auf den Wasserhaushalt notwendig, um den Füllungsgrad der Ostsee schätzen zu können. Die Veränderung des Wasserspeichers der Ostsee (ΔS) bildet sich durch die Überlagerung des Wasseraustausches zur Nordsee ($Q_{Nordsee}$), den Zustrom durch Flüsse $Q_{Flüsse}$, Niederschlag (N) und Verdunstung (V).

Somit gilt für den Wasserhaushalt der Ostsee:

$$\Delta S = \pm Q_{Nordsee} + Q_{Flüsse} + N - V \quad 3-1$$

Der Wasseraustausch der Nordsee wird im Modell in Abhängigkeit der Wasserspiegellagenveränderung am offenen Rand im Kattegat berechnet. Niederschlag und Verdunstung werden im durch den meteorologischen Input durch die ERA-5 Daten abgebildet. Offen in der Wasserhaushaltsgleichung bleibt damit der Zustrom durch Flüsse, über die in der Summe ein nicht unwesentlicher Teil an Wassermassen in die Ostsee gelangt. Der Eintrag der Flüsse in die Ostsee wird mit insgesamt etwa $480 \pm 30 \text{ km}^3/\text{a}$ über 200 Flüsse beschrieben (vgl. Hupfer 2000). Damit wirken sich diese maßgeblich auf die Wasserbilanz aus und somit auf die Wasserstände.

Abflussdaten für 46 Flüsse aus dem *Global Runoff Data Center* (GRDC) und Daten des LKN.SH wurden in Fröhle et al. (2022) zusammengetragen und mittlere Abflüsse für den Zeitraum 2005-2015 ($MQ_{2005-2015}$) berechnet. In der Summe ergibt sich damit ein Zufluss von $383,87 \text{ km}^3/\text{a}$ und somit ein Defizit von $\sim 100 \text{ km}^3/\text{a}$ zu der angestrebten Wasserbilanz. Dies resultiert maßgebend, da kleine Flüsse dabei entweder aus geringerer Relevanz oder mangelnder Datenlage nicht berücksichtigt wurden bzw. werden konnten. Als praktische Lösung dieses Defizit auszugleichen, wurde sich entschieden, die Mittleren Abflüsse über eine Faktorisierung zu korrigieren. Die Faktorisierung der Zuflüsse ergibt sich zu:

$$Faktor = \frac{Q_{soll}}{Q_{ist}} \triangleq \frac{480 \frac{\text{km}^3}{\text{a}}}{383,88 \frac{\text{km}^3}{\text{a}}} = 1,25 [-]$$

Die angepassten Abflüsse für die Modellierung wurden dementsprechend durch die Faktorisierung der gegebenen Abflüsse berechnet:

$$MQ_{soll} = Faktor * MQ_{ist} \triangleq 1,25 * MQ_{ist}$$

In Tabelle 5 werden die berücksichtigten Kenngrößen der Zuströme durch Flüsse zusammengetragen.

II Aufbereitung und Untersuchung hydraulischer Belastungsparameter
3 Simulationen

Tabelle 5: Zusammentragung verschiedener Abflussstatistiken; erweitert nach Fröhle et al. (2020)

Zufluss	Land	Geogr. Lage		Quelle	MQ ₂₀₀₅₋₂₀₁₅ [m³/s]	MQ _{Soll} [m³/s]
		Lat [°]	Lon [°]			
Schwentine	DE	54,33	10,17	LKN	6,58	8,23
Trave	DE	53,96	10,89	LKN	13,25	16,56
Alsterån	SE	56,92	16,44	GRDC	9,82	12,28
Ångermanälven	SE	63,25	18,78	GRDC	493,83	617,29
Byskeälven	SE	64,95	21,18	GRDC	45,05	56,31
Dalaälven	SE	60,56	17,44	GRDC	371,49	464,36
Daugava	LV	56,92	24,15	GRDC	693,58	866,98
Emån	SE	57,14	16,45	GRDC	31,36	39,20
Gavleån	SE	60,68	17,11	GRDC	16,69	20,86
Göta älv	SE	57,79	11,82	GRDC	574,83	718,54
Indalsälven	SE	62,51	17,38	GRDC	446,31	557,89
Kageälv	SE	64,83	20,98	GRDC	10,13	12,66
Kalixälven	SE	66,17	22,81	GRDC	325,91	407,39
Kemijoki	FI	65,78	24,55	GRDC	587,10	733,88
Kokmaenjoki	FI	61,34	22,11	GRDC	215,03	268,79
Kymijoki	FI	60,69	26,82	GRDC	305,11	381,39
Lagan	SE	56,49	13,5	GRDC	68,03	85,04
Lapuanjoki	FI	63,36	22,69	GRDC	35,11	43,89
Ljungån	SE	62,36	16,96	GRDC	128,33	160,41
Ljusnån	SE	61,21	17,08	GRDC	234,68	293,35
Luleåälven	SE	65,8	21,67	GRDC	550,87	688,59
Morrumsån	SE	56,18	14,75	GRDC	28,30	35,38
Motala ström	SE	58,58	16,16	GRDC	99,06	123,83
Narva jõgi	EE	59,38	28,20	GRDC	445,15	556,44
Nemunas	LT	55,07	22,57	GRDC	447,78	559,73
Neva	RU	59,83	30,52	GRDC	2615,24	3269,05
Nissån	SE	56,86	13,05	GRDC	36,62	45,78
Nyköpingsån	SE	58,82	16,93	GRDC	22,71	28,39
Oder	DE	52,87	14,14	GRDC	491,72	614,65
Oulujoki	FI	65,02	25,47	GRDC	282,29	352,86
Parnu jõgi	EE	58,46	24,76	GRDC	53,59	66,99
Peene	DE	53,86	13,71	GRDC	26,44	33,05
Pirita jõgi	EE	59,46	24,87	GRDC	8,56	10,70
Piteåälven	SE	65,53	21,2	GRDC	172,60	215,75
Porvoonjoki	FI	60,47	25,61	GRDC	10,46	13,08
Råneälven	SE	66,02	21,96	GRDC	51,81	64,76
Rega	PL	54,06	15,26	GRDC	18,54	23,18
Rickleån	SE	64,08	20,93	GRDC	16,57	20,71
Ronneå	SE	56,11	13,16	GRDC	10,45	13,06
Simojoki	FI	65,66	25,08	GRDC	44,10	55,13
Skelef-teåäven	SE	64,74	20,86	GRDC	169,08	211,35
Torneåälven	SE	65,97	24,05	GRDC	450,86	563,58
Umeåälven	SE	63,83	20,25	GRDC	439,41	549,26
Viskan	SE	57,23	12,31	GRDC	43,31	54,14
Vistula	PL	54,08	18,81	GRDC	1017,25	1271,56
Warnow	DE	53,85	11,99	GRDC	7,68	9,60
Σ: →					12172,67 [m³/s]	15215,84 [m³/s]
					383,87 [km³/a]	479,85 [km³/a]

Die korrigierten, mittleren Abflüsse werden entsprechend der geographischen Lage im Modell über den Simulationszeitraum konstant eingesteuert. Dadurch wird eine jährliche Variabilität, wie auch kurzzeitige Ereignisse (z. B. in Folge von (extrem) Niederschlägen, Schneeschmelzen, Dürren, etc.) vernachlässigt. Mit Fokus auf dem Geschehen der Sturmhochwasser wird i.d.R. angenommen, dass die Wahrscheinlichkeit des gleichzeitigen Eintretens eines (extremen) Flusshochwassers zusammen mit einem (extremen) Sturmhochwasser als gering gilt. Ebenso werden dadurch Langzeitveränderungen, z. B. durch klimatische Veränderungen oder Veränderungen im Einzugsgebiet nicht berücksichtigt.

3.3 Hydrodynamisches Modell

Das Hydrodynamisch-numerische Modell beschreibt die Hydrodynamik (Wasserstand, Strömung, Fließgeschwindigkeiten, etc.) durch mathematische Näherungslösungen von physikalisch basierten Formulierungen. Das dazu gewählte Modell MIKE 21 HD-FM, basiert auf der numerischen Lösung der zweidimensionalen Flachwassergleichungen, die aus den Reynolds-gemittelten Navier-Stokes Gleichungen (RANS) für inkompressible Fluide unter den Annahmen von Boussinesq (Impuls- und Massenerhaltung) und einer hydrostatischen Druckverteilung hergeleitet werden können. Zur Lösung dieser sind diverse Vereinfachungen, wie z. B. eine konstante Dichte, die Vernachlässigung der vertikalen Strömung oder eine Vereinfachung der Bathymetrie notwendig. Zusätzlich wird das Untersuchungsgebiet und -zeitraum räumlich und zeitlich in lösbare Schritte diskretisiert. Die räumliche Lösung der Differentialgleichungen geschieht durch die Finite-Volumen-Methode auf Basis des zuvor erstellten, triangulierten, flexiblen Meshs. Zur zeitlichen Lösung besteht entweder die Möglichkeit der Lösung mittels explizitem Euler Verfahren (*low order method*) oder mittels Runge Kutta Verfahren (*high order method*).

3.3.1 Aufbau

Zur mathematischen Beschreibung der natürlichen Vorgänge werden diese Prozesse parametrisiert. Prozessparameter vereinfachen die physikalischen Prozesse während der Simulation. Zur Modellierung werden Parameter zur Beschreibung des Windes, der Bodenrauigkeit, der Variabilität der Dichte und der turbulenten Wirbelviskosität gewählt. Auf die Modellierung von Eisbedeckung, der internen Wirkung der Gezeiten, sowie der Wirkung von Strahlung (Wärme) wird aufgrund der untergeordneten Wirkung auf die Sturmflutwasserstände in der Ostsee verzichtet.

Das genutzte Hydrodynamische Modell basiert auf dem erstellten flexiblen Mesh inkl. der interpolierten Bathymetrie. In der Simulation werden die relevanten, physikalischen Vorgänge im Modell nachgebildet. Zur Nachbildung der Meteorologie wurden die Windkomponenten (u_{10} , v_{10}) als „Ensemble Mean“ genutzt, die in einer zeitlichen Auflösung von 3 h verfügbar sind. Dies zeigte sich als ausreichend genau, um die Variabilität der Wasserstandsänderungen nachzubilden.

Ein Überblick über die gewählten Parameter wird in Tabelle 6 gegeben. Für detaillierte Beschreibungen der Modellsteuerung wird auf das Mike HD-FM Scientific Manual (siehe DHI 2023a) verwiesen.

Tabelle 6: Parametrisierung der physikalischen Prozesse zur hydrodynamischen Simulation

Parameter	Option	Wert
Lösungsmethode	explizites Euler Verfahren (low order method)	$\Delta t=15 \text{ min}$; $\Delta x/y$: flexibel
CFL-Nummer	✓	0,8-
Tiefenkorrektur	✗	-
Trocken/Nasse Zellen	✓	0,005 m (trocken); 0,1 m (nass)
Dichte	✓	barotrop
Eddy-Viskosität	✓	Smagorinsky Formulierung 0,28 (konstant)
Bodenrauigkeit	✓	Manning Nummer [Kalibrierungsparameter]
Corioliskraft	✓	Variabel in Raum und Zeit
Windreibung	✓	Variert mit der Windgeschwindigkeit
Gezeitenpotential	✗	-
Infiltration	✗	-
Wave Radiation	✗	-

Als Auflösung der Modellausgabe wird ein Zeitschritt von 15 Minuten gewählt, den Verlauf von Sturmhochwassern in der Ostsee repräsentativ abbildet. Zur Simulation wird jedes Kalenderjahr einzeln simuliert und anschließend zu einem gesamten Datensatz zusammengefügt. Dazu wird jeweils der Zeitraum von 01.12. des vorigen Jahres bis zum 31.12. des betrachteten Jahres gewählt (13 Monate). Der erste Monat soll dabei lediglich zur Ermittlung der Anfangsbedingungen („Einschwingen“ des Modells) dienen und wird in der Ergebnisbetrachtung nicht weiter berücksichtigt.

Der Untersuchungszeitraum wird durch die Datenverfügbarkeit der Eingangsbedingungen festgelegt. Die Randbedingungen zur Nordsee limitieren dabei maßgebend die hydrodynamische Simulation. Als Resultat kann eine lückenlose Zeitreihe von Wasserständen von 01.01.1910 bis 31.12.2023 (113 Jahre) angestrebt werden.

3.3.2 Kalibrierung und Validierung

Trotz der naturwissenschaftlichen Basis gilt in der Modellierung Parameterkombinationen (subjektiv) zu wählen, die zu Ergebnissen führen, die den Naturbeobachtungen möglichst ähneln. Als Kalibrierungsparameter wird die Bodenrauigkeit zur Beeinflussung der Sohlschubspannung gewählt, die rechnerisch der Strömung entgegenwirkt. Die Bodenrauigkeit wird durch den Mannings Koeffizienten n in Abhängigkeit des Strickler Beiwertes k_{st} durch $n = 1/k_{st}$ abgebildet. Üblicherweise werden k_{st} -Werte zwischen 20-40 $\text{m}^{1/3}/\text{s}$ genutzt, wobei DHI einen Wert von 32 $\text{m}^{1/3}/\text{s}$ für Küsten- und Ästuarien vorschlägt, sofern keine abweichenden Informationen vorliegen. Durch mehrere Kalibrierungsläufe wurde sich für $k_{st} = 35 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ entschieden, mit denen der Verlauf der Wasserstände abgebildet werden konnte.

Weiter werden die Windgeschwindigkeiten (u_{10} , v_{10}) um 10% erhöht, um die Ausbildung der Wasserstandsscheitel zu begünstigen (vergleichbare Überlegungen wurden z. B. in Lorenz und Gräwe (2023) geführt).

Um die Genauigkeit der simulierten Wasserstände zu bestimmen, werden die modellierten Wasserstände (W_{mod}) mit Beobachtungsdaten an den gewählten Pegelstationen (W_{obs})

verglichen - sofern diese verfügbar sind. Wie von Krause et al. (2005) vorgeschlagen, wird eine Kombination aus dem mittleren quadratischen Fehler (RMSE) und verschiedenen Einzelkriterien zur Bewertung der Modellleistung verwendet.

Der RMSE stellt ein zentrales Maß zur Bewertung der Modellgüte dar, indem er die mittlere quadratische Abweichung zwischen simulierten und beobachteten Werten misst. Er gibt die durchschnittliche Fehlergröße in den Einheiten der betrachteten Größe an, was ihn physikalisch interpretierbar macht. Ein niedriger RMSE-Wert zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtung. Besonders im Kontext der Bewertung von Extremereignissen ist der RMSE aufgrund seiner Sensitivität (Quadrierung) gegenüber großen Abweichungen ein geeignetes Maß zur Beurteilung der Modellleistung. Der RMSE bestimmt sich durch:

$$RMSE [cm] = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (W_{obs,i} - W_{mod,i})^2} \quad 3-2$$

Als Effizienzkriterium wird der von Willmott (1981) beschriebene Index der Übereinstimmung (d) gewählt, der das Verhältnis zwischen dem mittleren quadratischen Fehler und dem potenziellen Fehler angibt, wobei $0 \leq d \leq 1$ und $d = 1$ eine perfekte Übereinstimmung und $d = 0$ keine Übereinstimmung bedeutet:

$$d [-] = \frac{1 - \sum_{i=1}^n (W_{obs,i} - W_{mod,i})^2}{\sum_{i=1}^n (|W_{mod,i} - \bar{W}_{obs}| + |W_{obs,i} - \bar{W}_{obs}|)^2} \quad 3-3$$

Um die Genauigkeit der simulierten Extremwerte abschließend gezielt zu bewerten, wird zusätzlich die Nachbildung des maximalen beobachteten Wasserstands zur Simulation berechnet (Peak to Peak (P2P)). Diese Kennzahl erlaubt eine direkte Einschätzung der Modellgüte im Hinblick auf die Reproduktion des beobachteten Maximums und wird wie folgt berechnet:

$$P2P [\%] = \left(\frac{\max(W_{mod})}{\max(W_{obs})} \right) \cdot 100 \quad 3-4$$

Mit dem Ziel der möglichst akkuraten Beschreibung von extremen Hochwasserereignissen, wurden zur Kalibrierung der Simulationen die höchsten Ereignisse an der deutschen Ostseeküste gewählt, die in der jüngeren Vergangenheit aufgetreten sind. Diese traten im Januar 1954, November 1995, Februar 2002, November 2006, Januar 2017 und Januar 2019 auf. Simuliert wird dazu - wie später angestrebt - das vollständige Kalenderjahr inkl. der „Einschwingphase“. Zur Ermittlung der Statistiken der Kalibrierungsparameter wird der Zeitraum 1,5 Tage vor und 3,5 Tage nach dem Eintreten des Scheitels des Sturmhochwassers betrachtet. Die Statistiken der kalibrierten Simulationen werden in Abbildung 22 dargestellt.

II Aufbereitung und Untersuchung hydraulischer Belastungsparameter 3 Simulationen

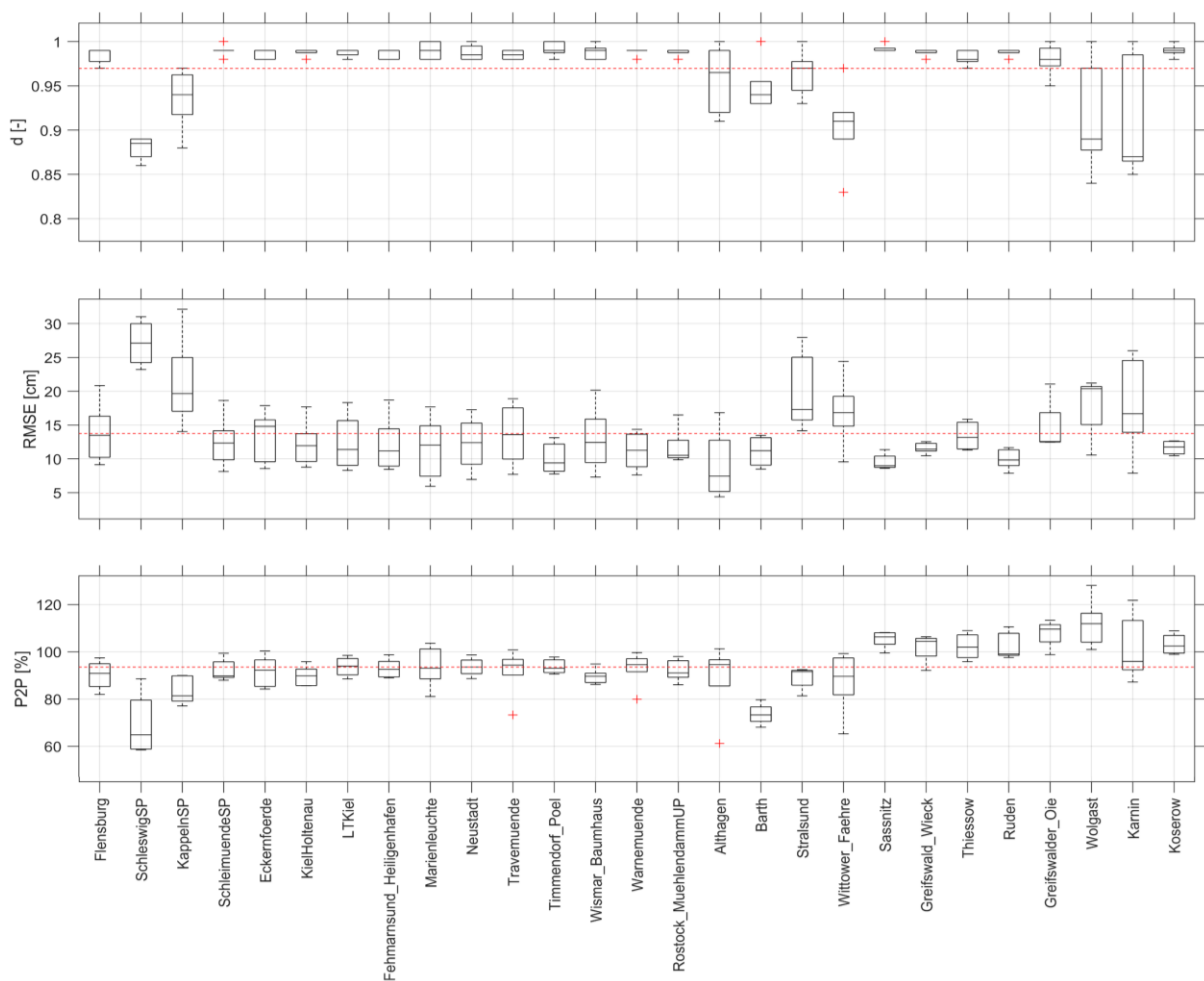


Abbildung 22: Statistiken für die Parameter des kalibrierten Modells anhand der höchsten Sturmhochwasserereignisse für Pegel entlang der südwestlichen Ostseeküste

Mit Gütekriterien von $\bar{d}=0,97$, $\overline{RMSE}=13,75$ cm und $\overline{P2P}= 93,5$ % zeigt das Modell im Mittel eine hohe Güte und somit Nachbildung von Sturmhochwassern an der deutschen Ostseeküste auf.

Als wichtiges Kriterium von Sturmhochwassern wird der Fokus durch das Verhältnis von Peak zu Peak (P2P) auf die Genauigkeit der nachgebildeten Hochwasserscheitel gelegt. Dieser zeigt einen räumlichen Anstieg von West nach Ost auf, also von einer tendenziellen Unterschätzung der Modellergebnisse hin zu einer Überschätzung. Mit einem Großteil der Werte im Bereich von $100\% \pm 20\%$ liegt der überwiegende Teil der simulierten Spitzenwasserstände innerhalb eines akzeptablen Abweichungskorridors.

Gestützt werden die Ergebnisse durch RMSE-Werte im Bereich von 5 bis 30 cm sowie einem Index of Agreement (d) zwischen 0,8 und 1,0, wobei der Großteil der Fälle in den oberen Gütebereich fällt.

An der Innenküste weisen die Ergebnisse generell eine höhere Ungenauigkeit auf, was im Wesentlichen durch die komplexe Bathymetrie, bzw. vernachlässigte Auflösung (da geringere Relevanz im Projekt), veralteter Bathymetrie und damit vernachlässigten morphodynamischen Veränderungen sowie fehlenden Überflutungsflächen zu erklären ist. Für lokale Analysen dieser Gebiete wird daher empfohlen feinere Modelle, ggf. mit Überflutungsflächen auf Basis von aktualisierten Bathymetrien bzw. Topographien zu nutzen.

Mit wenigen Ausnahmen werden die Sturmhochwasser damit innerhalb einer tolerierten (Un-) Genauigkeit nachgebildet und die Eignung des Modells zur Nachbildung von Sturmhochwassern unter hohen Qualitätskriterien somit bestätigt.

3.4 Spektrales Wellenmodell

Bei Wellenmodellen zur Simulation des Seegangs wird grundlegend zwischen (deterministischen) Boussinesq-Modellen (Phasen-lösend) und Spektralen Modellen (Phasen-integrierend) unterschieden. Fragestellungen auf kleinen Zeit- und Raumskalen (z. B. Strandprofile über wenige Tage) lassen sich durch detailliert durch Boussinesq Modelle beschreiben, währenddessen für große Untersuchungsgebiete spektrale Modelle genutzt werden. Diese beschreiben den Seegang durch die Entwicklung des Energie-Dichtespektrums in Zeit und Raum, ohne auf die Entwicklung von einzelnen Wellen einzugehen. Bei der Beschreibung von Wellen-Spektren wird eine Stationarität des Seegangs über den gewählten Zeitschritt angenommen.

Zur Simulation des Seegangs der Ostsee wurde das spektrale Wind-Wellen Modell der dritten Generation MIKE 21 SW gewählt, das sich zur Vorhersage und Analyse des Wellenklimas in Offshore- und Küstengebieten mehrfach als geeignet erwiesen hat. Das Modell berücksichtigt die folgenden Prozesse zur Beschreibung der Entwicklung des Seegangs:

- Windinduziertes Wellenwachstum
- Wellen-Strömung Interaktion
- Wellen-Wasserstands Interaktion
- Nichtlineare Wellen-Wellen Interaktion (*Quadruplets, Triads*)
- Dissipation durch steilheitsinduziertes Wellenbrechen im Tiefwasser (*white-capping*)
- Dissipation durch Bodenrauigkeit
- Dissipation durch tiefeninduziertes Wellenbrechen
- Refraktion und Shoaling
- Effekt von Eisbedeckung

3.4.1 Aufbau

Das genutzte spektrale Wellenmodell basiert auf dem erstellten flexiblen Mesh inkl. der interpolierten Bathymetrie. Für die Windkomponenten (u_{10} , v_{10}) wurden die „*Reanalyse*“ Daten genutzt, mit einer stündlichen Auflösung. Dies zeigte sich als notwendig, um die hohe Variabilität des Seegangs als Reaktion auf den Wind nachzubilden.

Zur Lösung der *Vollspektralen Formulierung* ist neben einer räumlichen und zeitlichen Diskretisierung eine Diskretisierung der Wellenfrequenz (ω) und -Richtung (θ) in eine Anzahl N erforderlich. Die windinduzierte Erzeugung von Wellen wird durch eine Parametrisierung der Wind-Wellen Interaktion durch Janssens Formulierung aus WAM cycle 4 (z. B. Komen et al. (1994) oder Young (1999)) beschrieben. Diese beschreibt die Energieerhaltung im System durch die Überlagerung mehrerer Prozesse und bildet somit das Wachstum, den Fortschritt und die Transformation von Wind generierten Wellen ab.

Zur Beschreibung der Wasserstands-Wellen und Strömungs-Wellen Interaktionen werden die Modellergebnisse des Hydrodynamischen Modells als räumlich und zeitlich variablen Input an das Wellenmodell gekoppelt.

Ein Überblick über die gewählten Parameter wird in Tabelle 7 gegeben. Für detaillierte Beschreibungen der Modellsteuerung wird auf DHI (2023b) verwiesen.

Tabelle 7: Gewählte Parametrisierung der physikalischen Prozesse zur vollspektralen Seegangs Simulation

Parameter	Option	Wert
Mathematische Formulierung	vollspektral, instationär	-
Diskretisierung	Wellenfrequenz (ω) Wellenrichtung (θ) Zeit (t)	$N_\omega=25$; $N_\theta=16$; $\Delta t=15$ min
Lösungsmethode		explizites Euler Verfahren (low order method)
Wasserstandsbedingungen	✓	Variabel in Raum und Zeit
Strömungsbedingungen	✓	Variabel in Raum und Zeit
Luft-Wasser-Interaktion	✓	Variabel in Raum und Zeit; [Kalibrierungsparameter]
Diffraktion	✓	Smoothing factor=1 Smoothing Steps=1
Energie Transfer	Quadruplet-Wellen Interaktion: ✓	-
	Triad-Wellen Interaktion ✓	Transfer coefficient=0,25
Wellenbrechen	✓	$\gamma=0,8$
Bodenrauigkeit	✓	Nikuradse Rauigkeit; $k_n = 0,04$
White Capping	✓	$C_{dis}=1,33$; $\Delta_{dis}=0,5$

Aufgrund des hohen numerischen Rechenaufwands bei der Lösung der Wellengleichungen wurde die Seegangsmodellierung auf ausgewählte Sturmereignisse beschränkt und ereignisbasiert durchgeführt. Dazu wurden aus den Ergebnissen des Hydrodynamischen Modells die jährlich höchsten Ereignisse identifiziert, von denen sich annehmen lässt, dass diese wind-induziert und somit begleitet von Seegang sind. Insgesamt wurden so 83 Ereignisse im Zeitraum von 01.01.1940 bis 31.12.2023 identifiziert, die anschließend an als Eingangsdaten in das Wellenmodell überführt wurden. Zur Simulation des Seegangs wurde ein Zeitraum von ± 7 Tage um den Peak des Wasserstandes simuliert.

3.4.2 Kalibrierung und Validierung

In der Kalibrierung des Wellenmodells zeigte sich, dass eine Kalibrierung des Modells anhand einzelner Ereignisse und einzelner Stationen sich nicht zufriedenstellend auf das Gesamtverhalten des Systems übertragen lässt. Daher wurde sich entschieden die Seegangssimulationen anhand aller zur Verfügung stehender Pegeln und Ereignissen auszuwerten, mit dem Ziel ein systematisches Verhalten, um eine Erwartung zu erhalten.

Zur Kalibrierung und Validierung der getroffenen Annahmen wurden die Ergebnisse mit den entsprechenden verfügbaren Beobachtungen verglichen. Dazu wird maßgebend die signifikante Wellenhöhe (H_{Sig}) betrachtet, die i.d.R. als Maß der Stärke des Seegangs herangezogen wird. Durch die unterschiedliche Erhebung und Aufbereitung der Seegangsmessungen, ist diese jedoch nicht einheitlich in den Beobachtungsdaten

vorhanden. Sofern verfügbar wird daher alternativ auf die Parameter H_{m0} oder $H_{m1/3}$ zurückgegriffen, die als Annäherung für H_{Sig} gesehen und genutzt werden. Durch die unterschiedlichen Längen der Beobachtungsreihen, ergeben sich unterschiedlich viele Datenpaare zur Bewertung der Modellgüte.

Da sich ein Großteil der zur Verfügung stehenden Validierungspunkte im Tiefwasser oder im Übergangsbereich befindet, gilt es den Parametern zur Beschreibung der Prozesse im Flachwasser (Refraktion, Shoaling, Wellenbrechen) entsprechend den empirischen Empfehlungen zu vertrauen. Die Kalibrierung wird daher maßgebend durch die windinduzierte Wellengense im Tiefwasser durch die Wind-Wasser Interaktion durchgeführt.

Bei der Gegenüberstellung von Simulation – Beobachtung ergibt sich ein Wertepaar, das im Idealfall (Übereinstimmung) der Funktion $f(x)=x$ entspricht. Die Abweichung vom Idealfall wird durch den Root Mean Square Error (RMSE) berechnet. Dieser gibt die absolute mittlere Abweichung zwischen Beobachtung und Erwartung an.

Weiter wird die Regressionsgerade zwischen Erwartungswert und Schätzer dargestellt. Durch das Maß der linearen Korrelation (r) lässt sich in Ergänzung dazu eine Streuung um den Erwartungswert abschätzen.

Mit der gewählten Kombination [*Growth Parameter*=1,2; *Wave age tuning parameter*=0,008; *Type=coupled*] wurden Modellergebnisse erzielt, die in der weiteren Bearbeitung genutzt wurden.

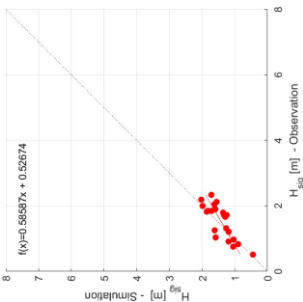
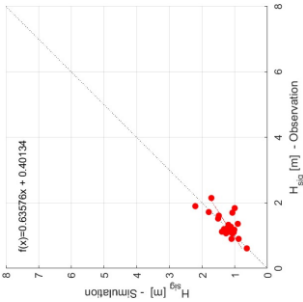
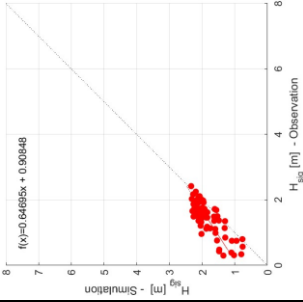
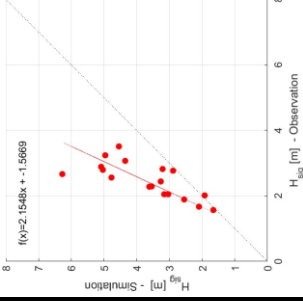
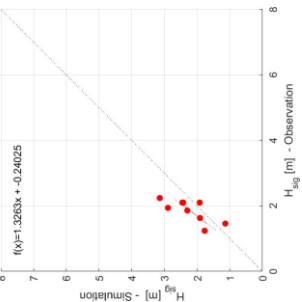
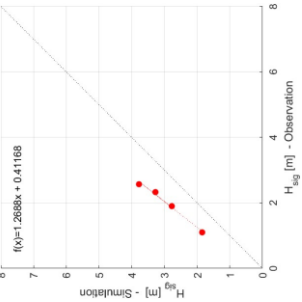
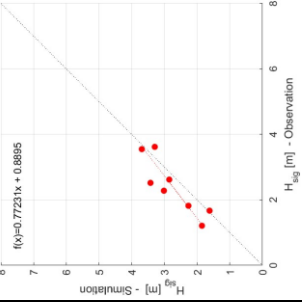
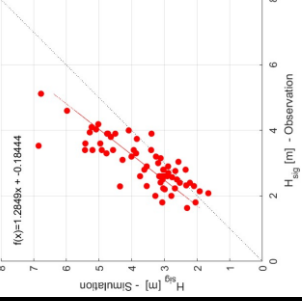
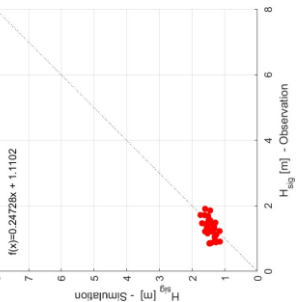
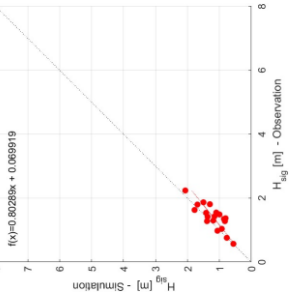
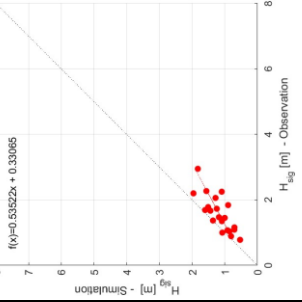
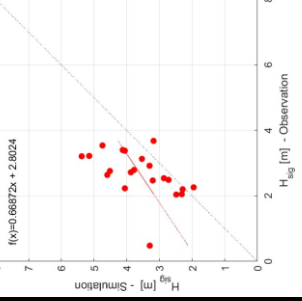
An den küstenfernen Stationen variiert der RMSE zwischen 0,95 m (Arkona) bis 1,78 m (FINO2), mit einigen starken Ausreißer (>2 m). Ob der Fehler dabei jedoch in den Simulationsergebnissen oder in den teils stark fehlerbehafteten Beobachtungsdaten liegt, bleibt spekulativ. Die Regressionsgeraden in Kombination mit der linearen Korrelation zeigen ebenso keine einheitliche Über-/Unterschätzung des Modells und mit Korrelationskoeffizienten von bis zu 0,36 hohe Streuungen, so dass hier eine einheitliche Kalibrierung nicht weiter durchzuführen ist.

An küstennahen Stationen dagegen reduziert sich der RMSE auf 0,25 m (Ahrenshoop) bis 0,99 m (Koserow), wobei bei letzteres aufgrund der geringen Anzahl an auswertbaren Ereignissen nur wenig aussagekräftig ist. Ebenso deuten die Korrelationskoeffizienten mit 0,51 bis 0,99 auf deutlich weniger Streuung hin.

Neben möglichen Fehlern in der Parametrisierung, sind Fehler in den Modellannahmen bzw. Input Variablen möglich, die im wind-sensitiven Seegang spürbarer sind als in der Hydrodynamik. So wird allgemein angenommen, dass ein Fehler von 10% in den Windgeschwindigkeiten zu einem Fehler von 20% in den resultierenden Wellenhöhen führt (DHI 2023b).

II Aufbereitung und Untersuchung hydraulischer Belastungsparameter 3 Simulationen

Tabelle 8: Modellgüte der Simulationsergebnisse des spektralen Wellenmodells an den verfügbaren Seegangsmessstationen (rot: offshore; blau :küstennah)

Station	Güte	Station	Güte	Station	Güte	Station	Güte
Warnemünde	RMSE 0,33 r 0,80	Lübecker Bucht	RMSE 0,27 r 0,69	Göhren	RMSE 0,48 r 0,80	FINO 2	RMSE 1,78 r 0,79
							
Graal Mütitz	RMSE 0,46 r 0,77	Koserow	RMSE 0,98 r 0,99	Karlsenhagen	RMSE 0,52 r 0,87	Arkona	RMSE 0,95 r 0,81
							
Ahrensboop	RMSE 0,25 r 0,51	Schönberg See	RMSE 0,31 r 0,82	Kiel LT	RMSE 1,50 r 0,36	Darsser Schwelle	RMSE 2,01 r 0,48
							

4 Untersuchungen hydraulischer Belastungsparameter

Zur Untersuchung der hydraulischen Belastungen werden die maximalen Ausprägungen der Parameter univariat, also jeweils separat, betrachtet. Es ist daher nicht davon auszugehen, dass die maximalen Ausprägungen notwendigerweise aus demselben Ereignis stammen, wenngleich dies grundsätzlich auch nicht auszuschließen ist. Die Vorgehensweise erlaubt eine differenzierte Betrachtung der physikalischen Grenzen. Aufgrund des limitierten Beobachtungszeitraums ist zudem nicht davon auszugehen, dass die verfügbare Datenbasis bereits die größtmöglichen physikalisch plausiblen Ausprägungen abbildet.

Das Ziel eine vertiefte Kenntnisse zur örtlichen Ausprägung der Parameter zu erlangen, die für die anschließende statistische Analyse und stochastische Generierung von synthetischen Sturmhochwasserparametern relevant sind, wird im Folgenden verfolgt.

4.1 Wasserstand

Die maximalen Wasserstände der modellierten Ereignisse werden in Abbildung 23 dargestellt. Die maximalen Wasserstände weisen Ausprägung zwischen 1,45 m in den Bodden und ca. 2,25 m an der Außenküste auf, wobei die höchsten Werte im Greifswalder Bodden, maßgeblich bedingt durch das Sturmhochwasser von 1913, zu vernehmen sind. Generalisiert betrachtet, zeigt sich ein Anstieg der Wasserstände von Ost nach West, wobei regional der Einfluss der Ausrichtung der Küste deutlich wird. So weisen nach Nordosten – Osten gerichtete Küstenabschnitte oftmals deutlich höhere Wasserstände auf als nach Westen gewandte Abschnitte. Der Anstieg der maximalen Wasserstände lässt sich durch die stauwirksame Windrichtung aus Nord-Ost und dem Schwingungsbauch der Ostsee am westlichen Ende begründen, die so beide ihre Maxima in den nördlichen Bereichen Schleswig-Holsteins aufweisen. Weiter zeigt sich der Einfluss von Buchten, in denen sich die Wassermassen nicht ausgleichen können und so aufstauen. Besonders markant zeigen sich diese Ausprägungen in der Pommerschen Bucht, wie auch der Mecklenburger- und Kieler Bucht. In den Bodden dagegen sind die Dämpfungseffekte, durch die schmalen Verbindungen zur Ostsee deutlich zu erkennen. Daher weisen die Wasserstände deutlich geringere Maximalhöhen im Vergleich zu den umgebenden Gebieten auf.

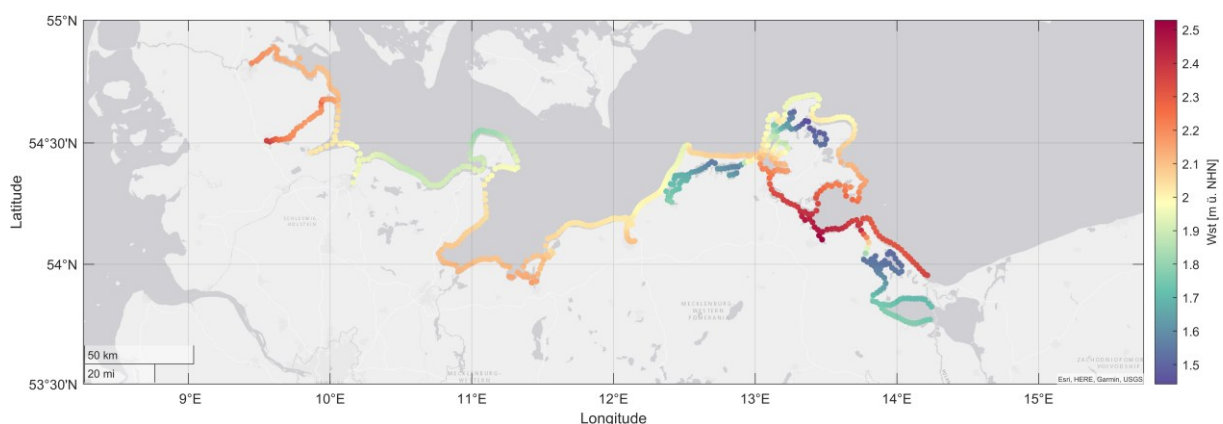


Abbildung 23: Maximale, trendbereinigte Wasserstände innerhalb des simulierten Hindcasts

4.2 Ereignisdauer

Die Dauer von erhöhten Wasserständen ist maßgeblich an die meteorologische Wirkung und den damit verbundenen Dauern der hydrodynamischen Schwingungssysteme verbunden. Die maximalen Ereignisdauern werden in Abbildung 24 dargestellt. Zur differenzierteren Darstellung und Abgrenzung der Boddenküste, wird eine logarithmische Skala zur Darstellung der Ereignisdauer genutzt.

Aufgrund des starren Schwellenwertes können sich an benachbarten Punkten deutliche Sprünge ergeben, wenn der Wasserstände diesen nur kurzzeitig und gering unterschreitet.

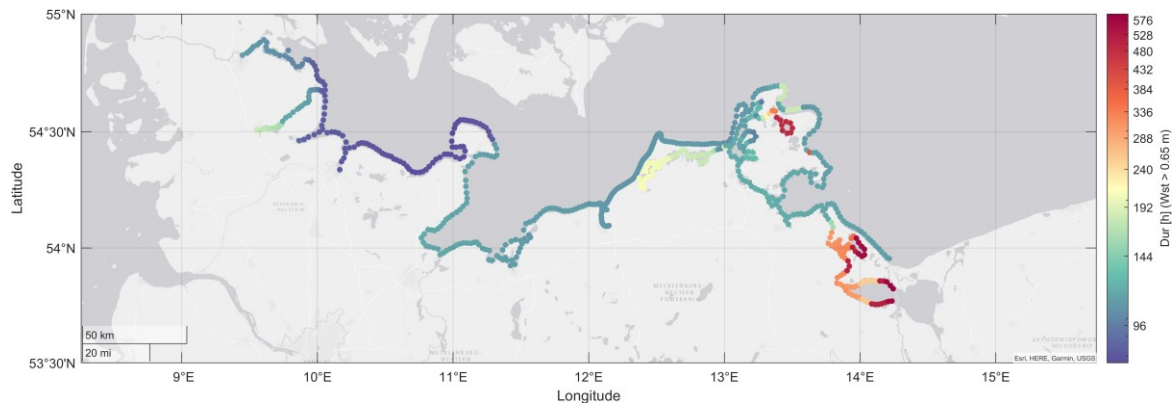


Abbildung 24: Maximal aufgetretene Ereignisdauern von Sturmhochwassern innerhalb des simulierten Hindcasts

Für die deutsche Ostseeküste zeigen sich maximale Ereignisdauern zwischen 89 und 576 Stunden, in denen die Wasserstände den Grenzwert von 65 cm nicht unterschreiten. An der Boddenküste dauern erhöhte Wasserstände am längsten an. An der Außenküste zeigt sich hingegen ein Gefälle mit zunehmenden Dauern von Osten nach Westen. Dieses Muster lässt sich physikalisch durch die Genese von Sturmhochwassern erklären. So erfahren die Küsten Mecklenburg-Vorpommerns bei Schwingungen bzw. Windstau von Osten früher höhere Wasserstände. Ebenso sind diese bei dem Rückschwingen der Wassermassen von Westen aus weiterhin beeinflusst. An den Küsten Schleswig-Holsteins treten damit erhöhte Wasserstände später ein und können ebenso schneller Rückschwingen, wodurch die Wasserstände ebenso schneller fallen.

Die Erkenntnisse der maximalen Ereignisdauern bestätigen die Wahl von 14 Tagen als sicheres Unabhängigkeitskriterium.

4.3 Signifikante Wellenhöhen

Die maximalen signifikanten Wellenhöhen, die im Zeitraum von 1940 bis 2023 im Rahmen des Hindcasts simuliert wurden, sind in Abbildung 25 dargestellt.

Es wird deutlich, dass in exponiert gelegenen Küstenbereichen wesentlich höhere Wellenhöhen auftreten als in geschützten Gebieten. Die höchsten Wellen wurden mit bis zu 5 m in den Gebieten im Küstenvorfeld um Rügen herum simuliert, wo die Wellenhöhen einerseits durch die tiefen Wassertiefen aus dem angrenzenden Arkonabecken nicht limitiert und weiter große Fetchlängen aus Nordosten auftreten. Ähnliche Muster zeigen sich in den Gebieten östlich von Fehmarn, angrenzend an die Mecklenburger Bucht, sowie in den nördlichen Bereichen der Kieler Bucht in Schleswig-Holstein. Weiter zeigt sich eine

Abnahme der Wellenhöhe, je geschützter die Gebiete liegen. In Buchten und Förden, die zusätzlich durch geringere Wassertiefen gekennzeichnet sind, nehmen die Wellenhöhen somit stetig ab. In Gebieten mit sehr begrenztem Austausch mit der offenen See, wie den Bodden, Haffs oder der Schlei, erfolgt so eine abrupte Abnahme der Wellenhöhen, da Wellen durch die begrenzenden Durchlässe weitestgehend blockiert werden. In diesen geschützten Bereichen sind die Wellenhöhen demensprechend überwiegend durch lokale Entstehung erklärbar.

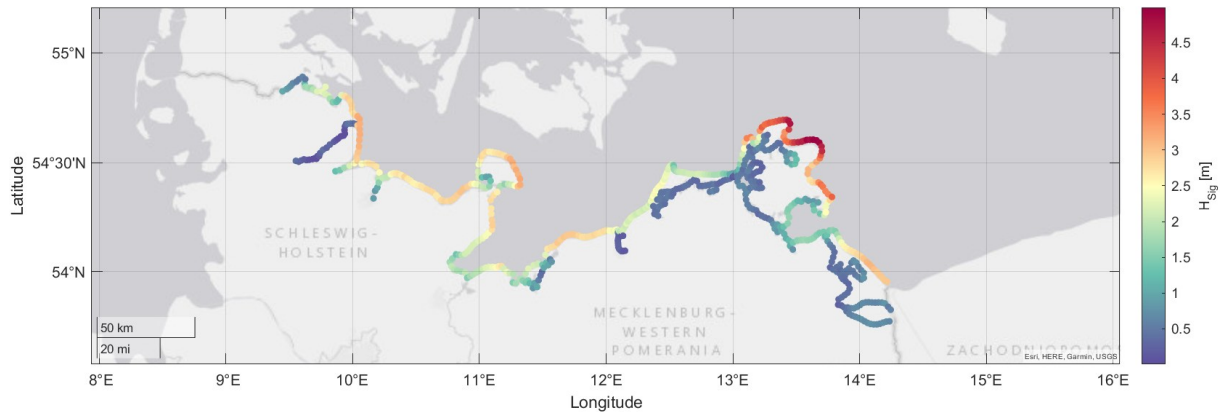


Abbildung 25: Maximal aufgetretene signifikante Wellenhöhe innerhalb des simulierten Hindcasts

4.4 Peakperiode

Die den Wellenhöhen zugehörigen maximalen Peakperioden werden in Abbildung 26 dargestellt.

Die Betrachtung der maximalen Peakperioden zeigt ein klar zweigeteiltes Bild mit Wellenperioden zwischen 7 bis 10 s an der Außenküste, die auf einen gereiften Seegang hinweisen, und Wellenperioden von <5 s an den Innenküsten, die auf eine lokale Genese von fetchlimitiertem, jungen Seegang in flachen Gewässer hinweisen.

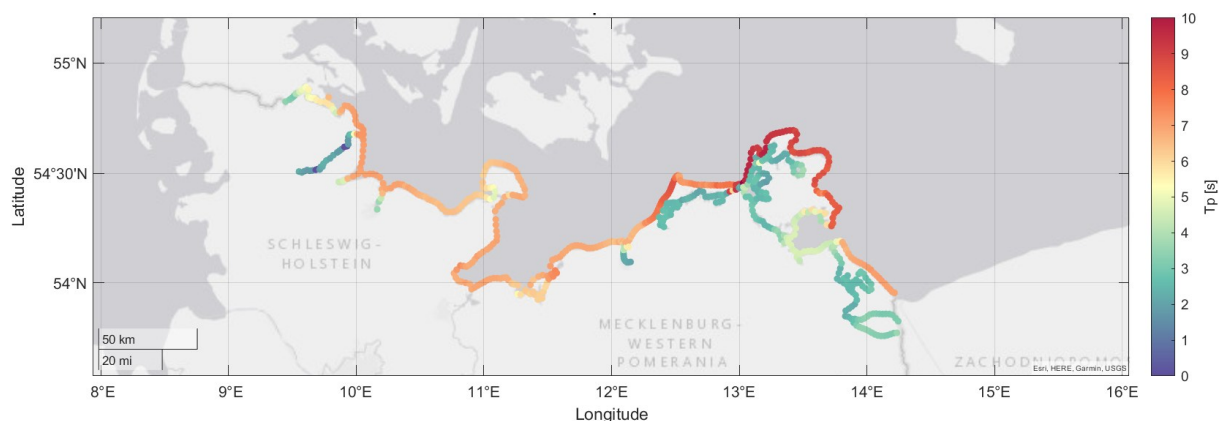


Abbildung 26: Darstellung der den Wellenhöhen zugehörigen Peakperioden innerhalb des simulierten Hindcasts zwischen 1940 bis 2023

5 Zusammenfassung und Fazit

Zeitreihen von hydraulischen Einwirkungen bilden die Grundlage vieler Analysen der Belastungen an der deutschen Ostseeküste. Wasserstands- und Seegangsmessungen sind nur punktuell, teils mehrere Kilometer auseinander und oftmals nur für wenige Jahre und mit einigen Lücken (digital) verfügbar. Besonders Seegangsdaten weisen Datenlücken auf, speziell zu den relevanten Ereignissen und unplausible Ausreißer. An dem Großteil der Küste werden damit keine Messungen durchgeführt, so dass abgeleitete Kenngrößen i. d. R. über statistische Verfahren übertragen werden. Inwieweit dabei lokale/regionale Effekte hinsichtlich der Ausprägung der Wasserstände berücksichtigt werden können, bleibt offen.

Durch hydrodynamisch-numerische Simulationen können diese Effekte durch die Verwendung von physikalisch basierten Gleichungen, meteorologischen Rekonstruktionen und aktuellen Bathymetrien berücksichtigt werden. Durch einen gewissen Rechen-, Modellierungs- und Kalibrierungsaufwand lassen sich hydrodynamische Simulationen flächendeckend über lange Zeiträume durchführen. Daraus folgt, dass zunehmend auch historische Ereignisse, für die nur wenige Informationen existieren, wie z. B. 1872, 1904 und 1913 (vgl. Jensen et al. 2022) flächendeckend rekonstruiert (so in Rosenhagen und Bork 2009) und in Analysen integriert werden können.

Für eine detaillierte, kleinräumige Betrachtung der Belastungsparameter wurden durch Simulationen mit numerischen Modelle die vorhandenen Informationen räumlich und zeitlich erweitert. Die modellgestützte Aufbereitung hydraulischer Belastungsparameter ermöglicht eine konsistente und damit belastbare Betrachtung von Wasserständen, Strömungen und Seegang.

Durch die Kombination aus hochaufgelösten Messdaten, einer umfassenden Simulation der Hydrodynamik sowie des Wellenspektrums, konnte eine lückenlose und qualitativ hochwertige Datenbasis geschaffen werden. Die Kalibrierung der Modelle an historischen Extremereignissen zeigt eine hohe Übereinstimmung zwischen Simulation und Beobachtung, was die Eignung der Modelle für die Analyse von Sturmhochwasser- und Seegangsszenarien bestätigt. Die gute Anpassung an den ausgewählten Standorten stützt die Annahme, dass sich die Modelle ebenso auf benachbarte Küstenabschnitte übertragen lassen.

Die Ergebnisse belegen, dass insbesondere die Berücksichtigung des mittleren Meeresspiegels, der Flusszuflüsse und der meteorologischen Randbedingungen entscheidend für die realistische Abbildung der Wasserstände und Wellenhöhen ist. Kleinräumige Ungenauigkeiten, insbesondere in komplexen Küstenbereichen und Innenküstenregionen, unterstreichen die Notwendigkeit für weiterführende lokale Modellierungen auf Basis hochaufgelöster Bathymetrie und topographischer Daten, insbesondere bei Detailanalysen von Küstenschutzmaßnahmen.

Zusammenfassend liefert die modellbasierte Aufbereitung der hydraulischen Belastungsparameter eine robuste Grundlage für die Risikoanalyse von Sturmhochwasserereignissen, die Planung und Optimierung von Küstenschutzanlagen.

Durch die flexible Modellstruktur lassen sich zukünftige Szenarien, wie Klimawandelprojektionen in die Analysen integrieren, wodurch das System sowohl für wissenschaftliche Untersuchungen als auch für praxisorientierte Anwendungen einen hohen Nutzen bietet.

III Grundlagen der multivariaten Extremwertstatistik

1 Allgemeines

Bei der probabilistischen Bemessung werden Verteilungsfunktionen ermittelt, die den Einwirkungen/Widerständen Wahrscheinlichkeiten (P für probability) zuordnen. Anhand einer festgelegten Wahrscheinlichkeit für das Eintreten bzw. Überschreiten eines Ereignisses, das als Sicherheit akzeptiert wird, werden Bauwerke probabilistisch dimensioniert. Dazu werden Verteilungsfunktionen ermittelt, um die Grundgesamtheit – also die Menge aller möglichen Realisationen einer zufälligen Variablen – statistisch beschreiben zu können. Auf Basis dieser Verteilungen lassen sich Wahrscheinlichkeiten für bestimmte Ereignisse ableiten. Insbesondere für die Bemessung extremer Ereignisse – sowohl extrem niedrigen als auch extrem hohen Ausprägungen, finden Extremwertverteilungen Anwendung. Diese modellieren gezielt das Verhalten seltener, aber potenziell folgenschwerer Ereignisse. In der Statistik spricht man bei der Modellierung von Extremwerten von einem „schweren Rand“ (engl. „tail heaviness“), wenn im Ergebnis der Anpassung die Wahrscheinlichkeiten einer Verteilungsfunktion im Extrapolationsbereich langsamer gegen Null gehen als dies bei einem exponentiellen Rückgang, z. B. einer Normalverteilung, zu erwarten wäre.

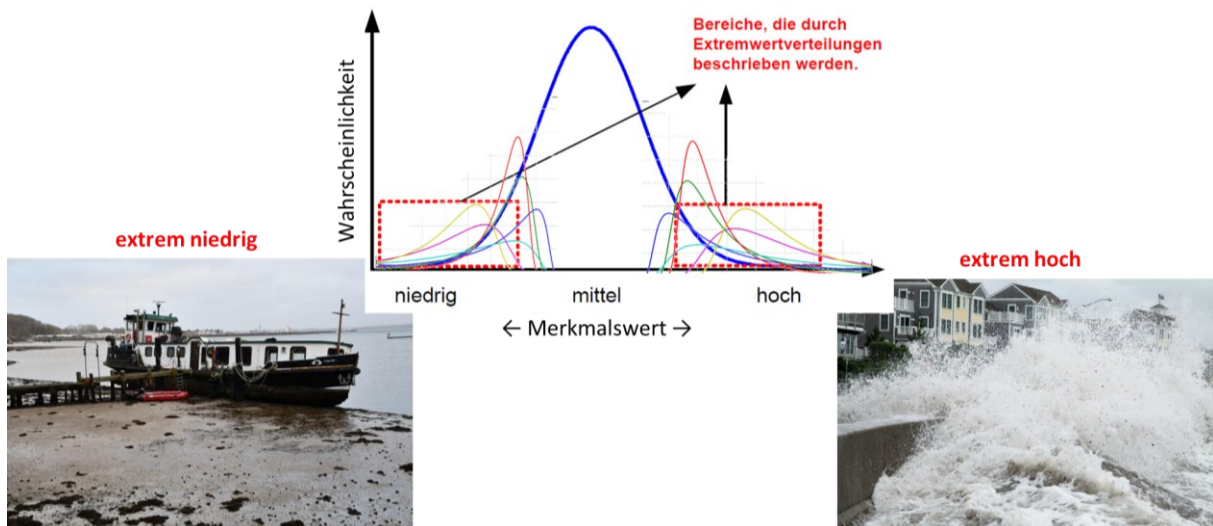


Abbildung 27: Anwendung von Extremwertverteilungen zur Beschreibung von Extrema

In der ingenieurhydrologischen Anwendung hat sich dazu vor allem die univariate Betrachtung einer Kenngröße durchgesetzt. Bemessungsrelevante Ereignisse bestehen i. d. R. aus mehreren Kenngrößen die gleichzeitig zufällig ausgeprägt eintreten. Ebenso sind Hochwasserereignisse stets als multivariate Ereignisse, bestehend aus mehreren Prozessen zu verstehen. Somit besteht zunehmend der Anspruch Eintrittswahrscheinlichkeiten kombiniert und multivariat zu beschreiben. Dazu bieten Copulas (von „to couple“: verbinden) eine flexible Möglichkeit für zahlreiche Fragestellungen (Nelsen 2006). In der Hydrologie finden sich zahlreiche Anwendungen von kombinierten Eintrittswahrscheinlichkeiten, z. B.

zur Beschreibung der gemeinsamen Wahrscheinlichkeit von Hochwasserabflüssen in Flussmündungen (z. B. Raynal & Salas 1987, Wang et al. 2009, Bender et al. 2013), dem gemeinsamen Eintreten von Flusshochwassern und Sturmfluten (Kew et al. 2013) oder der Beschreibung von Wasserstand und Fülle der Ganglinie (Salecker & Fröhle 2013).

2 Datenaufbereitung

Die Grundvoraussetzung für die Durchführung einer jeden stationären (Extremwert-) Statistik ist eine unabhängige und identisch verteilte (*i.i.d.*) Stichprobe. Für Stichproben, abgeleitet aus Zeitreihen, entspricht dies der Forderung nach Stationarität, Homogenität und Unabhängigkeit. Weiter ist eine Repräsentanz der Stichprobe für das Gesamtverhalten gefordert, also dessen Verhalten widerspiegelt. Oftmals wird dies daher mit der Forderung einer möglichst langen Zeitreihe gleichgesetzt. Nach DVWK (1999) wird ein Minimum von 30 Jahren gefordert, um eine statistische Aussage treffen zu können.

Generell gilt, desto länger der Extrapolationszeitraum von Verteilungsfunktionen über den Zeitraum der Stichprobe ist, desto höher ist die verbundene Unsicherheit.

Im Folgenden werden die theoretischen Grundlagen zur Durchführung einer validen Extremwertstatistik geschaffen.

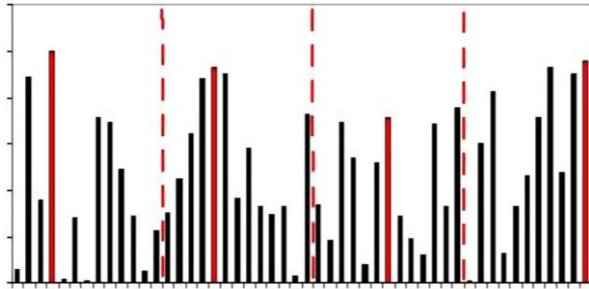
2.1 Homogenität und Stationarität

Als „stationär“ wird in der Mathematik ein stochastischer Prozess bezeichnet, dessen Verteilungsfunktion sich mit der Zeit nicht verändert. Damit müssen auch die statistischen Kennzahlen bzw. Parameter der Verteilungsfunktion zeitlich konstant sein (DWA 2025). Scheinbare Instationaritäten können durch eine stochastische Häufung von Extremereignissen entstehen, die auf statistischem Weg nicht von deterministisch begründeten Trends unterschieden werden können (Cohn & Lins 2005). Deterministisch begründete Trends ergeben sich durch Änderungen der Bedingungen des Auftretens. In der Ostsee entspricht dies z. B. dem Anstieg des MSL, ggf. Änderungen der Windfelder, Änderungen der Bathymetrie sowie anthropogenen Eingriffen, wie dem Bau von Küstenschutzanlagen oder Ausbaggerungen. Neben Trendänderungen können Inkonsistenzen zur Inhomogenität führen. Darunter werden z. B. Messfehler oder temporäre Veränderungen, wie z. B. Baumaßnahmen, verstanden. Eine Möglichkeit zur Plausibilisierung der Trends ist ein Vergleich der Zeitreihen mit dem Verhalten benachbarter Pegel (DWA 2025). Nur wenn ein Trend kausal begründet werden kann und dieser somit nicht auf eine stochastische Variabilität zurückzuführen ist, wird empfohlen den Datensatz zu „korrigieren“ und an die aktuellen Bedingungen anzupassen. Der bekannteste Trend-Test ist der Mann-Kendall Test (Mann 1945, Kendall 1975). Dieser Test geht von der Nullhypothese keines monotonen Trends in der Zeitreihe aus. Erst, wenn diese Anfangsvermutung widerlegt werden kann, kann der Trend als signifikant angesehen werden, d. h. als nachgewiesen gelten (Uhlig et al. 2002).

2.2 Stichprobengewinnung und Unabhängigkeit

Für (extremwert-)statistische Analysen ist nicht die gesamte Zeitreihe von Interesse, sondern lediglich eine Stichprobe von relevanten, unabhängigen Ereignissen, z. B. Ereignissen besonders hohen/niedrigen Ausprägungen. Zur Stichprobengewinnung haben sich das Blockmodell und das Schwellenwertmodell etabliert (DWA 2025). Mit der Wahl eines Modells, geht eine Vorauswahl an spezifischen Verteilungsfunktionen einher. In der Literatur finden sich u. a. daher zahlreiche Diskussionen über die Vor- und Nachteile beider Modelltypen. In Abbildung 28 wird das Blockmodell dem Schwellenwertmodell gegenübergestellt.

Blockmodell:



Schwellenwertmodell:

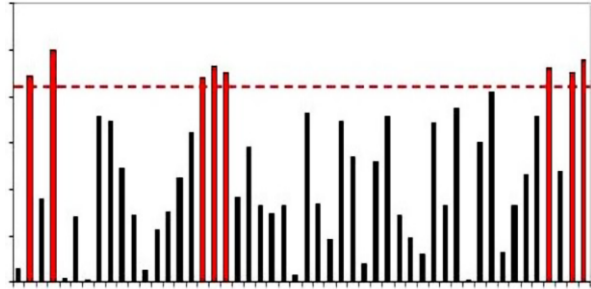


Abbildung 28: Gegenüberstellung der grundlegenden Modelltypen zur univariaten Stichprobengewinnung nach Gattermayr et al. (2011)

Das Blockmodell bestimmt die r -größten Werte eines festgelegten Beobachtungszeitraums j innerhalb einer Zeitreihe. Oftmals wird mit $r = 1$ das Maximum eines Blocks, z. B. einer jährlichen Reihe (*Amax*, *annual maximum*), genutzt. Somit ergibt sich die Stichprobe zu:

$$z_j = \max_r(x_{j,1}, \dots, x_{j,n}) \quad 2-1$$

Durch die Festlegung auf eine bestimmte Anzahl von Werten pro Jahr, wird das Blockmodell allgemein als ineffizient gegenüber relevanten gesehen (Mudersbach 2009). Eine stochastische Häufung von Extremereignissen führt dazu, dass einzelne Ereignisse aussortiert werden. In Jahren ohne Extremwerte hingegen werden auch Werte berücksichtigt, die eigentlich kein Extremereignis darstellen. Dennoch findet das Blockmodell in der Ingenieurhydrologie am häufigsten Anwendung (Coles 2001), zumal solche Teil- oder Block Maxima stets natürlich extremwertverteilt sind.

Das Schwellenwertmodell dagegen bildet eine partielle Serie durch die Ereignisse, die einen gewählten Grenzwert u_0 (POT, *peak over threshold*) überschreiten. Der Grenzwert u_0 stellt dabei einen festgelegten Wasserstand dar, der als Extremereignis gesehen wird. Die Überschreitungen werden dabei gebildet durch:

$$y_i = x_i - u_0 \mid x_i \geq u_0$$

Die POT-Methode wird den Informationen gegenüber als effizienter angesehen, insofern der Grenzwert sinnvoll gewählt wird (Mudersbach 2009). Die Wahl eines geeigneten Schwellenwertes ist für die statistische Modellierung der Variablen von ausschlaggebender Bedeutung. Ein zu geringer Schwellenwert führt zu einer zu großen Anzahl von (Hochwasser-) Ereignissen, so dass keine extremwertstatistische Analyse durchgeführt werden kann. Auf der anderen Seite resultiert ein zu hoher Schwellenwert in einer zu geringen Anzahl von Hochwasserabflüssen, was wiederum zu einer sehr großen Varianz

führt (Coles 2001). Damit wird sichergestellt, dass alle Ereignisse, die zu „echten“ Extremwerten geführt haben, in die partielle Serie aufgenommen werden (Lang et al. 1999).

In einer multivariaten Betrachtung, d. h. der Betrachtung von mehreren Werten, stellt sich die Frage wie „extrem“ zu definieren ist, bzw. welche Anforderungen an eine Wertekombination gestellt werden sollen. Daher ist es für die Anwendung von multivariaten statistischen Verfahren von großer Bedeutung, auf welche Weise die Stichprobe gewonnen wird. Zur Generierung einer multivariaten „Extrema“-Stichprobe haben sich verschiedene, basierend auf den Ansätzen des Block- und Schwellenwertmodells entwickelt, z. B. das komponentenweise Block-Maxima-Modell (Tawn 1988), das Schwellenwertmodell (Resnick 1987), das Punkt-Prozess-Modell (Coles & Tawn 1991) und das Modell basierend auf konditionalen Extremereignissen (Heffernan & Tawn 2004).

Für die multivariate Analyse mit Archimedischen Copulas werden i. d. R. Blockmaxima genutzt. Bender (2015) gibt in Berufung auf G. Salvadori (pers. Mitteilung, 20.08.2013) an, dass die Stichprobengewinnung unter Verwendung eines Schwellenwertmodells für die multivariate Analyse mit Copulas grundsätzlich möglich ist, Archimedische Copulas jedoch nicht in der Lage sind das Verhalten solcher Stichproben zu modellieren. Diese Aussage lässt sich trotz intensiver Literaturrecherchen weder bestätigen noch widerlegen – entspricht jedoch dem Vorgehen ähnlicher Studien. Die Stichprobenauswahl beschränkt sich daher auf Block-Maxima-Modelle. Diese sind wie folgt:

- Komponentenweises Block-Maxima-Modell
- Univariates Block-Maxima-Modell mit Kovariablen

Somit lässt sich unterscheiden, ob ausschließlich zeitgleich auftretende Werte oder aber die jeweils höchsten Werte innerhalb eines definierten Zeitfensters in Bezug auf das Blockmaximum berücksichtigt werden. Bei dem komponentenweisen Block-Maxima-Modell werden die maximalen Werte aller betrachteten Variablen unabhängig voneinander betrachtet. Somit gilt die wesentliche Einschränkung, dass die gewonnene multivariate Stichprobe nicht unbedingt zusammengehörige Parameterkombinationen darstellt, da die einzelnen Maxima nicht notwendigerweise gemeinsam aufgetreten sind und die Betrachtung der Abhängigkeit zwischen den Größen somit verloren geht (Coles et al. 1999). Es ist sogar möglich, dass ein gemeinsames Auftreten der beider Extrema sehr unwahrscheinlich oder sogar physikalisch unmöglich ist. Daher wird z. B. in Zheng et al. (2014) das Modell generell für die multivariate Stichprobengewinnung zur Analyse von kombinierten Wahrscheinlichkeiten abgelehnt.

Zur Berücksichtigung dessen, wird bei der Generierung von multivariaten Parameterkombinationen durch das Block-Modell eine Variable fokussiert. Somit wird univariat das Maximum dieser bestimmt und gleichzeitig auftretende Variablen – sog. Kovariablen - bestimmt. Ob diese Kovariablen ebenso als Extremwert gesehen werden können, gilt es vor der Wahl der Verteilungsfunktion zu prüfen.

Das Modell zur multivariaten Stichprobengenerierung über ein Blockmaxima Modell mit Kovariable wird in Abbildung 29 schematisch graphisch veranschaulicht.

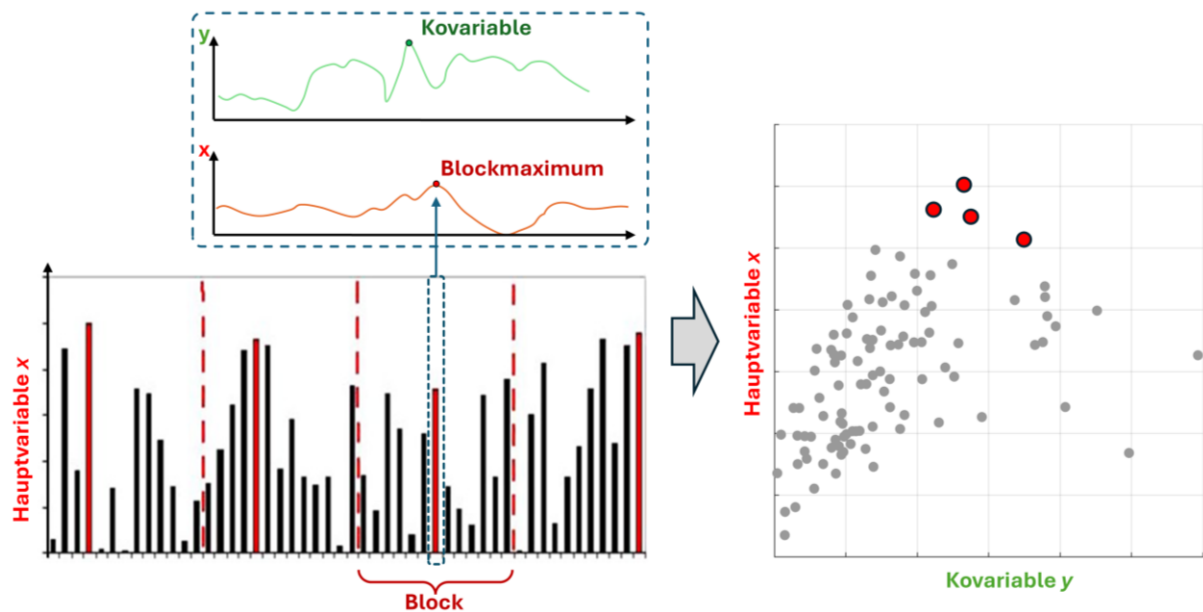


Abbildung 29: Generierung einer bivariaten Stichprobe über ein Block-Maxima Modell mit einer Kovariable

Zwingend sicherzustellen ist die Einhaltung der Unabhängigkeit von Ereignissen. Dies bewirkt, dass nicht mehrere Werte aus demselben Ereignis in die Stichprobe aufgenommen werden, was zu einer unangebrachten Verzerrung der Verteilungsfunktion führen würde. In der Praxis wird oft ein Absinken des Wasserstandes unterhalb eines Grenzwertes und/oder eine ausreichend große Zeitspanne zwischen den Extremwerten als Kriterium zur Unabhängigkeit herangezogen. So nutzen Zachary et al. (1998) eine Standard-Sturmlänge zwischen 24 und 72 h als Kriterium. Als ein Ergebnis aus der Untersuchung der Autokorrelationsfunktion nennen Soares und Scotto (2004) 480 h als Unabhängigkeitskriterium (Arns 2014). Damit ergibt sich eine große Spannweite, die wiederum eine teils subjektive Wahl zulässt.

2.3 Abhängigkeitsmaße

Für die Analyse von mehreren Variablen stellt die Abhängigkeitsanalyse einen fundamentalen Schritt dar. Diese beschreibt quantitativ, wie stark zwei oder mehrere Variablen miteinander kovariieren (Hennemuth et al. 2013). Die Stärke des statistischen Zusammenhangs zwischen zwei Zufallsvariablen lässt sich durch lineare (z. B. lineare Korrelation durch den Pearson-Korrelationskoeffizienten) und nichtlineare Abhängigkeitsmaße beschreiben.

Nachteil von linearen Abhängigkeitsmaßen ist, dass die Stärke des Zusammenhangs über alle Beobachtungen konstant bleibt. Für stark vom Mittelwert abweichende Zufallsrealisationen wird damit eine ebenso starke Abhängigkeit wie bei „regulären“ Realisationen unterstellt. Dies ist jedoch in der Empirie häufig nicht beobachtbar. So verstärkt sich oft sogar die Abhängigkeit von Ausreißern (*tail dependence*) (Hlawatch & Reichling 2010).

Bei der Verwendung von Copulas wird daher die Abhängigkeit mittels Rangkorrelation untersucht, die auch nicht-lineare Zusammenhänge berücksichtigt. Dazu wird nicht die

Korrelation der tatsächlichen Beobachtungen untersucht, sondern die relative Abhängigkeit der Ränge. Zur Ermittlung des Rang-Korrelationskoeffizient *Kendalls Tau* τ für eine bivariate Stichprobe (x_i, y_i) und (x_j, y_j) mit n Rangpaaren, werden vorab konkordante (gleichsinnig) Rangpaare (n_p) und diskordante (ungleichsinnig) Rangpaare (n_l) bestimmt. Ein Datenpaar ist konkordant, wenn der Rang in beiden Datensätzen gleichsinnig steigt oder fällt. Ist dies nicht der Fall, so wird ein Datenpaar diskordant bezeichnet (Wilks 2006). Somit gilt für konkordante Paare:

$$(x_i < x_j) \wedge (y_i < y_j) \text{ bzw. } (x_i > x_j) \wedge (y_i > y_j) \quad 2-2$$

Demgegenüber gilt für diskordante Paare:

$$(x_i < x_j) \wedge (y_i > y_j) \text{ bzw. } (x_i > x_j) \wedge (y_i < y_j) \quad 2-3$$

Somit lässt sich *Kendalls Tau* τ aus der Anzahl an Rangpaaren wie folgt bestimmen:

$$\tau = \frac{n_p - n_l}{n * (n - 1)/2} \quad 2-4$$

Kendalls Tau τ kann Werte im Intervall $[-1, 1]$ annehmen. Als Ergebnis der Abhängigkeitsanalyse können sich drei Fälle ergeben:

- Vollständige Abhängigkeit: $\tau = 1$ bzw. $\tau = -1$
- Teilweise Abhängigkeit: $-1 < \tau < 0$ bzw. $0 < \tau < 1$
- Vollständige Unabhängigkeit: $\tau = 0$

3 Empirische Eintrittswahrscheinlichkeiten

Empirische Wahrscheinlichkeiten sind ein statistisches Hilfsmittel, um aus beobachteten Daten Wahrscheinlichkeiten abzuleiten, ohne dabei eine theoretische Verteilung vorauszusetzen. Die empirischen Wahrscheinlichkeiten dienen als Erwartungswert zur Bewertung der Abbildung der Wahrscheinlichkeiten und können den theoretischen Verteilungsfunktion als Schätzer der Grundgesamtheit gegenübergestellt werden. Ein wichtiges Indiz für die Bewertung der Eignung der geschätzten theoretischen Verteilungsfunktion stellen die empirischen Wahrscheinlichkeiten dar.

Verschiedene in der statistischen Analyse weit verbreitete Plotting-Methoden, ermöglichen eine anschauliche Beurteilung der Übereinstimmung empirischer Daten mit theoretischen Verteilungsmodellen. Sie dienen als ergänzende Werkzeuge zu formalen Goodness-of-Fit-Tests und erlauben insbesondere die Identifikation systematischer Abweichungen, die auf reine Teststatistiken allein nicht ohne Weiteres zurückgeführt werden können. Zur Anpassung der empirischen Verteilungsfunktion wurden verschiedene Ansätze entwickelt (vgl. Chow 1964; Stedinger et al. 1993), über die Annahmen für die Verteilung getroffen werden können.

Für den univariaten Fall ergeben sich die empirischen Wahrscheinlichkeiten zu:

$$F_x(x_i) = P(X \leq x_i) = \frac{k - a}{n + 1 - 2a} \quad 3-1$$

Die Ansätze aus dem univariaten Fall lassen sich auf den bivariaten Fall übertragen. Die empirischen Wahrscheinlichkeiten einer bivariaten Stichprobe ergeben sich somit zu:

$$F_{xy}(x_i, y_i) = P(X \leq x_i, Y \leq y_i) = \frac{\sum_{m=1}^i \sum_{l=1}^i N_{m,l} - a}{N + 1 - 2a} \quad 3-2$$

Die Wahrscheinlichkeiten einer bi- oder multivariaten Copula als Kombination von mehreren univariaten Randverteilungen sind maßgeblich durch die Wahl der univariaten Verteilungsfunktion geprägt. Somit werden die empirischen Wahrscheinlichkeiten i. d. R. lediglich für die Wahl der univariaten Verteilungsfunktionen eingesetzt.

Über den Parameter a können die Wahrscheinlichkeiten gestreckt oder auch gestaucht werden. Dazu lassen sich diverse Ansätze verfolgen, die verschiedene Annahmen basieren. Für hydrologische Zwecke haben sich Annahmen zwischen *Weibull* und *Hazen* als geeignet herausgestellt (Gattermayr et al. 2011). In Tabelle 9 werden die gängigen Annahmen zur Bestimmung der empirischen Wahrscheinlichkeiten gelistet.

Tabelle 9: Ansätze zur Ermittlung der empirischen Verteilungsfunktionen; nach Stedinger et al. (1993)

F(x)	a	T _n	Anwendung
Weibull	0	n+1	Biasfreie Schätzung für alle Verteilungen (unverzerrt)
Cunnane	0,40	1,67n + 0,3	Biasfreie Schätzung der Quantile
Gringorten	0,44	1,76n + 0,2	Optimiert für die Gumbel-Verteilung
Hazen	0,50	2n	Häufig verwendete Schätzung

Ob und wie Annahmen zur Verzerrung der Stichprobe gerechtfertigt sind, bleibt offen und ist oft subjektiv. Makkonen (2008) weist nach, dass die unverzerrte Anwendung nach *Weibull* unabhängig von der jeweiligen Verteilungsfunktion hinreichend ist, da alle anderen Möglichkeiten auf ungerechtfertigten Annahmen beruhen. Für hydrologische Zwecke haben sich dennoch Annahmen zwischen *Weibull* und *Hazen* als praktikabel erwiesen (Gattermayr et al. 2011). Eine oftmals verwendete Annahme stellt der Ansatz nach *Gringorten* dar (z. B. Jensen et al 2006; Mudersbach & Jensen 2010), der als unverzerrte Darstellung für eine Gumbel Verteilung gilt.

Zu beachten ist, dass die empirischen Wiederkehrintervalle als statistische Aussage nicht belastbar sind, da sie maßgebend auf Basis des Rangs und der Reihenlänge ermittelt werden, ohne dass dabei die Größe des jeweiligen Wasserstandes selbst berücksichtigt wird. So ist z. B. bekannt, dass das Sturmhochwasser von 1872 nicht nur das Extremum der letzten ~150 Jahre war, sondern mutmaßlich ebenso der letzten 1.000 Jahre (vgl. Jensen et al. 2022). Die Schätzung der Wahrscheinlichkeit über den Rang führt dazu, dass gleichen oder sehr ähnlichen Werten unterschiedliche Wahrscheinlichkeiten zugeordnet werden. Weiter lassen sich somit keine Aussagen über Wiederkehrintervalle machen, die seltener als die beobachteten Werte sind.

4 Univariate Verteilungsfunktionen

Eine theoretische Verteilungsfunktion beschreibt die Ausbildung der Wahrscheinlichkeiten einer Zufallsvariablen über alle möglichen Ausprägungen. Somit können Aussagen über Ereignisse getroffen werden, die über den Beobachtungsraum hinaus gelten. Unter univariaten Verteilungsfunktionen werden die Funktionen zur Beschreibung der Verteilung der Wahrscheinlichkeiten einer Variable verstanden, die wiederum als marginale Verteilungsfunktion (Randverteilung) für bivariate Verteilungsfunktionen dienen. Im Falle einer extremwertverteilten Variable, z. B. den jährlichen Maxima, entspricht die Verteilungsfunktion einer Extremwertverteilung. Da im Falle von bivariaten Wertepaaren nicht zwingend davon ausgegangen werden kann, dass die zugehörige Variable (z. B. Dauer, Fülle, ...) ebenso extremwertverteilt ist, ist die Unterstellung der Extremwertverteilung ggf. nicht gerechtfertigt, so dass ebenso Normalverteilungen als Randverteilung gesehen werden können. Die Wahrscheinlichkeit, dass eine Zufallsvariable X (z. B. Wasserstände) einen bestimmten Wert x annimmt wird durch die Dichtefunktion (*PDF*) $f(x)$ beschrieben. Im Fall einer kontinuierlichen Zufallsvariablen gibt die *PDF* an, wie sich die Wahrscheinlichkeit über die reellen Zahlen verteilt. Für eine stetige Zufallsvariable X ist die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion $f(x)$ definiert als eine Funktion die folgende Eigenschaften erfüllt:

1. $f(x)$ ist für alle x nichtnegativ: $f(x): \mathbb{R} \rightarrow [0, \infty)$,
2. das Integral über den Definitionsbereich ergibt 1, also $\int_{-\infty}^{\infty} f(x) dx = 1$
3. für jedes beliebige Intervall $A=[a,b]$ gilt die Beziehung $P(X \in A) = \int_a^b f(x) dx$.

Die Wahrscheinlichkeit, dass X höchstens einen bestimmten Wert x annimmt ($X \leq x$) wird als Unterschreitungswahrscheinlichkeit P_U durch die kumulative Verteilungsfunktion (*CDF*) $F(x)$ beschrieben. Die *CDF* ist definiert als Integral der *PDF*:

$$F(x) = P_u(x) = P(X \leq x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx \quad 4-1$$

Komplementär zur Unterschreitungswahrscheinlichkeit lässt sich die Wahrscheinlichkeit des Überschreitens eines Schwellenwertes einer Variable ($X > x$) als Überschreitungswahrscheinlichkeit aus der folgenden simplen Beziehung ableiten:

$$P_{\bar{u}}(x) = P(X > x) = 1 - P_u(x) \quad 4-2$$

Der Zusammenhang zwischen der Unter- und Überschreitungswahrscheinlichkeit, wie auch die Abhängigkeit der *PDF* und *CDF* werden in Abbildung 30 dargestellt.

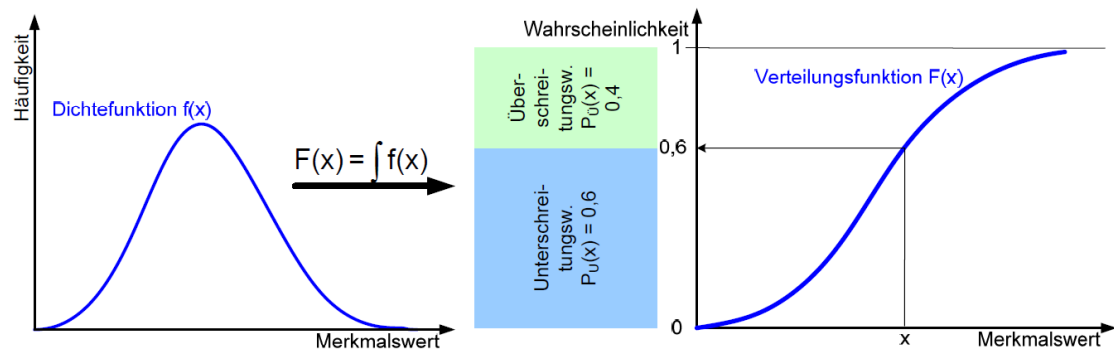
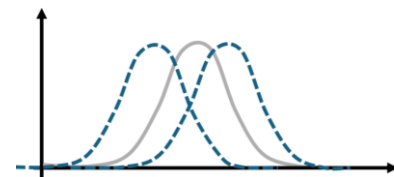


Abbildung 30: Zusammenhang zwischen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) und der kumulativen Verteilungsfunktion (CDF) als Integral der PDF. Weiter wird der Zusammenhang zwischen Unterschreitungs- und Überschreitungswahrscheinlichkeit an einem Zahlenbeispiel verdeutlicht. Adaptiert aus Mudersbach (2009)

Weltweit werden verschiedene Verteilungsfunktionen zur Beschreibung von hydrologischen Extrema empfohlen und verwendet. Jedoch existiert keine physikalische Rechtfertigung, um eine spezifische Verteilungsfunktion zu bevorzugen (Benson 1968). Verteilungsfunktionen lassen sich anhand der Anzahl der Parameter, die diese beschreiben, kategorisieren. So werden zwischen nichtparametrischen und parametrischen Verteilungsfunktionen unterschieden. Die Parameter einer Verteilungsfunktion sind *Lage*, *Streuung* und *Schiefe*. Dabei gilt folgendes:

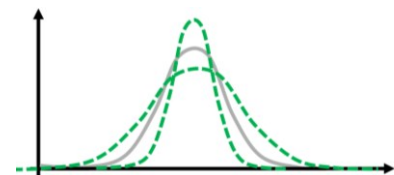
- **Lageparameter** (μ)

Der Lageparameter bestimmt die Position der Verteilung. Er hat die gleiche Einheit wie die Zufallsvariable.



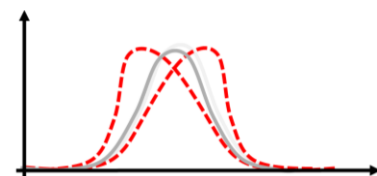
- **Streuungsparameter** (σ)

Der Streuungsparameter bestimmt die Streuung der Verteilung, also wie weit die Datenpunkte um den Lageparameter herum verteilt sind.



- **Schiefe** (ξ)

Der formgebende Parameter bestimmt die Schiefe und die Art der Verteilung, d. h. wie schnell die Verteilung am oberen oder unteren Ende abfällt.



Mit steigender Parameteranzahl bietet eine Funktion dementsprechend bessere Modellierungsmöglichkeiten, stellt jedoch ebenso zunehmend höhere Aussagen an die Aussagekraft der Stichprobe. Daher wird für kürzere Zeitreihen i. d. R. die Verwendung von weniger Parametern empfohlen (vgl. DWA 2025).

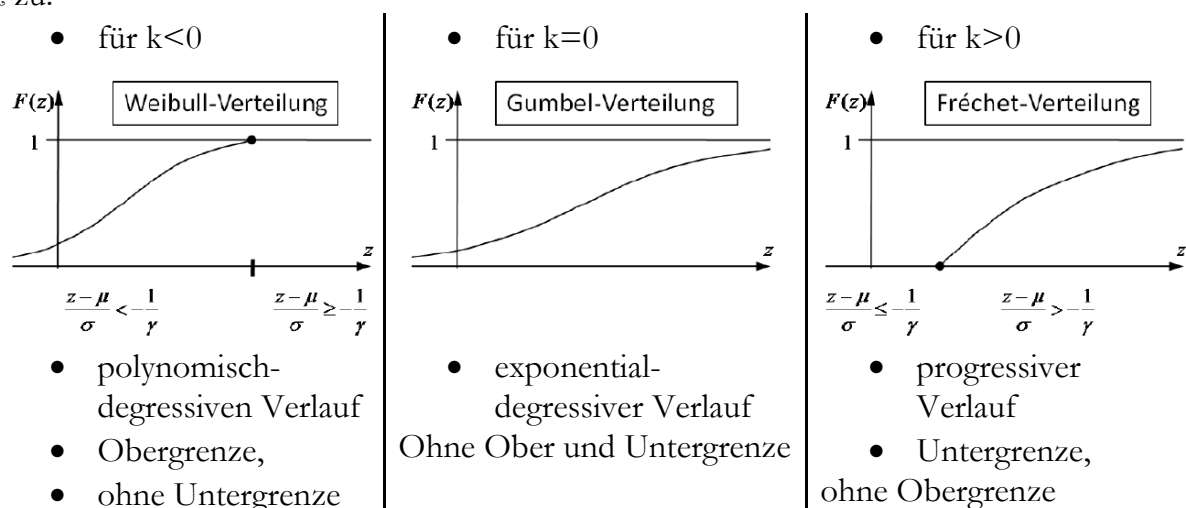
Für die statistische Analyse von Extremereignissen steht eine Vielzahl an Extremwertverteilungen zur Auswahl. Für die Wahl der „richtigen“ Verteilungsfunktion

gibt es keine physikalisch-mathematische Rechtfertigung, obwohl sich die Verteilungsfunktionen zunehmend voneinander unterscheiden. Die Generalisierte Extremwertverteilung (GEV, *generalized extreme value distribution*) ist eine häufig genutzte und allgemein anerkannte Extremwertverteilung zur Beschreibung der kleinsten oder größten Werte eines *u.i.v.* Datensatzes. Die Verteilung stellt eine dreiparametrische (μ, σ, ξ) Verteilungsfunktion dar und basiert auf den Arbeiten von Jenkinson (1955). Diverse Studien belegen eine gute Anpassung der GEV an AMAX-Zeitreihen in hydrologischen Fragestellungen (z. B. Schumann (2005); Merz et al. (2008)). Jährlichen Maxima eine GEV zu unterstellen, ist dabei eine natürliche Wahl. So sind gemäß dem Fisher-Tippett-Theorem (Fisher-Tippett (1928), Gnedenko (1943)) alle Grenzverteilungen von Teilmaxima oder Block Maxima GEV-verteilt (Neves & Fraga-Alves 2008).

Die Verteilung findet in der hydrologischen Statistik breite Anwendung, da sie die *Gumbel* (Typ I), *Frechet* (Typ II) und *Weibull* (Typ III) Verteilungen vereint (Coles 2001). Die GEV ist allgemein definiert zu:

$$GEV_{\xi\mu\sigma}(x) = \begin{cases} \exp\left(-\left(1 + \xi \frac{x - \mu}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{\xi}}\right); & \text{für } \xi \frac{x - \mu}{\sigma} > 0 \\ \exp\left(-\exp\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right)\right); & \text{für } \xi = 0 \end{cases} \quad 4-3$$

In Abhängigkeit des Krümmungsparameters „lässt die GEV die Daten entscheiden“ welche der Verteilungsfunktionen die beste Annahme darstellt. Je nach Funktion bildet sich eine Ober- bzw. Untergrenze aus, die physikalische Grenzen darstellen können und die Ausprägung einer Variable limitieren (Werte $x \rightarrow \pm\infty$ nicht möglich). In der Hochwasserstatistik liegt der Krümmungsparameter in der Regel zwischen $-0,4 < k < 0,4$ (Schumann, 2007). Somit bildet sich die GEV in Abhängigkeit des Krümmungsparameters k zu:



Zur Schätzung der Verteilung von nicht-extremwertverteilten Parametern wird die nichtparametrische Kernel-Dichteschätzung $\hat{f}_h(x)$ in Abhängigkeit eines Kernels K genutzt. Dabei ist es nicht notwendig, eine parametrische Verteilungsfunktion zu bestimmen und somit den Daten eine Verteilungsfunktion zu unterstellen. Stattdessen wird der Schätzwert direkt aus den Daten abgeleitet. Mit n als Stichprobenumfang und h als die Bandbreite bildet sich die Kernel-Dichteschätzung zu:

$$\hat{f}_h(x) = \frac{1}{nh} \sum_{i=1}^n K \cdot \frac{(x - x_i)}{h} \quad 4-4$$

Der Kernel K dient dabei als Glättungsfunktion. Ein häufig verwendeter Kernel ist der gaußsche (normalverteilte) Kernel, der folgendermaßen definiert ist:

$$K(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-x^2/2} \quad 4-5$$

Die kumulative Verteilungsfunktion berechnet sich somit aus dem Integral der Dichtefunktion zu:

$$\hat{F}_h(x) = \int_{-\infty}^{\infty} \hat{f}_h(x) dx \quad 4-6$$

Weitere Annahmen sowie tiefer greifende Informationen für Kernel-Funktionen können z. B. Bowman & Azzalini (1997) entnommen werden. Die Anwendung der empirischen Verteilungsfunktion zur Ableitung von Jährlichkeiten ist in Fällen mit ausreichender Datenbasis und ohne Anforderung an die Extrapolation eine plausible Alternative zu parametrischen Methoden. Insbesondere bei moderaten Wiederkehrintervallen, die unweit über beobachtete Extremwerte hinaus gehen, kann sie eine flexible Beschreibung der Wahrscheinlichkeitsstruktur ermöglichen. Von der Abschätzung seltener Extremereignisse mit langen Jährlichkeiten ist jedoch aufgrund der geringen Dichte im Verteilungsrand abzusehen.

Abgeleitet aus den Verteilungsfunktionen berechnet sich die Jährlichkeit, d. h. das Wiederkehrintervall des Eintretens des Ereignisses, aus dem der Kehrwert der jährlichen Unterschreitungswahrscheinlichkeit P_u zu:

$$T = \frac{1}{1 - P_u} \quad 4-7$$

Dabei gibt P_u die Wahrscheinlichkeit an, dass ein bestimmter Grenzwert innerhalb einer Zeitspanne unterschritten wird. Ein Wiederkehrintervall von beispielsweise 100 Jahren entspricht somit einer jährlichen Unterschreitungswahrscheinlichkeit von 99 %. Diese Beziehung stellt eine zentrale Grundlage für die Bemessung in der probabilistischen Risikoanalyse dar, etwa bei der Auslegung von Hochwasserschutzanlagen.

5 Multivariate Verteilungsfunktionen

Copulas bieten die Möglichkeit, zwei oder mehrere stochastisch abhängige Zufallsvariablen flexibel zu modellieren und deren gemeinsame Eintrittswahrscheinlichkeiten zu bestimmen. Die theoretischen Grundlagen gehen auf die Arbeiten von Sklar (1959) sowie Hoeffding (1940, 1941) zurück, die erstmals gezeigt haben, dass eine multivariate Verteilungsfunktion in eine Menge von marginalen Verteilungsfunktionen und eine davon getrennte Abhängigkeitsstruktur zerlegt werden kann. Dadurch ist es möglich, die Randverteilungen unabhängig von der Copula zu wählen, sodass die Abhängigkeitsstruktur flexibel modelliert werden kann.

Für beliebige Zufallsvariablen $(x_1, \dots, x_n)$ lässt sich gemäß Sklar's Theorem die gemeinsame kumulative Verteilungsfunktion F durch eine Copula C , die die univariaten Randverteilungen $F_i(x_i)$ miteinander verknüpft, wie folgt darstellen:

$$F(x_1, \dots, x_n) = C(F_1(x_1), \dots, F_n(x_n)) \quad 5-1$$

Im Falle von bivariaten Copulas stellen univariate Verteilungsfunktionen die marginale Verteilungsfunktion dar. Weitergedacht können im multivariaten Fall ebenso bi- oder multivariate Copulas die Randverteilungen darstellen.

Die Dichtefunktion einer Copula ergibt sich durch die partielle Ableitung der Copula-Funktion nach allen ihren Argumenten:

$$c(F_1(x_1), \dots, F_n(x_n)) = \frac{\partial^n}{\partial x_1 \dots \partial x_n} C(F_1(x_1), \dots, F_n(x_n)) \quad 5-2$$

Die gemeinsame Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (*joint PDF*) $f(x_1, \dots, x_n)$ kann schließlich durch die Kombination der univariaten Dichten $f_i(x_i)$ und der Copula-Dichte c dargestellt werden:

$$f(x_1, x_2, \dots, x_n) = c(F_1(x_1), \dots, F_n(x_n)) \cdot \prod_{i=1}^n f(x_i) \quad 5-3$$

Generell können Copulas in drei Unterkategorien unterteilt werden: *Elliptische Copulas*, *Archimedische Copulas* und *Extremwertcopulas* (Nelson 2006). *Elliptische Copulas* Elliptische Copulas bilden eine Copula-Klasse, deren Isolinien in höheren Dimensionen elliptische Konturen aufweisen. Sie lassen sich auf beliebig viele Dimensionen erweitern und verfügen meist über eine relativ hohe Anzahl an Parametern. Die bekanntesten Verteilungsfunktionen sind die Gauss-Copula, Cauchy-Copula und Student-T Copula.

Extremwertcopulas sind spezielle Copulas, die das gemeinsame Verhalten extremer Ereignisse beschreiben – also die Abhängigkeiten in den Tail-Bereichen. Sie stammen aus der multivariaten Extremwerttheorie und sind speziell dafür konstruiert, Asymptotik für mehrere Maxima abzubilden. Die bekannteste Verteilungsfunktion stellt die Marshall-Olkin-Copula dar.

Archimedische Copulas haben sich aufgrund ihrer guten Handbarkeit und hohen Flexibilität in der Modellierung und Abbildung der Abhängigkeitsstrukturen in der Hydrologie bewährt (z. B. Favre et al. 2004, Salecker & Fröhle 2013, Kaehler 2024). Die bekanntesten Vertreter der Klasse der *Archimedischen Copulas* sind die *Gumbel-Copula*, eingeführt von Gumbel (1960), die *Clayton-Copula*, eingeführt von Clayton (1978) und die *Frank-Copula*, benannt nach Frank (1979). Tiefgreifendere Informationen über Copulas und deren theoretische Hintergründe finden sich z. B. in Nelsen (2006) und Genest & Favre (2007). Höher-dimensionale Archimedische Copulas werden weiter ausführlich in Berg (2009) und Aas et al. (2009) diskutiert.

Bivariate Copulamodelle bilden sich durch die Kombination von zwei eigenständigen, univariaten Verteilungsfunktionen $f_i(x_i)$ (folgend u, v). Archimedische Copulas, benannt nach Ling (1965), verknüpfen diese durch eine Generatorfunktion $\varphi(x)$. Die kumulative Verteilungsfunktion einer bivariaten Archimedischen Copula ergibt sich zu:

$$C(u, v) = \varphi^{-1}(\varphi(u) + \varphi(v)); \quad (u, v) \in (0,1) \quad 5-4$$

Die Gleichung zeigt, wie die Randverteilungen auf eine einzige Funktion (Copula) geführt werden. Dies macht archimedische Copulas in der Praxis gut handhabbar und vielseitig

einsetzbar. Die bekanntesten Vertreter der Klasse der *Archimedischen* Copulas sind die *Gumbel*-Copula, eingeführt von Gumbel (1960), die *Clayton*-Copula, eingeführt von Clayton (1978) und die *Frank*-Copula, benannt nach Frank (1979). In Abbildung 31 werden die drei Copulas für unterschiedliche Abhängigkeitsstrukturen dargestellt.

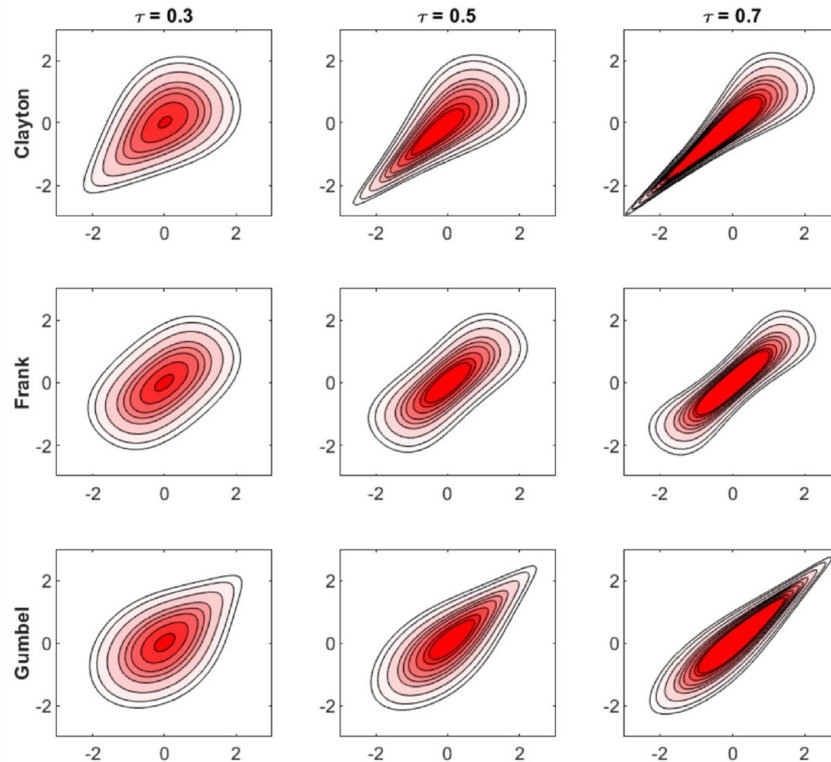


Abbildung 31: Wahrscheinlichkeitsdichten der Clayton, Frank und Gumbel Copula für verschiedene Korrelationskoeffizienten mit standardnormalverteilten Randbedingungen, nach Bender (2015).

Die drei Copulas decken alle Möglichkeiten des Extremwertverhaltens ab. So weist die Clayton Copula eine ausgeprägte untere Randabhängigkeit (*lower tail dependence*) (für gemeinsame kleine Extremwerte) und die Gumbel Copula eine ausgeprägte obere Randabhängigkeit (*upper tail dependence*) (für gemeinsame große Extremwerte) auf. Die Frank Copula dagegen werden keine Randabhängigkeiten unterstellt (Schölzel und Friedrichs 2008).

In Tabelle 10 werden die Generatorfunktionen $\varphi(x)$ und deren Inversen $\varphi^{-1}(x)$ zur Erzeugung der drei Archimedischen Copulas $C(u,v)$ gegeben.

Tabelle 10: Generatorfunktion $\varphi(x)$ bzw. Inverse der Generatorfunktion $\varphi^{-1}(x)$ zur Erzeugung von Archimedischen Copula $C(u,v)$

Copula	$\varphi(x)$	$\varphi^{-1}(x)$	$C(u,v)$	Gl.
Clayton	$\frac{1}{\lambda}(x^{-\lambda} - 1)$	$(\lambda x + 1)^{\frac{1}{\lambda}}$	$(u^{-\lambda} + v^{-\lambda} - 1)^{-\frac{1}{\lambda}}$	5-5
Frank	$-\ln\left(\frac{\exp(-\lambda x) - 1}{\exp(-\lambda) - 1}\right)$	$-\frac{1}{\lambda}(x^{-\lambda} - 1)$	$-\frac{1}{\lambda}\ln\left(1 + \frac{\exp(-\lambda u) - 1}{\exp(-\lambda) - 1} \cdot \frac{\exp(-\lambda v) - 1}{\exp(-\lambda) - 1}\right)$	5-6

Gumbel	$(-\ln(x))^\lambda$	$\exp\left(-x^{\frac{1}{\lambda}}\right)$	$\exp\left(-((-\ln(u))^\lambda + (-\ln(v))^\lambda)^{-\frac{1}{\lambda}}\right)$	5-7
---------------	---------------------	---	--	-----

Wird eine Abhängigkeitsstruktur gemäß einer Archimedischen Copula angenommen, werden nach Genest und MacKay (1986a, b) *Kendals Tau* τ , die Generatorfunktion $\varphi(t)$ und dessen Pseudo Inverse $\varphi^{-1}(x)$ in folgende Beziehung gestellt:

$$\tau = 1 + 4 \int_0^1 \frac{\varphi(x)}{\varphi^{-1}(x)} dx \quad 5-8$$

Zur Ermittlung des Parameters λ der Copula-Gleichungen $C(u,v)$ lässt durch den Rangkorrelationskoeffizient *Kendals Tau* τ (Gleichung 2-4) mit der Generatorfunktion $\varphi(x)$ und dessen Inverse $\varphi^{-1}(x)$ (Gleichung 5-8) gleichsetzen.

Die Copula Dichte c ergibt sich anschließend durch die partielle Ableitung der Copula-Funktion. Für den bivariaten Fall reduziert sich 5-2 zu:

$$c(u, v) = \frac{\partial^2 C(u, v)}{\partial u * \partial v} \quad 5-9$$

Analog zu Gleichung 5-3 ergibt sich im bivariaten die gemeinsame Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (joint PDF) aus der Copuladichte c zu:

$$f(x_1, x_2) = c(u, v) \cdot f_1(x_1) \cdot f_2(x_2) \quad 5-10$$

Zur Bestimmung der Unter- bzw. Überschreitungswahrscheinlichkeit lassen sich die Ansätze aus den univariaten Betrachtung nicht ohne weiteres auf den bivariaten Fall übertagen, da verschiedene Ansätze zur Berücksichtigung der Abhängigkeitsstruktur existieren.

Im Falle einer vollständigen statischen Unabhängigkeit ($\tau = 0$) der Variablen, lässt sich Berechnung der kombinierten Unterschreitungswahrscheinlichkeiten $F_{uv}(u, v)$ aus dem Produkt der beiden einzelnen Wahrscheinlichkeiten $F_1(x_2)$ und $F_2(x_2)$ berechnen:

$$F_{1,2}(x_1, x_2) = F_1(x_1) * F_2(x_2) \quad 5-11$$

Im Falle einer vollständigen Abhängigkeit ($\tau = 1$) der Variablen, reduziert sich die Berechnung der kombinierten Unterschreitungswahrscheinlichkeiten $F_{uv}(u, v)$ aus der univariaten Wahrscheinlichkeiten $F_1(x_2)$ oder $F_2(x_2)$ berechnen:

$$F_{uv}(u, v) = F_1(x_1) \text{ oder } F_{uv}(u, v) = F_2(x_2) \quad 5-12$$

Im Falle von teilweise abhängigen Variablen ($0 < \tau < 1$) lässt sich zur Berechnung der kombinierten Überschreitungswahrscheinlichkeiten weiter zwischen dem UND-Fall $P(X > x \wedge Y > y)$ ($\check{F}_{uv}(u, v)$) zur Beschreibung des gemeinsamen Eintretens der Variablen und dem ODER-Fall $P(X > x \vee Y > y)$ ($\hat{F}_{uv}(u, v)$) zur Beschreibung des Eintretens von lediglich einer Variable unterscheiden (z. B. Klein et al. 2018). Während der ODER-Fall, z. B. für die Dimensionierung von Speichern interessant ist, ist bei hier der Betrachtung von Hochwasserereignissen der UND-Fall zum kritischen, gleichzeitigen Eintreten mehrerer Variablen relevant.

In diesem Fall werden die kombinierten Unterschreitungswahrscheinlichkeiten durch die folgende Beziehung in Abhängigkeit der univariaten Randverteilungen beider Variablen bestimmt:

$$\check{F}_{uv}(u, v) = 1 - F_x(x) - F_y(y) + C(u, v) \quad 5-13$$

Die statistischen Wiederkehrintervalle lassen sich im Anschluss wiederum durch die folgende simple Transformation der Unterschreitungswahrscheinlichkeit bestimmen:

$$T_{uv} = \frac{\mu}{1 - F_{uv}(u, v)} \quad 5-14$$

Wobei μ für den durchschnittlichen zeitlichen Abstand der Werte steht. Mit dem Amax Ansatz ($r=1$), wird μ ebenso zu 1. Das gemeinsame Wiederkehrintervall ist stets größer als das Wiederkehrintervall der univariaten Betrachtung der einzelnen Variablen.

Durch die bivariate Funktion können unterschiedliche Parameterkombinationen dieselbe Jährlichkeit aufweisen. Es existieren somit mehrere mögliche Kombinationen, die beispielsweise als Bemessungsereignis herangezogen werden können, die demselben geforderten Sicherheitsniveau entsprechen. Salvadori et al. (2013) entwickelten eine praktikable Methode, um die *PDF* und *CDF* miteinander kombiniert und das „wahrscheinlichste“ Ereignis der Jährlichkeit identifiziert. Ein anderer Ansatz ist den „kritischen“ Fall zu identifizieren, indem die möglichen Variationen entlang der Isolinie zu testen.

6 Modellbewertung und -auswahl

Um die Eignung der Wahl einer Funktion zu bewerten, bedarf es einer objektiven Methode. Anpassungstests bzw. *Goodness-of-Fit- (GOF-)* Tests sind inferenzstatistische Verfahren, die prüfen, ob die empirische Verteilung einer Stichprobe mit einer vorgegebenen theoretischen Verteilungsfunktion vereinbar ist. *GOF*-Tests sind gängige Verfahren, um die Wahl der Verteilungsfunktion zu untersuchen (Heo et al. 2013).

Grundlage dieser Tests ist eine Teststatistik, die die Diskrepanz zwischen den tatsächlich beobachteten Häufigkeiten bzw. empirischen Verteilungswerten und denjenigen quantifiziert, die unter der angenommenen theoretischen Verteilung zu erwarten wären. Für ein vorab festgelegtes Signifikanzniveau (in der Regel $\alpha=0,05$) wird anhand der Teststatistik der *p-Wert* berechnet oder mit einem kritischen Wert verglichen. Fällt die Teststatistik in den Ablehnungsbereich bzw. ist der *p-Wert* kleiner als das Signifikanzniveau, so wird die Nullhypothese verworfen. In diesem Fall gelten die Daten als nicht vereinbar mit der angenommenen theoretischen Verteilung. Wird die Nullhypothese nicht verworfen, bedeutet dies lediglich, dass keine ausreichenden statistischen Hinweise gegen die theoretische Verteilung vorliegen - sie wird dadurch jedoch nicht bestätigt. Bei der Verwendung von Anpassungstest wird häufig und fälschlicherweise versucht über eine Minimierung bzw. Maximierung des Anpassungsmaßes die beste Verteilungsfunktion auszuwählen (Bender 2015). In der Praxis sind verschiedene formale Anpassungstests gebräuchlich z. B. *Kolmogorow-Smirnow*-Test (KS-Test), *Cramér-van-Mises*-Test oder Quantil-Korrelationstest. Anpassungstests erlauben es somit ausschließlich, theoretische Verteilungen als unvereinbar mit den Daten abzulehnen. Sie liefern hingegen keine

Grundlage, mehrere nicht-abgelehnte theoretische Verteilungen hinsichtlich ihrer Anpassungsgüte miteinander zu vergleichen oder ein Modell auszuwählen. Für solche Modellvergleiche sind Informationskriterien erforderlich. Einen Überblick unterschiedlicher Anpassungstest für Copulas, inkl. der Vor- und Nachteile bietet Genest et al. (2009) und Berg (2009).

Ein zentrales Maß zur Beurteilung der Modellgüte ist das Bestimmtheitsmaß R^2 , das den Anteil der durch das Modell erklärten Varianz an der Gesamtvarianz beschreibt. Ergänzend gibt der Root Mean Square Error (RMSE) Aufschluss über die mittlere Abweichung der Modellvorhersage von den beobachteten Werten. Der RMSE ist die Wurzel des mittleren quadratischen horizontalen oder vertikalen Fehlers und quantifiziert die durchschnittliche Abweichung zwischen den beobachteten und den modellierten Werten. In der Praxis wird der RMSE häufig verwendet, um die Güte der Anpassung einer theoretischen Verteilungsfunktion an empirische Daten zu bewerten. (z. B. Wahl et al. 2011; Bender 2015). Je kleiner der RMSE, desto besser passt das Modell an die beobachteten Daten. Der RMSE fokussiert dabei auf die Durchschnittsabweichungen, ohne zwischen systematischem und zufälligem Fehler zu unterscheiden. Das Bestimmtheitsmaß R^2 dient hier als Indikator für die Stärke des Zusammenhangs, während der RMSE Aufschluss über die Streuung der Residuen gibt

Ein zentrales Problem von R^2 und RMSE besteht darin, dass sie komplexere Modelle mit einer höheren Anzahl an Parametern tendenziell begünstigen, da zusätzliche Freiheitsgrade meist zu höheren R^2 -Werten bzw. geringeren RMSE führen und somit die Gefahr des Overfittings erhöhen. Zur Berücksichtigung der Modellkomplexität werden Akaike-Informationskriterium (AIC) (nach Akaike 1973) und das Bayessche Informationskriterium (BIC) (nach Schwarz 1978) als häufig verwendeten Informationskriterien genutzt. Das AIC bewertet somit die relative Qualität, neigt bei großen Stichproben jedoch zu komplexeren Modellen, während das BIC höhere Komplexität strenger abstraft, was oft zu einfacheren Modellen führt. Daraus folgt, dass das AIC insbesondere für Vorhersagezwecke (Prädiktion) geeignet ist, während das BIC stärker darauf ausgelegt ist, unter bestimmten Regularitätsannahmen das „wahre Modell“ zu identifizieren.

Obwohl Stone (1979) die grundlegenden Eigenschaften und die vergleichbare Leistungsfähigkeit von AIC und BIC beschrieben hat, wurden keine spezifischen Standards festgelegt, um das beste Kriterium für ein solches Modell zu bestimmen (Kim et al. 2017). Bevorzugt wird jeweils das Modell, das den minimalen AIC- bzw. BIC-Wert besitzt. Jedoch sind die Unterschiede in den Informationskriterien für verschiedene Verteilungsfunktionen teilweise nur gering. So definiert Rafferty (1995) den Unterschied durch den BIC wie folgt:

- BIC < 2: schwachen Nachweis;
- BIC: 2 bis 6: positiven Nachweis;
- BIC 6-10: starken Nachweis;
- BIC >10: sehr starker Nachweis.

Daher wird empfohlen, alle Verteilungsfunktionen, welche um weniger als „6“ vom kleinsten BIC abweichen, als potenziell beste Anpassung anzusehen. Eine weitere Auswahl sollte dann stets unter hydrologischen Aspekten, das heißt mittels Informationserweiterung, erfolgen (DWA 2025).

Die Ergebnisse formaler Anpassungstests liefern objektive Aussagen zur Anpassungsgüte einer theoretischen Verteilungsfunktion an eine Stichprobe erlauben. Dennoch muss das formell beste Modell nicht unbedingt das aus hydrologischer Sicht sinnvollste Modell sein. Daher sollten die Anpassungstests stets mit hydrologischen Überlegungen einhergehen. Die einfachste Möglichkeit zur Bewertung der Anpassung liegt in der visuellen Inspektion der Verteilungsfunktion (*Eye Fitting*). Dabei spielt z. B. der Verlauf einer Verteilungsfunktion eine große Rolle. Es wird weiterhin bewertet, ob eine Verteilungsfunktion einen physikalisch plausiblen Funktionsverlauf, z. B. aufgrund der Krümmung, aufweist oder auch mit historischen Hochwasserereignissen korrespondiert.

Der grundlegende Ansatz der visuellen Anpassung besteht darin, die beobachteten Werte bzw. deren empirische Wahrscheinlichkeiten mit dem Verlauf der theoretischen Verteilungsfunktion zu vergleichen. Bei allen grafischen Verfahren ist zu berücksichtigen, dass eine Bewertung der Anpassung zumeist nur subjektiv erfolgen kann (DWA 2025).

Zur Bewertung von kombinierten Wahrscheinlichkeiten aus mehreren Variablen, lassen sich analog die theoretischen Wahrscheinlichkeiten der Copula, empirischen Wahrscheinlichkeiten gegenüberstellen. Durch die gemeinsame Betrachtung mehrerer Variablen besteht somit neben der Überprüfung der Bewertung der kombinierten Wahrscheinlichkeiten ebenso die Notwendigkeit der Bewertung der Nachbildung der Abhängigkeitsstruktur.

IV Multivariate Analyse von Sturmhochwassern

Sturmhochwasser sind per se multivariate Ereignisse, d. h. sie bestehen aus der gleichzeitigen, unterschiedlich starken Ausprägung mehrerer Parameter. Die Bemessungsstrategien des Küstenschutzes konzentrieren sich jedoch häufig auf die univariate Analyse einzelner Parameter und vernachlässigen deren mögliche Interaktionen. Als Ergebnis der multivariaten Analyse der Sturmhochwasser, sollen die Abhängigkeiten der univariaten *Bemessungsparametern* untersucht werden, so dass als Resultat erstmalig von konsistenten multivariaten *Bemessungsereignissen* gesprochen werden kann.

Eine Möglichkeit, um multivariate Parameterkombinationen statistisch zu beschreiben stellen Copulas dar (Nelsen 2006, Salvadori et al. 2007). Copulas sind theoretische Verteilungsfunktionen, die die Abhängigkeiten und statistischen Wahrscheinlichkeiten zwischen mehreren Variablen modellieren. Sie ermöglichen es, die gemeinsame multivariate Verteilung aus marginalen (univariaten) Verteilungen der Einzelparameter und eine reine Abhängigkeitsstruktur zu zerlegen. Dadurch lassen sich komplexe, nichtlineare oder asymmetrische Zusammenhänge zwischen Variablen erfassen, die mit klassischen Korrelationsmaßen nur unzureichend beschrieben werden können. Insbesondere in der Extremwertstatistik bieten Copulas den Vorteil, gemeinsame Eintrittswahrscheinlichkeiten seltener, aber möglicher hydrologischer Einwirkungsgrößen konsistent zu modellieren.

Modellierungen von Copulas unterscheiden sich zwischen „*response Base*“ Modellen, zur Beschreibung des Zusammenhangs von Ursache und Wirkung (z. B. Wind - Wasserstand), und „*response independent*“ Modellen, zur Beschreibung der gemeinsamen Eintrittswahrscheinlichkeit von gemeinsam resultierenden Variablen (z. B. Wasserstand und Wellenhöhe - als Folge von Wind)) (Young 2020). Das Ziel der multivariaten Analyse der vergangenen Sturmhochwasser besteht hier darin, die gemeinsamen Eintrittswahrscheinlichkeiten mehrerer Variablen zur Beschreibung von hydraulischen Belastungen zu bestimmen und anschließend synthetische, statistisch konsistente Ereignisse zu generieren, die physikalisch plausibel sind. Die multivariate Analyse stellt den Grundstein für Entwicklung des den Stochastischen Sturmhochwassergenerators dar.

Der Ablauf der Generierung von synthetischen Hochwassern wird in Abbildung 32 dargestellt und in den folgenden Kapitel erläutert.

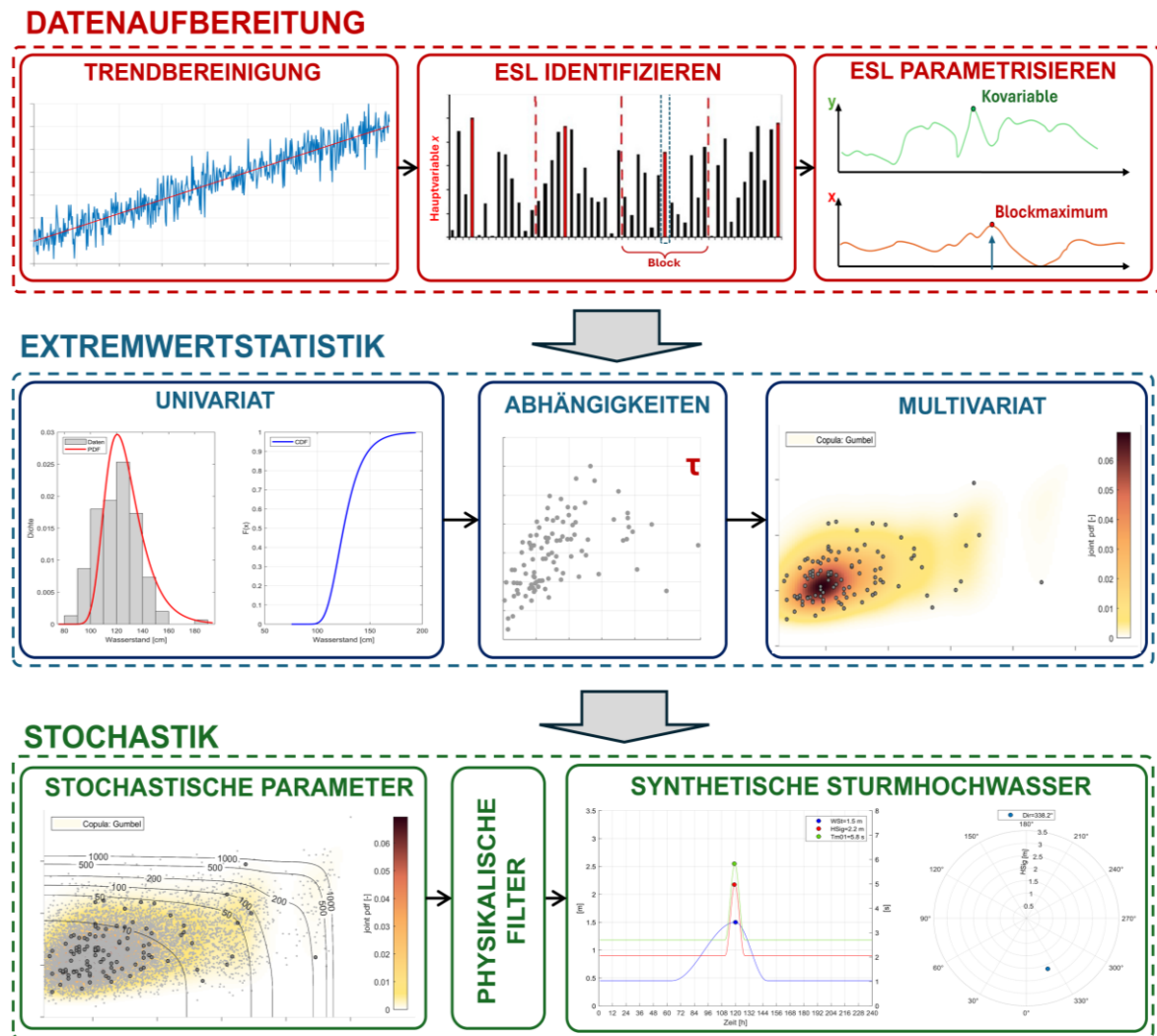


Abbildung 32: Ablauf der multivariaten Analyse

Hinweis: Den Ergebnissen ist anzumerken, dass diese im Küstenvorfeld mit Abstand zur Küstenlinie ausgeschrieben wurden. Aufgrund der unterschiedlichen Tiefen des Küstenvorfeldes findet die Ausgabe der Kenngrößen – besonders relevant für die Wellenparameter – in unterschiedlichen Wassertiefen statt. So ist nicht einheitlich anzunehmen, dass diese im Tiefwasser, in der Übergangszone oder im Flachwasser liegen.

1 Datenaufbereitung

Als Grundvoraussetzung einer Statistik muss der Datensatz den Ansprüchen der Homogenität bzw. Stationarität genügen und Ereignisse unabhängig zueinander selektiert werden. So generierte unabhängige und identisch verteilte (*i.i.d.*) Zufallsvariablen sind in der Statistik Variablen, die alle derselben Wahrscheinlichkeitsverteilung folgen und sich nicht gegenseitig beeinflussen. Entsprechend müssen Daten aufbereitet bzw. kontrolliert werden, um diesen Kriterien zu genügen.

1.1 Datengrundlage

Auf Grundlage vorangegangener numerischer Simulationen wurden qualitätsgesicherte, flächendeckende Datensätze zu Wasserständen und Seegangsparemtern für die Ostsee in hoher räumlicher sowie zeitlicher Auflösung erzeugt. Entlang der Küstenlinie wurden daraus im Küstenvorfeld in einem Abstand von etwa 250 m synthetische Zeitreihen mit stündlicher Auflösung abgeleitet.

Aufgrund der unterschiedlichen Verfügbarkeit der zugrunde liegenden Eingangsdaten variieren die Zeiträume der Datengrundlage. Wasserstände und zugehörige Verweilzeiten stehen für den Zeitraum von 1910 bis 2023 zur Verfügung, während Seegangsparemter für den Zeitraum 1940 bis 2023 vorliegen. Die Schätzung der univariaten Verteilungsfunktionen erfolgte jeweils auf Basis der vollständigen Zeitreihen. Die Analyse der Abhängigkeitsstruktur wurde hingegen auf den größtmöglichen gemeinsamen Überlappungszeitraum der betrachteten Parameter beschränkt.

1.2 Homogenität

Für eine unverzerrte statistische Analyse stellt die Annahme homogener bzw. stationärer Stichproben eine grundlegende Voraussetzung dar. Zur Untersuchung potenzieller zeitlicher Veränderungen ausgewählter Kennwerte im Kontext von Extremereignissen wurden lineare Trendanalysen durchgeführt. Dabei kam überwiegend die Methode der kleinsten Quadrate im Rahmen linearer Regressionsmodelle zum Einsatz. Die Annahme linearer Zusammenhänge impliziert notwendigerweise Vereinfachungen hinsichtlich saisonaler, interannueller und dekadischer Variabilität sowie bezüglich potenziell beschleunigter Prozesse, wie etwa des Meeresspiegelanstiegs.

Es ist zu berücksichtigen, dass die resultierende Trendrate in linearen Trendanalysen maßgeblich vom gewählten Analysezeitraum abhängt. Für die vorliegende Datengrundlage wurde der Trend daher konsistent über den jeweils gesamten verfügbaren Zeitraum bestimmt.

Da es sich bei den Eingangsdaten um Reanalysedaten handelt, die atmosphärische und ozeanographische Zustände der Vergangenheit unter Einbeziehung historischer Beobachtungen rekonstruieren, ist davon auszugehen, dass langfristige klimatische Veränderungen in den Zeitreihen enthalten sind. Folglich kann die Annahme strenger Stationarität der Stichproben als nicht erfüllt vermutet werden.

1.2.1 Wasserstand

Zur Prüfung der Stationarität der Wasserstände wird der lineare Trend an jedem Datenpunkt bestimmt. Der im Hydrodynamischen Modell eingesteuerte Trend von 1,55 mm/a kann den simulierten Daten klar als Folge des Anstiegs des mittleren Meeresspiegels zugeordnet werden. Somit lässt ein Trend deterministisch begründen und ein stochastischer Prozess als scheinbarer Trend ausschließen. Entsprechend lässt sich eine anschließende Korrektur der Instationaritäten durch eine Trendbereinigung begründen. Trends in den Modelldaten können aufgrund vernachlässigter Prozesse, z. B. GIA, von den beobachteten Trends an Pegelstandorten abweichen. Der lineare Trend der Modelldaten, als Faktor der Trendbereinigung anschließend berücksichtigt wird, ist in Abbildung 33 dargestellt.



Abbildung 33: Darstellung des linearen Trends des eingesteuerten Meeresspiegelanstieges im Modellgebiet

Der simulierte Meeresspiegelanstieg folgt an der deutschen Ostseeküste regional unterschiedlichen Mustern. Während in den östlichen Gebieten Mecklenburg-Vorpommerns höhere Anstiegsraten auftreten, sind die Werte im Bereich des Stettiner Haffs deutlich geringer. Im Mittel beträgt der an der deutschen Küste simulierte Anstieg 2,16 mm/a und übertrifft somit den eingesteuerten Trend. Die regionale Variation lässt sich durch die regional unterschiedlichen hydrodynamischen Bedingungen begründen. Anzumerken ist dem Modell-Trend weiterhin, dass dieser von den beobachteten Trends abweichen kann – maßgeblich begründet durch die Kompensierung der vernachlässigten GIA. Durch die Korrektur des ermittelten linearen Trends ergibt sich eine stationäre Zeitreihe, die den weiteren statistischen Untersuchungen genügt.

Neben dem Trend in der Betrachtung der gesamten Wasserstände, lassen sich Untersuchungen zu dem Verhalten der Maxima durchführen. Somit können Folgereaktionen aus den erhöhten Wasserständen, z. B. verminderte Reibungseffekte oder das Ausprägen von Rückströmungen, als auch der Einfluss von meteorologischen Veränderungen berücksichtigt werden. Gerade bei den großen Schwankungsbreiten von Extremwasserständen ist die Trendermittlung häufig unpräzise und bedarf einer ergänzenden Informationen. Patzke und Fröhle (2015) zeigen, dass sich erst bei Datenreihen von 100-120 Jahren valide Trends ableiten lassen. Auf Basis langer Pegelzeitreihen wird ein Trend für die Maxima von 2 mm/a an der südwestliche Ostseeküste bestimmt, der somit nur unwesentlich von den hier ermittelten Trends abweicht. Aufgrund der verbunden Unsicherheiten der kürzeren Zeitreihen und der Nähe des ermittelten Trends, wird auf eine weitere Korrektur des Windstaus verzichtet und der ermittelte Trend der Wasserstände weiterverwendet.

1.2.2 Seegang

Im Gegensatz zu den Wasserständen können Trends im Seegang sowohl aus komplexen und teilweise unbekannten Veränderungen der meteorologischen Antriebsbedingungen resultieren, die von natürlichen Klimaschwankungen überlagert sind, als auch aus einer Verschiebung der Flachwassereffekte infolge erhöhter Wasserstände. Diese Prozesse sind nur schwer voneinander zu isolieren und quantitativ zu erfassen. Eine explizite Berücksichtigung entsprechender Trends würde daher zusätzliche Unsicherheiten in die Analyse einführen und die grundlegende Annahme der Stationarität gefährden. Aus diesem

Grund wird im Folgenden ausschließlich der Trend der Wasserstände korrigiert, während der Datensatz der Seegangskenngrößen unverändert verwendet wird.

1.3 Stichprobengewinnung

In der Stichprobengewinnung wird ein Datenkollektiv für die (extremwert-)statistische Analyse von Sturmhochwassern generiert. Mit der Methodik der Modellierung und Simulation der jährlich höchsten Ereignisse durch das Wellenmodell, geht das (konditionale) Block-Maxima-Modell als geeignetes Modell einher. Dabei wird das Ereignis mit dem höchsten Wasserstand eines jeden Jahres (Blocks) identifiziert. Als „Jahr“ wird der Zeitraum eines hydrologischen Jahres (01.11 bis 31.10.) betrachtet, so dass das Maximum einer vollständigen Sturmsaison betrachtet wird und diese nicht zum meteorologisch-willkürlichen Jahreswechsel des Kalenderjahres unterbrochen wird. Aus der Datenbasis ergeben sich 83 bzw. 113 vollständige hydrologische Jahre und damit ebenso viele Ereignisse, die als Grundlage für die weitere Untersuchung dienen. Um dem Kriterium der Unabhängigkeit zu genügen, wird eine zeitliche Spanne von min 14 Tagen zwischen den einzelnen Ereignissen sichergestellt. Diese Zeitspanne überschreitet das Vielfache einer typischen Standardsturmdauer und stellt somit ein konservatives und belastbares Kriterium zur Sicherung der Ereignisunabhängigkeit dar. Das Unabhängigkeitskriterium stellt sicher, dass die erfassten Extremereignisse nicht durch kurzzeitige, physikalisch zusammenhängende Prozesse beeinflusst oder serial korreliert sind. Im Rahmen des Block-Maxima-Modells wird dabei wesentlich die Unabhängigkeit zum Jahreswechsel kontrolliert.

In Abbildung 34 wird das konditionale Block-Maxima Modell zur Bestimmung unabhängiger Ereignisse mit mehreren Variablen dargestellt.

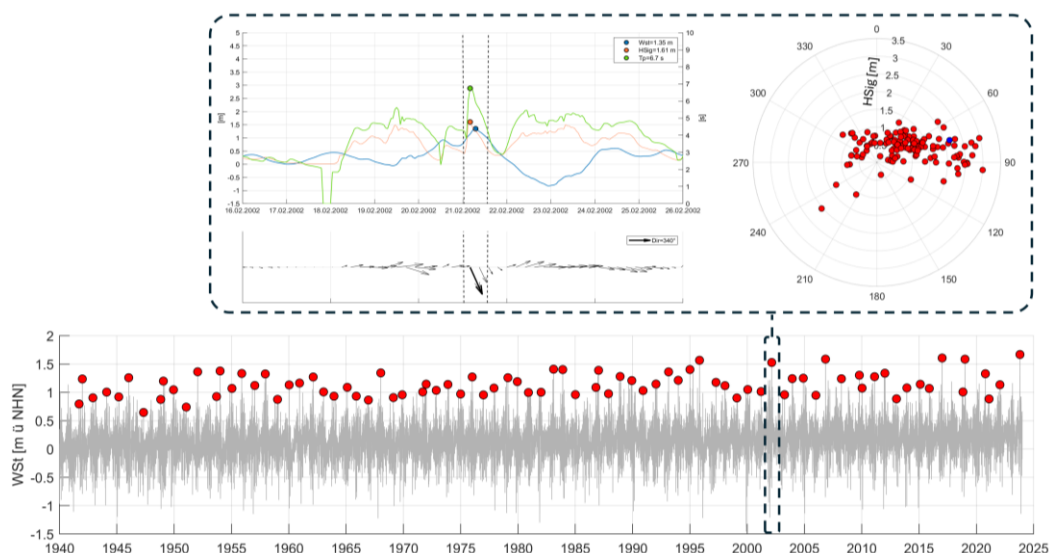


Abbildung 34: Konditionales Block-Maxima Modell zur Stichprobengewinnung und Parametrisierung von Ganglinien von Sturmhochwassern am Beispiel des Sturmhochwassers von 23.02.2002

In der Parametrisierung besteht die zentrale Aufgabe darin, die zeitlich variablen Verläufe der Ereignisse in geeignete, repräsentative Kenngrößen zu überführen.

Die Wasserstände stellen dabei das charakteristischste Merkmal eines jeden Sturmhochwassers dar und erfahren in der Regel die höchste fachliche Aufmerksamkeit.

Als zentraler Parameter zur Beschreibung eines Sturmhochwassers wird daher der maximale Wasserstand jedes Ereignisses herangezogen. Mit der Wahl des Block-Maxima Modells geht eine Amax-Zeitreihe einher, die als Extremwerte angesehen wird.

Als konditionales Merkmal wird die Dauer der erhöhten Wasserstände gewählt, die mit mehreren Tagen den Energieeintrag auf die Küsten maßgeblich mitprägt. Diese wird als Zeitspanne zwischen dem erstmaligen Überschreiten und erstmaligen Unterschreiten der Ganglinie eines festgelegten Grenzwertes definiert. Bei erhöhten Füllständen der Ostsee und anhaltenden meteorologischen Konstellationen, kann es zu anhaltend erhöhten Wasserständen kommen, so dass ein Absinken der Wasserstände unter niedrige Schwellenwerte z. B. Mittelwasser über mehrere Wochen bis Monate nicht gegeben ist, weshalb als Grenzwert ein erhöhter Wasserstand bestimmt wurde. Sensitivitätsanalysen führte zu einem erhöhten Wasserstand von 65 cm NHN als Grenzwert, der an der gesamten Küste zu einheitlichen Ergebnissen führt.

Zur Beschreibung des Seegangs wird angenommen, dass sich dieser durch ein zeitlich variables Seegangsspektrum, bzw. daraus abgeleiteten Kennwerten beschreiben lässt. So wird der Seegang durch die signifikante Wellenhöhe (H_{Sig}), Wellen Peakperiode (T_p) und Wellenausbreitungsrichtung (Θ) betrachtet. Da sowohl die Entstehung von deutlich erhöhten Wasserständen als auch Ausprägung des Seegang maßgeblich durch die Wirkung von anhaltenden Winden bedingt ist, wird angenommen, dass deren Maxima zusammen eintreten. Dies lässt sich zumindest bei der Genese von extremen Ereignissen begründen, während bei nicht extremen Ereignissen, ebenso ein erhöhter Wasserstand ohne ausgeprägten Seegang und analog bei kurzen Stürmen hoher Seegang ohne erhöhte Wasserstände möglich sind. Aufgrund der unterschiedlichen Reaktionszeiten von erhöhten Wasserständen als Resultat von Massentransport und Seegang als nahezu reiner Energietransport, ist anzunehmen, dass die Maxima nicht zwingend exakt zeitgleich eintreten. Als Folge ist mit einer Verschiebung der Peaks zueinander zu rechnen. Als relevant für Bemessungsaufgaben von Küstenschutzanlagen zeigt der Seegang sich nur bei (deutlich) erhöhten Wasserständen, da Wellen ohne erhöhte Wasserstände im Küstenvorfeld physikalisch durch das Wellenbrechen limitiert werden. Daher werden die Seegangparameter als Kovariable zugehörig zu den erhöhten Wasserständen bestimmt. Dabei kann nicht ausgeschlossen werden, dass höhere Wellen bei anderen Ereignissen beobachtet wurden. Entsprechend wird keine Stichprobe Extremwerten unterstellt.

Um die Verschiebung der Peaks zu berücksichtigen, wird ein Zeitfenster um das Wasserstandmaximum definiert, das als Suchradius für die Seegangparameter dient. Dabei stellt sich das Zeitfenster den Ergebnissen gegenüber als sehr sensitiv dar. Um die bemessungsrelevante Kombination aus hohem Wasserstand und Seegang zu beschreiben, wurde sich entschieden, das Zeitfenster mit ± 6 h eng zu fassen (vgl. Abbildung 34, links). Innerhalb des Zeitfensters um den maximalen Wasserstand wird somit die höchste signifikante Wellenhöhe bestimmt und die dazu gehörige Wellenperiode und -richtung ermittelt. Da der Seegang einem hochgradig variablen zeitlichen Verlauf unterliegt und sowohl eine rasche Abschwächung als auch eine plötzliche Intensivierung innerhalb von Minuten bis wenigen Stunden auftreten kann, wurde auf eine explizite Ermittlung der Ereignisdauer mittels schwellwertbasierter Detektionsverfahren (z. B. Zero-Crossing-Verfahren) verzichtet. Entsprechend wird die Dauer nicht als eigenständige Modellvariable geführt. Um dennoch eine realistische zeitliche Dimension für den Seegang zu berücksichtigen, wird eine standardisierte Sturmdauer von 3,5 Tagen als Ausgangspunkt angenommen. Diese wird um eine stochastische Komponente erweitert, um die natürliche Variabilität abzubilden.

Zur Beschreibung der Wellenrichtung und Reduzierung der Parameter der anschließenden Statistik wird der Mittelwert als wahrscheinlichster Wert des Wellenangriffes als mittlere Wellenrichtung Θ_m ermittelt. Um die Variabilität der Wellenausbreitungsrichtung um den Mittelwert zu beschreiben, wird eine Streuungsfunktion (eng. *spreading function*) $d(\Theta_m)$ genutzt:

$$d(\Theta_m) = \frac{\Gamma\left[\frac{n}{2} + 1\right]}{\sqrt{n}\Gamma\left[\frac{n}{2} + \frac{1}{2}\right]} \cos^n(\Theta) \quad 1-1$$

Der Parameter n beschreibt dabei die Weite der Streuung des Spektrums. Niedrige Werte deuten dabei auf geordnete, langkämmigen Wellen hin, während hohe Werte einen chaotischen Seegang mit einer weit gefächerten Streuung der Wellenrichtungen bedeuten. Für starken, chaotischen Seegang werden i. d. R. mit $n=10$ gute Ergebnisse erzielt (Holthuijsen 2007).

Durch die Stichprobengewinnung ergibt sich ein Datensatz aus 113 Ereignissen als multivariaten Kombinationen, wobei Seegangparameter aufgrund der unterschiedlichen Simulationen lediglich für 83 Ereignisse (1940 bis 2023) vorliegen.

2 Methodik der Extremwertstatistik

2.1 Univariate Verteilungsfunktionen

Die Bestimmung von univariaten Verteilungsfunktionen stellt die Bestimmung der Randverteilungen einer bi- oder multivariaten Copula dar. Die Wahl der Randverteilung ist losgelöst von der ermittelten Abhängigkeitsstruktur und bestimmt maßgeblich die gemeinsamen Wahrscheinlichkeiten mit und ist somit der erste Schritt der multivariaten Analyse.

Zu jeder der ermittelten Stichproben der Parameter wurde dazu eine univariate Verteilungsfunktion bestimmt. Aus der Wasserstands-Zeitreihe wurde auf Basis des Blockmodells eine Stichprobe an jährlich höchsten Wasserständen ermittelt. Somit kann eine extremverteilte Stichprobe unterstellt werden, mit der die GEV als Verteilungsfunktion einhergeht. Somit lassen sich die Wahrscheinlichkeiten der simulierten Ereignisse anhand ihrer empirischen *Plotting Position* prüfen. Um die subjektive Wahl des Ansatzes dabei zu eliminieren, wird die sowohl der Ansatz nach *Weibull* als auch der Ansatz *Hazen* ausgewertet und durch die PLP als Spannweite angegeben.

Den weiteren konditionalen Parametern (Dur, HSig, Tp) können per-se weder eine extremwertverteilte Stichprobe noch eine Extremwertverteilung unterstellt werden. Daher wird das Verhalten der Stichprobe durch eine nicht-parametrische Verteilungsfunktion mit einem *Gauß-Kernel* modelliert. Da die Ansätze der *Plotting Positions* ebenso auf der Annahme einer Extremwertstatistik basieren, wird auf die Beurteilung der optischen Güte verzichtet. Die Anwendung der empirischen Verteilungsfunktion zur Ableitung von Jährlichkeiten ist lediglich in Fällen mit ausreichender Datenbasis und Wiederkehrintervallen, die unweit über beobachtete Extremwerte hinaus gehen legitim. Die Abschätzung seltener Extremereignisse mit großen Jährlichkeiten ist jedoch aufgrund der geringen Dichte im Verteilungsrand nicht zu empfehlen. Um die Eignung der Verteilungsfunktion für

Wiederkehrintervalle zu prüfen, werden die Jährlichkeiten der simulierten Ereignisse berechnet. Somit ergeben sich vier univariate Verteilungsfunktionen für jeden Datenpunkt.

2.2 Abhängigkeiten

Zur Modellierung der Copula gilt es aus den Parametern Kombinationen zu bilden und deren Abhängigkeitsstruktur weiter zu bestimmen. Die Parameterkombinationen werden mit Blick auf die anschließende bivariate Statistik wie folgt gebildet:

- Wasserstand zu Ereignisdauer
- Wasserstand zu Signifikanter Wellenhöhe
- Signifikante Wellenhöhe zu Peak Wellenperiode

Durch die Gegenüberstellung der zusammengehörigen Parameter lassen sich die Rangpaare zur Berechnung des Rangkorrelationskoeffizienten *Kendalls Tau* τ nach Gleichung 2-4 bestimmen. Die Auswertung der Abhängigkeiten geht mit der Schätzung der Parameter zur Bestimmung der bivariaten Copula einher. Im Folgenden werden die Abhängigkeiten der gewählten Wertepaare dargestellt.

Wasserstand – Ereignisdauer

Die Kombination aus Scheitelwasserstand und Ereignisdauer wird in Abbildung 35 dargestellt.

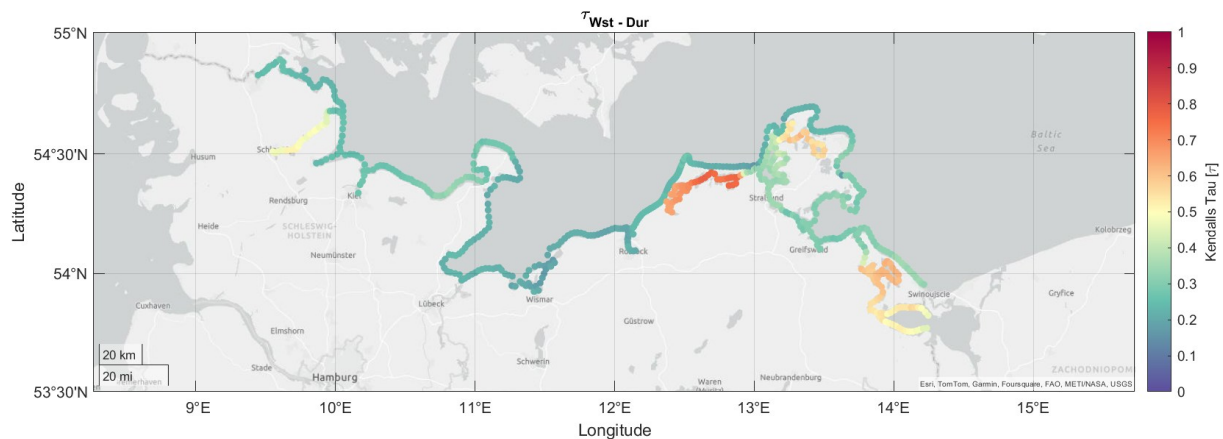


Abbildung 35: Abhängigkeit zwischen Wasserstand (Wst) und Ereignisdauer (Dur) entlang der dt. Ostseeküste, Darstellung von Kendalls Tau entlang der dt. Ostseeküste

Der Abhängigkeitskoeffizient Kendalls Tau (τ) weist Werte zwischen 0,06 und 0,72 auf und verdeutlicht damit ein räumlich zweigeteiltes Muster entlang der deutschen Ostseeküste. In den Bodden- und Haffgebieten treten mit $0,7 > \tau > 0,5$ deutlich stärkere Abhängigkeiten auf als an der offenen Außenküste, wo die Werte mit $0,3 > \tau > 0,06$ deutlich geringer ausfallen. Dies zeigt, dass sich die betrachteten Größen in den unterschiedlichen hydrodynamischen Systemen unterschiedlich stark gekoppelt sind.

An der Innenküste der Bodden und Haffs lässt dies dementsprechend darauf schließen, dass die hydrodynamischen Prozesse in diesen Gebieten stärker miteinander verknüpft sind, maßgeblich bedingt durch die längere Rückhaltezeit des Wassers und die begrenzte

Austauschmöglichkeit mit dem offenen Meer. Im Gegensatz dazu scheinen an der Außenküste Prozesse, wie beispielsweise eine stärkere Beeinflussung durch Wind die Kopplung zwischen Scheitelwasserstand und Dauer des Ereignisses zu verringern. Diese Unterschiede sind für die weitere Interpretation der hydrologischen und morphodynamischen Prozesse in den jeweiligen Regionen von besonderer Bedeutung.

Wasserstand – Signifikante Wellenhöhe

Die Abhängigkeiten der Kombination aus Scheitelwasserstand und signifikanter Wellenhöhe werden in Abbildung 36 dargestellt.

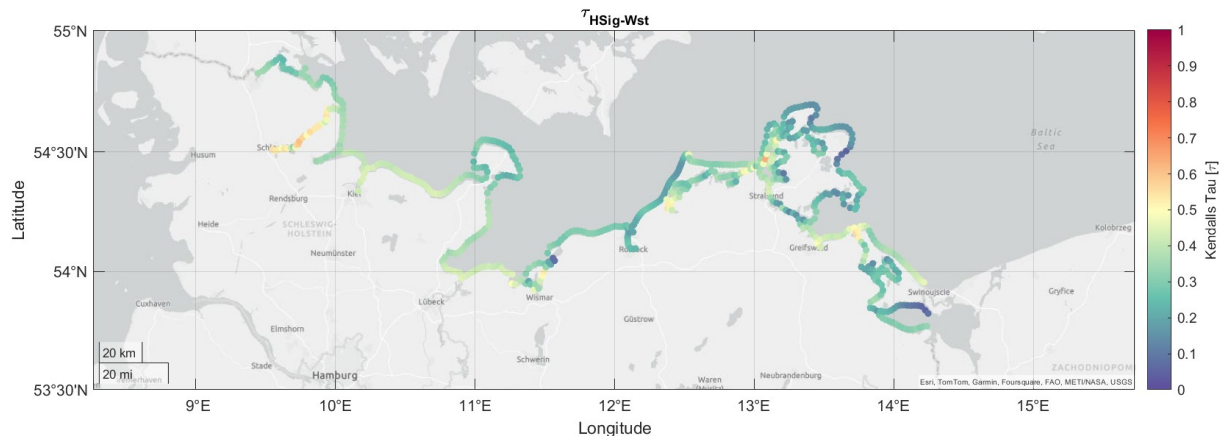


Abbildung 36: Abhängigkeit zwischen Wasserstand (Wst) und Signifikanter Wellenhöhe (H_{Sig}); Darstellung von Kendalls Tau entlang der dt. Ostseeküste

Die Untersuchung zeigt an den meisten Orten ein insgesamt einheitliches Bild mit Werten von Kendalls Tau zwischen etwa 0,2 und 0,5 [-]. Dies deutet auf eine geringe bis mäßige Abhängigkeiten zwischen den beiden Parametern hin. Es gibt jedoch einige markante Ausnahmen, die stärkere Abhängigkeiten von über 0,5 aufweisen, insbesondere in Bereichen an der Innenküste mit flachen Wassertiefen. Ein besonders auffälliges Beispiel hierfür ist die Flensburger Förde, wo die Korrelation zwischen Scheitelwasserstand und signifikanter Wellenhöhe besonders ausgeprägt ist. Diese stärkere Abhängigkeit könnte durch die spezifischen hydrodynamischen Bedingungen in diesen flachen Gewässern erklärt werden, in denen Wellen und Wasserstände enger miteinander verknüpft sind.

Gegenteilige Ausnahmen mit sehr niedrigen Abhängigkeitswerten unter 0,1 zeigen sich in den Regionen nördlich und östlich von Rügen. Diese Gebiete sind einerseits sehr exponiert und unterliegen starken äußeren Einflüssen, andererseits weisen sie im Küstenvorfeld ein vergleichsweise steiles Relief auf. In diesen Bereichen scheint die Wechselwirkung zwischen Scheitelwasserstand und Wellenhöhe aufgrund der komplexeren topografischen und hydrodynamischen Bedingungen deutlich schwächer ausgeprägt zu sein. Die geringeren Abhängigkeiten in diesen Gebieten könnten auf eine dominierende Beeinflussung durch andere Faktoren wie Wind- und Strömungsverhältnisse oder die Topografie der Küste zurückzuführen sein.

Die Untersuchung zeigt somit, dass die maximalen Wasserstände nur gering bis mäßig mit dem Signifikanten Wellenhöhen korrelieren. Dies deutet darauf hin, dass stark ausgeprägter Seegang nicht zwangsläufig mit hohen Wasserständen verbunden ist, was mit den Ergebnissen des MUSTOK-Projekts (Bork & Müller-Navarra 2009) für die Deutsche Ostsee übereinstimmt.

Signifikante Wellenhöhe - Peakperiode

Die Abhängigkeiten der Kombination von signifikanter Wellenhöhe und Peakperiode werden in Abbildung 37 dargestellt.

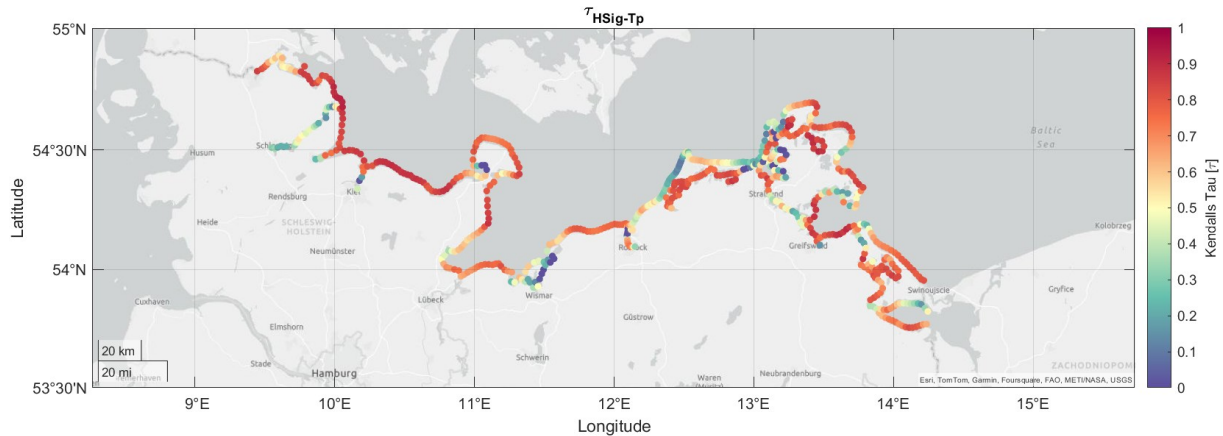


Abbildung 37: Abhängigkeiten zwischen Signifikanter Wellenhöhe (H_{sig}) und Peak-Wellenperiode (T_p); Darstellung von Kendalls Tau entlang der dt. Ostseeküste

Die Analyse der Abhängigkeiten aus signifikanter Wellenhöhe und Wellenpeakperiode zeigt ein sehr heterogenes Bild der Abhängigkeitsstruktur. Während der nach Nord-Osten gerichtete Teil der Außenküste, insbesondere der Teil Schleswig-Holsteins von einer starken Abhängigkeit mit $\tau > 0,7$ geprägt ist, zeigen westlich ausgerichtete Küstenabschnitte und die geschützte Innenküsten starke Schwankungen und deutlich reduzierte Werte. Dies zeigt sich insbesondere an den geschützten Innenküsten der Schlei, in der Wismarbucht sowie entlang der nach Osten abgewandten Außenküsten des Darß. Auch die westlichen Küstenabschnitte Rügens weisen entsprechend geringe Abhängigkeitswerte auf.

Dies lässt sich im Wesentlichen durch die Fetchlängen und der damit verbundenen Reife des Seegangs begründen. So kann sich durch die deutlich längeren Fetchlängen an exponierten Küstenabschnitten der Seegang erst vollkommen ausbilden, was eine deutlich stärkere Abhängigkeit zwischen Wellenhöhe und -Periode erwirkt. Demgegenüber sind die abgewandten Außenküsten und Innenküsten entweder durch Wellen mit deutlich kürzeren Fetchlängen beeinflusst, was zu einem jungen chaotischen Seegang führt, oder durch Wellen, die durch den Grundkontakt bereits deformiert wurden, belastet. Beiden Fällen führen zu starken Verzerrungen der Abhängigkeiten zwischen Wellenhöhe und -Periode.

2.3 Bivariate Verteilungsfunktionen

Bivariate Verteilungsfunktionen werden erzeugt, indem eine gewählte Copula die ermittelten univariaten Verteilungsfunktionen und die Abhängigkeitsstruktur miteinander verknüpft. Da sich Sturmhochwasser räumlich unterschiedlich ausprägen, ist ebenso das Verhalten der Stichprobe und deren Abhängigkeiten räumlich unterschiedlich ausgeprägt, so dass keine allgemeingültige Copula zur Beschreibung aller Parameterkombinationen existiert. Um eine geeignete Copula zu bestimmen und möglichst angepasst zu agieren, werden die drei Archimedischen Copula-Funktionen *Clayton*, *Frank* und *Gumbel* für jede bivariate Kombination ermittelt. Um die Eignung der Wahl der Copula objektiv zu

bewerten, kann einerseits die Form und andererseits die Wahrscheinlichkeiten geprüft werden. Während die Wahrscheinlichkeiten stark von der Wahl der univariaten Randverteilung stark gezeichnet ist, wird sich entsprechend bei der Wahl der Copula auf die realitätsnahe Nachbildung der Abhängigkeitsstruktur konzentriert. Die Darstellung der Abhängigkeitsstruktur zeigt sich am besten durch die kombinierte Wahrscheinlichkeitsdichte, die somit als geeignetes Mittel zur Bewertung der Güte gewählt wird. Um die Güte der Copula zu prüfen und anschließend die geeignete Copula zu wählen, werden für jeden Copula Ansatz stochastisch zufällige Wertepaare generiert und mit den empirischen Wertepaaren verglichen. Spiegeln die Zufallsrealisationen das Verhalten der Stichprobe wider, ist anzunehmen, dass die Copula ebenso das Gesamtverhalten abbildet. Qualitativ bestimmt der RMSE anschließend die Copula der höchsten Güte.

Aus den angepassten Copulamodellen lassen sich im nächsten Schritt die statistischen Wiederkehrintervalle der Parameterkombinationen bestimmen. Durch die bivariate Betrachtung der Variablen, ist es möglich jedem Wertepaar eine kombinierte Jährlichkeit zuzuordnen. Zur Visualisierung der statistischen Wiederkehrintervalle, werden die Isolinien als Linien gleicher Jährlichkeit mit 10 a, 50 a, 100 a, 200 a und 500 a dargestellt. Jede Isolinie kann somit beliebig viele unterschiedliche Parameterkombinationen darstellen, was einen Vergleich von einzelnen Ereignissen mit benachbarten Küstenabschnitten erschwert.

Damit wird eine einheitliche, bivariate Statistik entlang der gesamten deutschen Küste der Ostsee geführt. Im Folgenden werden die bivariaten Verteilungsfunktionen der gewählten Wertepaare an den ausgewählten Pegelstationen dargestellt.

Hinweis: Die hier ermittelten Jährlichkeiten für die jeweiligen Parameter können aufgrund unterschiedlicher Datenerhebung und -verarbeitung von offiziellen Werten abweichen! Vor einer weiterführenden Verwendung der Daten sollten daher standortspezifisch die maßgeblichen Bemessungswerte eingeholt und kritisch mit den hier abgeleiteten Jährlichkeiten verglichen werden. Eine Abweichung der ermittelten Jährlichkeiten ist nicht mit einer Abweichung der Abhängigkeitsstruktur zu verwechseln. So ist das Ziel von statisch-plausiblen Parameterkombinationen durch die ermittelten Abhängigkeitsstrukturen und Dichtefunktionen fokussiert.

3 Ergebnisse

Für die gesamte Küstenlinie der deutschen Ostsee wurde eine multivariate Extremwertstatistik mit einheitlichen Standards durchgeführt, die eine flexible Anpassung der Verteilungsfunktionen an die örtlichen Gegebenheiten zulässt. Die Ergebnisse werden zunächst exemplarisch an ausgewählten Pegelstandorten detailliert dargestellt. Anschließend werden die Ergebnisse in einem zusammenfassenden Fazit ausgewertet.

3.1 Standortspezifische Auswertung

Zur Darstellung der Ergebnisse wurden exemplarisch neun Standorte an der schleswig-holsteinischen und mecklenburg-vorpommerischen Ostseeküste ausgewählt, die folgend beschrieben werden.

An der Küste Schleswig-Holsteins wurden die folgenden Standorte gewählt:

- Flensburg

- Eckernförde
- Kiel
- Travemünde

An der Küste Mecklenburg Vorpommerns wurden die folgenden Standorte gewählt:

- Wismar
- Warnemünde
- Sassnitz
- Stralsund
- Greifswald

Die Verteilung der Pegel wird in Abbildung 38 dargestellt. Entsprechend sind die Pegel heterogen entlang an der Küste verteilt und somit unterschiedlichen Einwirkungen ausgesetzt.



Abbildung 38: Datenpunkte und dargestellt Untersuchungspunkte der multivariaten Analyse

Für jeden ausgewählten Standort werden die zugrunde liegenden simulierten Datensätze sowie die daraus abgeleiteten univariaten und bivariaten Verteilungsfunktionen dargestellt. Im Hinblick auf die kombinierten Wahrscheinlichkeiten werden in der bivariaten Analyse zudem die Isolinien der Wiederkehrintervalle von 10, 50, 100, 200 und 500 Jahren visualisiert.

3.1.1 Flensburg

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Flensburg werden in Abbildung 39 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage trat am 20. Oktober 2023 auf und beträgt HHW = 2,20 m NHN. Das längste Ereignis wurde am 31. Januar 1986 registriert und weist eine Dauer von 113 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe wurde ebenfalls am 20. Oktober 2023 erreicht; sie beträgt 1,02 m und ging mit einer Peak-Periode von 3,01 s einher.

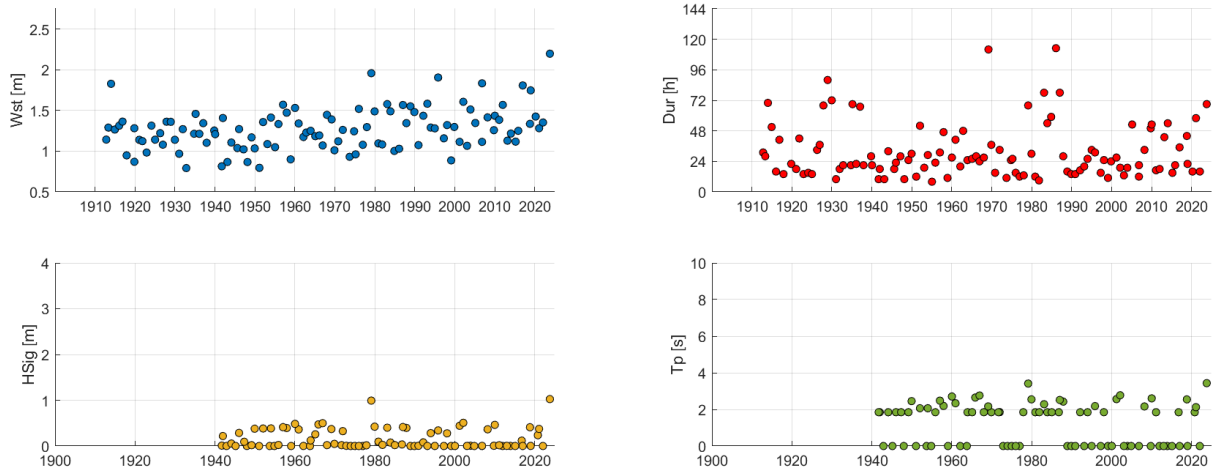


Abbildung 39: Parameterdarstellung für den Standort Flensburg.

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 40 dargestellt.

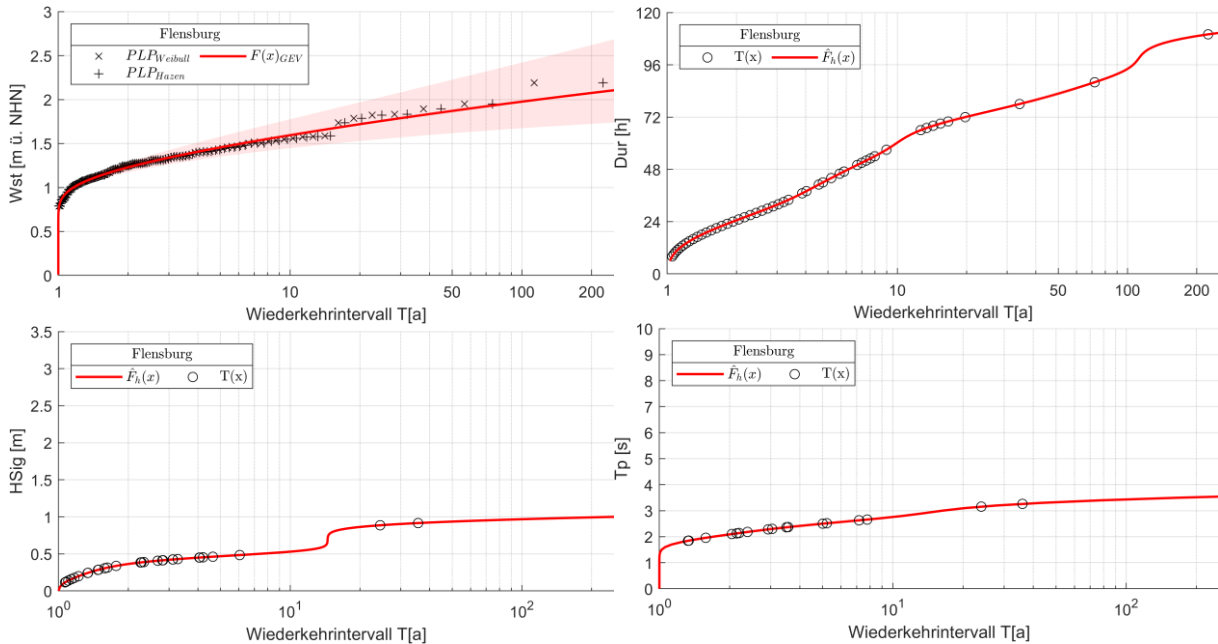


Abbildung 40: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Flensburg.

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die gewählten Kombinationen werden in Abbildung 41 dargestellt.

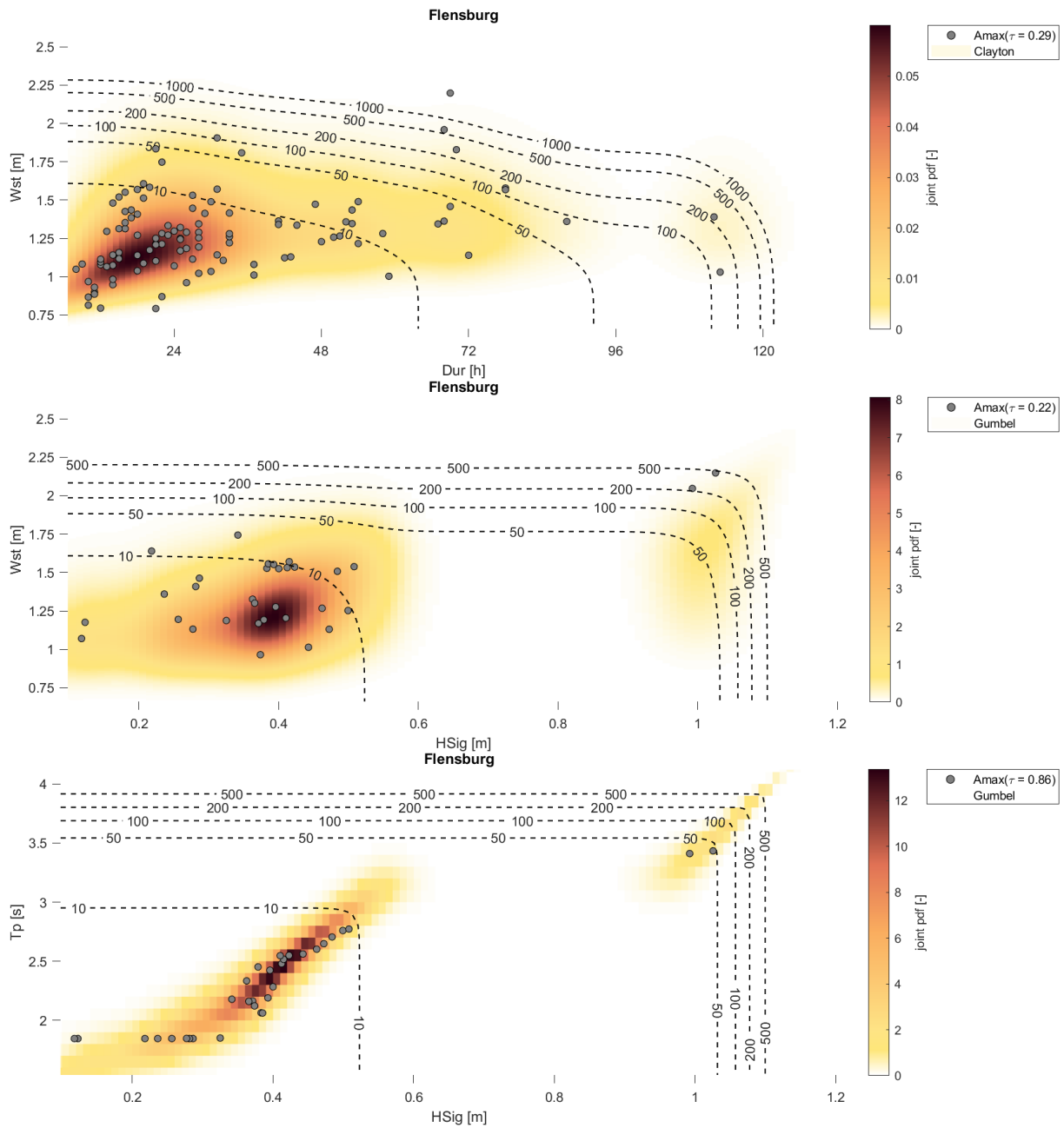


Abbildung 41: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Flensburg

3.1.2 Eckernförde

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Eckernförde werden in Abbildung 42 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage trat am 20. Oktober 2023 auf und beträgt HHW = 2,03 m NHN. Das längste Ereignis wurde am 14. März 1969 registriert und weist eine Dauer von 88 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe mit 1,23 m wurde ebenfalls am 20. Oktober 2023 erreicht. Die maximale Peak-Periode wurde am 17. Dezember 2011 mit 4.4 s simuliert.

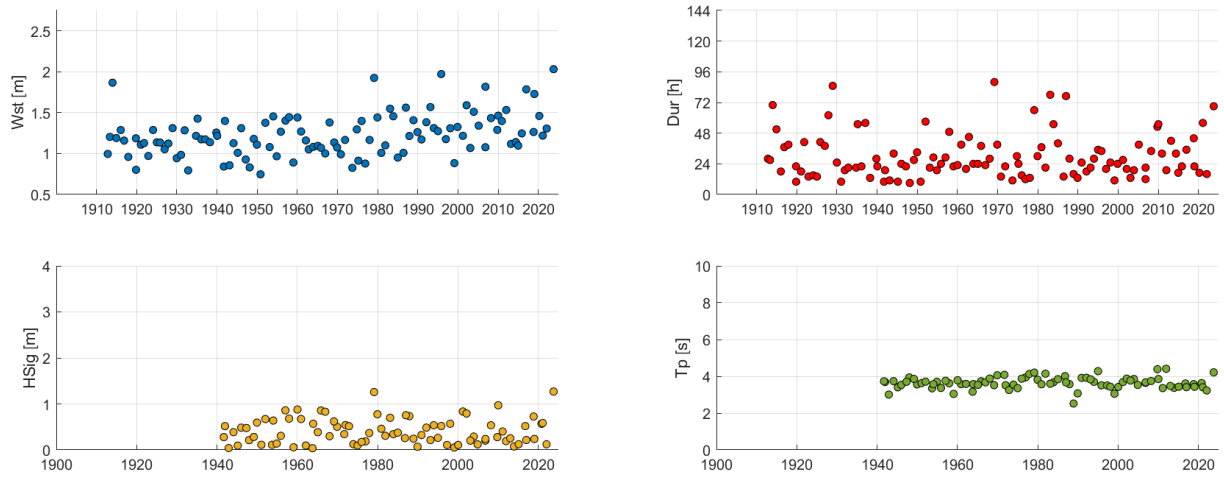


Abbildung 42: Parameterdarstellung für den Standort Eckernförde.

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 43 dargestellt.

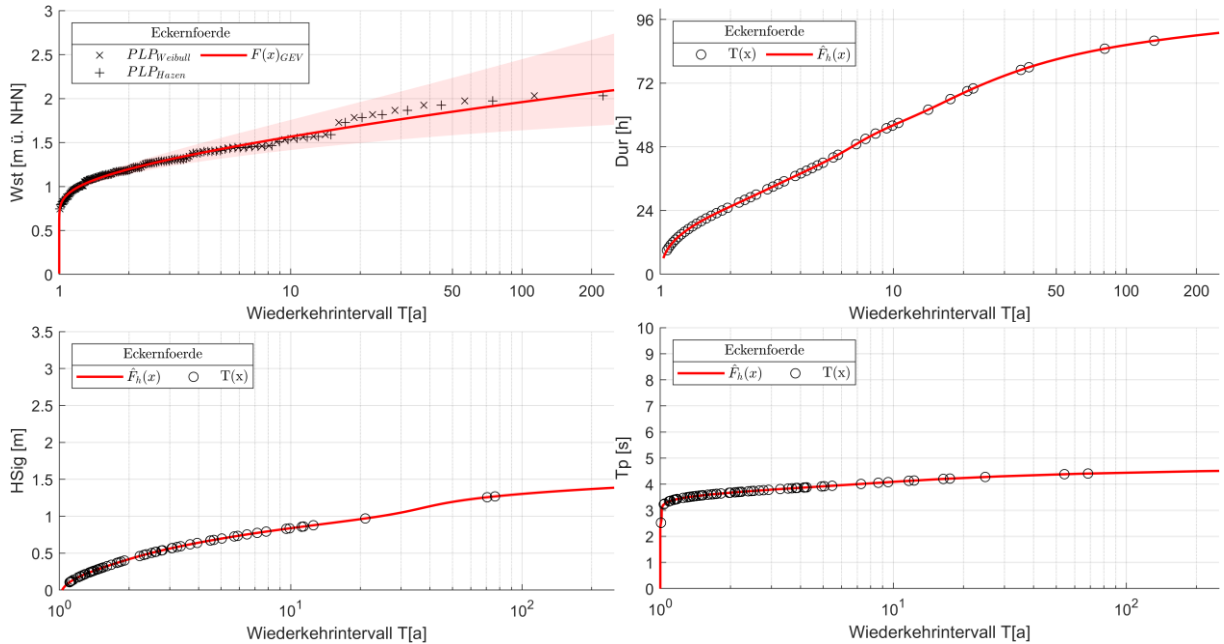


Abbildung 43: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Eckernförde

IV Multivariate Analyse von Sturmhochwassern 3 Ergebnisse

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die gewählten Kombinationen werden in Abbildung 44 dargestellt.

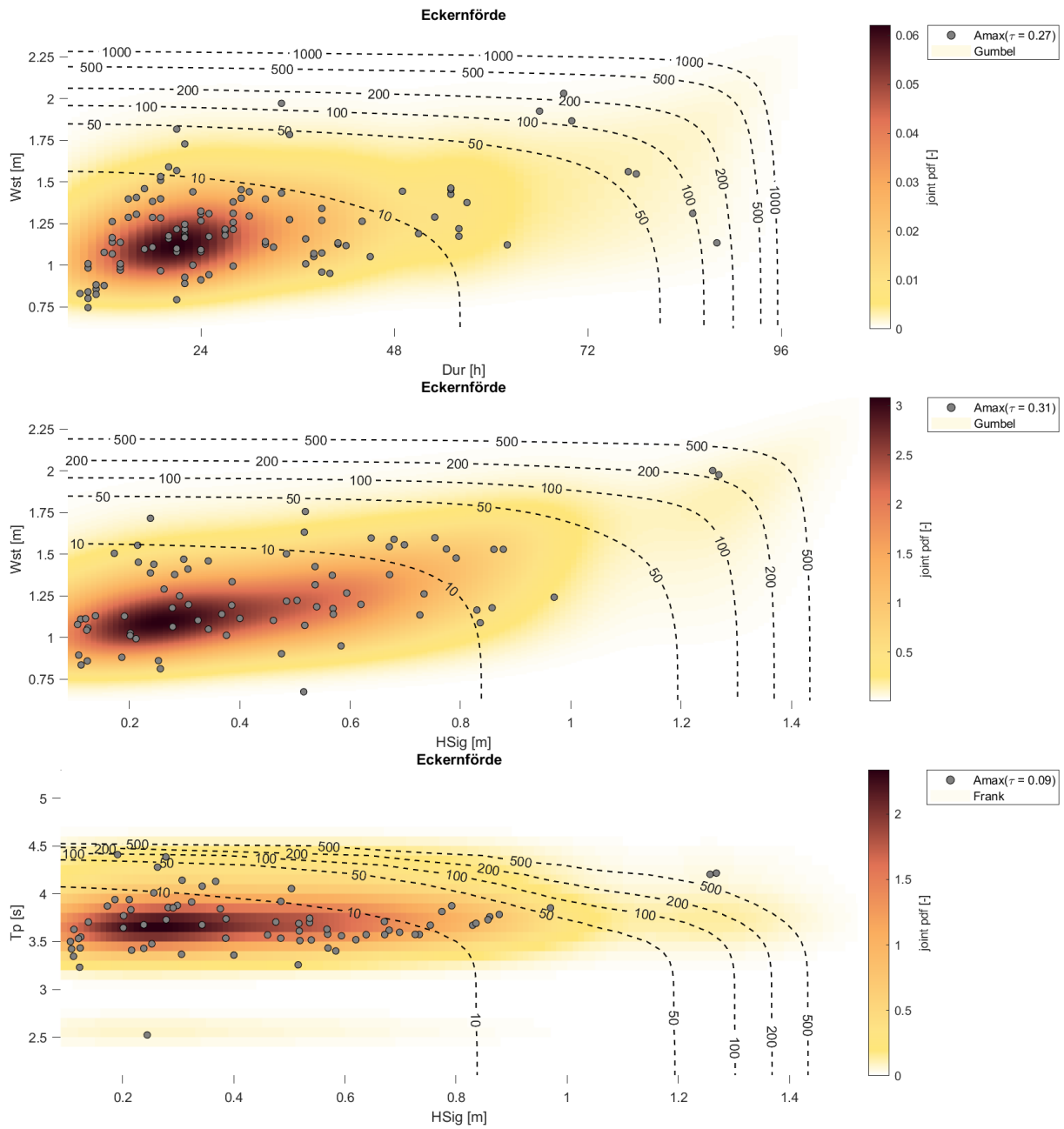


Abbildung 44: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Eckernförde

3.1.3 Kiel

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Kiel werden in Abbildung 45 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage trat am 20. Oktober 2023 auf und beträgt HHW = 1,95 m NHN. Das längste Ereignis wurde am 12. Dezember 1926 registriert und weist eine Dauer von 82 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe wurde am 21. Februar 2002 erreicht und beträgt 0,87 m. Die größte Peak-Periode wurde am 21. Februar 2002 mit 3,59 s simuliert.

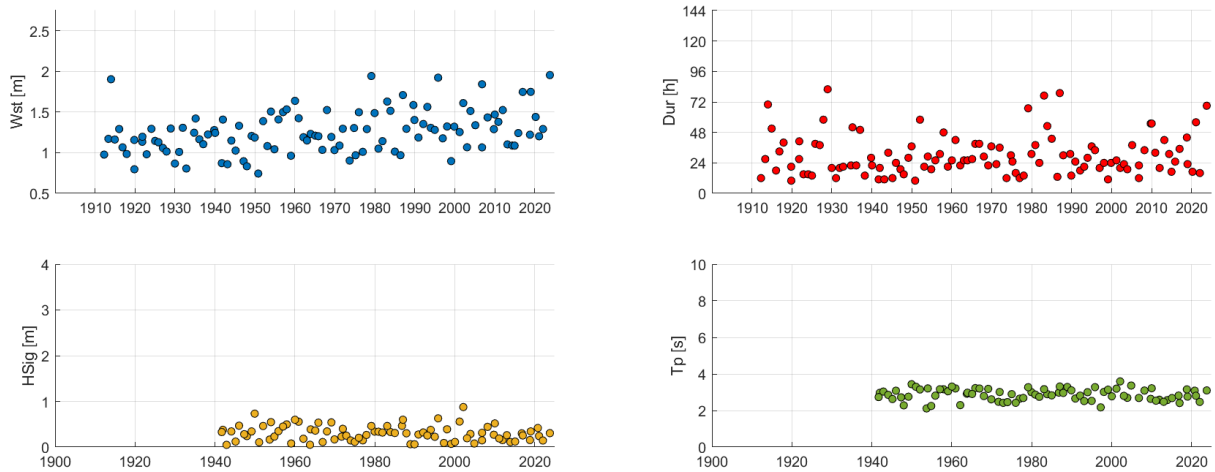


Abbildung 45: Parameterdarstellung für den Standort Kiel.

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 46 dargestellt.

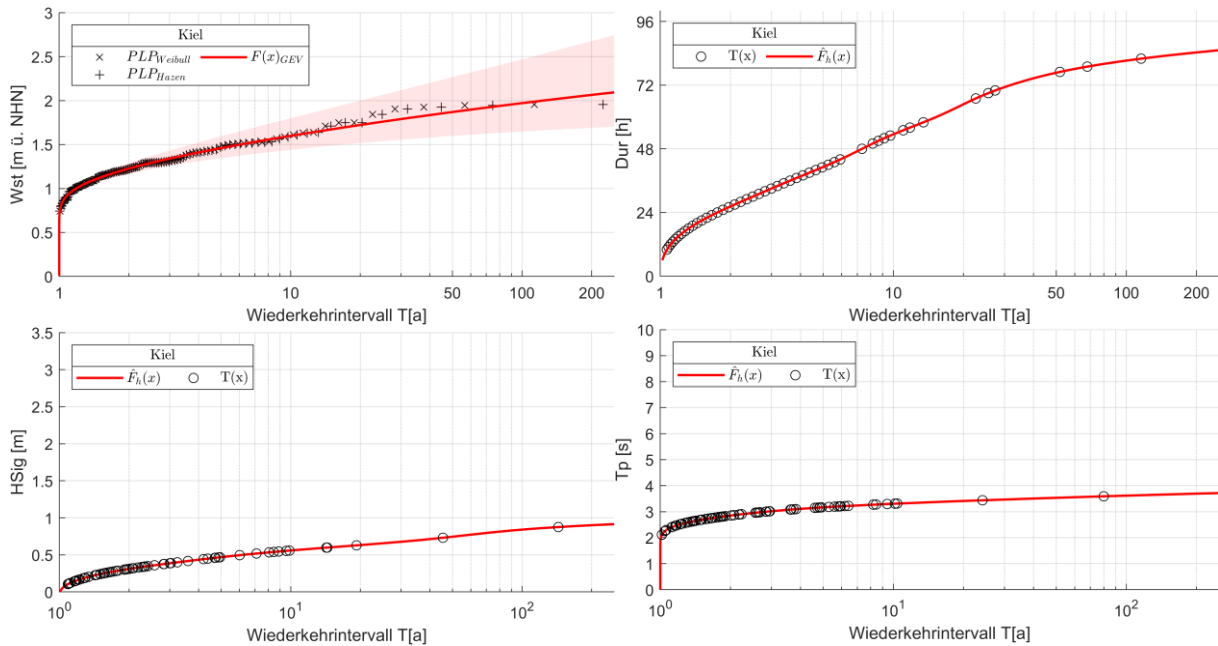


Abbildung 46: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Kiel

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die gewählten Kombinationen werden in Abbildung 47 dargestellt.

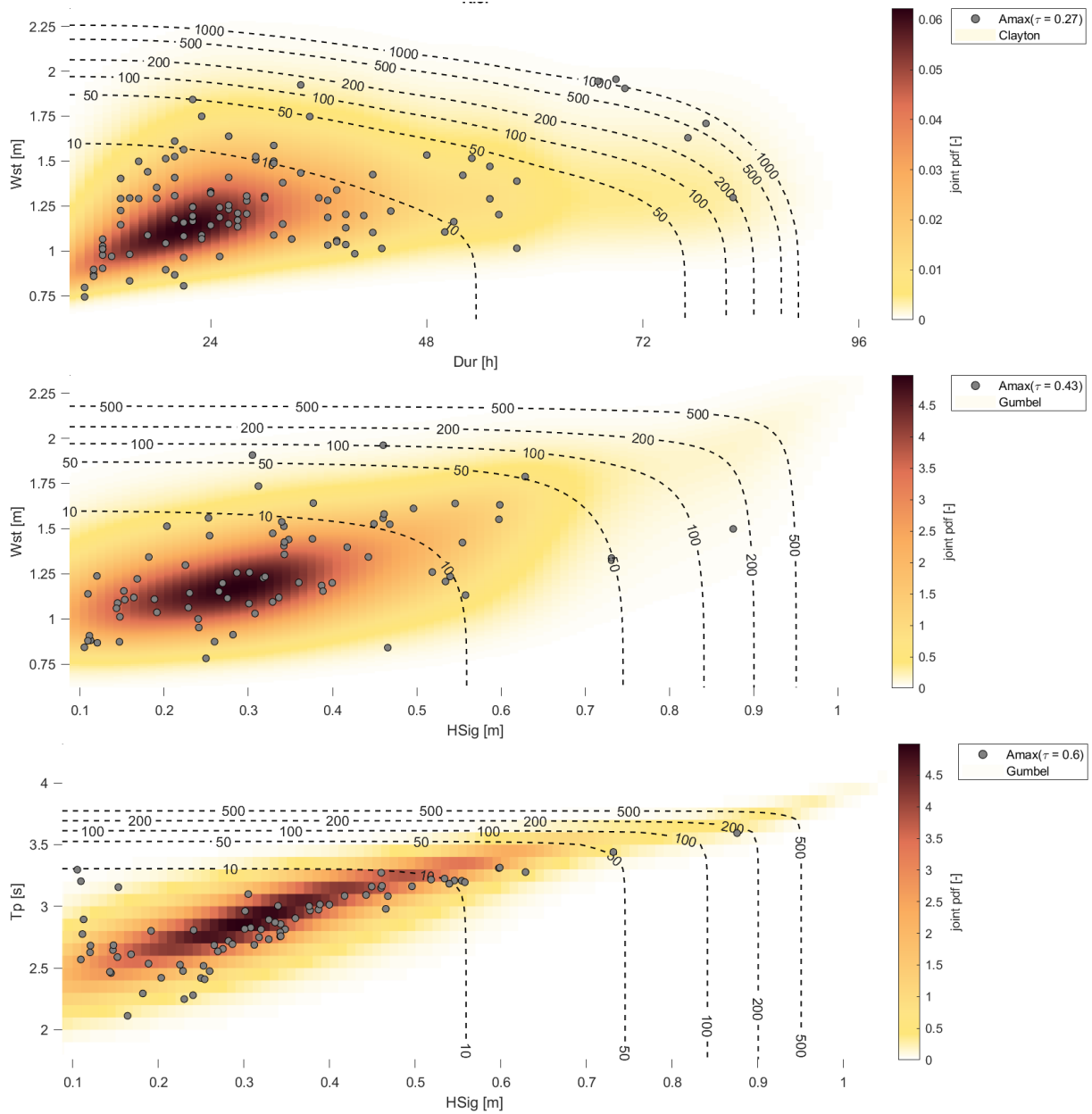


Abbildung 47: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Kiel

3.1.4 Travemünde

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Travemünde werden in Abbildung 48 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage trat am 31. Dezember 1913 auf und beträgt HHW = 2,12 m NHN. Das längste Ereignis wurde am 12. Dezember 1928 registriert und weist eine Dauer von 116 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe wurde am 01. März 1949 erreicht und beträgt 1,52 m. Die größte Peak-Periode mit 6,8 s wurde am 14. Februar 1979 simuliert.

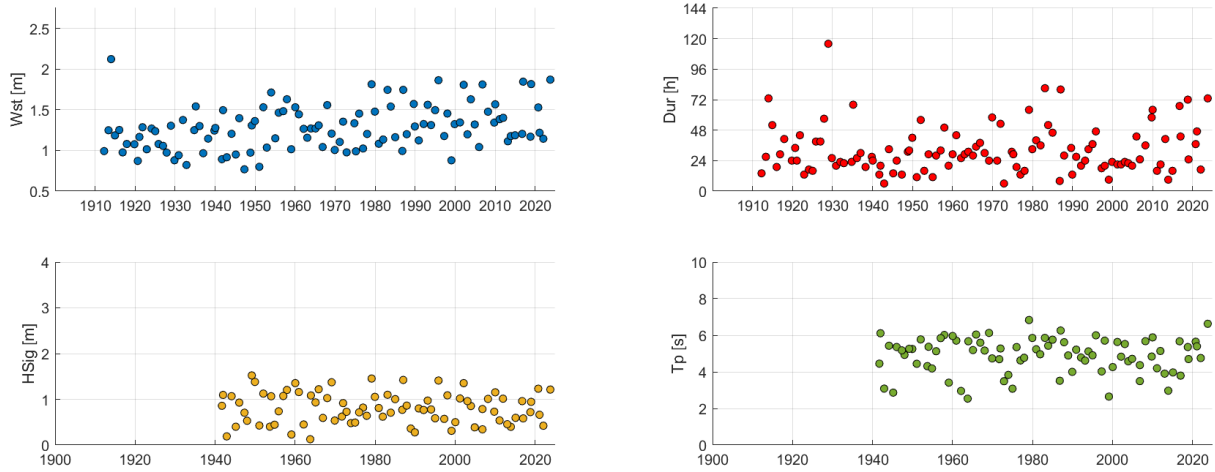


Abbildung 48: Parameterdarstellung für den Standort Travemünde.

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 49 dargestellt.

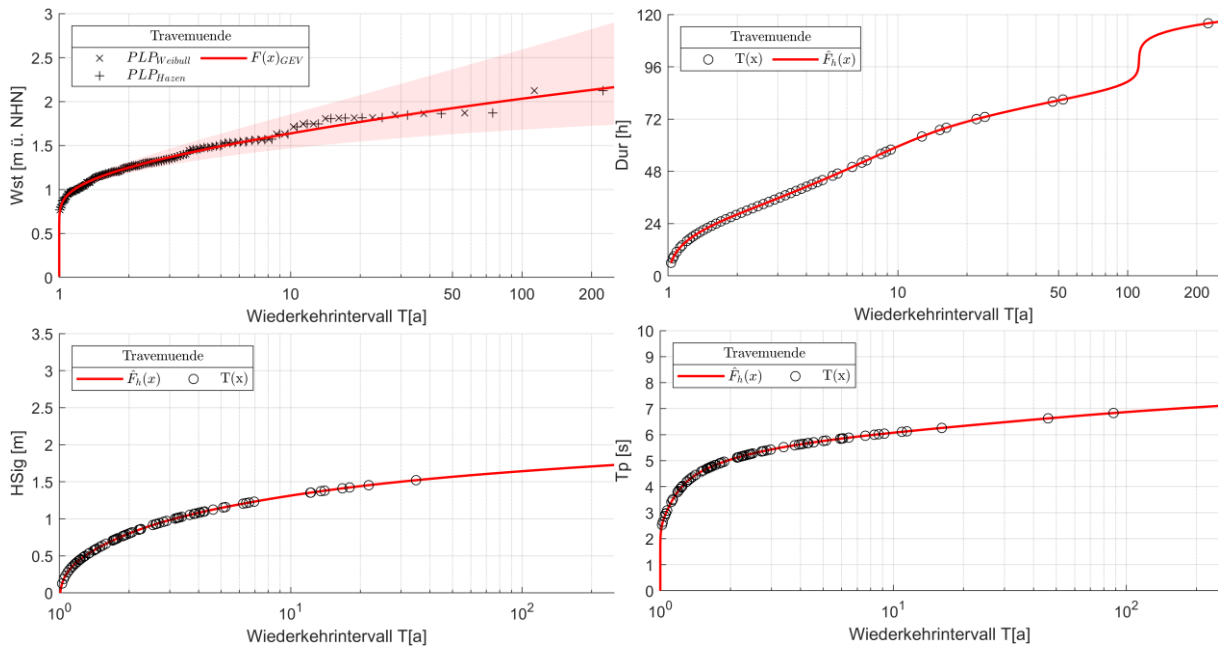


Abbildung 49: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Travemünde.

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die gewählten Kombinationen werden in Abbildung 50 dargestellt.

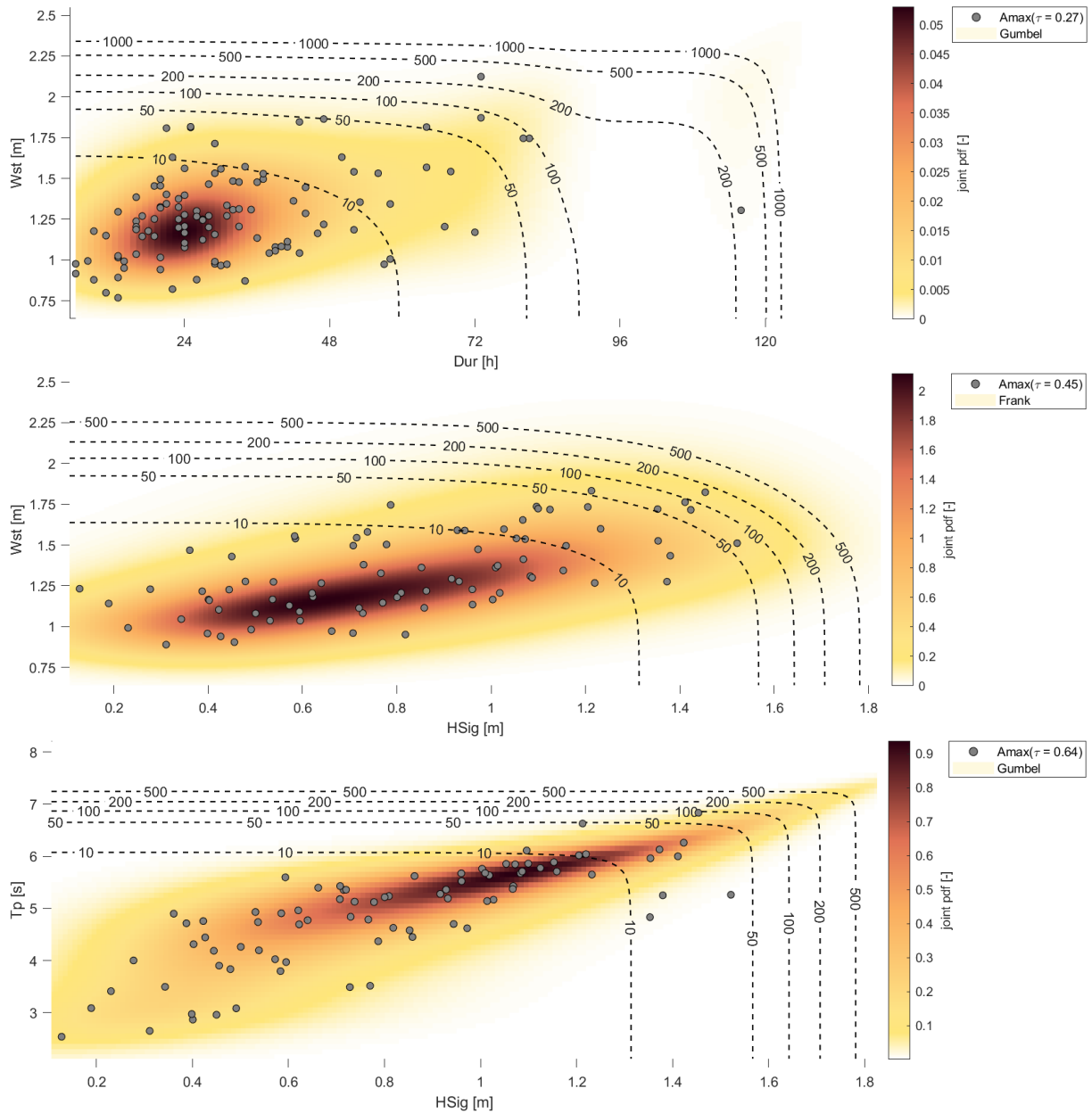


Abbildung 50: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Travemünde

3.1.5 Wismar

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Wismar werden in Abbildung 51 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage trat am 31. Dezember 1913 auf und beträgt HHW = 2,15 m NHN. Das längste Ereignis wurde am 12. Dezember 1928 registriert und weist eine Dauer von 110 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe wurde am 13. November 1972 erreicht und beträgt 1,01 m. Die größte Peak-Periode mit 6,2 s wurde am 13. Dezember 1966 simuliert.

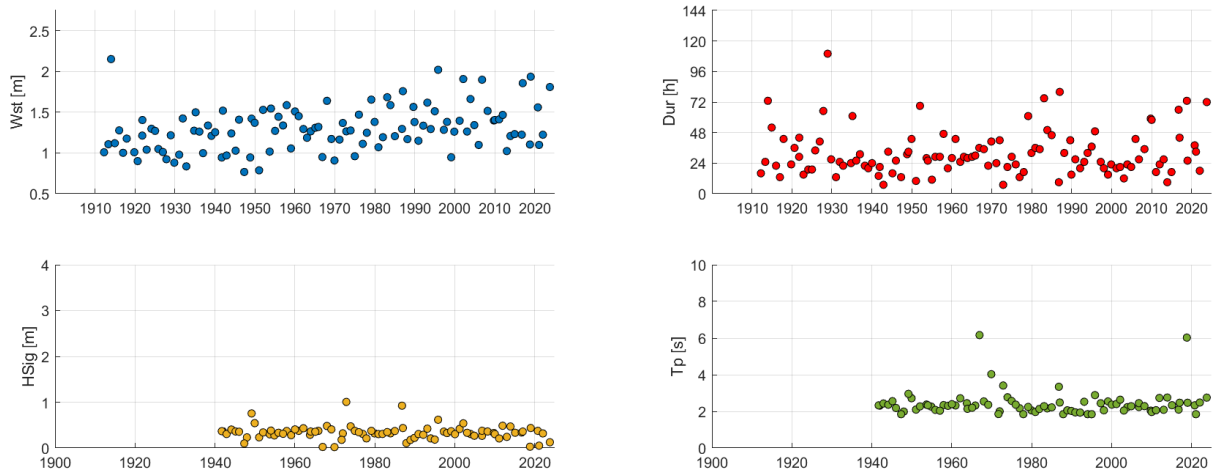


Abbildung 51: Parameterdarstellung für den Standort Wismar

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 52 dargestellt.

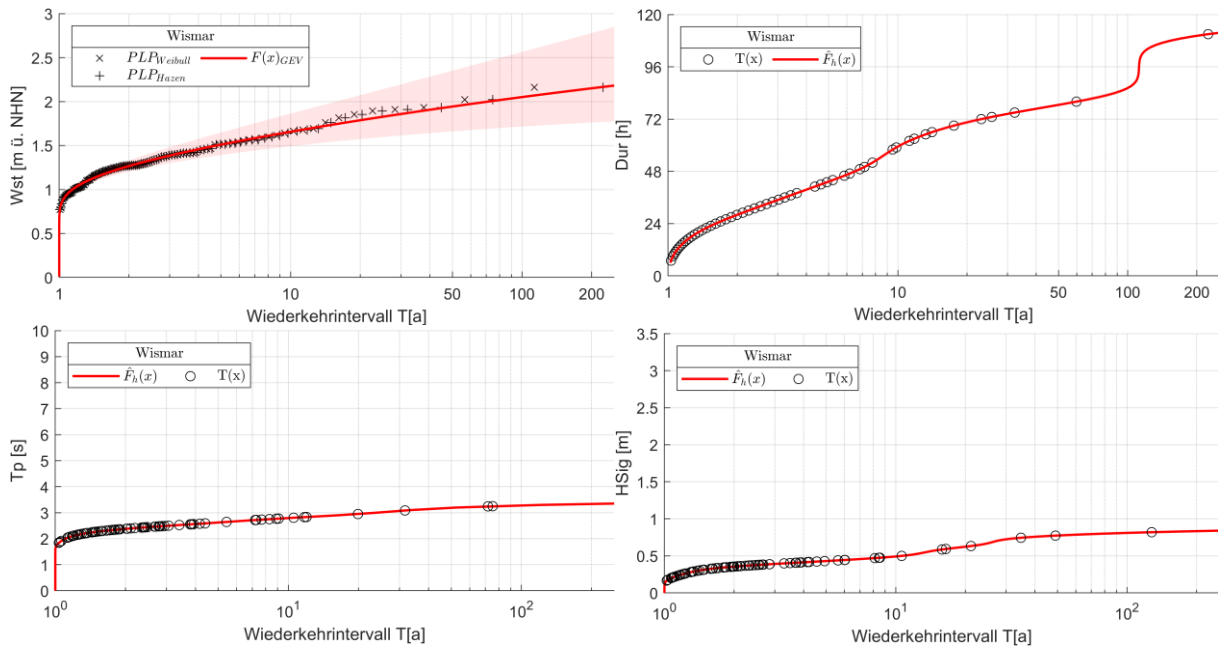


Abbildung 52: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Wismar

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die Copula der gewählten Kombinationen werden in Abbildung 53 dargestellt.

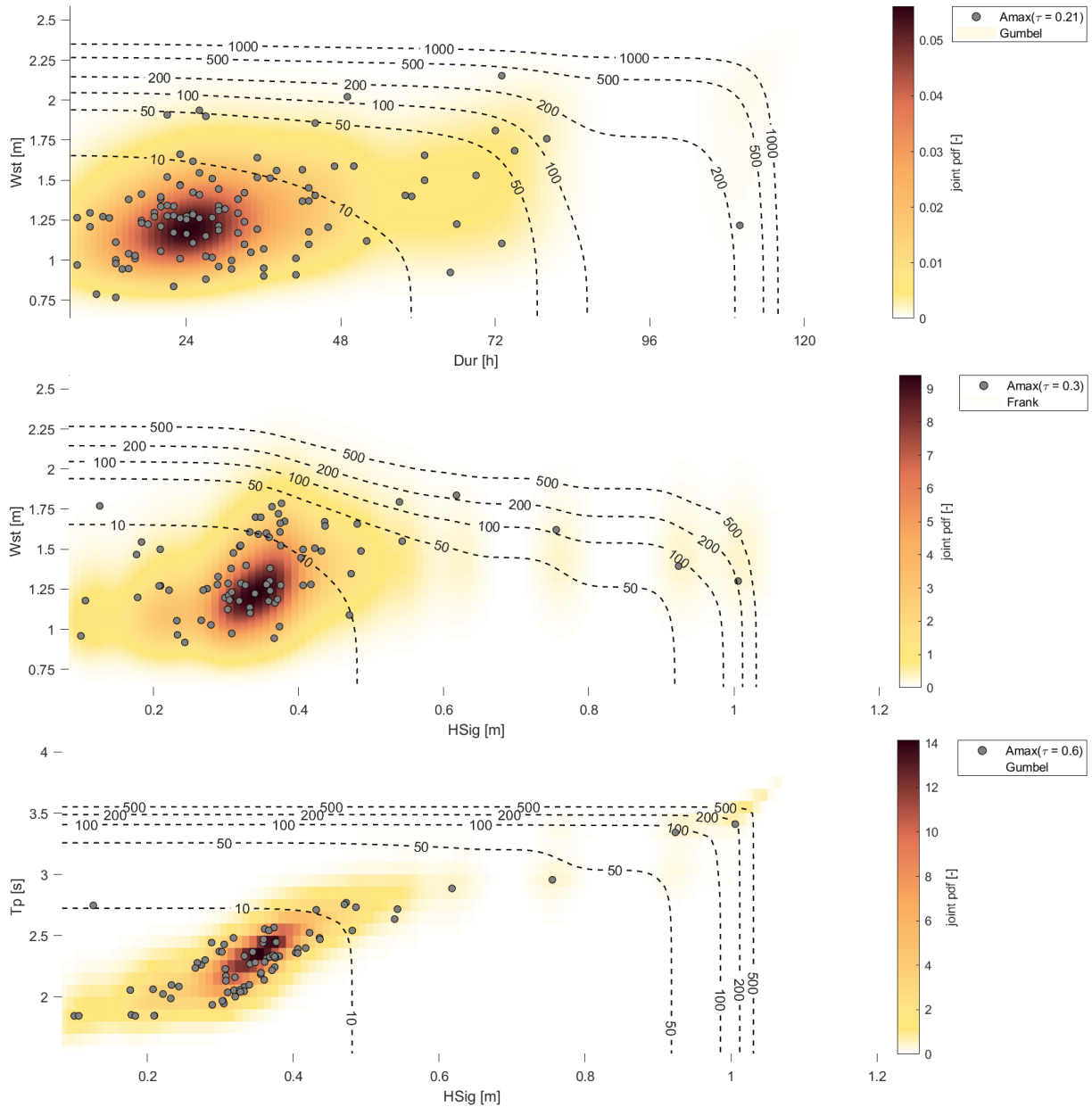


Abbildung 53: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Wismar

3.1.6 Warnemünde

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Warnemünde werden in Abbildung 54 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage trat am 31. Dezember 1913 auf und beträgt HHW = 2,02 m NHN. Das längste Sturmflutereignis wurde am 12. Dezember 1928 registriert und weist eine Dauer von 109 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe wurde am 21. Oktober 1949 erreicht und beträgt 2,47 m. Die größte Peak-Periode mit 6,8 s wurde am 06. Dezember 2013 simuliert.

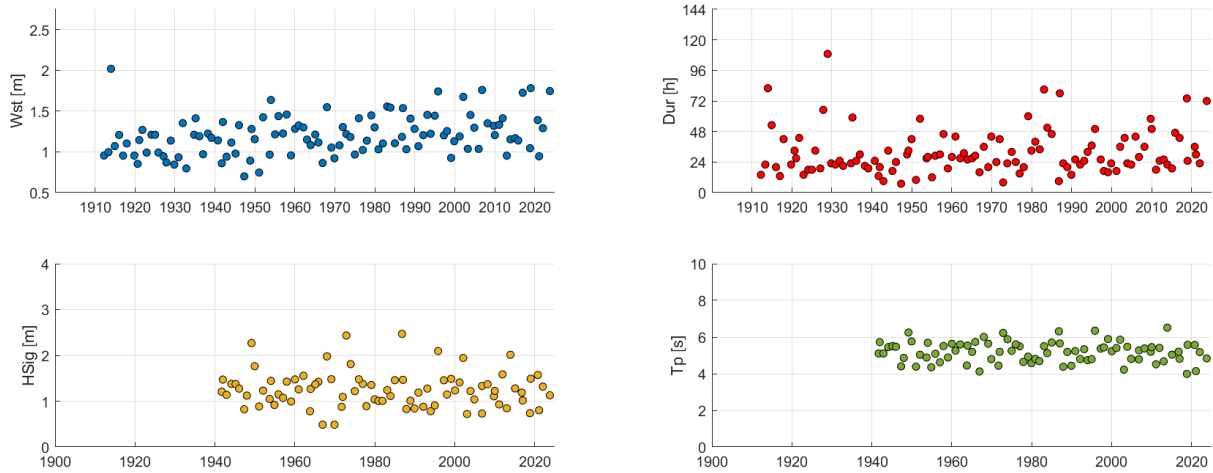


Abbildung 54: Parameterdarstellung für den Standort Warnemünde

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 55 dargestellt.

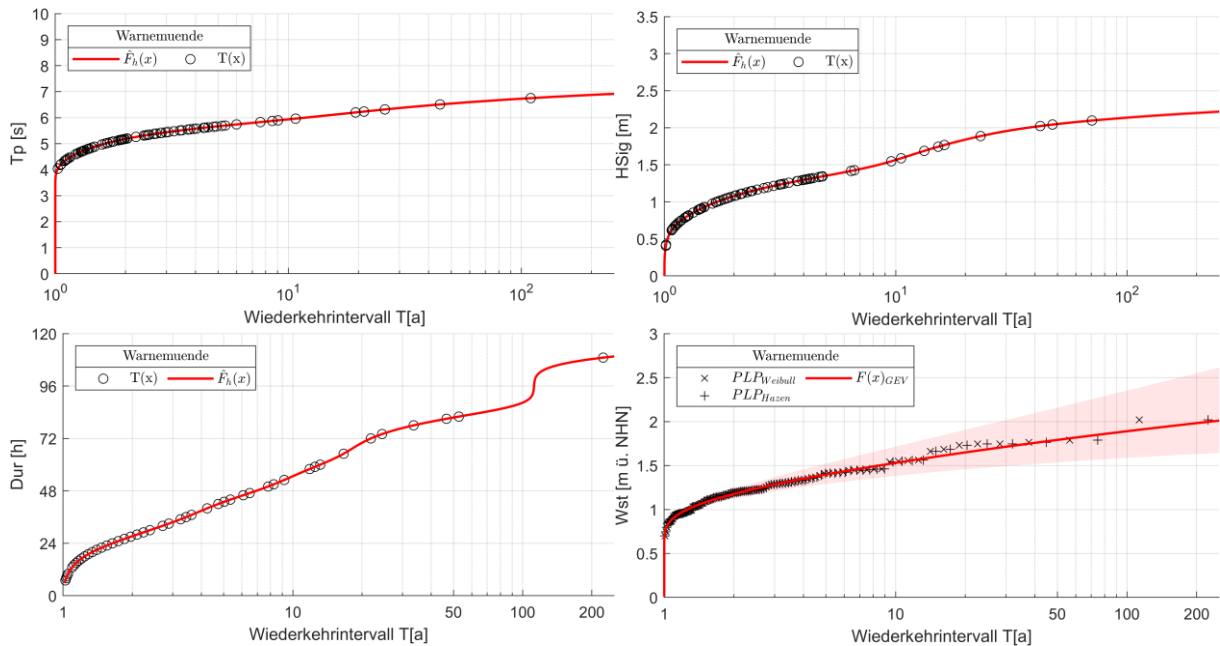


Abbildung 55: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Warnemünde

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die Copula der gewählten Kombinationen werden in Abbildung 56 dargestellt

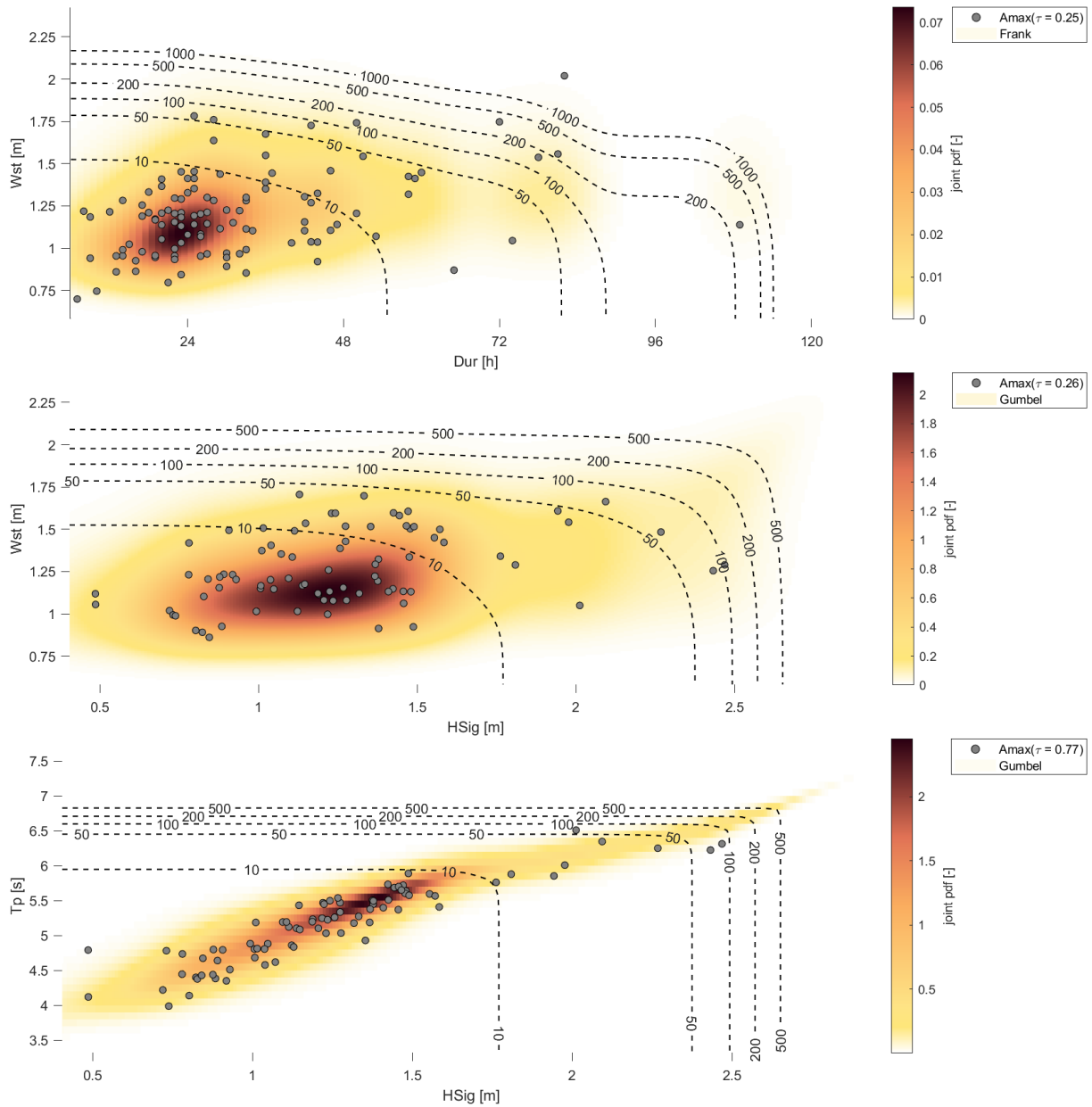


Abbildung 56: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Warnemünde

3.1.7 Sassnitz

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Sassnitz werden in Abbildung 57 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage stellt das Ereignis vom 30. Dezember 1913 dar und beträgt HHW = 2,04 m NHN. Das längste Sturmflutereignis wurde am 12. Dezember 1928 registriert und weist eine Dauer von 112 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe wurde am 14. Februar 1979 erreicht und beträgt 3,58 m. Die größte Peak-Periode mit 8,3 s wurde am 11. Januar 1968 simuliert.

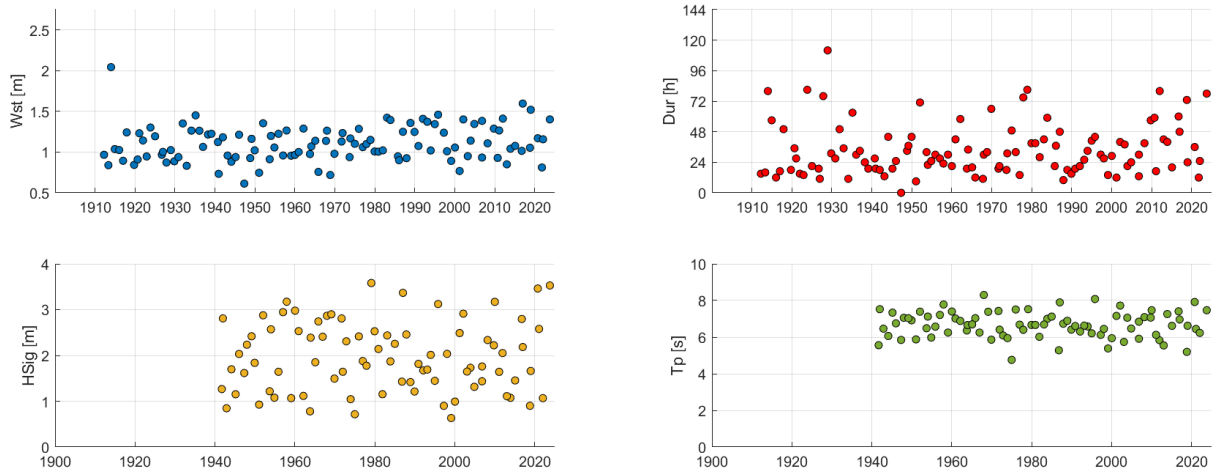


Abbildung 57: Parameterdarstellung für den Standort Sassnitz

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 58 dargestellt.

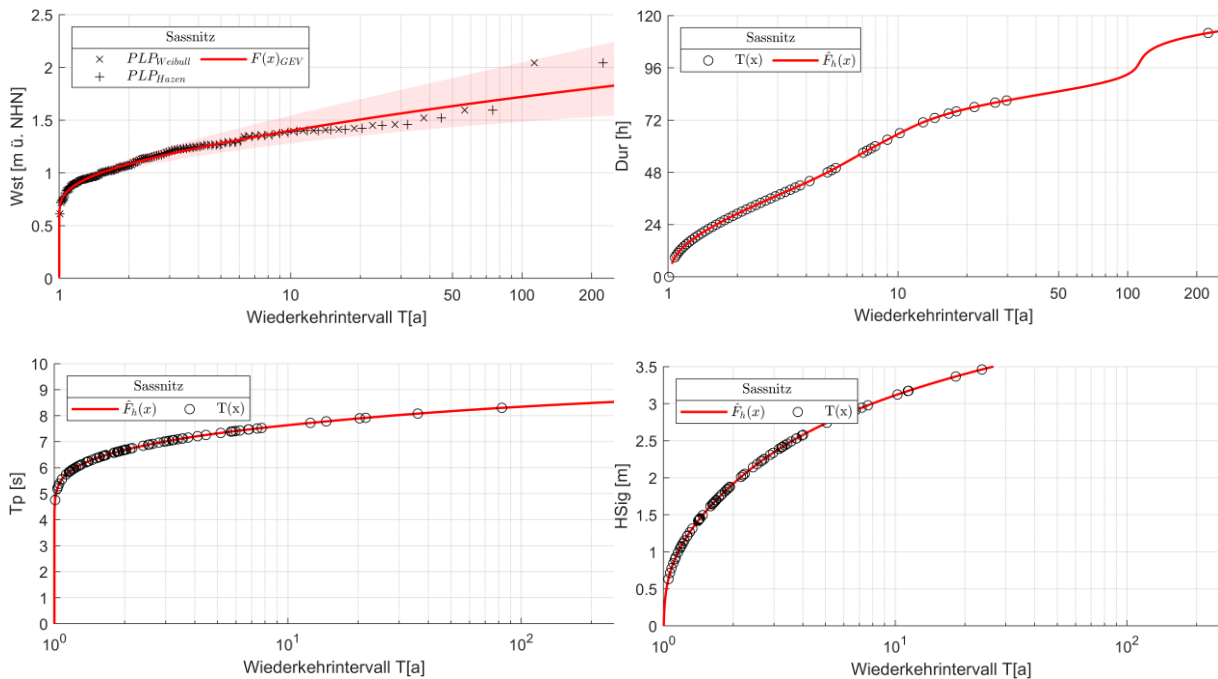


Abbildung 58: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Sassnitz.

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die Copula der gewählten Kombinationen werden in Abbildung 59 dargestellt

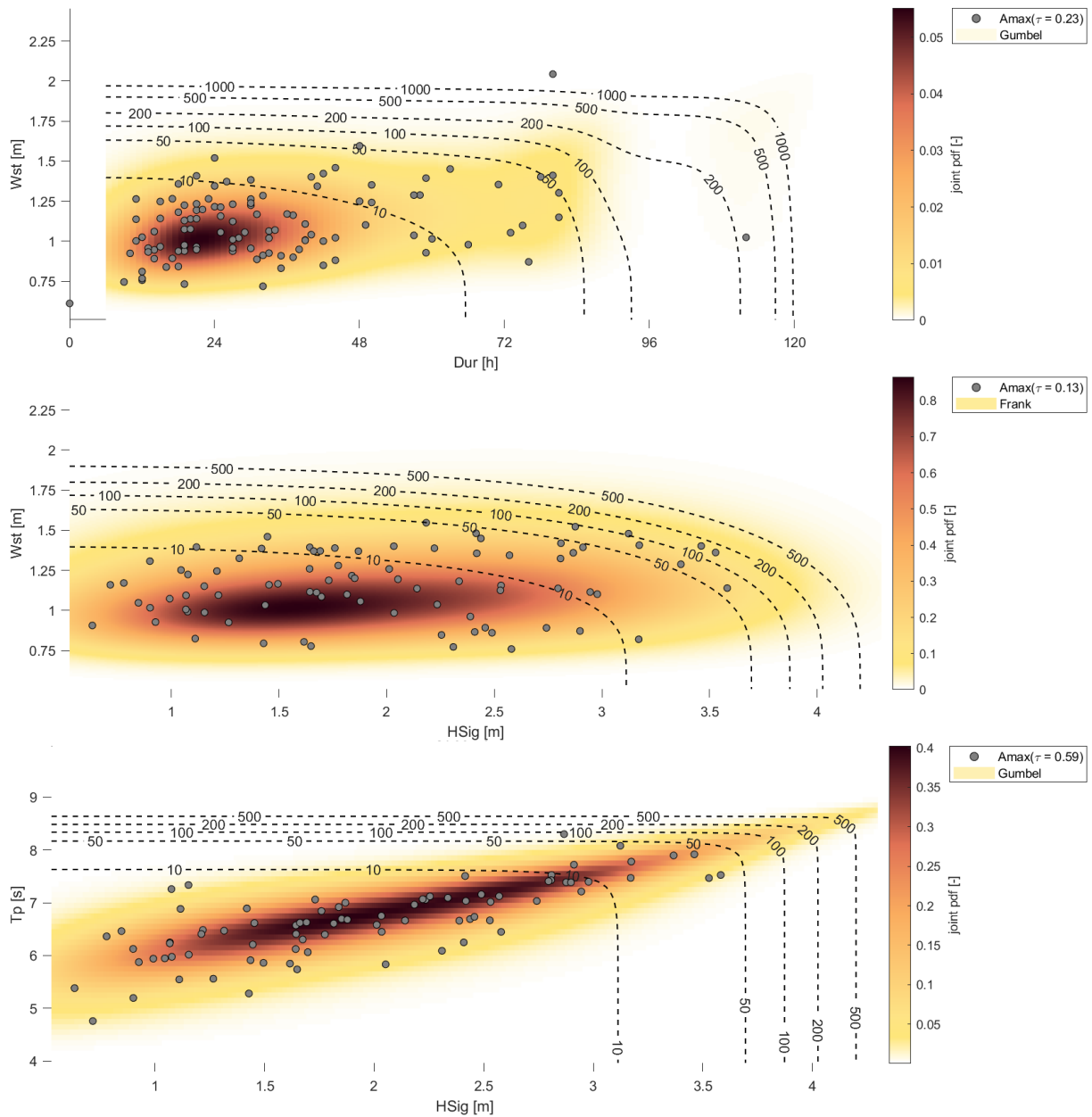


Abbildung 59: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Sassnitz

3.1.8 Stralsund

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Stralsund werden in Abbildung 60 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage trat am 30. Dezember 1913 auf und beträgt HHW = 2,29 m NHN. Das längste Sturmhochwasserereignis wurde am 12. Dezember 1928 registriert und weist eine Dauer von 118 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe wurde am 12. Januar 1968 erreicht und beträgt 0,60 m. Die größte Peak-Periode mit 2,9 s geht ebenfalls aus dem Ereignis einher.

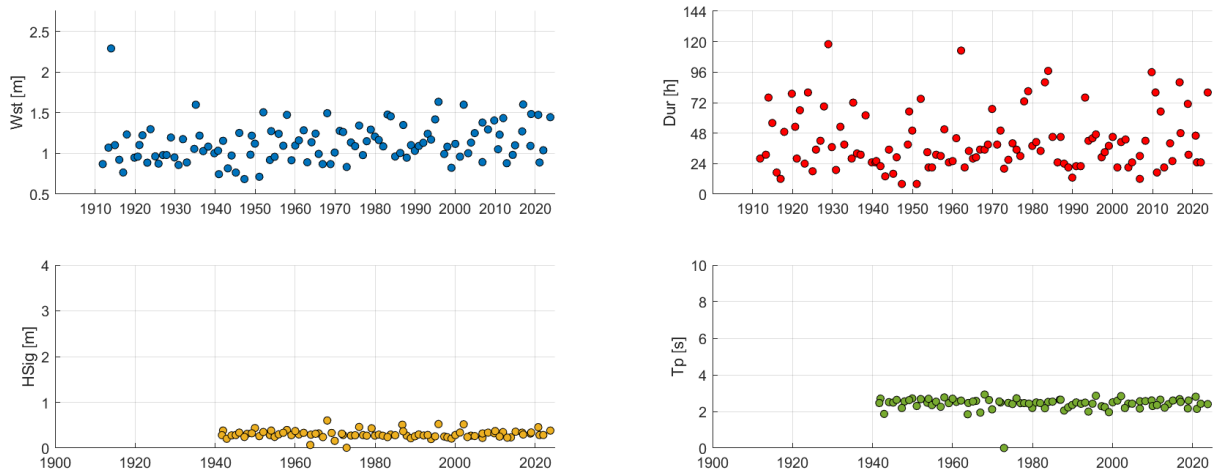


Abbildung 60: Parameterdarstellung für den Standort Stralsund

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 61 dargestellt.

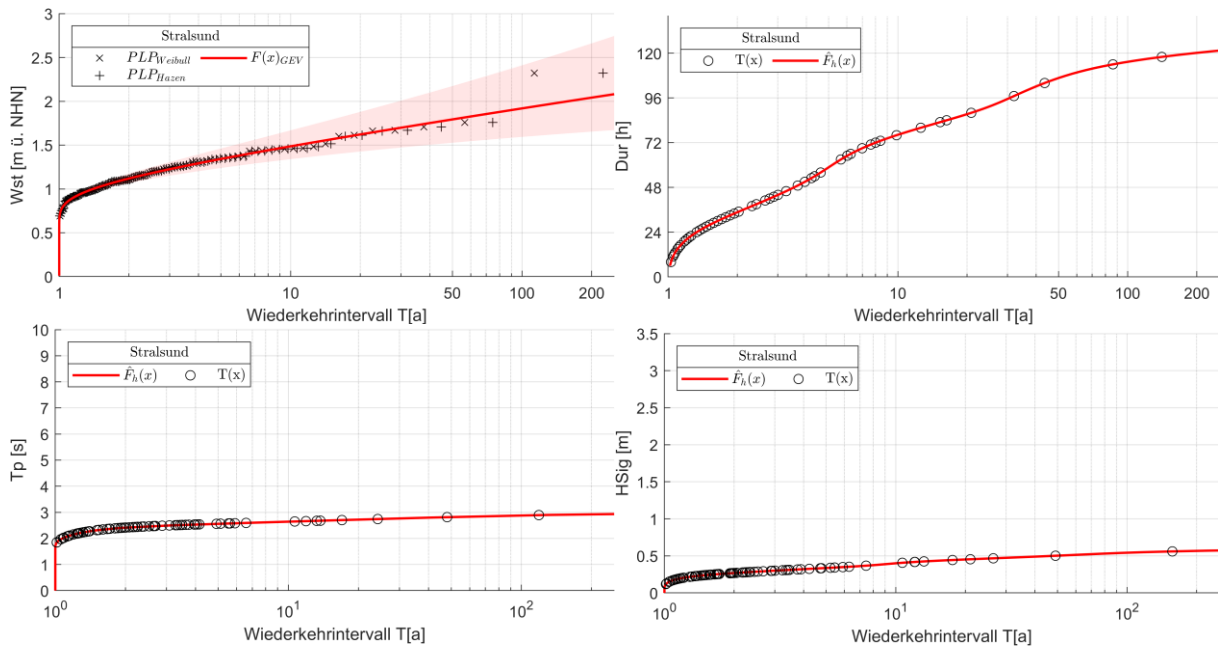


Abbildung 61: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Stralsund.

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die gewählten Kombinationen werden in Abbildung 62 dargestellt.

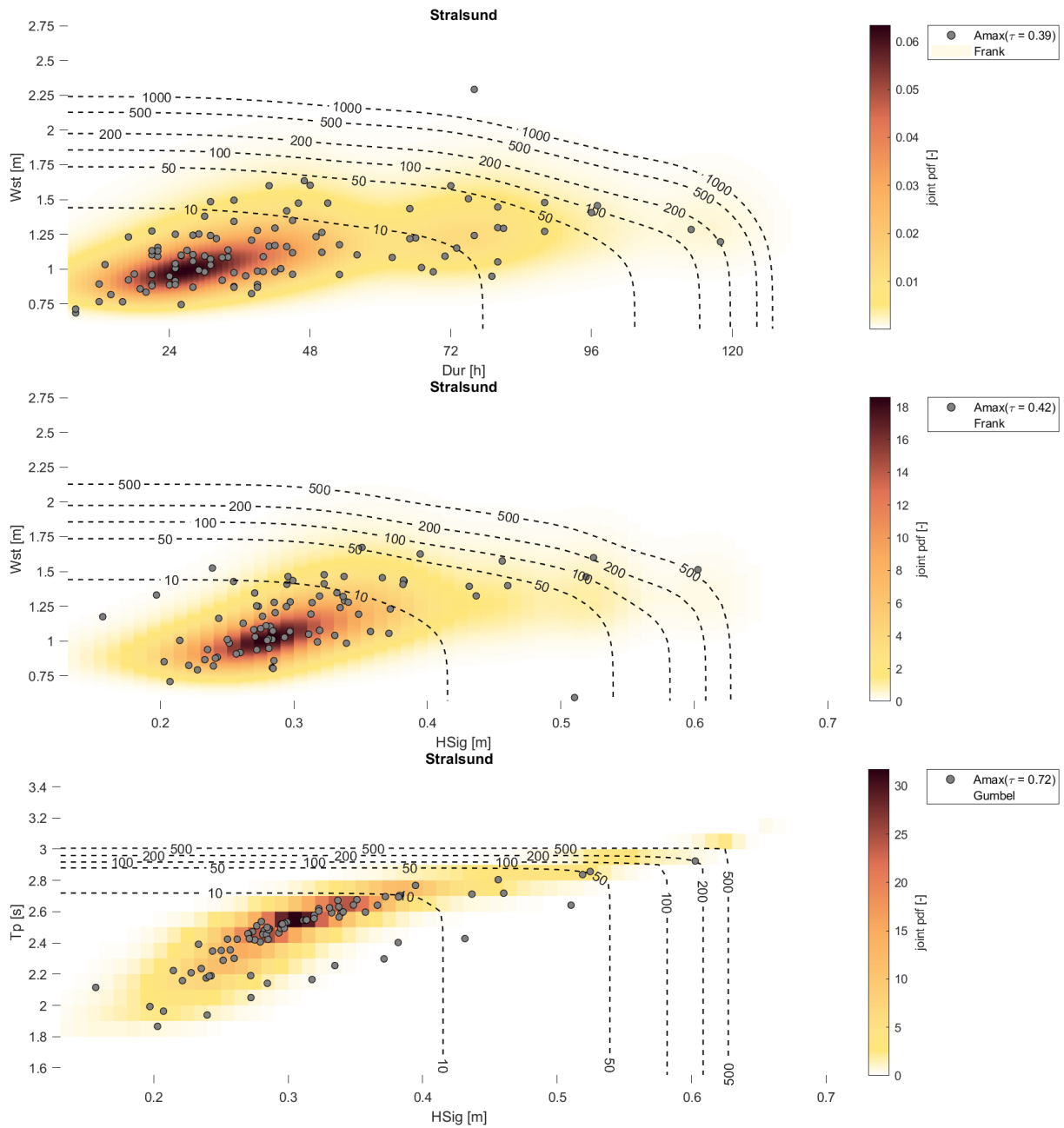


Abbildung 62: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Stralsund

3.1.9 Greifswald

Die homogenisierten Sturmhochwasser Parameter für den Standort Greifswald werden in Abbildung 63 dargestellt. Der höchste trendbereinigte Wasserstand innerhalb der simulierten Datengrundlage trat am 31. Dezember 1913 auf und beträgt HHW = 2,52 m NHN. Das längste Sturmflutereignis wurde am 12. Dezember 1928 registriert und weist eine Dauer von 119 Stunden auf. Die höchste signifikante Wellenhöhe wurde am 11. Januar 1968 erreicht und beträgt 0,77 m. Die größte Peak-Periode mit 4,4 s wurde am 14. Februar 1979 simuliert.

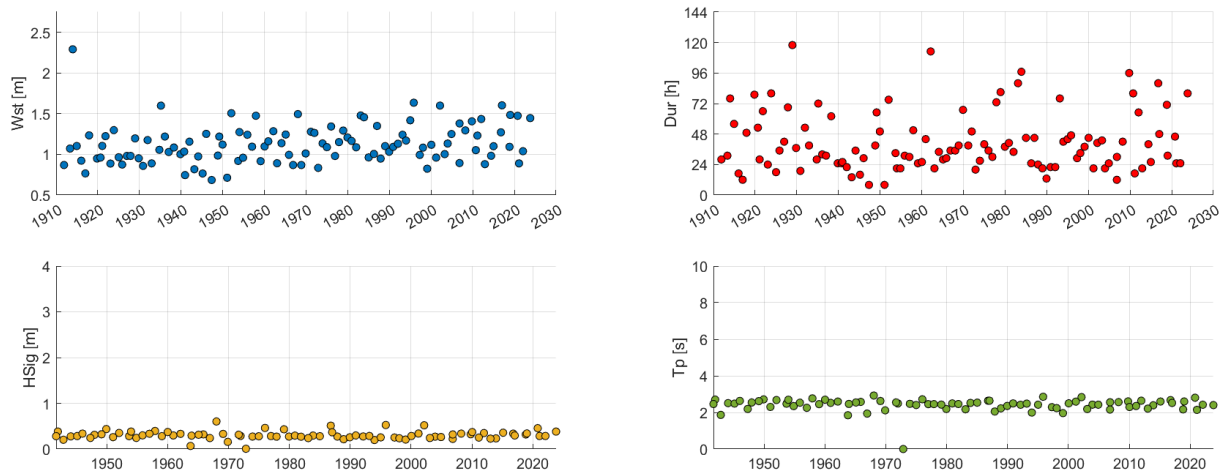


Abbildung 63: Parameterdarstellung für den Standort Greifswald

Die aus den Parametern abgeleiteten, univariaten Verteilungsfunktionen werden in Abbildung 64 dargestellt.

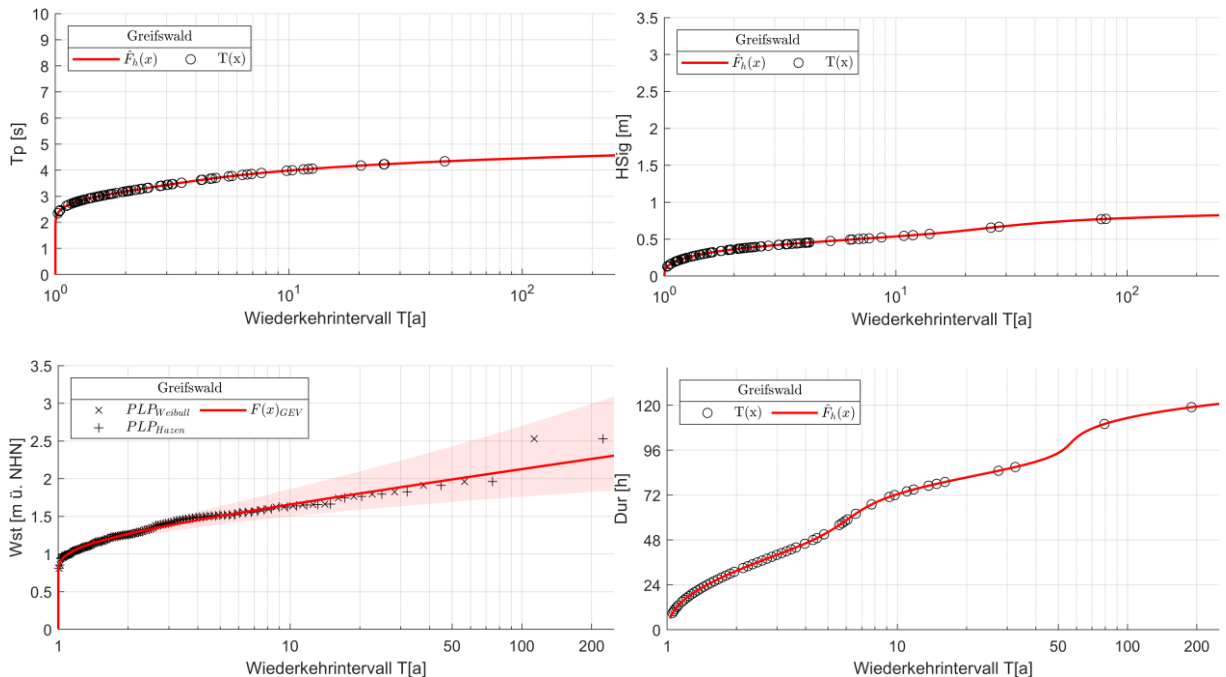


Abbildung 64: Univariaten Verteilungsfunktionen für den Standort Greifswald

Durch die Verknüpfung der univariaten Verteilungsfunktionen und der Abhängigkeitsstruktur werden bivariate Copula abgeleitet. Die gewählten Kombinationen werden in Abbildung 65 dargestellt.

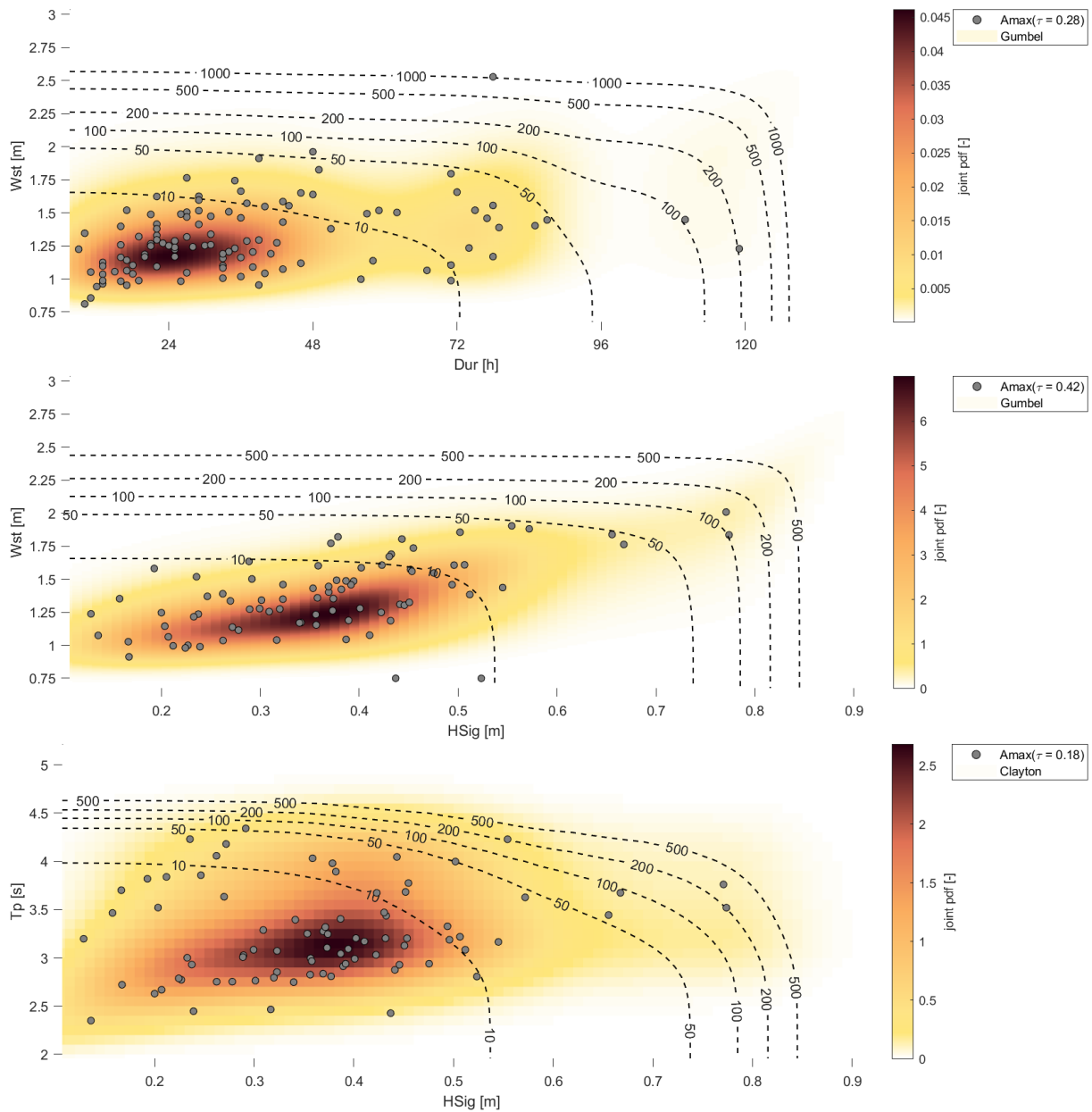


Abbildung 65: Bivariate Verteilungsfunktionen für den Standort Greifswald

3.2 Generalisierte Auswertung

Eine der Grundaufgaben der Extremwertstatistik besteht darin, Aussagen zu Wahrscheinlichkeiten von Ergebnissen abzuleiten. Gegenstand der Untersuchungen sind univariate, als auch multivariate Extremwertstatistiken, die folgend generalisiert für die gesamte Küstenlinie beschrieben werden. In einer zusammenfassenden Beschreibung ergeben sich je nach Lage der analysierten Parameter lokale Unterschiede und Besonderheiten. Die Untersuchungen wurden entlang der Küstenlinie aufgestellt und für mehrere Standorte exemplarische dargestellt und ausgewertet wurden. In der zusammenfassenden Beschreibung lässt sich vermuten, dass Auffälligkeiten, die an den untersuchten Standorten bemerkt wurden, ebenso für angrenzende Küstenabschnitte gelten.

3.2.1 Univariate Analyse

Die theoretischen Verteilungsfunktionen für den Wasserstand zeigen an vielen Standorten eine hohe Anpassung an die empirischen Wahrscheinlichkeiten und liegen oftmals zwischen den beiden Ansätzen der Plotting Positions oder in unmittelbarer Nähe. Markante Ausnahmen stellen die beiden Standorte Stralsund und Greifswald dar, die in mittelbarer Nähe im östlichen Untersuchungsgebiet liegen. An beiden Pegeln wird das höchste Ereignis (1913) durch die theoretische Verteilungsfunktion deutlich überschätzt. Die Plotting Positions liegen jedoch stets innerhalb des Konfidenzintervalls der GEV, so dass sich diese weiterhin formal rechtfertigen lässt. Dies verdeutlicht den Einfluss einzelner Ereignisse auf die Wahl der Verteilungsfunktion. Damit ist eine Unsicherheit im Bereich extremer Wasserstände anzumerken.

Die empirischen Verteilungsfunktionen der Kovariablen können nicht anhand der empirischen Plotting Positions validiert werden, da für diese Variablen keine Annahme einer Extremwertverteilung getroffen wird, die mit diesen einhergeht. Die Verläufe der Verteilungsfunktion zeigen trotz der Glättung des *Gauß-Kernels* teils sprunghafte Anstiege, die auf die Stochastik der Empirie und der begrenzten Datenlage zurückzuführen sind. Inwieweit dies der Natur von Sturmhochwassern entspricht, bleibt offen. Den simulierten Ereignissen lassen sich maximale Jährlichkeiten zwischen etwa 60 und 250 Jahren zuordnen. Eine Extrapolation auf ein 200-jährliches Ereignis ist daher häufig mit nicht quantifizierbaren Unsicherheiten verbunden. Darüber hinaus sind erhebliche Unsicherheiten zu vermuten, da keine belastbare statistische Grundlage aus den Simulationen vorliegt.

Als gewähltes Sicherheitsniveau wird in der zusammenfassenden Beschreibung der Fokus auf das Wiederkehrintervall von 200 Jahren ($p = 0,005$) gelegt und für jede Kenngröße der Sturmhochwasser entlang der deutschen Ostseeküste dargestellt. Die losgelöste Betrachtung der univariaten Eintrittswahrscheinlichkeiten von Wasserständen und Seegang entspricht der Bemessungspraxis, da das gleichzeitige Eintreten von mit jeweils geringer Eintrittswahrscheinlichkeit nicht ausgeschlossen wird (vgl. Weichbrodt et al. 2013). Damit ergeben sich als Parameter der 200 jährlichen Wasserstand (HW_{200}), Ereignisdauer (Dur_{200}), Signifikante Wellenhöhe ($HSig_{200}$) und Wellen Peakperiode (Tp_{200}), die entlang der gesamten deutschen Ostseeküste ausgewertet werden können.

In Abbildung 66 wird der zur Bemessung zugrundeliegende 200-jährliche Wasserstand (Wst_{200}) dargestellt, der aus der ermittelten Datengrundlage abgeleitet wurde.

IV Multivariate Analyse von Sturmhochwassern 3 Ergebnisse

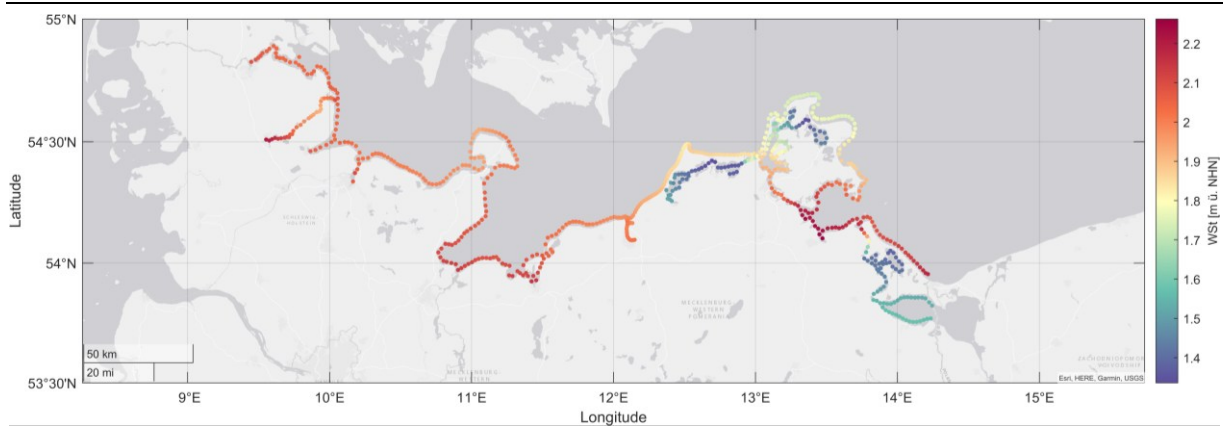


Abbildung 66: Darstellung der Wasserstände mit einer statistischen Jährlichkeit von 200 Jahren entlang der dt. Ostseeküste

Die Darstellung des Wasserstandes zu einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren zeigt an der deutschen Ostseeküste Höhen zwischen ca. 1,35 m und 2,25 m auf, mit den höchsten Wasserständen im Bereich der Pommerschen Bucht und des Greifswalder Bodden – Regionen, in denen bereits historisch die absolut höchsten Wasserstände registriert wurden (vgl. Abbildung 23). Durch die Auswertung der statistischen Wiederkehrintervalle zeichnet sich jedoch der starke Einfluss einzelner Sturmhochwasser nicht so stark ab, so dass sich ein ausgeglichener Verlauf entlang der offenen Außenküste darstellt, mit Intensivierungen innerhalb buchtenartiger Strukturen und einer Abschwächung an exponierten Bereichen. So zeigen Regionen wie Rügen, Fischland-Darß-Zingst oder Fehmarn tendenziell niedrigere Wasserstände, was auf eine verringerte Möglichkeit zum Aufstau von Wassermassen infolge der topografischen Offenheit zurückzuführen ist.

Die Gebiete der Bodden und Haffs weisen wiederum niedrige Wasserstände auf, die auf die dämpfende Wirkung der schmalen Durchlässe zu führen sind. Die topographisch bedingte Einschränkung der freien Wasserausbreitung führt dort zu einer merklichen Reduktion des Extremwasserstandniveaus.

Den Ergebnissen sei die Unsicherheit angemerkt, die sich einerseits durch die Unterschätzung der empirischen Wahrscheinlichkeiten besonders in den östlichen Bereichen Mecklenburg-Vorpommerns zeigte, andererseits durch nicht betrachtete Ereignisse, wie z. B. 1904/1905, resultieren.

In Abbildung 67 wird die Ereignisdauer mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren dargestellt.

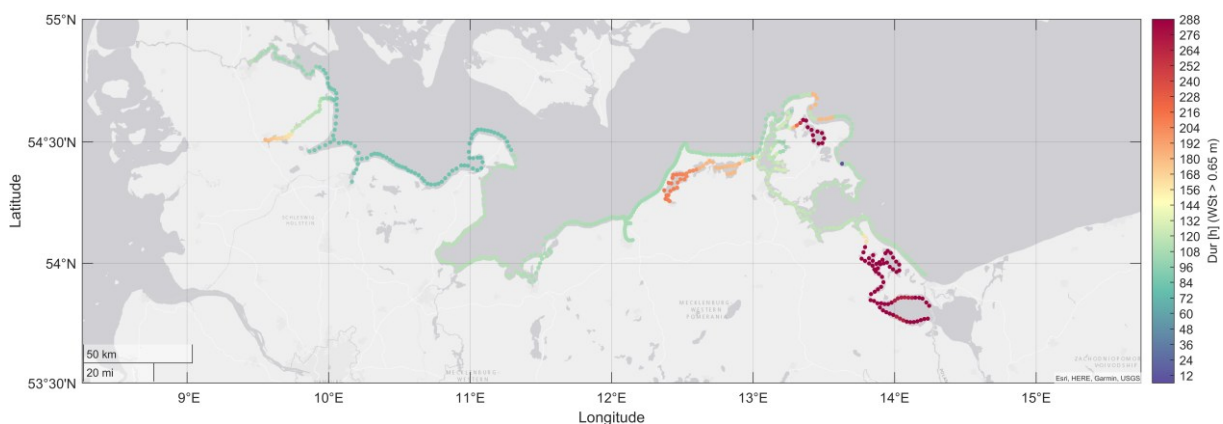


Abbildung 67: Darstellung der Ereignisdauer mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren

Die Darstellung der Verweilzeit zu einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren zeigt an der deutschen Ostseeküste Dauern zwischen 88 Stunden und 288 Stunden auf. Die höchsten Verweilzeiten zeigen sich im Bereich der Bodden- und hervorragend den Haffgebieten. Ebenfalls fallen die Gebiete der unteren Schlei auf, in denen sich längere Verweilzeiten abbilden. An der Außenküste zeigt sich ein abnehmender Gradient der Sturmflutdauer von Ost nach West, der von etwa 120 Stunden auf rund 88 Stunden zurückgeht. Dieses Muster lässt sich durch das hydrodynamische Schwingungsverhalten der Wasserstände erklären. Es ist davon auszugehen, dass an den Enden des Schwingungssystems die Wasserstände sowohl schneller ansteigen als auch rascher wieder abfallen.

In Abbildung 68 wird die Signifikante Wellenhöhe mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren dargestellt.

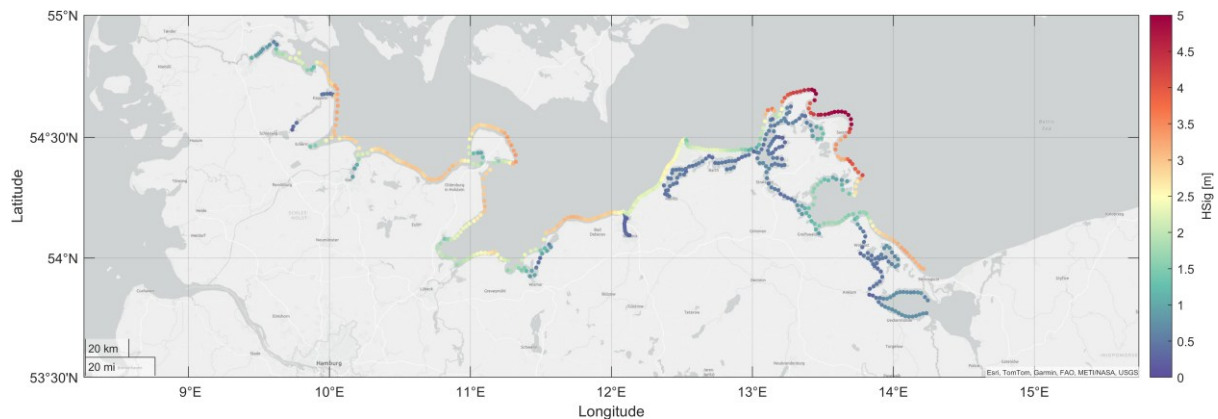


Abbildung 68: Darstellung der Signifikanten Wellenhöhe mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren

Die Darstellung der Signifikanten Wellenhöhe zu einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren zeigt Höhen zwischen ca. 0,5 m und 5,0 m auf. Die höchsten Wellenhöhen traten im Küstenvorfeld an den nördlichen Bereichen Rügens auf.

Analog wird die Peak-Periode mit einem Wiederkehrintervall von 200 Jahren in Abbildung 69 dargestellt.

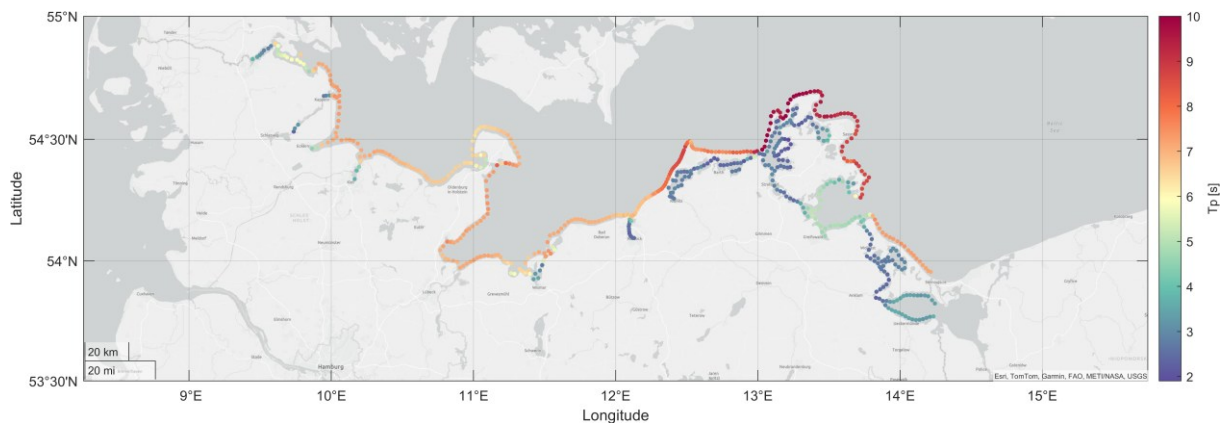


Abbildung 69: Darstellung der Wellen Peakperiode als Kovariable der jährlich höchsten Ereignisse mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren

Die Darstellung der Peakperiode für ein Wiederkehrintervall von 200 Jahren weist Werte zwischen etwa 2,5 s und 10 s auf. Dabei ergibt sich ein deutlich zweigeteiltes Muster zwischen Außen- und Innenküste: An der Außenküste treten wesentlich höhere Peakperioden auf, während die Innenküste durch deutlich geringere Perioden geprägt ist. Die höheren Perioden an der Außenküste sind mit einem entsprechend größeren Energiegehalt der Wellen verbunden. An der Innenküste dominieren dagegen lokal generierte Windwellen, die durch kurze, irreguläre und häufig chaotische Wellen charakterisiert sind.

3.2.2 Bivariate Analyse

Die gewählten Copula Verteilungen zeigen, dass diese in der Lage sind, die Abhängigkeitsstrukturen der gewählten Parameterkombinationen realitätsnah nachzubilden. Die Unsicherheiten in den univariaten Verteilungsfunktionen wirken sich direkt auf die bivariate Statistik aus, da die gemeinsame Wahrscheinlichkeitsverteilung der Sturmhochwasserparameter auf den univariaten Randverteilungen aufbaut. Besonders im Bereich extremer Ausprägungen können Abweichungen der theoretischen Verteilungen die Abschätzung gemeinsamer Eintrittswahrscheinlichkeiten verzerren. Ebenso spiegeln sich die Unsicherheiten der empirischen Funktionen wider, deren teils sprunghafte Verläufe die Stochastik der simulierten Ereignisse und die begrenzte Datenbasis widerspiegeln. Somit sind auch die Ergebnisse der bivariaten Analysen, mit einer Unsicherheit behaftet, die sich aus den Limitierungen der univariaten Modelle ableitet.

An den untersuchten Standorten weist die Auswahl der Verteilungsfunktionen auf eine leichte Präferenz für die Gumbel-Copula zur Modellierung der Abhängigkeitsstruktur für alle drei Parameterkombinationen hin. Besonders die ausgeprägte *Tail-Dependence* im oberen rechten Randbereich spricht für ihren Einsatz, da sie das gemeinsame Auftreten extremer Werte adäquat abbildet. Dennoch zeigt sich, dass dies nicht durchgängig als überlegen zur Modellierung identifiziert werden kann. Vielmehr erweist sich die jeweils beste Modellwahl – zwischen Gumbel-, Frank- oder Clayton-Copula – als standortspezifisch. Diese Variabilität unterstreicht die Relevanz einer individuell angepassten Modellwahl, die den lokal spezifischen hydraulischen Gegebenheiten Rechnung trägt. Eine einheitliche pauschale Auswahl eines „besten“ Copula-Modells wäre daher mit erheblichen Ungenauigkeiten verbunden und würde dem Anspruch an eine präzise Modellierung nicht gerecht. Damit erlaubt dieser Ansatz die Durchführung einer ortsspezifisch angepassten, bivariaten Extremwertstatistik entlang der gesamten deutschen Ostseeküste. Die gute Anpassung an den ausgewählten Standorten stützt die Annahme, dass sich die Modelle ebenso auf benachbarte Küstenabschnitte übertragen lassen.

Abgeleitet aus den Dichtefunktionen werden die kombinierten Jährlichkeiten als Isolinien dargestellt. Die Isolinien zeigen an allen Standorten eine mehr oder weniger starke Wölbung, die teils durch die empirischen Verteilungsfunktionen weiter geformt sind. Jede Isolinie kann somit beliebig viele Kombinationen unterschiedlich ausgeprägter Parameter aufweisen. Bedingt durch die Wölbung wird die Wahrscheinlichkeit eines Parameters somit durch die Ausprägung der Kovariable bestimmt. Somit kommt dem gleichzeitigen Auftreten von zwei Parametern mit jeweils einer univariaten Wahrscheinlichkeit von $p=0,005$ (200 a) eine geringe kombinierte Wahrscheinlichkeit zugeordnet.

Ein direkter Vergleich der Verteilungsfunktionen an verschiedenen Abschnitten zeigt sich durch die unterschiedlichen Ausprägungsmöglichkeiten jedoch schwierig. Salvadori et al. (2013) entwickelte eine Methode, bei der die Parameterkombination mit der größten Wahrscheinlichkeitsdichte extrahiert wurde. Da dies nicht zwingend den kritischen, der Bemessung zugrundeliegenden Fall darstellt, wird hier auf den Ansatz verzichtet. Welche Kombination entlang einer Isolinie bemessungsrelevant ist, hängt von der jeweiligen Fragestellung und der Art des Bauwerkes ab.

4 Stochastischer Sturmhochwassergenerator (SHG)

In den vorangegangenen multivariaten Analysen wurden flexible Algorithmen entwickelt, die geeignete Copula-Modelle identifizieren, um das empirische, gemeinsame Verhalten der Sturmhochwasserparameter adäquat nachzubilden. Auf der Grundlage der Statistik lassen sich stochastisch neue Wertepaare generieren, die statistisch plausible Realisationen des gemeinsamen Parameterraums darstellen. Jede dieser Realisationen kann anschließend mithilfe der zugrunde liegenden Verteilungsfunktionen einem statistischen Wiederkehrintervall zugeordnet werden. Auf diese Weise können synthetische Sturmhochwasserereignisse künstlich erzeugt werden, die sowohl die beobachtete Abhängigkeitsstruktur der Parameter als auch deren Extremverhalten korrekt widerspiegeln.

Synthetische Sturmhochwasser können ein breites Spektrum möglicher, ggf. (noch) nicht beobachteter Szenarien abdecken und können für verschiedene Zwecke genutzt werden, darunter die Dimensionierung von Bauwerken, der Risikobewertung für Küstengebiete, die Entwicklung von Notfallplänen, die Gestaltung von Küstenschutzinfrastruktur und die Versicherungsbewertung. Durch die Möglichkeit beliebig viele verschiedene Sturmhochwasser mit unterschiedlichsten Charakteristika zu simulieren können fundierte und robuste Entscheidung von Maßnahmen zum Küstenschutz abgeleitet werden. Da multivariate Ereignisse derselben statistischen Wahrscheinlichkeit, ein unterschiedliches Schadenspotential, z. B. Erosionsmengen, aufweisen können, lässt sich durch die Betrachtung von mehreren Belastungssituationen der kritische Bemessungsfall definieren und die Resilienz des Küstenschutzes stärken.

4.1 Generierung von synthetischen Parameterkombinationen

Die Grundlage für die Generierung synthetischer Parameterkombinationen bilden die im Rahmen der multivariaten Analyse abgeleiteten und validierten Copula-Modelle. Diese beschreiben sowohl die Abhängigkeitsstruktur zwischen den verschiedenen Sturmflutparametern als auch deren gemeinsame Eintrittswahrscheinlichkeiten. Auf Basis der Copulas werden stochastisch Zufallszahlen generiert. Diese Wertepaare basieren auf der gemeinsamen Dichtefunktion, sodass Kombinationen mit hoher Eintrittswahrscheinlichkeit ebenso wahrscheinlicher generiert werden.

Aufgrund der statistischen Grundlage sind Inter- und Extrapolationen über den bekannten Möglichkeiten hinaus möglich. Entsprechend ist bei der Generierung von zufälligen, statistisch plausibler Wertekombinationen die Beachtung physikalischer Grundsätze von zentraler Bedeutung. Um dies sicherzustellen, werden spezifische Filterfunktionen

implementiert, die jede erzeugte Zufallsrealisation auf ihre physikalische Plausibilität prüfen.

Die Filterfunktionen berücksichtigen realitätsnahe Bedingungen, so dass physikalisch sinnvolle Beziehung zwischen Parametern erzeugt werden. Nur Zufallsrealisationen, die sowohl den statistischen Abhängigkeiten der Copula als auch diesen physikalischen Kriterien genügen, werden für die weitere Analyse oder Modellierung akzeptiert. Auf diese Weise lassen sich realistische, belastbare Szenarien für Sturmflutereignisse generieren, die sowohl statistisch konsistent als auch physikalisch sinnvoll sind. Die abgeleiteten Filterfunktionen werden in Tabelle 11 dargestellt.

Tabelle 11: Filter-Funktionen zur Prüfung der physikalischen Plausibilität von zufälligen statistisch-plausiblen Wertekombinationen

Parameter	Beschreibung	Threshold
max. Wst	Maximaler Wasserstand	nach MUSE
min Wst	Minimaler Wasserstand von Extrema	0,65 m
max. Dur	Maximale Ereignisdauer. Standardsturmdauer von 3,5 Tage + 3,5 Tage für hydrodynamische Schwingungen	7 Tage
max. Wst-Anstieg	Anstieg des Wasserstandes als Verhältnis aus Wasserstand/Ereignisdauer	40 cm/h
min. HSig	Minimale Welle, die bei Sturmereignissen zu erwarten ist.	HSig > 0,5 m
max. Tp	Maximale Wellenperiode (Alter Seegang)	$T_p \leq 10 \text{ s}$
min. Tp	Minimale Wellenperiode (junger Seegang)	$T_p > 1,5 \text{ s}$
Wellensteilheit	Limitierung der Wellenhöhe anhand der Wellenlänge zum Peak	$H/L \leq 1/7$
kritische Wellentiefe	Limitierung der Wellenhöhe anhand der Wassertiefe d	$h/d < 0,76$

Dadurch wird sichergestellt, dass die generierten Wertepaare sowohl innerhalb des beobachteten Parameterraums (Interpolation) als auch in moderatem Maße darüber hinaus (Extrapolation) physikalisch konsistent bleiben.

Um aus den drei bivariaten Copulas einen vollständigen und konsistenten multivariaten Datensatz zu erzeugen, werden diese durch eine gewählte Struktur verknüpft, die das Zusammenspiel der betrachteten Sturmhochwasserparameter berücksichtigt. Auf dieser Basis können synthetische Kombinationen generiert werden. In Abbildung 70 wird die Verknüpfung der Copulas und exemplarisch die Ableitung einer konsistenten Parameterkombination dargestellt.

IV Multivariate Analyse von Sturmhochwassern 4 Stochastischer Sturmhochwassergenerator (SHG)

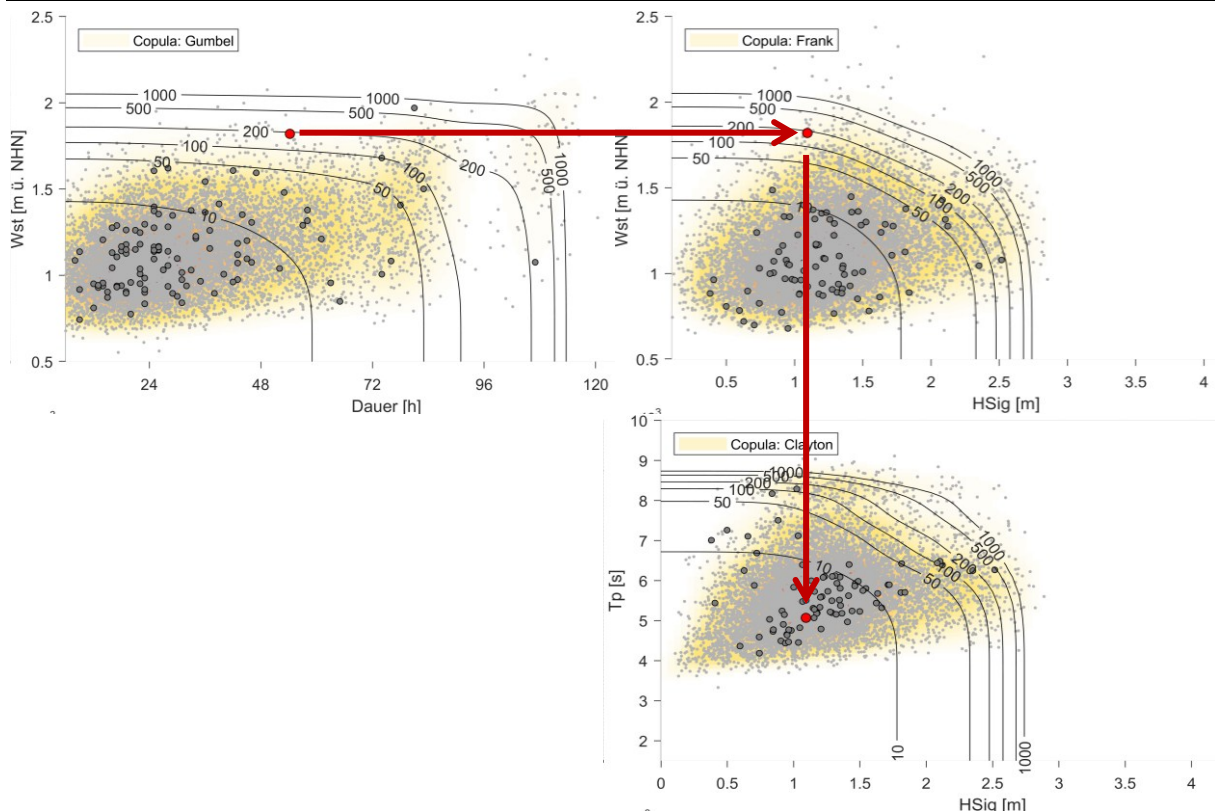


Abbildung 70: Kombination der drei bivariaten Copula zur Generierung konsistenter Parameterkombinationen

4.2 Überführung in Ganglinien

Um die Parameter in konsistente Ereignisse zu überführen und daraus wieder eine Ganglinie zu rekonstruieren, ist es erforderlich, eine repräsentative Form der zeitlichen Entwicklung festzulegen. Aufgrund der chaotischen, meteorologisch geprägten Natur von Sturmhochwassern, müssen dabei Kompromisse getroffen werden. Als Annahme wird dabei getroffen, dass die Form der Sturmhochwasserganglinien zufällig ist und darum keine Wahrscheinlichkeit zugeordnet werden kann.

Die Verläufe von Sturmfluten bzw. Sturmhochwassern an Küstenbereichen werden bereits in Führböter (1982) in drei Grundformen eingeteilt. Um die Ganglinien zu beschreiben, werden hier Sinusfunktionen favorisiert. Zahlreiche physikalische Prozesse, wie etwa Gezeiten oder Wellenbewegungen, lassen sich idealisiert durch Sinusfunktionen modellieren, wodurch diese eine natürliche Wahl für die vorliegende Anwendung darstellt. Darüber hinaus erweist sich die Wahl der Sinusfunktion als vorteilhaft, um einen gleitenden Übergang zu Beginn und am Ende des Ereignisses zu modellieren. Aufgrund ihres kontinuierlichen Verlaufs ohne abrupte Gradienten ermöglicht sie eine realitätsnahe Abbildung des An- und Absteigens des Wasserstands. Zudem weist die Sinusfunktion im Vergleich zu anderen idealisierten Kurvenverläufen einen breiten Scheitelpunktbereich auf. Dies erlaubt die Darstellung langer Verweilzeiten erhöhter Wasserstände.

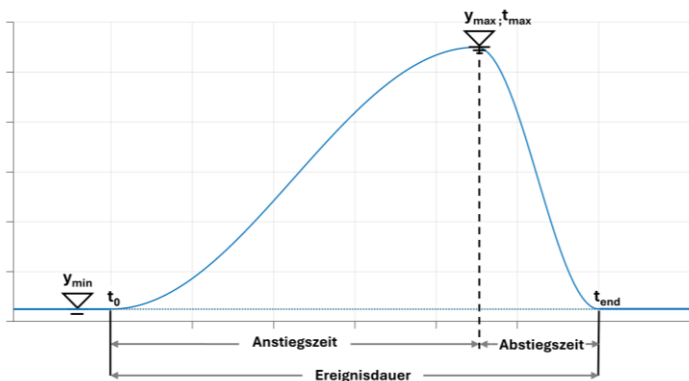
Die Ganglinie lässt sich durch die Dauer und den Scheitelwert klar bestimmen. Um ansteigende und abfallende Wasserstände variieren zu können, wird die Ganglinie diese

separat für den ansteigenden und abfallenden Ast modelliert. Durch das Verhältnis von Anstiegszeit zu Verweilzeit wird eine Schiefe γ berechnet.

$$\gamma = \frac{t_{\text{anstieg}}}{T} \quad 4-1$$

Mit $\gamma < 0,5$ als linksschiefe Ganglinie und $\gamma > 0,5$ als rechtsschiefe Ganglinie. Um die natürliche Variabilität von Sturmhochwassern zu modellieren, wird die Schiefe in einem Rahmen von 0,3 bis 0,7 zufällig generiert.

Die Ganglinien ($f(t)$) der Parameter (W_{st} , H_{Sig} , T_p) berechnen sich dabei separat zu:



$$f(t) = A * \sin(B * t + C) + D$$

mit:

- $A = \frac{(y_{max} - y_{min})}{2}$
- $B = \frac{\pi}{t_0}$ bzw. $B = \frac{\pi}{t_{end}}$
- $C = -\frac{\pi}{2}$ bzw. $C = \frac{3\pi}{2}$
- $D = \frac{(y_{max} + y_{min})}{2}$

Abbildung 71: Parametrisierung einer sinusförmigen Ganglinie

Dabei steht A für die Amplitude, B beschreibt die Frequenz bzw. die Dauer des Ereignisses, C kennzeichnet die Phasenverschiebung, und D repräsentiert die vertikale Verschiebung (z. B. auf MSL). Ziel der Sinusfunktion ist es bei einem Ausgangsniveau als „Ruhezustand“ zu starten und dieses anschließend wieder zu erreichen. Dieser wurde aus der Betrachtung und Überlagerung aller Sturmhochwasser-Ganglinien bestimmt und ergibt sich zu:

- $W_{st_{min}} = 0,65 \text{ m}$
- $H_{Sig_{min}} = 0,1 \text{ m}$
- $T_{p_{min}} = 1,8 \text{ s}$

Um ein konsistentes Sturmhochwasser zu generieren, bedarf es die drei Ganglinien unter Berücksichtigung der zeitlichen Beziehungen, insbesondere deren Peaks zueinander, zu überlagern. Sensitivitätsanalysen im Vorfeld zeigten, dass im Mittel das Maxima aus Seegang vor den Maxima des Wasserstandes eintritt (vgl. Kaehler 2024). Dennoch kann eine Überlagerung der Maxima (*worst-case*) beider Parameter nicht ausgeschlossen werden. Um die Variabilität zu berücksichtigen, variieren die Peaks zufällig zueinander um eine zufällige Größe um -6 Stunden vor bis +3 Stunden nach dem Wasserstandsscheitel.

Abschließend werden die einzelnen Ganglinien zu einem plausiblen Sturmhochwasserereignis zusammengeführt.

IV Multivariate Analyse von Sturmhochwassern

4 Stochastischer Sturmhochwassergenerator (SHG)

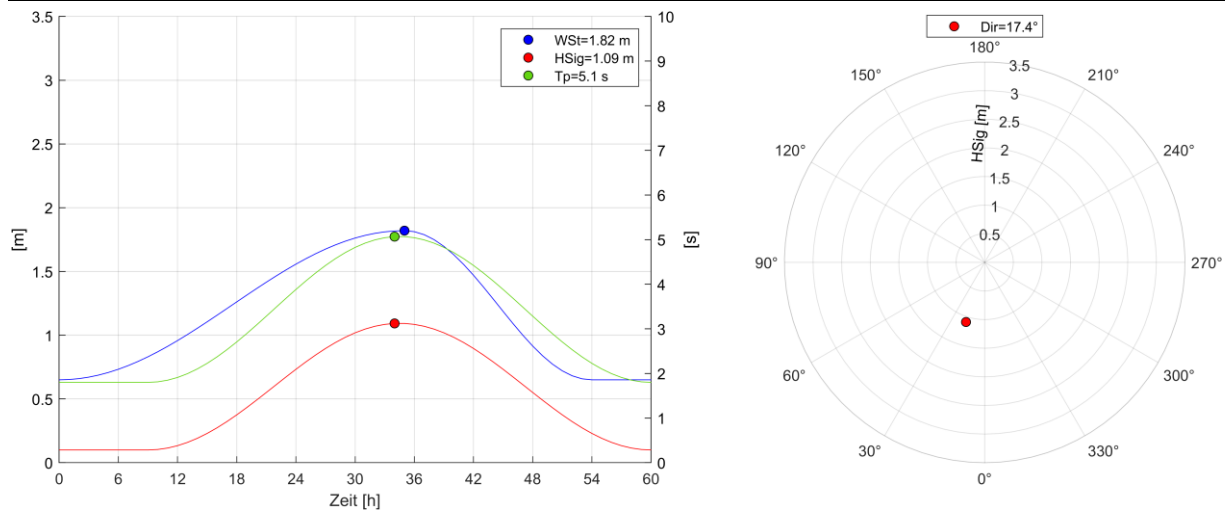


Abbildung 72: Synthetisches Sturmhochwasser, abgeleitet aus den Zufallsrealisationen des Sturmhochwassergenerators.

4.3 Stand Alone Applikation

Um den Sturmhochwassergenerator in der Praxis auch ohne Programmierkenntnisse handhabbar nutzen können, wurde ein graphisches User Interface (GUI) programmiert, über das gewünschte Randbedingungen zu Parameterkombinationen angegeben werden können. In Abbildung 73 wird die graphische Benutzeroberfläche dargestellt.

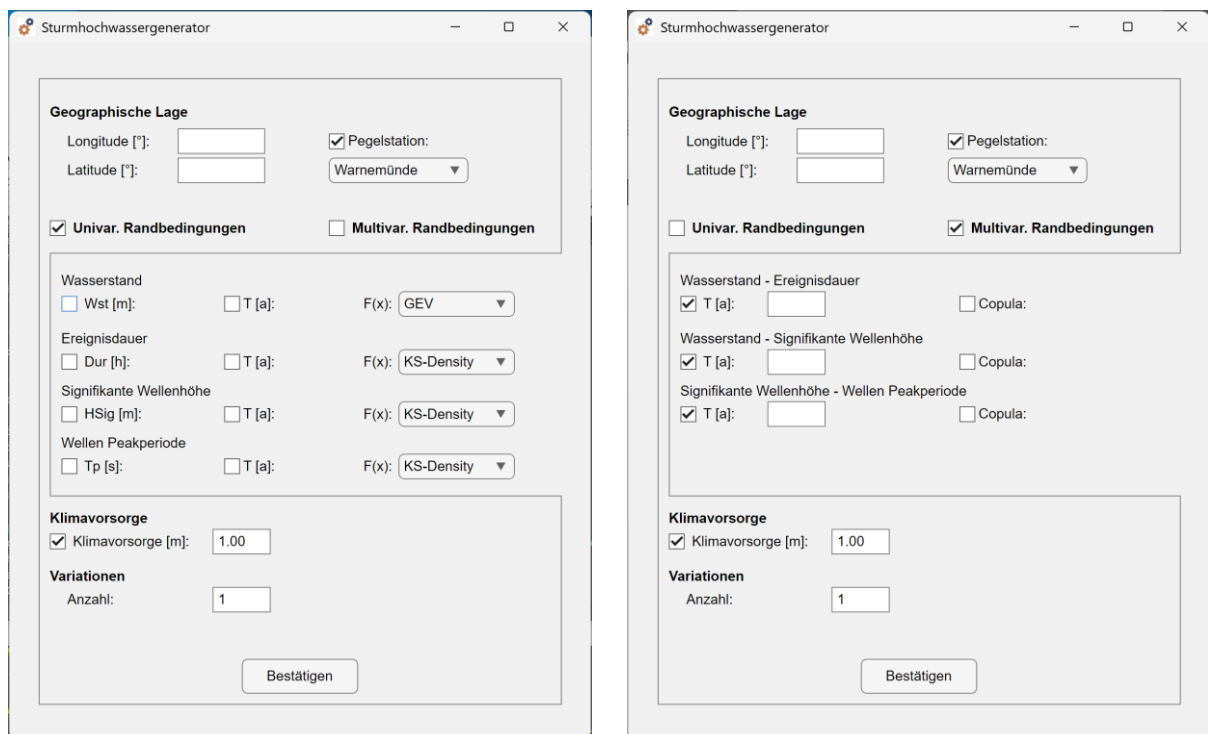


Abbildung 73: Graphisches User Interface des Sturmhochwassergenerators zur Eingabe der Parameterkonstellationen.

Die Graphische Oberfläche erlaubt die folgenden Eingaben:

- **Eingabe der geographischen Lage:**
 - Längen-/Breitengrad
 - Pegelstation
- **Wahl der Randbedingungen:**
 - **Univariate Randbedingungen:** Auswahl zwischen Ausprägung (z. B. Wst = 1 m) oder Jährlichkeit (z. B. T = 200 Jahre). Nicht gesetzte Werte werden durch eine zufällige Realisation ergänzt.
 - **Multivariate Randbedingungen:** Auswahl an bivariaten Jährlichkeiten. Das Setzen aller Randbedingungen auf eine gemeinsame Jährlichkeit, entspricht einem konsistenten T-jährlichen Ereignisses. Nicht gesetzte Werte werden durch eine zufällige Realisation ergänzt.
- **Klimavorsorge:** Die Klimavorsorge stellt eine Erhebung des Ausgangs- und Scheitelwasserstandes dar. Standardmäßig wird zur Klimavorsorge das Vorsorgemaß/Klimamaß von 1 m eingestellt.
- **Anzahl an Variationen:** Durch das Berücksichtigen mehrerer Variationen können beliebig viele Szenarien zu der gewünschten Parameterkombination zufällig erstellt werden.
- **Bestätigen:** Ausgabe und Speichern der Verteilungsfunktionen

Die erzeugten Ereignisse haben eine zeitliche Auflösung von einer Stunde. Zusätzlich zu den Ganglinien werden Informationen zu den Eingangsgrößen und die Ergebnisse der statistischen Auswertungen ausgegeben. Die synthetischen Sturmhochwasser werden einerseits graphisch (*.png) und andererseits textlich in Tabellenform (*.csv) gespeichert und lassen sich somit in weiteren Programmen wiederum einlesen.

Für ein praxistaugliches Tool ist es wichtig, unabhängig von kommerziellen Softwarelösungen zu arbeiten. Hierzu wurden die in MATLAB geschriebenen und entwickelten Methodiken zur multivariaten Analyse und Generierung synthetischer Parameterkombinationen mittels der MATLAB Runtime (Version 2024a) in eine ausführbare Programmdatei (*.exe) überführt. Durch diesen Kompilierungsprozess entsteht ein *standalone-fähiges* Programm, das lizenzfrei ohne eine lokale MATLAB-Installation ausgeführt werden kann. Das resultierende, standalone-fähige Programm ermöglicht damit eine vollständig automatisierte Analyse des zugrunde liegenden Parameterraums, einschließlich der Stichprobenaufbereitung, der Schätzung univariater und bivariater Randverteilungen, der Bestimmung von Wiederkehrintervallen sowie der Generierung der zugehörigen Visualisierungen. Auf diese Weise kann die entwickelte Methodik ohne weitere Softwareinstallationen reproduziert, verbreitet und in unterschiedlichen Anwendungskontexten eingesetzt werden.

5 Fazit

Der vorgestellte Ansatz ermöglicht die Durchführung einer multivariaten Extremwertstatistik, die sowohl räumlich differenziert als auch methodisch fundiert ist. Durch die gezielte Kombination aus empirischen Daten, copulabasierter Modellierung und standortspezifischer Modellwahl wird ein valides Instrument zur Analyse extremer

Ereignisse bereitgestellt. Für unterschiedliche geografische Lagen ergeben sich schließlich unterschiedliche Parameterkombinationen, die gleich wahrscheinlich auftreten können. Darüber hinaus sind potentielle Parameterkombinationen außerhalb bisheriger Beobachtungen generierbar. Hierunter fallen ebenfalls klimawandelbedingte Veränderungen in Extremereignissen.

Die unmittelbare Einbeziehung des zeitlichen Verlaufs und des Seegangs auf Seiten der hydrodynamischen Belastung über multivariate Methoden zur Bereitstellung von künstlichen Hydrographen stellt einen deutlichen Mehrwert gegenüber der aktuellen Bemessungspraxis dar, die i. d. R. lediglich Wasserstände einbezieht.

Durch die Möglichkeit, beliebig viele und unterschiedliche Parameterkombinationen für eine gewählte Jährlichkeit (Sicherheit) zu bestimmen, lässt sich der Küstenschutz resilienter gegenüber unbekannten, noch nicht beobachteten Ereignissen gestalten. Diese Methodik stellt damit einen wesentlichen Beitrag zur Verbesserung der Gefährdungsabschätzung in der Küstenhydrologie dar und bildet eine belastbare Grundlage für die Entwicklung integrativer Küstenschutzstrategien unter Berücksichtigung des Klimawandels.

Das Ziel des Ansatzes besteht darin, die klassischen Bemessungsparameter in ein konsistentes Bemessungsereignis zu überführen. Auf diese Weise kann einerseits eine unbeabsichtigte Überdimensionierung vermieden werden, die durch eine isolierte Betrachtung univariater Jährlichkeiten entsteht. Andererseits lässt sich durch die Betrachtung mehrerer Kombinationen, ein kritischster Bemessungsfall definieren, der eine verlässliche Grundlage für die Planung und Auslegung von Küstenschutzmaßnahmen bildet. Diese Methode kann jedoch bei großräumigen numerischen Modellierungen zu einem erheblichen Zeitaufwand führen.

Überlegungen zu maßgebenden Parameterkombinationen lassen sich nicht pauschal treffen, da sie stark vom betrachteten Küstenschutzbauwerk abhängen. Bei küstennahen Strukturen stellt der Wasserstand aufgrund der kritischen Wassertiefe stets einen zentralen Einflussfaktor dar, da er die maximal wirksame Wellenhöhe begrenzt. Bei Wellenbrechern führt ein hoher Wasserstand, der die Bauwerkskrone überströmt, zu einer deutlichen Reduzierung der Schutzfunktion. Für Offshore-Bauwerke spielt die Limitierung durch die kritische Wassertiefe hingegen keine Rolle, so dass hier das Maximum der Summe aus Wasserstand und Wellenhöhe maßgebend ist.

Für die Bemessung von Dünen können wiederum andere Parameterkombinationen ausschlaggebend sein als für die Bemessung eines Deiches. Während bei Deichen insbesondere hohe Wasserstände in Verbindung mit ausgeprägtem Wellenauflauf kritisch sind, kommt bei Dünen zusätzlich dem zeitlichen Verlauf eines Ereignisses eine wesentliche Bedeutung zu. Die Wellenkomponente stellt hier zudem den dominanten Einfluss auf die Erosion dar. So kann ein Ereignis kritisch werden, bei dem der Wasserstand zwar nur den Dünenfuß erreicht, aber über einen längeren Zeitraum anhält und von intensivem Seegang begleitet wird.

V Statistisches Dünenerosionsmodell

1 Einführung

Die Vorhersage der sturmhochwasserbedingten Dünenerosion stellt einen der wichtigsten Aspekte bei der Bewertung des Küstenschutzes dar, da Erosion zu einer deutlichen Erhöhung des Überflutungsrisikos führen kann (Santos et al. 2019). Zur Beschreibung und Vorhersage der morphodynamischen Prozesse im Küstenquerprofil wurden verschiedene Erosionsmodelle entwickelt, die von analytischen und empirischen Modellen (Bruun 1962; Kriebel & Dean 1993; Larson et al. 2004; Van Rijn 2009; Mull & Ruggiero 2014) bis hin zu komplexen prozessbasierten numerischen Modellen (Kobayashi et al. 2007; Roelvink et al. 2009, Santos et al. 2019) reichen, die den Rückgang von Dünen und das Überlaufen bei Stürmen unterschiedlich quantifizieren.

Analytische Modelle sind aufgrund ihrer Einfachheit und ihres begrenzten Datenbedarfs leicht anwendbar und daher nützliche technische Hilfsmittel, wenn annähernde Schätzungen über große Gebiete erforderlich sind (Larson et al. 2004). Insbesondere die Modelle, die Strand und Dünenrückgang in Abhängigkeit des DEAN-Parameters, der Wellensteilheit, des Verhältnisses von Orbital- und Sinkgeschwindigkeit oder der Energiedissipation vorhersagen, haben sich in der Vergangenheit als einfache, anwendungsorientierte Werkzeuge erwiesen, da nur wenige Eingangsdaten und Parametern erforderlich sind (z. B. Moore 1982; Kriebel & Dean 1985; Larson 1988; Zheng & Dean 1997, Newe 2005). An der deutschen Ostsee kommen i. d. R. die empirisch-numerischen Prognosemodellen NewDune (Newe 2004, 2019) oder SBeach (Larson & Kraus 1989) zum Einsatz. Hierbei bildet häufig die Gleichgewichtsprofiltheorie nach Bruun (1962) die Grundlage für die Bestimmung der umgelagerten Sandmengen. Diese basieren auf deterministischen Bemessungswerten und kalibrierten Gleichgewichtsprofilen, die durch Vermessungsdaten vor und nach einem Schadensereignis verifiziert wurden. Schwächen liegen in der Annahme nur eines mittleren Korndurchmessers über die gesamte Außenküste und stark vereinfachten, deterministischen Belastungswerten. Die Veränderungen der Belastungswerte und der Materialkenngrößen aufgrund von zugeführtem Spülgut können damit nicht ausreichend erfasst werden.

2 Untersuchungsgebiet

Als näheres Untersuchungsgebiet wurde in Absprache mit den Projektpartnern ein Standort bei Ahrenshoop in Mecklenburg-Vorpommern ausgewählt (vgl. Abbildung 74). Der Küstenabschnitt liegt ca. 35 km nordöstlich von Warnemünde und ist Teil der „Fischland-Darß-Zingst“-Halbinsel, die als Teil der Bodden-Ausgleichsküste durch stetige Umverteilungen von Sedimenten geprägt ist. Durch Ablagerungen von Sedimenten in Form von Nehrungen und Haken, hat sich die Halbinsel als annähernd geschlossene zweite Küstenlinie mit rückwärtigen Bodden und Haffen ausgebildet. Seeseitig haben sich auf den Nehrungen Dünengürtel gebildet, die in großen Teilen das Hauptelement des Küstenschutzes darstellen. Eine so ausgebildete Doppelküste ist besonders vulnerabel für Erosionsprozesse (Lampe 2003).

Ahrenshoop besitzt eine übergeordnete Bedeutung für den gesamten Raum Fischland-Darß-Zingst. Ein Durchbruch der schmalen Landenge würde zu einem Ausgleich der Wasserstände zwischen den Boddenengewässern und der Ostsee führen. Dies hätte gravierende hydrodynamische und morphologische Auswirkungen sowie erhebliche Schadenspotenziale für die an den Boddenküsten gelegenen Siedlungsräume (StALU 2021). Die Küstendynamik wird unter Normalbedingungen maßgeblich durch die vorherrschenden Westwinde über der Ostsee sowie die daraus resultierenden Strömungen bestimmt. Am Küstenabschnitt bei Ahrenshoop zeigt sich als Folge ein nordostwärts gerichteter Sedimenttransport (StALU 2009).

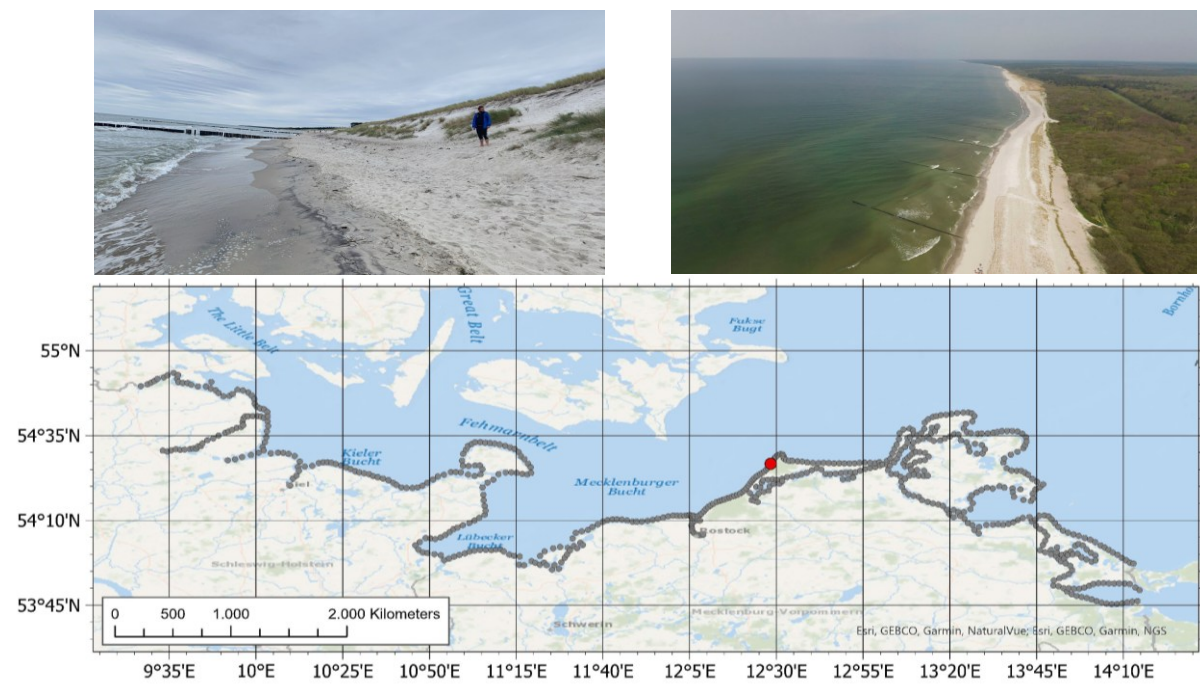


Abbildung 74: Darstellung des näheren Untersuchungsgebietes bei Ahrenshoop an der Küste Mecklenburg Vorpommerns.

Unter Extrembedingungen mit extremen Wasserstandsanstiegen und starkem Seegang können kurzzeitige Prozesse innerhalb weniger Stunden zu starken Veränderungen, wie z. B. Landverlusten, Dünenabtrag, Landdurchbrüchen und Überflutungen führen. Hohe Wasserstände werden an der deutschen Ostseeküste vor allem durch Ostwinde hervorgerufen. Aufgrund der westlichen Orientierung des gewählten Küstenabschnitts

wird die effektive Fetchlänge dieser Ostwinde jedoch stark begrenzt, sodass die resultierende Welleneinwirkung vergleichsweise gering bleibt. Dennoch zählt der sandige Küstenabschnitt vor Ahrenshoop zu den am stärksten belasteten Bereichen der Mecklenburg-vorpommerschen Ostseeküste.

Der Küstenabschnitt zeigt eine negative Sedimentbilanz, mit durchschnittlichen Küstenrückgängen, zwischen etwa -40 m und -90 m auf (StALU 2022 B). Für die langfristige Aufrechterhaltung des Küstenschutzes der Ortslage sind regelmäßige Wiederholungsaufspülungen daher unumgänglich. Seit 1990 wurden im Zuge von bisher 5 Aufspülmaßnahmen über $1,5$ Mio. m^3 zusätzliches Material in das System eingebracht (StALU 2021). Zuletzt wurde 2021 ein Sandvolumen von ca. 600.000 m^3 auf einer Länge von ca. 4 km für über 5 Mio. Euro aufgespült (Backhaus 2021).

Die regelmäßigen Sandaufspülungen dienen nicht nur dem Schutz der Ortslage, sondern auch der Sicherung touristischer Infrastruktur, die für die Region von erheblicher wirtschaftlicher Bedeutung ist. Ohne diese Maßnahmen würde die natürliche Rückverlagerung der Küstenlinie langfristig zu einem Verlust von Stränden und zur Gefährdung von Bebauungen führen.

Ahrenshoop eignet sich damit aufgrund ausgeprägter morphodynamischer Prozesse, hoher Erosionsraten und umfangreicher Küstenschutzmaßnahmen besonders für Analysen zur Küstenentwicklung und zum Sedimenthaushalt. Die hohe Messdichte liefert eine solide Datengrundlage, während geringe anthropogene Einflüsse im Projektzeitraum – bedingt durch die Dünenerneuerung Anfang 2022 – die Untersuchung natürlicher Sedimenttransportprozesse erleichtern.

3 Prozessbasierte Simulation der Dünenerosion

Die numerische Simulation der Dünenerosion ist in dem Teilprojekt ResCAD A durch die TU Dresden durchgeführt worden und dem entsprechenden Abschlussbericht detailliert beschrieben. Im Folgenden wird das allgemeine Vorgehen kurz zusammengefasst. Die Wahl der erforderlichen Eingangsdaten und hydrodynamischen Randbedingungen erfolgte in Abstimmung innerhalb der Projektgruppe.

Zur Simulation der Dünenerosion wird ausschließlich das *Kollisionsregime* betrachtet, also das Treffen Wellen auf die Düne, ohne deren Kamm zu überströmen (Wellenangriff). Entsprechend wurde die Erosion durch Überströmen durch die Wahl der Randbedingungen und Gestaltung der Düne im Vorhinein ausgeschlossen.

3.1 Modellaufbau

Für die prozessbasierte, numerische Simulation wurde sowohl ein eindimensionales als auch ein zweidimensionales numerisches hydromorphodynamisches Modell aufgebaut (vgl. Fleischer und Stamm 2026). Dazu wurde das Erosionsmodell XBeach eingesetzt, das am niederländischen Forschungsinstitut Deltares in Kooperation mit der TU Delft entwickelt wurde (vgl. Deltares 2023). XBeach ist ein weit verbreitetes Werkzeug zur Simulation von Strand- und Dünenerosion dar und wurde mehrfach erfolgreich für verschiedene Fragestellungen genutzt (z. B. Santos et al. 2019; Dissanayake et al. 2021; Elsayed et al. 2022). Das Programmpaket beinhaltet Module zur Beschreibung der Hydrodynamik und

Wellenbewegungen, sowie Morphodynamik und Sedimentbewegungen, die nach Bedarf teilweise separat oder miteinander gekoppelt verwendet werden können.

Das Modell hat die Aufgabe Dünenerosionsverhalten am Küstenabschnitt von Ahrenshoop als Folge verschiedener hydraulischer Einwirkungen zu simulieren.

Zur Abbildung der Düne wurde ein realitätsnahes Dünenprofil durch die Kombination von aktuellen topographischen und bathymetrischen Datensätzen erstellt. Dazu wurden verschiedene Messkampagnen genutzt, darunter Airborne Laserscanning (ALS), EOMAP-Bathymetrie, UAV-LiDAR sowie photogrammetrische Aufnahmen. Weiter wurde die Lagerungsdichte durch eine Rammsondierung und die Korngrößenverteilung und Dichte anhand einer Bodenprobe ermittelt. Der Korndurchmesser des vorherrschenden Sedimentes wird mit 0,3 mm angenommen. Die Modellierung ermöglicht ebenfalls eine Variation des Korndurchmessers als sensitiven Prozessparameter.

Die Kombination hochaufgelöster terrestrischer und subaquatischer Messdaten gewährleistet insbesondere in der dynamischen Wasserwechselzone eine realitätsnahe Abbildung der Ausgangsbedingungen. Das Berechnungsgitter wurde teilautomatisiert erzeugt. Die Methode der profilreferenzierten Ausrichtung ermöglicht es, das kurvilineare XBeach-Netz gezielt an gemessenen Küstenquerprofilen zu orientieren, wodurch die Abbildung des Dünenabbruchs wesentlich verbessert wird. Im zentralen Untersuchungsgebiet wurde eine Gitterauflösung von bis zu $2\text{ m} \times 2\text{ m}$ umgesetzt, um lokale Prozesse wie Avalanching, Böschungsinstabilitäten und Sedimentumlagerungen erfassen zu können.

Als Randbedingungen werden seitliche (laterale) Randbedingungen zur Berücksichtigung von hydro- und morphodynamischen Prozessen, wie Küstenlängstransport und Refraktion eingesteuert. Entlang der seeseitigen Randbedingung werden zeitabhängige Wasserstände und Wellenbedingungen eingesteuert. Das Modell wird im Surfbeat-Modus betrieben, um die Wirkung langer Wellen und Wellengruppen zu berücksichtigen.

Zur Kalibrierung des Modells wurden lokale Randbedingungen für das Sturmhochwasserereignis vom 20./21. Oktober 2023 (Beckmann et al. 2024) aus dem hydrodynamischen Ostseemodell generiert. Anhand von Naturmessungen wurde das XBeach Modell kalibriert und validiert.

Durch ein kalibriertes Modell können die Auswirkungen unterschiedlicher Geometrien auf den Küstenschutz unter realistischen und synthetischen Sturmhochwasserbedingungen quantifiziert werden. Auf dieser Grundlage können Extrembelastungen und Klimaprojektionen auf Dünen und Vorstrand quantifiziert und die Widerstandsfähigkeit verschiedener Küstenprofilgestaltungen unter zukünftigen Einwirkungsbedingungen untersucht werden. Die Ergebnisse liefern damit eine belastbare Grundlage für die Ableitung klimaangepasster Küstenschutzmaßnahmen.

3.2 Initiales Dünenprofil

Für die numerische Modellierung mit XBeach und der anschließenden statistischen Analyse ist die Definition eines Ausgangsprofils der Hochwasserschutzdüne erforderlich. Im Rahmen der Modellerstellung wurde das Modell zunächst anhand eines realitätsnahen Dünenprofils kalibriert und validiert. Anschließend erfolgte ein Wechsel auf ein idealisiertes Standardprofil einer Vollschutzdüne, das für die systematische Analyse verschiedener

Belastungs- und Erosionsszenarien verwendet wurde. Zur Vermeidung des Durchbruchs der Düne wurde die Dünenoberkante verlängert.

Das Standardprofil der Hochwasserschutzdüne stellt sich als durch eine innere Böschungsneigung von 1:2 und eine äußere Böschungsneigung von 1:3 dar. Der Dünenfuß liegt bei 1 m NHN. Für das Strandprofil werden zwei Bereiche unterschieden. Der obere Bereich des Strandprofils (trockener Strand) hat eine Neigung von 1:50, wohingegen der untere Bereich des Strandprofils (Unterwasserprofil) mit einer Neigung von 1:100 versehen ist. Die Kronenhöhe wird auf 5 m NHN festgelegt. Dies entspricht der Höhe einer typischen Hochwasserschutzdüne (Vollschutzdüne) an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. Dünenprofile mit abweichenden Profilen können ebenfalls untersucht werden.

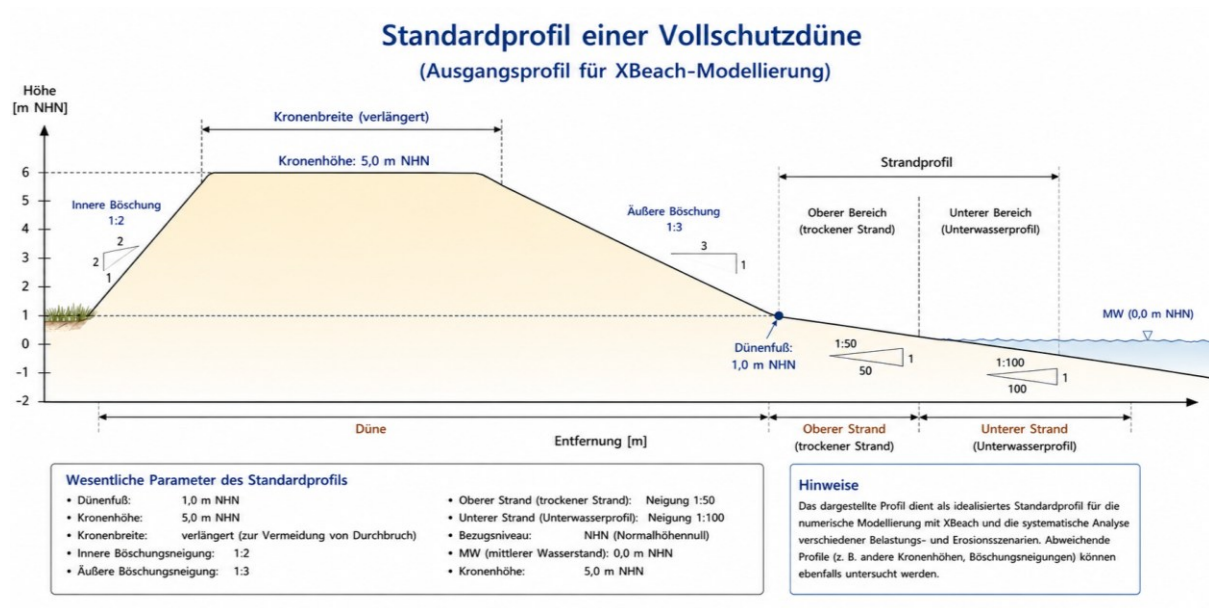


Abbildung 75: Schematische Darstellung des initialen Dünenprofils für die X-Beach Simulationen

3.3 Randbedingungen

Der Dünenerosionsprozess ist wesentlich abhängig von dem auftretenden Wasserstand und der herrschenden Wellenbelastung. Beide Faktoren werden als Eingangsbedingungen für die Simulationen durch den Sturmhochwassergenerator in unterschiedlichen Ausprägungen als Ganglinien generiert und in die Simulationen implementiert. Hiermit ist es notwendig die erforderlichen Eingangsgrößen und resultierenden Erosionsprozesse in einer großen Vielzahl über ein breites Spektrum an Möglichkeiten bereitzustellen. Hierfür wurden zufällig 215 synthetische Ereignisse mit Hilfe des Sturmhochwassergenerators erzeugt. Die Ganglinien der erzeugten hydrodynamischen Randbedingungen werden in Abbildung 76 dargestellt.

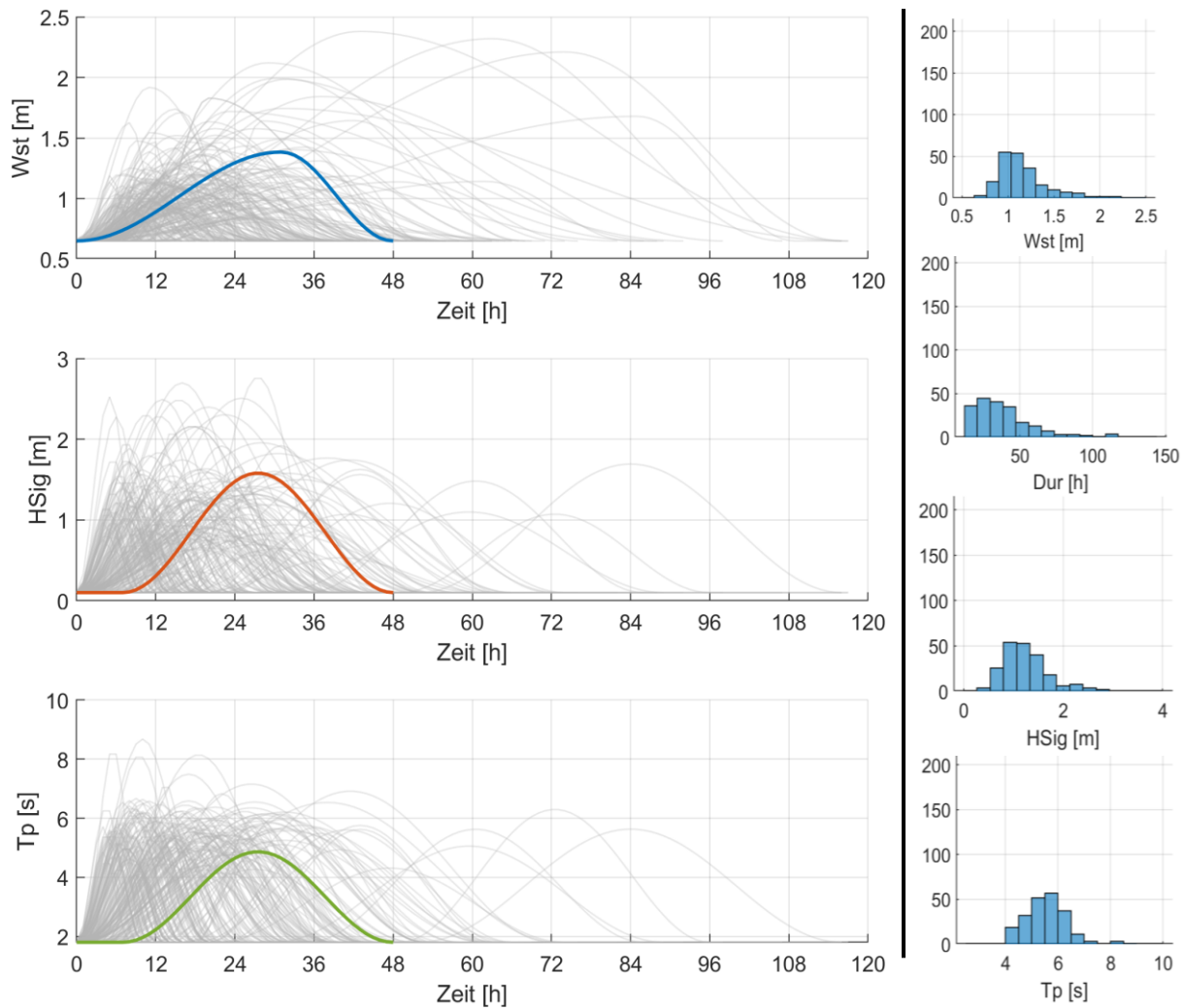


Abbildung 76: Synthetische hydrodynamische Randbedingungen als Input des prozessbasierten Dünenerosionsmodells; exemplarische Hervorhebung einer zufälligen Wertekombination

4 Statistische Analyse der Dünenerosion

Die Analyse und Quantifizierung der Dünenerosion ist ein zentraler Bestandteil der Bewertung sturmgetriebener morphodynamischer Prozesse an Küsten. Sturmhochwasser können erhebliche Volumenverluste von Dünen verursachen, die wiederum die Funktionsfähigkeit des Küstenschutzes beeinträchtigen. Ziel dieses Kapitels ist es, die Zusammenhänge zwischen hydrodynamischen Einflussgrößen und der resultierenden Erosion statistisch zu untersuchen und den relative Einfluss der einzelnen hydrodynamischen Parameter zu quantifizieren. Zur Vorhersage soll anschließend ein statistisches Modell entwickelt werden, das die Erosionsmengen unter gegebenen hydrodynamischen Belastungen möglichst zutreffend prognostiziert.

Die Erosionsleistung eines Sturmhochwassers lässt sich als erodiertes Volumen über das Ereignis ausdrücken. Eine einfache Grundannahme bei der Abschätzung der Dünenerosion ist die „*Wave Impact Theory*“, die eine (lineare) Beziehung zwischen dem Impakt des Sturmhochwassers (Kraft F) und dem Verlust der Sandmassen z. B. des Gewichtes (ΔW) der erodierten Düne herstellt (Larson et al. 2004, Fisher et al. 1986,

Overton et al. 1987, Nishi und Kraus 1996). Die Beziehung kann somit durch einen empirischen Koeffizienten C_E wie folgt vereinfacht werden:

$$\Delta W = C_E * F \quad 4-1$$

Zur Quantifizierung und Darstellung der Sturm- (Hochwasser-)intensität (F) gibt es zahlreiche Indizes oder Skalen. Die meisten dieser Indizes sind jedoch nicht kontinuierlich, z. B. *Saffir–Simpson Hurricane Wind Scale* (SSHWS) und in einigen Fällen nicht repräsentativ für die physikalischen Eigenschaften der Einwirkungen (Janssen & Miller 2023). Der von Miller und Livermont (2008) entwickelte und von Lemke und Miller (2020) verfeinerte *Storm Erosions Index* (SEI) kombiniert die drei Hauptfaktoren der Küstenerosion (Wellenhöhe, Gesamtwasserstand und Sturmdauer) zu einem physikalisch aussagekräftigen Index. Der Index ist sowohl kontinuierlich als auch physikalisch fundiert und ermöglicht die Bewertung von Stürmen anhand ihres Erosionspotenzials.

Die einfache Linearität zwischen der Intensität eines Sturmhochwassers und dem Dünenverlust wird jedoch kontrovers diskutiert, da erhebliche Vereinfachungen bei der Beschreibung der physikalischen Prozesse und Randbedingungen getroffen werden. Hierzu zählen insbesondere die Vernachlässigung spezifischer Welleneigenschaften, der zeitlichen Entwicklung der Belastung sowie der komplexen Wechselwirkungen zwischen Wasserstand, Wellenparametern und Sturmdauer. Die Dünenerosion ist vielmehr als ein nichtlinearer Prozess zu verstehen, bei dem einzelne hydrodynamische Einflussgrößen nicht unabhängig voneinander wirken, sondern sich gegenseitig verstärken oder abschwächen können.

Zur Abbildung dieser komplexen Zusammenhänge werden zunehmend statistische und datengetriebene Modelle eingesetzt. Komplexere Ansätze wie künstliche neuronale Netze oder Random-Forest-Modelle ermöglichen zwar die Abbildung nichtlinearer Beziehungen und komplexer Interaktionen zwischen Eingangs- und Ausgangsgrößen, weisen jedoch häufig eine geringere Interpretierbarkeit der zugrunde liegenden Zusammenhänge auf.

Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit ein multiples Regressionsmodell zur Beschreibung und Vorhersage der Dünenerosion verwendet. Dieses stellt einen Kompromiss zwischen Modellkomplexität und physikalischer Interpretierbarkeit dar. Im Gegensatz zu einer einfachen linearen Regression ermöglicht das multiple Regressionsmodell die gleichzeitige Berücksichtigung mehrerer hydrodynamischer Einflussgrößen und deren relativen Beitrag zur Erklärung der Erosionsreaktion. Dadurch können sowohl die Einzelwirkungen der Parameter als auch deren kombinierte Effekte untersucht werden.

Das verwendete Modell basiert auf der Annahme, dass die beobachtete Erosionsmenge durch eine Kombination verschiedener hydrodynamischer Belastungsgrößen beschrieben werden kann.

Das Ziel des multiplen Regressionsmodells besteht somit nicht ausschließlich in einer möglichst genauen Vorhersage der Erosionsmenge, sondern insbesondere in der Identifikation der dominierenden hydrodynamischen Steuergrößen und deren Wechselwirkungen. Dadurch kann ein besseres Verständnis der Prozesse gewonnen werden, die die morphodynamische Reaktion von Dünen unter extremen Sturmhochwasserbedingungen bestimmen.

4.1 Parametrisierung

Zur Parametrisierung der simulierten Dünenerosionen stehen verschiedene methodische Ansätze zur Verfügung, mit denen sowohl die erodierten Volumina (ΔV) als auch die horizontalen und vertikalen Profilveränderungen (Δx und Δy) beschrieben werden können. Nach Plant und Stockdon (2012) lassen sich dabei insbesondere zwei grundlegende Vorgehensweisen unterscheiden.

Die *fixed location* - Methode erfasst die vertikalen Höhenänderungen an fest definierten, räumlich unveränderlichen Positionen entlang des Profils, beispielsweise an äquidistant zueinander angeordneten Messpunkten. Diese Vorgehensweise erlaubt eine konsistente Analyse der zeitlichen Höhenentwicklung an denselben georeferenzierten Stellen.

Die „*tracking location*“ Methode konzentriert sich hingegen auf charakteristische, morphologisch interessante Punkte des Dünenprofils, wie etwa den Dünenfuß oder die Dünenkrone. Für diese charakteristischen Positionen werden sowohl die horizontalen als auch die vertikalen Lageänderungen bestimmt. Durch das Nachverfolgen dieser dynamischen Punkte lassen sich Verschiebungen und strukturelle Anpassungen des Dünenprofils über die Zeit detailliert quantifizieren. Die Methode bietet den Vorteil, dass lediglich eine Auswahl an relevanten Verschiebungen verfolgt wird und somit Rechenzeiten und Datengrößen minimal bleiben, was als wesentlichen Vorteil eines Vorhersagemodells gewertet wird.

Zur Parametrisierung der Dünenerosion werden die beiden Methoden kombiniert verwendet. Als markante Punkte zur Beschreibung der Unterwasserdynamik werden die folgenden Punkte gewählt:

- horizontale und vertikale Verschiebung der Dünenoberkante ($\Delta x_{D.O.K.}/\Delta y_{D.O.K.}$),
- horizontale und vertikale Verschiebung des Dünenfußs ($\Delta x_{D.F.}/\Delta y_{D.F.}$),
- horizontale und vertikale Verschiebung des Strandfußs ($\Delta x_{D.S.}/\Delta y_{D.S.}$)
- vertikale Verschiebung 100 m vor der Wasserkante (Δy_{100}),
- vertikale Verschiebung 200 m vor der Wasserkante (Δy_{200}).

Als Parameter der Dünenerosion lassen sich verschiedene Parameter, entsprechend ihren Eigenschaften gruppieren. Grundlegend gilt, dass die Parameter nicht statistisch linear abhängig zueinander sein sollten und möglichst effektiv die Zielvariable beschreiben sollten.

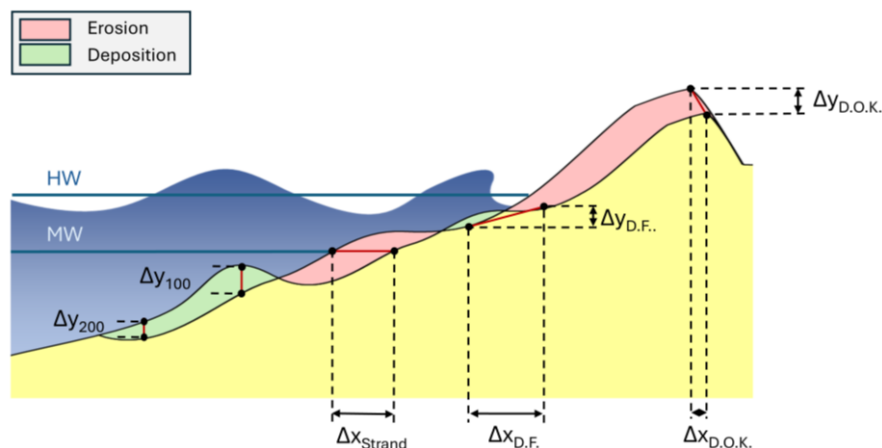


Abbildung 77: Schematische Darstellung der Parametrisierung der Dünenerosion als Kombination aus fester Standortbestimmung und ortsbezogener Verfolgung

4.2 Statistische Modellierung

Ein robustes statistisches Verfahren, das Einblicke in die Statistik bietet, stellt die Regressionsanalyse dar. Ziel ist es, durch die Anpassung einer geeigneten Modellgleichung die Stärke und Richtung des Einflusses zwischen einer oder mehreren unabhängigen Variablen x_i auf die abhängige Variable y zu quantifizieren. Abhängig von der gewählten Modellordnung lassen sich unterschiedliche Formen der funktionalen Abhängigkeit abbilden. Um eine optimale Anpassung an die Daten zu erreichen, werden die Modellparameter so bestimmt, dass die Summe der quadrierten Abweichungen zwischen beobachteten und modellierten Werten minimiert wird.

4.2.1 Korrelationsanalyse

Die Anwendung einer Regressionsanalyse setzt voraus, dass zwischen dem hydrodynamischen Parameter (*Prädiktor*) und der Erosionsantwort (*Response*) ein signifikanter statistischer Zusammenhang besteht. Erste Hinweise auf das Vorliegen und die Stärke eines solchen Zusammenhangs liefert die Korrelationsanalyse. Die Korrelation beschreibt ausschließlich die lineare Beziehung zwischen zwei Variablen und gibt Auskunft darüber, ob die Veränderungen des hydrodynamischen Parameters systematisch mit Veränderungen der Dünenerosion einhergehen. Eine hohe (positive oder negative) Korrelation impliziert dabei jedoch keine Kausalität. Die Analyse der quadrierten Korrelationskoeffizienten zwischen hydrodynamischer Einwirkung und resultierender Erosion zeigt, dass die meisten Variablen isoliert betrachtet nur einen geringen Einfluss aufweisen. Dies deutet darauf hin, dass die untersuchte Erosion in hohem Maße durch Interaktionen und durch die kombinierte Wirkung verschiedener Einflussgrößen geprägt sind. Dennoch lassen sich klare Muster erkennen, die Rückschlüsse auf die dominanten Steuerfaktoren der beobachteten Küstenmorphodynamik ermöglichen. Eine positive Korrelation lässt entsprechend auf einen Zuwachs schließen, während eine negative Korrelation einen Abtrag bedeutet.

Eine geringe Korrelation kann darauf hinweisen, dass der betrachtete Parameter nur einen untergeordneten Einfluss auf die beobachtete Morphologie besitzt, dass sein Effekt primär nicht-linear ausgeprägt ist oder dass der Einfluss im Variabilitätsrauschen anderer Parameter überlagert wird und erst durch Interaktionen sichtbar wird.

Die Korrelationsanalyse bietet somit erste Hinweise auf mögliche physikalische Zusammenhänge der zugrunde liegenden Prozesse, ersetzt jedoch kein physikalisches Verständnis des Systems. Fehlt ein korrelativer Zusammenhang zwischen einzelnen Variablen, ist auch von einer univariaten Regressionsanalyse lediglich eine geringe erklärte Varianz zu erwarten. Dennoch stellt die Analyse der Korrelationen eine notwendige Grundlage für die Bewertung der Aussagekraft eines Regressionsmodells dar.

4.2.2 Multiple Regression

In der statistischen Analyse der Dünenerosion wird die multiple Regression (mehrere Einflussgrößen gleichzeitig) eingesetzt, um den Zusammenhang zwischen hydrodynamischen Einflussgrößen und der modellierten Dünenerosion zu untersuchen. Die Regressionsanalyse ist eine gute Lösung, bei relativ kleinen Datensätzen. Ziel dieser

Vorgehensweise ist es, die relative Bedeutung der hydrodynamischen Parameter für die Dünenerosion quantitativ zu bewerten und die Erosionsprozesse im Rahmen der sturmgetriebenen Morphodynamik besser zu verstehen. Anschließend wurde die resultierende morphodynamische Reaktion der Küste mittels XBeach simuliert. Untersucht wurde ein standardisiertes Dünenprofil; Variationen der Geometrie oder weiterer morphologischer Parameter wurden nicht bereitgestellt.

Univariate Regressionen dienen zunächst dazu, abzuschätzen, in welchem Ausmaß einzelne hydrodynamische Parameter die Dünenerosion beeinflussen und wie gut sich diese Zusammenhänge durch statistische Modelle beschreiben lassen. Anschließend werden die relevanten Einflussgrößen in einem multivariaten Ansatz gemeinsam analysiert, um potenzielle Wechselwirkungen sowie kombinierte Effekte auf das Erosionsverhalten zu identifizieren.

Durch eine univariate Betrachtung der hydrodynamischen Parameter auf das Erosionsgeschehen lässt sich deren individueller Einfluss quantifizieren. Im Mittelpunkt steht dabei das Reaktionsverhalten des küstennahen Unterwasserbereiches, Strand und Düne sowie den daraus resultierenden Erosionsmengen.

Zur Berücksichtigung der Parameterreaktionen werden ein multiple Regressionsmodelle durch die geschickte Verknüpfung und Gewichtung der univariaten Modelle erstellt. Dazu wird einerseits ein lineares Regressionsmodell mit der Berücksichtigung von Interaktionstermen und andererseits ein quadratischen Regressionsmodell mit Interaktionstermen entwickelt, die die Abhängigkeit einer Erosionsgröße der fünf hydrodynamischen Einflussgrößen auf die ermittelten Dünenerosionsparameter quantifizieren. Die Verwendung linearer Terme bietet eine robuste Anpassung an lineare Prozesse. Quadratische Terme dagegen ermöglichen es nichtlineare Effekte und Wechselwirkungen zwischen den Variablen abzubilden, die in einfachen linearen Modellen unberücksichtigt bleiben würden. Durch die Berücksichtigung der Interaktion der Variablen kann die Modellunsicherheit reduziert und die Aussagekraft erhöht werden. Modelle höherer Ordnung mit einer größeren Anzahl an Parametern sind theoretisch möglich, würden jedoch die Komplexität stark erhöhen und könnten erwartungsgemäß zu einer Überanpassung (*Overfitting*) führen, die in der Validierung zu einer höheren Unsicherheit führt.

In der Analyse werden beide Modelle ausgewertet, wobei das quadratische eine klare Präferenz darstellt. Aufgrund der Flexibilität der Modellterme wird eine Balance zwischen Modellkomplexität und robuster Modellierung erzielt, währenddessen weiterhin aufgrund der überschaubaren Anzahl an Termen die Interpretierbarkeit geboten wird.

Als formaler Anpassungstest wird der p-Wert herangezogen. Dieser beschreibt die Wahrscheinlichkeit, unter der Annahme der Nullhypothese (kein signifikanter Unterschied zwischen Modell und Daten) ein Ergebnis zu erhalten, dessen Abweichung, von der unter der Nullhypothese erwarteten, Verteilung mindestens so groß ist wie die tatsächlich beobachtete Abweichung. Je kleiner der p-Wert ausfällt, desto geringer ist die Übereinstimmung der Daten mit der Nullhypothese und desto stärker sprechen die Ergebnisse gegen diese. Konventionell werden p-Werte kleiner als 0,05 als statistisch signifikant, kleiner als 0,01 als hoch signifikant und kleiner als 0,001 als sehr hoch signifikant bewertet.

4.3 Statistische Analyse

Die statistische Analyse unterscheidet sich aufgrund der aufbauenden Methodik in zwei Auswertungsroutinen. Die eine Auswertung konzentriert sich auf die statistische Analyse der resultierenden Erosionsvolumina. Die weitere Auswertung dagegen betrachtet die geometrischen Verschiebungen an den Erosionsprofilen separat.

Die vorgestellte Korrelationsanalyse dient dabei zur Untersuchung des linearen Zusammenhangs zwischen Hydrodynamik und Morphodynamik. Erst nach dem Nachweis einer entsprechenden statistischen Signifikanz wurden univariate Regressionsmodelle abgeleitet und anschließend zu einem multiplen Regressionsmodell verknüpft.

Aus den 215 zur Verfügung gestellten morphodynamischen Simulationen wurden 190 Ereignisse zur Modellkalibrierung genutzt, so dass 25 Simulationsergebnisse für eine anschließende Validierung der Annahmen genutzt werden konnten.

4.3.1 Erosionsvolumina

Zur quantitativen Bewertung der morphodynamischen Reaktion des Dünenprofils werden zunächst die sturmhochwasserbedingten Erosionsvolumina (ΔV) [m^3/m] bestimmt. Hierzu erfolgt eine flächenbasierte Bilanzierung der Profilveränderung durch Subtraktion der Fläche des post-Sturmhochwasserprofils von der Fläche des prä-Sturmhochwasserprofils. Das resultierende Erosionsvolumen beschreibt dabei den durch das Ereignis verursachten Materialverlust pro Meter Dünenlänge und dient als zentrale Kenngröße zur Bewertung der morphologischen Belastungsreaktion.

Die ermittelten Regressionskoeffizienten sowie die zugehörigen p-Werte zur Bewertung der statistischen Signifikanz sind in Tabelle 12 dargestellt.

Tabelle 12: Korrelationskoeffizienten und zugehörige p-Werte zur Bewertung der Signifikanz der Erosionsvolumina

	Wst	Dur	HSig	Tp	mDir
ΔV	-0,174 (0,011)	-0,224 (0,001)	-0,646 (0)	-0,206 (0,002)	-0,226 (0,001)

Die Ergebnisse zeigen, dass für alle untersuchten Einflussgrößen ein statistisch signifikanter Zusammenhang mit dem Erosionsvolumen besteht. Die p-Werte liegen durchgehend unterhalb des Signifikanzniveaus von 0,05, wodurch die Nullhypothese eines fehlenden linearen Zusammenhangs verworfen werden kann. Die beobachteten Korrelationen sind somit statistisch abgesichert und weisen auf einen systematischen Einfluss der hydrodynamischen Randbedingungen auf die resultierenden Erosionsprozesse hin. Für den Wasserstand (Wst) ergibt sich ein schwach negativer Zusammenhang mit $r=-0,174$, was auf eine geringe, aber signifikante negative Korrelation hinweist. Die Dauer (Dur) zeigt ebenfalls eine geringe negative Korrelation ($r=-0,224$), während die signifikante Wellenhöhe (HSig) mit $r=-0,646$ einen starken negativen Zusammenhang aufweist und damit etwa 42 % der Varianz der Zielgröße erklärt. Die Wellenperiode (Tp) und die mittlere Wellenrichtung (mDir) weisen moderate negative Korrelationen auf ($r=-0,206$, bzw. $r=-0,226$) auf.

Insgesamt zeigt sich, dass die signifikante Wellenhöhe der wichtigste einzelne Steuerparameter für die Zielgröße ist, während die anderen Parameter nur schwache bis moderate Zusammenhänge aufweisen.

Damit unterstreicht die Korrelationsanalyse die Annahme, dass die signifikante Wellenhöhe sowie – in geringerem Maße – Dauer und Wasserstand die zentralen Treiber morphologischer Veränderungen in Folge hydrodynamischer Einwirkungen darstellen. Gleichzeitig weisen die überwiegend niedrigen Korrelationskoeffizienten darauf hin, dass komplexe Prozesskombinationen und Schwellenverhalten eine Schlüsselrolle in der Küstendynamik spielen, die mit linearen Korrelationsansätzen nur unzureichend erfasst werden können. Folglich ist die Aussagekraft univariater linearer Modelle eingeschränkt. Eine Erweiterung der Analyse durch multivariate oder nichtlineare Regressionsansätze erscheint daher sinnvoll, um komplexere Wirkungszusammenhänge abzubilden.

Das multiple Regressionsmodell zur Beschreibung des Erosionsvolumens wird in Abbildung 78 dargestellt. Das multiple Regressionsmodell zeigt eine insgesamt hohe Erklärungsleistung für die Zielgröße ($R^2 = 0,736$). Damit kann das Modell rund 70 % der Variabilität der Erosionsantwort auf hydrodynamische Belastungen reproduzieren. Die Modellgüte wird durch ein signifikantes Gesamtmodell ($F = 24,6$; $p = 1,11 \cdot 10^{-40}$) und einen moderaten Vorhersagefehler ($RMSE = 3,99 \text{ m}^3/\text{m}$) bestätigt.

Angesichts der Vielzahl an Parametern (Haupteffekte, Interaktionen und Quadratterme) ist die Schätzung trotz 169 Fehlerfreiheitsgraden solide, so dass ein großer Teil der Varianz der beobachteten Dünenerosion durch die berücksichtigten Einflussgrößen statistisch erklärt und vorhergesagt werden kann.

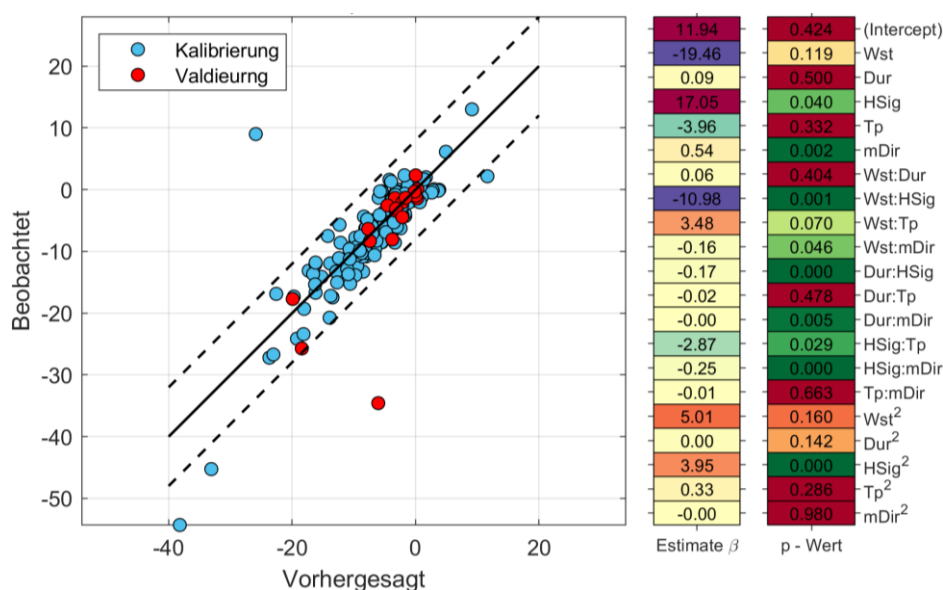


Abbildung 78: Multiples Regressionsmodell zur Beschreibung der Dünenerosion als Folge kombinierter hydrodynamischer Belastungen

Die Analyse der geschätzten Koeffizienten zeigt, dass insbesondere die signifikante Wellenhöhe (HSig) und die mittlere Wellenrichtung (mDir) die stärksten direkten Einflüsse auf die Zielvariable ausüben. Beide Parameter tragen signifikant zur Erklärung der Erosionsprozesse bei (HSig: $p = 0,040$; mDir: $p < 0,01$). Darüber hinaus werden mehrere Interaktionen als hochsignifikant identifiziert, was die komplexe Natur der Küstenprozesse unter Starkereignissen widerspiegelt. Besonders relevant sind die Wechselwirkungen zwischen Wasserstand und Wellenhöhe (Wst:HSig), zwischen Dauer und Wellenhöhe

(Dur:HSig) sowie zwischen Wellenhöhe und Richtung (HSig:mDir). Die signifikanten Interaktionsterme zeigen, dass sich die Wirkung einzelner hydrodynamischer Parameter abhängig vom Zustandsraum der übrigen Prozessgrößen stark verändert.

Die Quadratterme $HSig^2$ ($p < 0,001$) und in abgeschwächter Form Dur^2 ($p \approx 0,14$, nicht signifikant) deuten zudem auf nichtlineare Zusammenhänge hin, insbesondere im Bereich der Wellenhöhe, die oft eine Schwellen- oder Verstärkungsdynamik in erosiven Prozessen aufweist.

Weniger Einfluss zeigen hingegen Wasserstand, Dauer, Wellenperiode sowie ihre meisten Interaktionen, die im Modell nicht signifikant sind. Diese Parameter tragen zwar zur Gesamtvarianzaufklärung bei, wirken jedoch überwiegend in Kombination mit den dominanten Steuergrößen HSig und mDir.

Insgesamt beschreibt das Modell ein System, in dem die Wellenhöhe als primäre treibende Kraft der Dünen- bzw. Profilveränderungen fungiert. Deren Wirkung wird jedoch maßgeblich durch Wasserstand, Sturmdauer, Wellenrichtung und Wellenperiode moduliert. Die Vielzahl signifikanter Interaktionen bestätigt die starke Nichtlinearität und Multikollinearität der hydrodynamisch-morphodynamischen Prozesse.

Insgesamt zeigt das Modell eine komplexe Struktur mit deutlichen Moderationseffekten und nichtlinearen Zusammenhängen. Praktisch bedeutet dies, dass die Wirkung einzelner Variablen nicht isoliert betrachtet werden kann, sondern stark vom Zusammenspiel mit anderen abhängt. Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass das Modell statistisch solide ist und etwa 70 % der Varianz erklärt. Die zentralen Einflussgrößen sind die signifikante Wellenhöhe (HSig), die mittlere Wellenrichtung (mDir) sowie mehrere Interaktionstermen, insbesondere zwischen Wasserstand und Wellenhöhe (Wst:HSig), Dauer und Wellenhöhe (Dur:HSig) sowie Wellenperioden- und Richtungsparameter mit der Wellenhöhe (HSig:Tp, HSig:mDir). Quadratische Effekte – insbesondere $HSig^2$ – tragen wesentlich zur Modellgüte bei und unterstreichen die Relevanz nichtlinearer Zusammenhänge in der morphodynamischen Reaktion

4.3.2 Profilveränderungen

Zur quantitativen Bewertung der geometrischen Veränderungen des Dünenprofils werden die Verschiebungen einzelner Profilknoten in horizontaler und vertikaler Richtung analysiert. Hierzu werden die Änderungen der Profilgeometrie zwischen dem prä- und post-Sturmhochwasserzustand bestimmt. Die Knotenverschiebungen dienen dabei als lokale Kenngrößen zur Beschreibung der räumlichen Entwicklung des Dünenprofils und ermöglichen eine differenzierte Betrachtung der Erosions- und Umlagerungsprozesse entlang des Profils.

Die ermittelten Regressionskoeffizienten sowie die zugehörigen p-Werte zur Bewertung der statistischen Signifikanz der Zusammenhänge zwischen den hydrodynamischen Belastungsgrößen und den Profilverschiebungen sind in Tabelle 13 dargestellt.

Tabelle 13: Regressionskoeffizienten und zugehörige p-Werte zur Bewertung der Signifikanz der Knotenverschiebungen

	Wst	Dur	HSig	Tp	mDir
D_x, o.K.	-0,34	-0,33	-0,14	-0,15	-0,07

V Statistisches Dünenerosionsmodell
4 Statistische Analyse der Dünenerosion

	(0,000)	(0,000)	(0,039)	(0,031)	(0,286)
D_{y, O.K.}	0,00 (0,000)	0,00 (0,000)	0,00 (0,000)	0,00 (0,000)	0,00 (0,000)
D_{x, Fuß}	-0,62 (0,000)	-0,53 (0,000)	-0,24 (0,000)	-0,16 (0,000)	-0,08 (0,000)
D_{y, Fuß}	-0,08 (0,225)	-0,20 (0,004)	-0,34 (0,000)	-0,03 (0,640)	-0,12 (0,074)
D_{x, Strand}	0,30 (0,000)	0,17 (0,012)	-0,46 (0,000)	0,03 (0,710)	-0,15 (0,024)
D_{y, 100}	0,03 (0,714)	0,10 (0,163)	0,44 (0,000)	0,00 (0,954)	0,12 (0,089)
D_{y, 200}	-0,06 (0,412)	0,01 (0,901)	0,38 (0,000)	-0,01 (0,911)	0,10 (0,163)

n der betrachteten Profilposition variiert. Während bei einzelnen Knotenpositionen deutliche und hochsignifikante Zusammenhänge mit den hydrodynamischen Belastungsgrößen auftreten, zeigen andere Profilbereiche nur geringe oder nicht signifikante Korrelationen. Dies verdeutlicht, dass die lokale Profilentwicklung stärker durch die räumliche Verteilung der hydrodynamischen Einwirkungen und die daraus resultierenden Umlagerungsprozesse beeinflusst wird als die integrale Erosionsmenge.

Für die horizontale Verschiebung des oberen Dünenknotens ($D_{x,O.K.}$) zeigen der Wasserstand und die Sturmdauer mit $r=-0,34$ bzw. $r=-0,33$ die stärksten Zusammenhänge. Die signifikante Wellenhöhe weist mit ($r=-0,14$) hingegen nur einen schwachen Einfluss auf. Für die horizontale Verschiebung des Dünenfußes ($D_{x,Fuß}$) treten deutlich stärkere Zusammenhänge auf. Insbesondere der Wasserstand ($r=-0,62$) und die Sturmdauer ($r=-0,53$) stellen hierbei die dominierenden Einflussgrößen dar. Die Ergebnisse zeigen, dass eine erhöhte Wasserstandsbelastung und längere Einwirkungsdauer maßgeblich die horizontale Umlagerung des unteren Profilbereichs beeinflussen.

Die vertikalen Verschiebungen weisen ein differenzierteres Verhalten auf. Während die Verschiebung des Dünenfußes ($D_{y,Fuß}$) insbesondere durch die signifikante Wellenhöhe mit ($r=-0,34$) beeinflusst wird, zeigt sich für die Strandbereiche ($D_{y,100}$ und $D_{y,200}$) ein positiver Zusammenhang mit der Wellenhöhe ($r=0,44$ bzw. $r=0,38$). Dies deutet auf eine verstärkte Sedimentumlagerung und mögliche Akkumulationsprozesse in den unteren Profilbereichen infolge zunehmender Wellenbelastung hin.

Die horizontale Verschiebung des Strandbereichs ($D_{x,Strand}$) wird hingegen überwiegend durch die signifikante Wellenhöhe gesteuert ($r=-0,46$). Wasserstand und Sturmdauer weisen ebenfalls signifikante, jedoch schwächere Zusammenhänge auf. Die Wellenperiode und die mittlere Wellenrichtung zeigen in den meisten Fällen nur geringe lineare Zusammenhänge. Ihr Einfluss kann jedoch über Interaktionen mit anderen hydrodynamischen Parametern innerhalb des multiplen Regressionsmodells berücksichtigt werden.

Die multiplen Regressionsmodelle zur Beschreibung der Knotenverschiebungen zeigen im Vergleich zum Erosionsvolumen eine höhere Unsicherheit. Die Determinationskoeffizienten liegen abhängig von der betrachteten Profilgröße zwischen ($R^2=0,38$) und ($R^2=0,85$). Während einige Profilverschiebungen durch die hydrodynamischen Eingangsgrößen gut beschrieben werden können, weisen insbesondere lokale geometrische Veränderungen eine größere Streuung auf. Dies ist darauf zurückzuführen, dass lokale Profilreaktionen stärker von komplexen

Umlagerungsprozessen, räumlichen Wechselwirkungen und nichtlinearen Effekten beeinflusst werden.

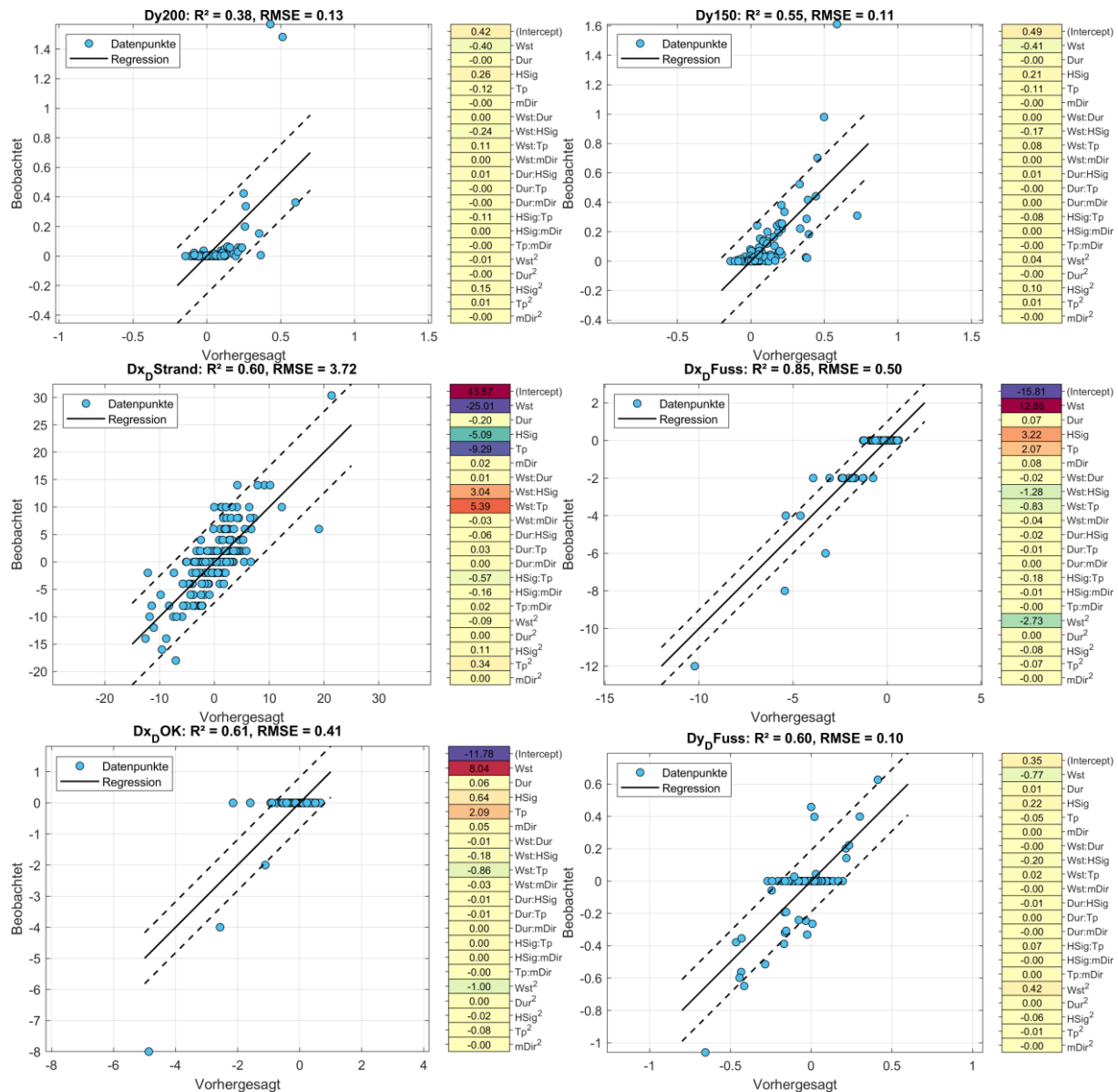


Abbildung 79: Multiples Regressionsmodell zur Beschreibung der Dünenprofilveränderungen als Folge kombinierter hydrodynamischer Belastungen

Zusammenfassend zeigt sich, dass die räumliche Entwicklung des Dünenprofils durch unterschiedliche hydrodynamische Steuergrößen geprägt wird. Während der Wasserstand und die Sturmdauer insbesondere die horizontalen Profilverschiebungen im Dünenbereich beeinflussen, stellt die signifikante Wellenhöhe den wichtigsten Einflussparameter für vertikale Veränderungen und strandnahe Umlagerungsprozesse dar. Die im Vergleich zur Erosionsvolumenanalyse geringere Modellgüte verdeutlicht, dass lokale Profilveränderungen eine höhere Prozesskomplexität aufweisen und daher nur eingeschränkt durch lineare Zusammenhänge beschrieben werden können.

4.4 Stand Alone Applikation

Um das statistische Dünenerosionsmodell in der Praxis auch ohne Programmierkenntnisse handhabbar nutzen können, wurde analog zum SHG ein graphisches User Interface (GUI) programmiert, über das gewünschte Randbedingungen zu Parameterkombinationen angegeben werden können und mittels MATLAB Runtime (Version 2024a) in eine ausführbare Programmdatei (*.exe) überführt. In Abbildung 80 wird die graphische Benutzeroberfläche dargestellt.

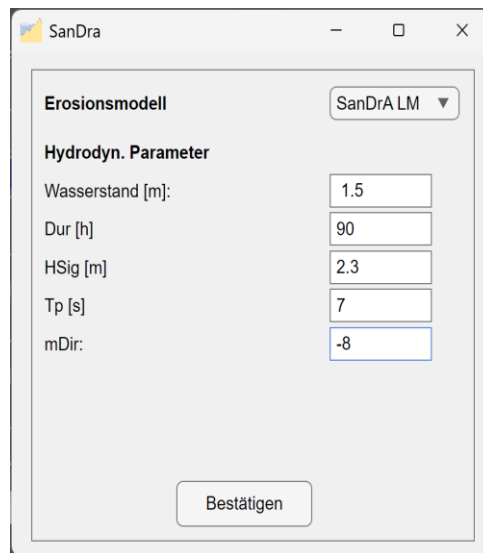


Abbildung 80: Grafisches User-Interface (GUI) des statistischen Dünenerosionsmodells SanDrA

Auf Basis der getroffenen Eingaben wird über das statistische multiple Regressionsmodell die erwartete Erosion berechnet. Dazu liefert das „Mengenmodell“ die zu erwartende Erosion inkl. des statistischen Konfidenzintervalls und das Knotenmodell die zu erwartende Knotenverschiebung. Die Ergebnisse des Praxistools „SanDrA“ werden anhand der exemplarischen Eingabe in Abbildung 81 dargestellt.

Mengenmodell:

ΔV : -51.922 [m³/m]
 $CI(\Delta V)$: [-69.068 - 34.776] [m³/m]

Knotenmodell:

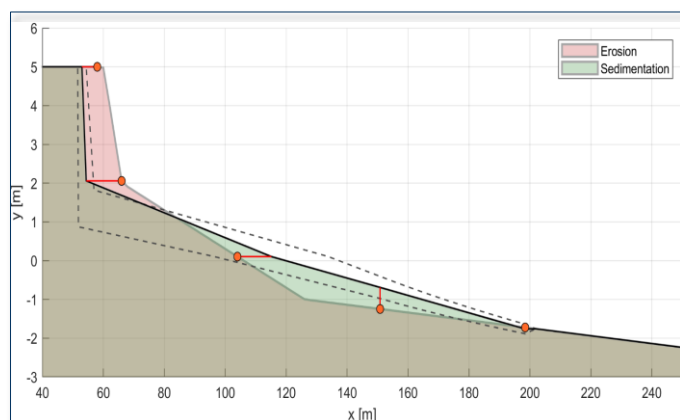


Abbildung 81: Ergebnisdarstellung des statistischen Erosionsmodells „SanDrA“

Die Modellergebnisse werden einerseits graphisch (*.png) und andererseits textbasiert (*.csv) gespeichert und lassen sich somit mit Standard-Programmen öffnen und auswerten.

Das resultierende, standalone-fähige Programm ermöglicht damit eine vollständige statistische Vorhersagen zu den getroffenen Eingaben auf Basis des zugrunde liegenden Parameterraums. Auf diese Weise kann die entwickelte Methodik ohne weitere Softwareinstallationen reproduziert, verbreitet und in unterschiedlichen Anwendungskontexten eingesetzt werden.

5 Fazit

Die durchgeführten Untersuchungen verdeutlichen die komplexe und hochgradig nichtlineare Natur sturmhochwasserbedingter Dünenerosion entlang offener Sandküsten. Die statistische Analyse zeigt, dass sich die morphodynamische Reaktion des Systems nicht durch einzelne Belastungsparameter erklären lässt, sondern wesentlich von der kombinierten Wirkung hydrodynamischer Einflussgrößen, ihrer Interaktionen sowie profilgeometrischer Eigenschaften abhängt. Besonders deutlich wird, dass die signifikante Wellenhöhe – in Übereinstimmung mit zahlreichen Studien – den stärksten Steuerparameter für Dünen- und Profilveränderungen darstellt. Ihre Wirkung wird jedoch maßgeblich durch Wasserstand, Sturmdauer, Wellenrichtung und Wellenperiode moduliert, sodass Schwellen- und Verstärkungseffekte die Reaktion des Dünenkörpers prägen.

Obwohl das entwickelte multivariate Regressionsmodell rund 70 % der Varianz des erodierten Dünenvolumens erklären kann ($R^2 = 0,736$; $F = 24,6$; $p = 1,11 \cdot 10^{-40}$; $RMSE = 3,99 \text{ m}^3/\text{m}$), offenbaren die Ergebnisse zugleich die Grenzen des vereinfachten statistischer Ansatzes und der begrenzten Datengrundlage. Besonders die Vielzahl signifikanter Interaktionen, die hohe Parametervarianz und die Sensitivität gegenüber extremen Belastungskombinationen zeigen, dass Modelle nur eine Annäherung an die tatsächlichen Prozesse darstellen können. Die Regressionsmodelle zur Beschreibung der Knotenverschiebungen (Δx , Δy an Dünenoberkante, -fuß, Strand und Vorstrand) weisen zudem eine deutlich höhere Unsicherheit auf (Bestimmtheitsmaße zwischen 0,38 und 0,85), was die Notwendigkeit umfassenderer Datengrundlagen -und Auflösungen unterstreicht, in denen neben hydrodynamischen Parametern auch morphologische Größen wie detaillierte Bathymetrie, Sedimentcharakteristika oder saisonale Dynamiken berücksichtigt werden.

Gleichzeitig bestätigt die Studie den hohen Wert prozessbasierter numerischer Modelle wie XBeach, die in der Lage sind, komplexe Rückkopplungen und dynamische Schwellenverhalten realitätsnah abzubilden. Ihre praktische Anwendung ist jedoch aufgrund hoher Anforderungen an Initialisierung, Kalibrierung und Rechenressourcen für operationelle Vorhersagen bislang begrenzt. Das in dieser Arbeit entwickelte statistische Ersatzmodell kann daher als effiziente Ergänzung dienen: Es ermöglicht schnelle Abschätzungen für ein breites Spektrum an hydrodynamischen Belastungen und bietet eine Grundlage für weiterführende Vorhersageansätze.

Insgesamt dient das Modell einer schnellen Abschätzung der Erosionsvolumina und Profilveränderungen und kann im Sturmhochwasserfall schnell eine erste Schätzung liefern. Die beschriebene Unsicherheiten sind jedoch stets zu beachten.

Damit ist der Grundstein für die Entwicklung robuster, adaptiver und wirkungsorientierter Prognoseinstrumente für das Küstenmanagement gelegt. Die

Ergebnisse verdeutlichen, dass zukünftige Modelle eine größere Datenbasis, ggf. mit höheren Auflösungen, als auch eine integrierte Betrachtung geomorphologischer, hydrodynamischer und saisonaler Einflussgrößen benötigen, um die Komplexität sturmgetriebener Küstenveränderungen adäquat erfassen zu können. Eine zentrale Herausforderung bleibt dabei der Aufbau qualitativ hochwertiger und umfangreicher Datensätze, deren Verfügbarkeit entscheidend für die Weiterentwicklung datengetriebener Methoden ist. Langfristig können kombinierte Ansätze aus prozessbasierten Modellen, statistischen Verfahren und maschinellem Lernen einen entscheidenden Beitrag leisten, um Küstenschutzstrategien resilienter, effizienter und anpassungsfähiger gegenüber zukünftigen Extremereignissen zu gestalten.

.

VI Meeresspiegelanstiegsfolgen

1 Methodisches Vorgehen

Aussagen zu künftigen Klimaänderungen sind ungewiss und vor allem im Bereich der Extremwerte mit hohen Unsicherheiten versehen (Blöschl und Montanari 2010; Wasko et al. 2021). Die Unsicherheiten resultieren nicht zuletzt daraus, dass meteorologische Entwicklungen schwer vorherzusagen sind und sich Veränderungen oft kaum eindeutig von der natürlichen Variabilität abgrenzen lassen.

Die Berücksichtigung komplexer Klimaszenarien in der Planung erfordert angesichts zunehmender Unsicherheiten praktikable Bemessungsansätze und stellt eine erhebliche Herausforderung dar. Um dem Anspruch gerecht zu werden, müssen Vereinfachungen getroffen werden. Ein einfacher, aber oftmals verwendeter Ansatz zur Berücksichtigung der Klimaauswirkungen ist die statische Anhebung des mittleren Wasserstands. Eine praktikable Annahme des MSLR stellt das Vorsorgemaß von 1 m dar, auf das sich Bund und Länder in Bemessungsaufgaben geeinigt haben.

Zur Untersuchung der Meeresspiegelanstiegsfolgen auf das Sturmhochwassergeschehen wird dieses in den numerischen Modellen als erhöhter mittlerer Wasserstand implementiert und ist somit unabhängig zum projizierten Bezugsjahr und von den aktuellen IPCC-Szenarien - können diesen jedoch später wieder zugeordnet werden. Dazu wird der Wasserstand im Modell flächig erhöht, wie auch die Randbedingung zur Nordsee entsprechend angepasst. Zuvor getroffenen Modellannahmen werden dabei übertragen. Somit werden z. B. mögliche Veränderungen der Meteorologie und Veränderungen der Bathymetrie, bedingt durch eine veränderte Morphodynamik, nicht berücksichtigt.

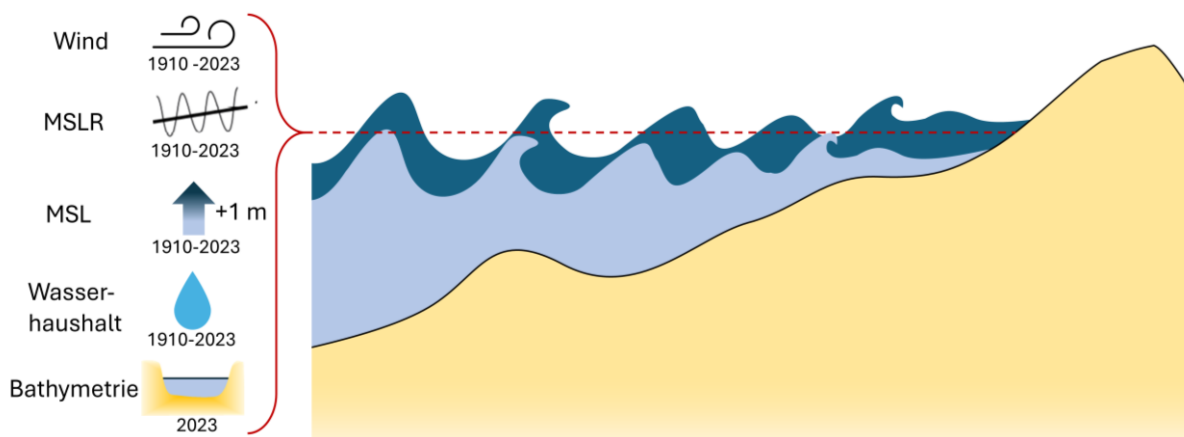


Abbildung 82: Modellaufbau zur Untersuchung der Reaktion des Sturmhochwassergeschehen auf den Meeresspiegelanstieg der Ostsee

Durch den pragmatischen MSLR Ansatz und der damit verbunden Erhöhung des MSLs um 1 m, bietet die Gegenüberstellung des aktuellen Zustandes mit der Klimaprojektion die Möglichkeit die Auswirkungen eines erhöhten MSL klar zu quantifizieren.

2 Univariate Klimaänderungsfolgen

Reaktionen von Sturmhochwassern auf einen erhöhten mittleren Meeresspiegel (MSL) können vielfältig ausfallen und erheblich variieren. Die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit basieren maßgeblich auf den univariaten Verteilungsfunktionen der ausgewählten Parameter von Sturmhochwassern, analog zum bisherigen methodischen Vorgehen. Auf dieser Grundlage werden die Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs auf die Kennwerte mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren bestimmt.

Veränderungen des Wasserstandes

In Abbildung 83 werden die WSt_{200} bei unterschiedlichen MSL, inkl. der resultierenden Differenz dargestellt.

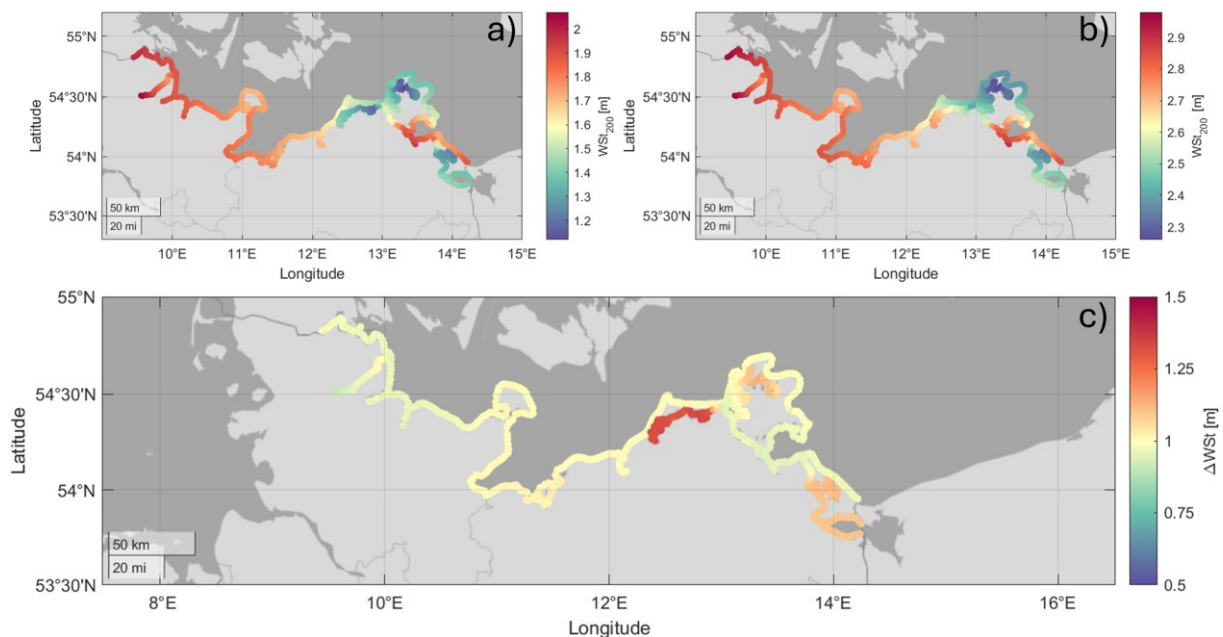


Abbildung 83: Wasserstände mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren; simuliert unter aktuellen Bedingungen (a) und mit einem erhöhten Wasserstand von + 1 m (b). Die Differenz wird in (c) dargestellt.

Die Simulationen mit erhöhtem MSL zeigen, dass unterschiedliche Reaktionen der Scheitelwasserstände an der Außen- und Innenküste resultieren. An der Außenküste zeigen die Analysen, dass die Erhöhung des Meeresspiegels um 1 m, zu einer nahezu linearen Erhöhung des WSt_{200} (0,96 bis 1,01 m) führt. An der Innenküste hingegen sind die Reaktionen der WSt_{200} räumlich heterogen und weisen eine deutliche nichtlineare Reaktion auf. Besonders in den Bodden- und Haffgebieten zeigen sich deutliche Veränderungen der Wasserstände. Während im Greifswalder Bodden mit +0,94 bis 0,98 m eine Zunahme Wasserstände des WSt_{200} zu verzeichnen ist, die leicht unterhalb des eingesteuerten MSLR liegt, weisen die Simulationsergebnisse auf eine Erhöhung der WSt_{200} in dem Stettiner Haff (+1,09 bis 1,10 m), der Nord- und Westrügener Boddenkette (0,98 bis 1,14 m) und der Darß Zingster Boddenkette (1,14 bis 1,31 m) hin, die deutlich oberhalb des eingesteuerten Meeresspiegelanstiegs liegen.

Somit zeigt die Simulation eine zusätzliche Erhöhung der Wasserstände um bis zu 31 cm, die das Vorsorgemaß deutlich übertrifft.

Veränderungen der Ereignisdauer

In Abbildung 84 werden die Ereignisdauern ($Wst > 65$ cm) mit einer Jährlichkeit von 200 Jahren (Dur_{200}) bei unterschiedlichen MSL, inkl. der resultierenden Differenz dargestellt.

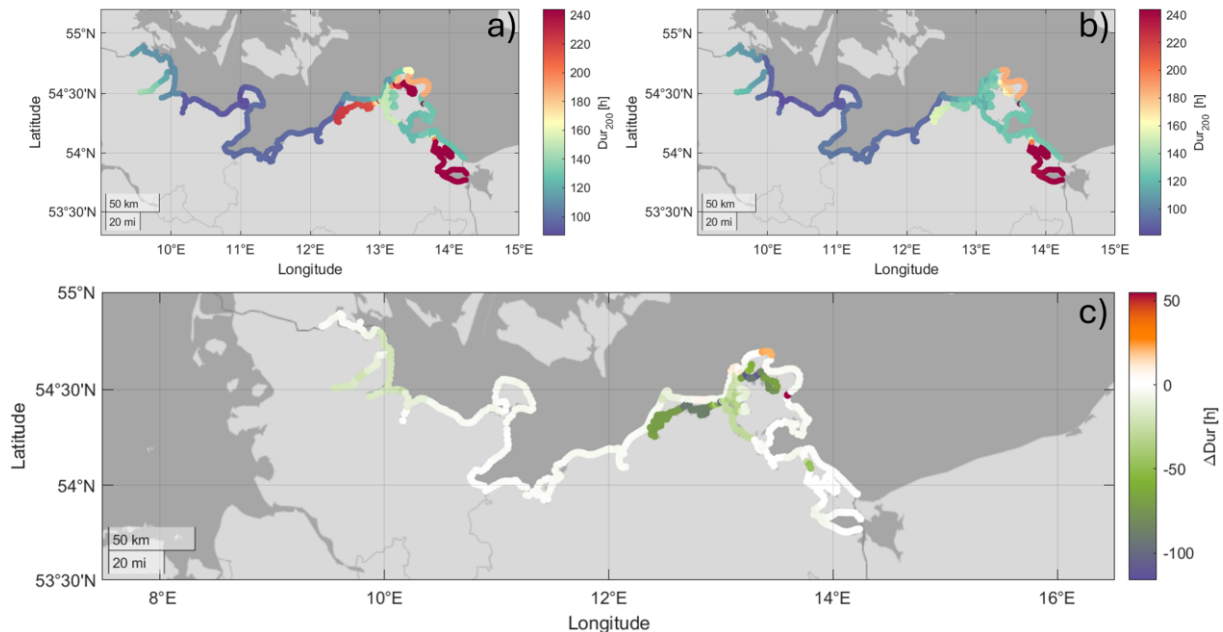


Abbildung 84: Ereignisdauer mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren; simuliert unter aktuellen Bedingungen (a) und mit einem erhöhten Wasserstand von + 1 m (b). Die Differenz wird in (c) dargestellt.

Die Simulationen zeigen, dass die Dauer von Sturmhochwassern – bei gleichbleibenden meteorologischen Bedingungen – als Reaktion auf den erhöhten mittleren Wasserstand mit wenigen Ausnahmen geringer werden. An der Außenküste reduziert sich so die Ereignisdauer eines 200-jährlichen Ereignisses um bis zu 19 Stunden, wobei die größten Reduktionen in Schleswig-Holstein zu vermerken sind. Ausnahmen stellen einzelne Untersuchungspunkte am Kap Arkona auf Rügen dar. Die Analyseergebnisse deuten hier auf eine deutliche Zunahme der Dauer von Sturmhochwassern hin. Anzunehmen ist jedoch, dass in dem Bereich eine ungünstige Modellauflösung oder der Algorithmus der Statistik, z. B. lokal ungünstige Grenzwerten zur Bestimmung zu der Unter- und Überschreitung von Wasserständen, zu starken Abweichungen führen.

Große Reduktionen der Ereignisdauer treten besonders in dem Bereich der Darß-Zingster Boddenkette (-39 h bis -91 h), und der Nord- und Westrügener Boddenkette (69 h bis -116 h) auf. Ebenfalls zeigen die Schlei, wie auch die Eckernförder und Kieler Bucht eine Reduktionen auf.

Damit zeigen sich, besonders in den Bereiche, in denen sich die Wasserstände erhöhen, deutliche Verringerungen der Dauer. Veränderungen im Sturmhochwassergeschehen lassen sich im Wesentlichen auf den verminderten Reibungsanteil von Wasserstandsbewegungen bei höheren Wasserständen und der Ausbildung von Rückströmungen begründen. In geschützten und halbgeschlossenen Systemen wie den Bodden und Haffs führt eine Erhöhung der Wasserstände zusätzlich zu verstärkten Ein- und Ausströmungen, bzw. einer Reduktion der dämpfenden Wirkung der schmalen Durchlässe. Somit wird die Entwicklung der Sturmflutwasserstände und das Abfließen der Wassermassen begünstigt.

Veränderungen der Wellenhöhe

Die Simulationen zeigen, dass ein Meeresspiegelanstieg zu vielfältigen Reaktionen der signifikanten Wellenhöhen an der Außen- und Innenküste führt. In Abbildung 85 werden die $HSig_{200}$ bei unterschiedlichen MSL, inkl. der resultierenden Differenz dargestellt.

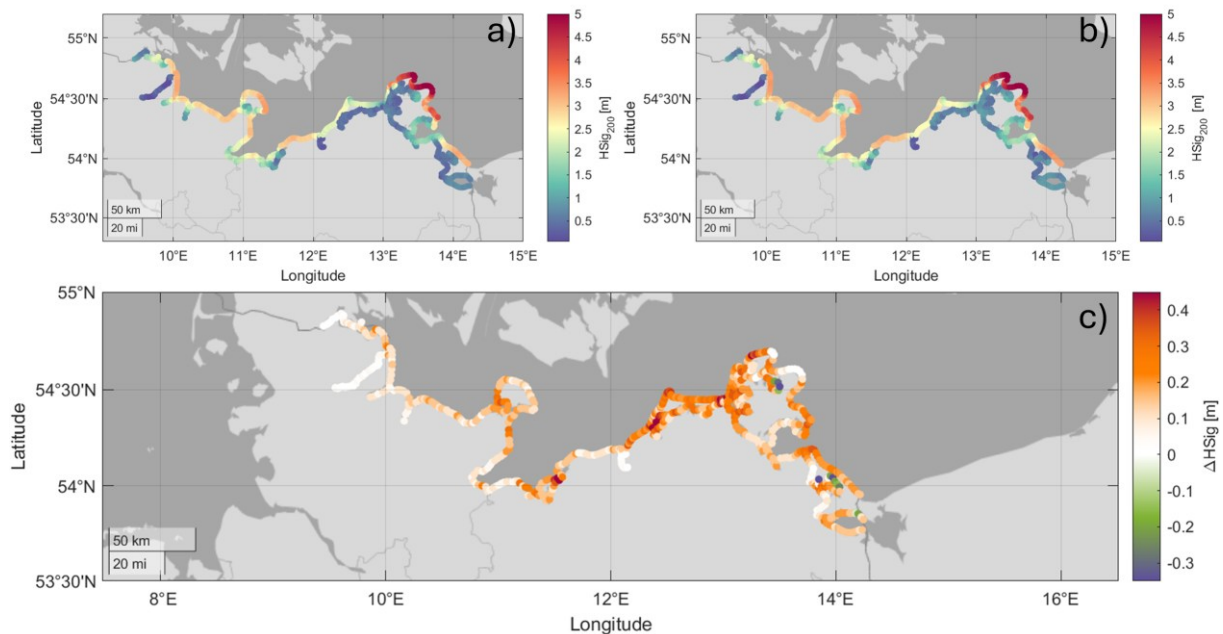


Abbildung 85: Signifikante Wellenhöhen mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren; simuliert unter aktuellen Bedingungen (a) und mit einem erhöhten Wasserstand von +1 m (b). Die Differenz wird in (c) dargestellt.

Die Simulationsergebnisse des Wellenmodells deuten darauf hin, dass die Ausprägung von Wellen deutlich sensibler ist als die Entwicklung der Sturmflutwasserstände. An der Außenküste zeigt sich ein Anstieg der Wellenhöhen um bis zu 0,45 m. Die höchsten Anstiege zeigen sich dabei an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern, besonders an der Darß-Zingster Boddenkette.

An der Innenküste zeigen die Systeme, wie der Flensburger Förde, Schlei oder Warnow nahezu keine Veränderungen in der Wellenhöhe. Innerhalb der deutlich größeren Bodden und Haffs, zeigen sich dagegen wiederum Erhöhungen um bis zu 0,45 m.

Die beobachteten Erhöhungen der Wellenhöhen sind wesentlich auf den späteren Grundkontakt zurückzuführen, so dass energiedissipierende Flachwassereffekte, wie z. B. Wellenbrechen, später eintreten und somit mehr Energie zur Küste eingetragen wird. Ohne Anpassungen verlieren Sandriffe als natürlicher Wellenbrecher ihre Wirkung, so dass Wellen mit langen Perioden zunehmend ungehindert passieren können. Mit fortschreitendem SLR nimmt der natürliche bathymetrische Schutz durch das flache Wasser ab, so dass Wellenbedingungen, die denen des offenen Ozeans ähneln, die Küste erreichen. Ob und wie sich morphodynamische Anpassungen als Reaktion auf einen erhöhten MSL ausprägen ist offen.

Veränderungen der Wellenperiode

In Abbildung 86 werden die Ergebnisse der Simulationen für die Wellenperiode T_p dargestellt.

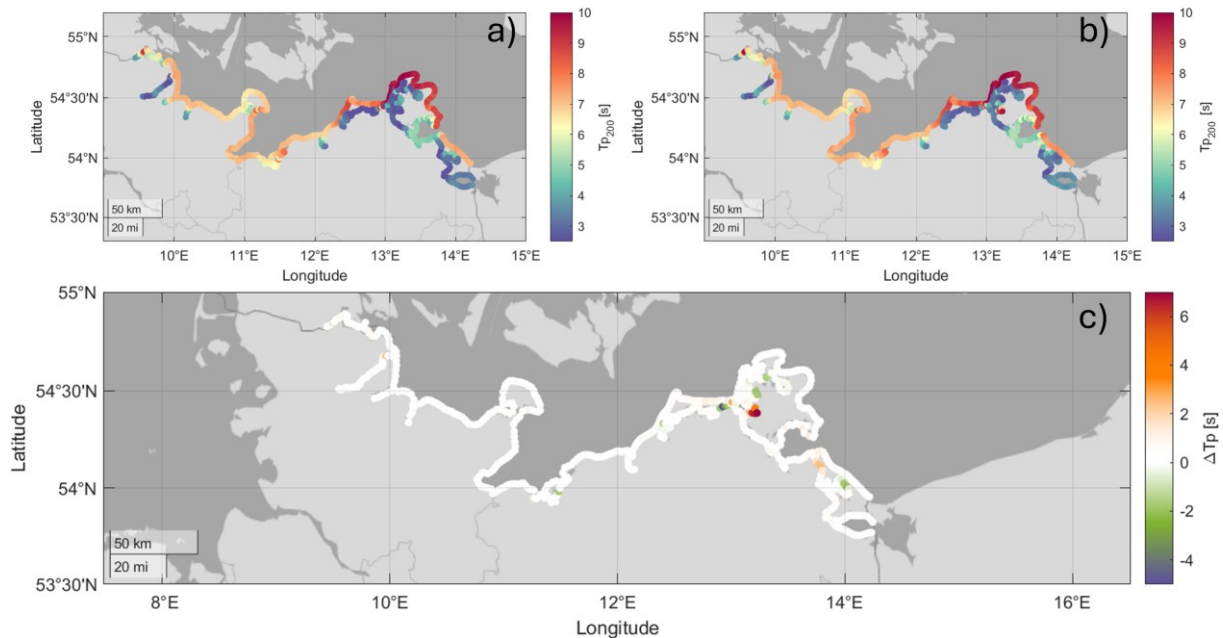


Abbildung 86: Peak Wellenperioden mit einem statistischen Wiederkehrintervall von 200 Jahren; simuliert unter aktuellen Bedingungen (a) und mit einem erhöhten Wasserstand von + 1 m (b). Die Differenz wird in (c) dargestellt.

Die Simulationen deuten an der Außenküste auf keine bis minimale Zunahmen ($\Delta T_p < 0,3$ s) der Wellenperioden hin.

An der Innenküste dagegen zeigen sich punktuell große Veränderungen von bis zu 6 s. Dies ist im Wesentlichen der Berechnungsgrundlage der Wellengleichungen bzw. Diskretisierung der Wellenhöhen und -Perioden geschuldet. So ist das Frequenzspektrum auf Perioden zwischen 1,6 bis 18,18 s (0,6 bis 0,055 Hz) begrenzt. Unterhalb der minimalen Periode wird diese als 0 angesehen. Besonders die Simulation von Wellen kleiner Periode und Höhe, wie sie in den Bodden zu erwarten sind, stellt numerisch eine Herausforderung dar.

3 Bivariate Klimaänderungsfolgen

Die univariate Analyse beschreibt die Veränderung einzelner Sturmhochwasserparameter infolge des Meeresspiegelanstiegs. Für die Bewertung zukünftiger Extremereignisse ist jedoch auch die Veränderung der gemeinsamen Auftretenswahrscheinlichkeiten und Abhängigkeiten zwischen den Parametern relevant. Ein veränderter mittlerer Meeresspiegel kann dabei nicht nur die Einzelverteilungen von Wasserstand und Seegang beeinflussen, sondern auch deren statistische Kopplung verändern.

Daher werden im Folgenden die bivariaten Abhängigkeitsstrukturen der gewählten Sturmhochwasserparameter unter aktuellen Bedingungen und bei erhöhtem mittleren Meeresspiegel untersucht.

Die Änderung der Abhängigkeit wird durch die Differenz des Kendall-Tau-Korrelationskoeffizienten zwischen dem MSL-Zustand und dem Ist-Zustand beschrieben. Positive Werte kennzeichnen dabei eine Zunahme der Abhängigkeit im MSLR-Zustand, während negative Werte auf eine Abschwächung gegenüber dem Ist-Zustand hinweisen

Abhängigkeit zwischen Wasserstand und Ereignisdauer

Die Abbildung 87 zeigt die räumliche Verteilung des Kendall-Tau-Korrelationskoeffizienten zwischen Wasserstand und Ereignisdauer entlang der deutschen Ostseeküste sowie die Veränderung der Korrelation zwischen zwei betrachteten Szenarien ($\Delta\tau_{Wst-Dur}$).

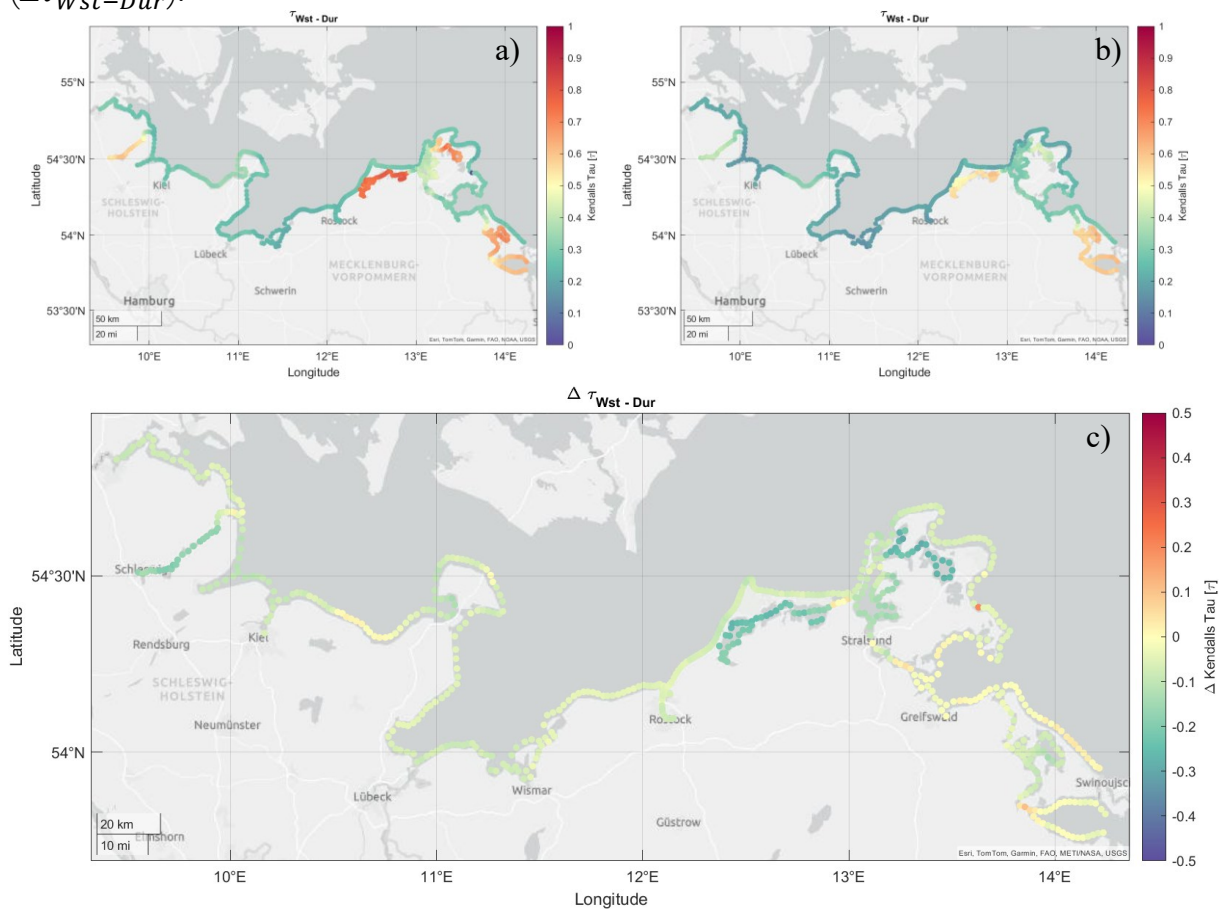


Abbildung 87: Bivariate Abhängigkeit zwischen Wasserstand und Ereignisdauer eines 200-jährlichen Sturmhochwasserereignisses unter aktuellen Bedingungen (a) und bei einem erhöhten mittleren Meeresspiegel von +1 m (b). Die Veränderung der Abhängigkeitsstruktur ist in (c) dargestellt.

Die Differenz der Kendall-Tau-Werte zwischen den beiden Szenarien zeigt entlang der Außenküste nur geringe Veränderungen im Bereich von $\Delta\tau \approx \pm 0,05$. Die stärksten Änderungen der statistischen Abhängigkeit treten an der Innenküste, insbesondere entlang der Boddenküste, mit Differenzen von bis zu $\Delta\tau \approx -0,3$ auf. Dies deutet auf eine Abschwächung des Zusammenhangs zwischen Wasserstand und Einstaudauer bei zunehmenden Wasserständen hin. Insgesamt zeigt die räumliche Verteilung, dass die

Veränderung der statistischen Kopplung zwischen Sturmhochwasserstand und Ereignisdauer kein homogenes räumliches Muster aufweist, sondern durch regional unterschiedliche Entwicklungen geprägt ist.

Abhängigkeit zwischen Wasserstand und signifikanter Wellenhöhe

Die Abbildung 88 zeigt die räumliche Verteilung des Kendall-Tau-Korrelationskoeffizienten zwischen Wasserstand und signifikanter Wellenhöhe entlang der deutschen Ostseeküste sowie die Veränderung der Korrelation zwischen den beiden betrachteten Szenarien ($\Delta\tau_{Wst-HSig}$).

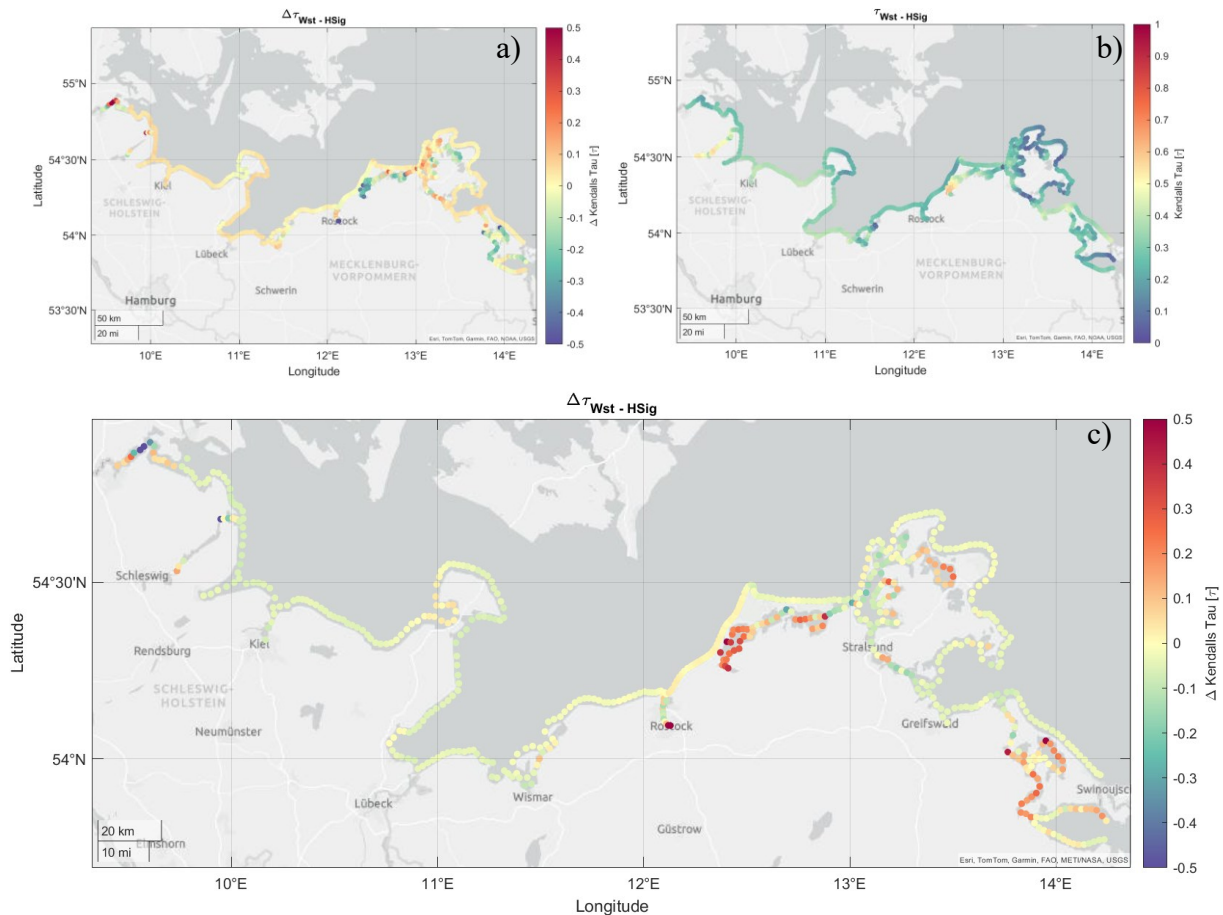


Abbildung 88: Bivariate Abhängigkeit zwischen Wasserstand und signifikanter Wellenhöhe eines 200-jährlichen Sturmhochwasserereignisses unter aktuellen Bedingungen (a) und bei einem erhöhten mittleren Meeresspiegel von +1 m (b). Die Veränderung der Abhängigkeitsstruktur ist in (c) dargestellt.

Die Differenz der Kendall-Tau-Werte zwischen den beiden Szenarien zeigt entlang der überwiegenden Außenküste nur geringe Veränderungen im Bereich von $\Delta\tau \approx \pm 0,1$. Entlang der Boddenküste – von Stralsund über Rügen bis zum Greifswalder Bodden und nach Usedom – zeigt sich ein uneinheitlichstes Bild. Hier liegen räumlich eng benachbarte Differenzen zwischen etwa $\Delta\tau \approx -0,3$ und $\Delta\tau \approx +0,4$ bis $+0,5$ vor, sodass sowohl eine Abschwächung als auch eine Verstärkung des Zusammenhangs zwischen Wasserstand und Wellenhöhe auftreten, ohne dass sich ein einheitlicher Trend erkennen lässt. Insgesamt zeigt die räumliche Verteilung, dass die Veränderung der statistischen Kopplung zwischen

kein homogenes räumliches Muster aufweist, sondern durch stark lokal konzentrierte, teils gegenläufige Entwicklungen geprägt ist.

Abhängigkeit zwischen signifikanter Wellenhöhe und Peakperiode

Die Abbildung 89 zeigt die räumliche Verteilung des Kendall-Tau-Korrelationskoeffizienten zwischen signifikanter Wellenhöhe und Peakperiode entlang der deutschen Ostseeküste sowie die Veränderung der Korrelation zwischen den beiden betrachteten Szenarien ($\Delta\tau_{HSig-Tp}$).

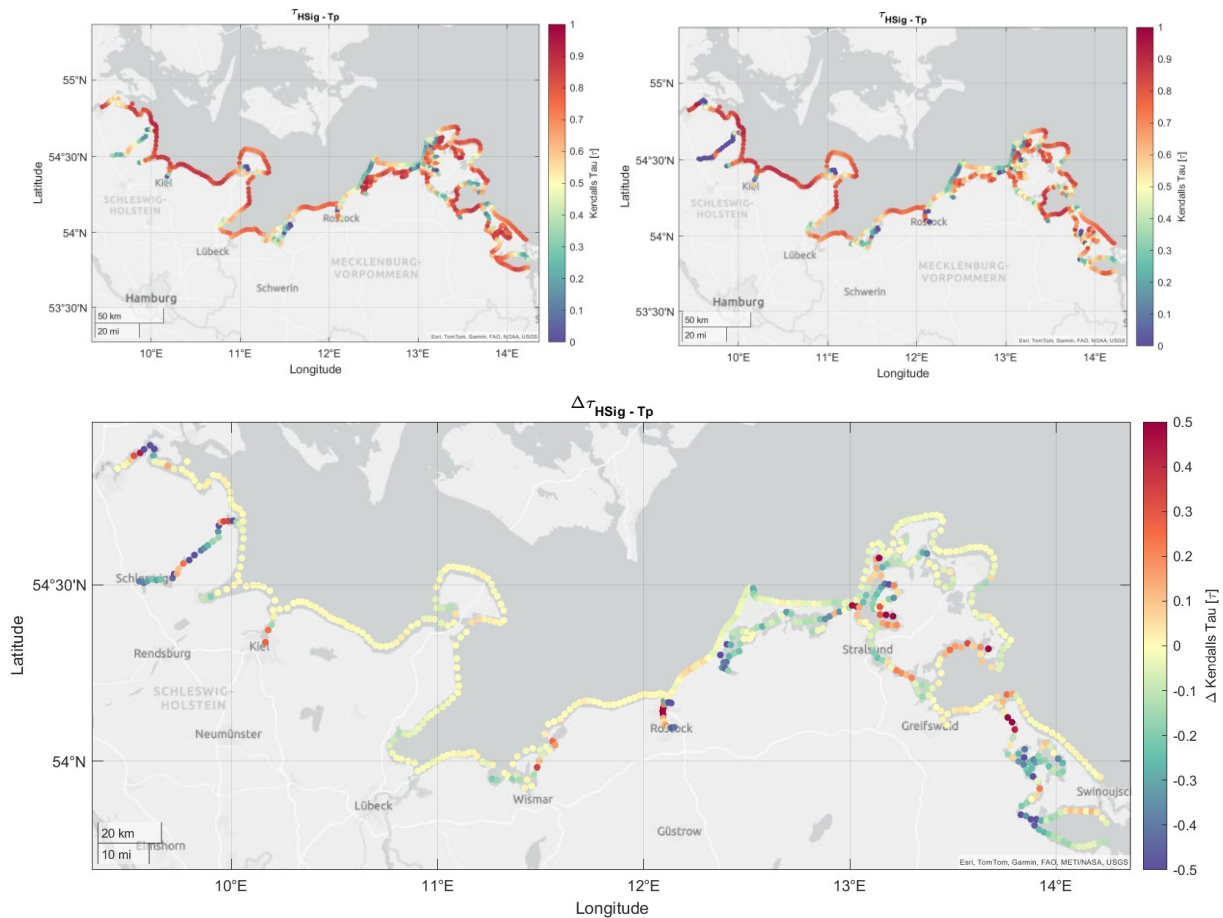


Abbildung 89: Bivariate Abhängigkeit zwischen signifikanter Wellenhöhe und Peakperiode eines 200-jährlichen Sturmhochwasserereignisses unter aktuellen Bedingungen (a) und bei einem erhöhten mittleren Meeresspiegel von +1 m (b). Die Veränderung der Abhängigkeitsstruktur ist in (c) dargestellt.

Die Differenz der Kendall-Tau-Werte zwischen den beiden Szenarien zeigt entlang der glatten Außenküste zwischen Kiel und Wismar nur geringe Veränderungen im Bereich von $\Delta\tau \approx \pm 0,1$. Deutlich davon ab heben sich mehrere strukturell komplexe Küstenabschnitte: Entlang der Boddenküste Warnemünde als auch im Raum Schleswig sowie bei Rostock treten kleinräumig sowohl stark negative als auch stark positive Differenzen von bis zu $\Delta\tau \approx -0,5$ bzw. $+0,5$ unmittelbar nebeneinander auf, sodass sich hier keine einheitliche Richtung der Veränderung feststellen lässt.

Insgesamt zeigt die räumliche Verteilung, dass die Veränderung der statistischen Kopplung zwischen signifikanter Wellenhöhe und Peakperiode kein homogenes räumliches Muster aufweist, sondern gerade an strukturell komplexen, buchten- und boddenreichen Küstenabschnitten durch eine ausgeprägte kleinräumige und teils gegenläufige Variabilität geprägt ist.

4 Fazit

Die Modellierung der Auswirkungen eines erhöhten mittleren Meeresspiegels auf das Sturmhochwassergeschehen an der deutschen Ostseeküste zeigt, dass ein Meeresspiegelanstieg zu deutlichen, räumlich stark differenzierten und teilweise nichtlinearen Veränderungen der hydrodynamischen Belastungen führt. Der angewandte pragmatische MSLR-Ansatz mit einer Erhöhung des mittleren Wasserstands um 1 m ermöglicht dabei eine isolierte Bewertung der Reaktion des Küstensystems auf veränderte mittlere Wasserstände.

Die Untersuchungen zeigen, dass die Reaktion der Extremwasserstände stark von der räumlichen Struktur des Küstenraums abhängt. Während sich an der offenen Außenküste die Extremwasserstände nahezu linear mit dem erhöhten mittleren Wasserstand verändern, treten insbesondere in den Bodden- und Haffsystemen deutlich komplexere Reaktionen auf. Dort können die Veränderungen der 200-jährlichen Wasserstände den eingesteuerten Meeresspiegelanstieg lokal überschreiten und Erhöhungen von bis zu 1,31 m erreichen. Dies verdeutlicht, dass flache und halbgeschlossene Küstensysteme besonders sensitiv auf Veränderungen der Wassertiefe reagieren.

Neben den Wasserständen zeigen sich deutliche Veränderungen der Ereignisdauer. Insbesondere in den Bodden- und Haffgebieten sowie in weiteren geschützten Küstenabschnitten treten teilweise erhebliche Reduktionen der Dauer extremer Wasserstände auf. Diese Veränderungen sind auf veränderte hydrodynamische Prozesse bei größeren Wassertiefen zurückzuführen. Durch den geringeren relativen Einfluss der Bodenreibung sowie veränderte Ein- und Ausströmprozesse können Wasserstandsänderungen schneller erfolgen.

Die Ergebnisse der Seegangmodellierung zeigen, dass die Wellenhöhen stärker auf den erhöhten mittleren Wasserstand reagieren als die Extremwasserstände. An der Außenküste sowie in größeren Bodden- und Haffsystemen treten Zunahmen der signifikanten Wellenhöhe von bis zu 0,45 m auf. Ursache hierfür ist der spätere Grundkontakt der Wellen infolge größerer Wassertiefen, wodurch energiedissipierende Prozesse wie Wellenbrechen später einsetzen. Dadurch wird weniger Energie in den vorgelagerten Flachwasserbereichen abgebaut und größere Wellen können die Küste erreichen. Die Veränderungen der Peakperiode zeigen dagegen nur an wenigen Bereichen deutliche Änderungen und sind aufgrund der numerischen Eigenschaften der Wellensimulation mit Unsicherheiten verbunden.

Die Analyse der bivariaten Abhängigkeiten zeigt, dass ein erhöhter mittlerer Meeresspiegel auch die statistischen Zusammenhänge zwischen den Sturmhochwasserparametern verändern kann. Die Veränderungen der Kendall-Tau-Koeffizienten weisen jedoch kein einheitliches räumliches Muster auf. Während entlang der Außenküste nur geringe Änderungen auftreten, zeigen insbesondere strukturell komplexe Küstenabschnitte wie die Boddenküste teilweise deutliche und kleinräumig wechselnde

Veränderungen der Abhängigkeiten. Eine allgemeingültige Veränderung der statistischen Kopplungen lässt sich somit nicht ableiten.

Zusammenfassend zeigen die Ergebnisse, dass die Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs nicht allein durch eine lineare Erhöhung des mittleren Wasserstands beschrieben werden können. Neben der Veränderung der Extremwasserstände beeinflusst ein erhöhter mittlerer Meeresspiegel auch die Dauer von Sturmhochwassern sowie die Entwicklung des Seegangs und deren statistische Abhängigkeiten. Besonders die komplex strukturierten Küstenbereiche der deutschen Ostsee reagieren sensitiv auf veränderte Randbedingungen. Für zukünftige Bemessungs- und Planungsaufgaben ist daher eine standortspezifische Betrachtung der hydrodynamischen Prozesse erforderlich.

VII Impact Statement

1 Outcome

Die Entwicklung von Grundlagen und Methoden für ein nachhaltiges Küstenmanagement und eine nachhaltige Küstenplanung gewinnt zunehmend an Bedeutung. Der Bedarf wird vor allem durch die Unsicherheiten des Klimawandels und dessen mögliche Auswirkungen auf die Ausprägung von Sturmhochwassern beschleunigt. Das Forschungsprojekt hat diesen Bedarf aufgegriffen und praktische Lösungen entwickelt.

Die Informationsgrundlage über Sturmhochwasser wurde durch ein hochaufgelöstes Modell über den Zeitraum von 1910 bis 2023 erweitert. Somit wurde für die deutsche Ostseeküste erstmalig eine zeitlich und räumlich hochaufgelöste Datenbasis geschaffen die wesentliche historische Sturmhochwasser abbildet. Darüber hinaus wurden tiefergreifende Analysen zu den Reaktionen der Sturmhochwasser auf einen potentiellen Meeresspiegelanstieg an der deutschen Ostseeküste geführt.

Aufbauend wurde durch die Weiterentwicklung der multivariaten Extremwertstatistik die Grundlagen für eine ganzheitliche probabilistische Analyse von Sturmflutereignissen geschaffen. Durch die Kopplung statistischer Verfahren mit hydrodynamisch-morphodynamischen Modellen konnten realistische Kombinationen extremer Wasserstände und Wellenparameter generiert und deren Auswirkungen auf küstenmorphologische Prozesse untersucht werden. Damit wurde erstmals eine konsistente und flexible Beschreibung von Bemessungsereignissen ermöglicht, die über die bislang überwiegend univariate Betrachtung einzelner Bemessungsparameter hinausgeht und die gemeinsame Auftretenswahrscheinlichkeit sowie die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Einflussgrößen berücksichtigt.

Ein wichtiger Schritt stellt die Überführung dieser modernen statistischen Verfahren in anwendbare Werkzeuge dar. Dazu wurden zwei komplementäre ausführbare Programme entwickelt, die sowohl als Modellkette als auch unabhängig voneinander in die Bemessungspraxis der Küstenschutzbehörden überführt werden können.

Als Praxistools wurden die folgenden Anwendungen entwickelt:



Das statistische Prognosewerkzeug
SanDrA (Sandy Dune Erosion



Der **Sturmhochwassergenerator (SHG)** ermöglicht die stochastische

Assessment) wurde entwickelt, um die aus einem Sturmhochwasser resultierende Dünenerosion auf Grundlage der maßgebenden hydrodynamischen Belastungsgrößen abzuschätzen. Das Modell beschreibt den Einfluss von Wasserstand, Wellenhöhe, Wellenperiode, Sturmdauer sowie ihrer Wechselwirkungen auf das Erosionsvolumen und die Profilveränderung. Dadurch können innerhalb kürzester Zeit Aussagen über die zu erwartende Erosion getroffen werden, ohne für jedes Szenario rechenintensive numerische Simulationen durchführen zu müssen.

Generierung physikalisch plausibler Sturmhochwasserereignisse. Hierfür werden Wasserstand, Ereignisdauer, signifikante Wellenhöhe und Peakperiode gemeinsam unter Berücksichtigung ihrer statistischen Abhängigkeiten simuliert und zu vollständigen hydrodynamischen Ganglinien zusammengeführt. Dadurch können sowohl Bemessungsereignisse als auch seltene, bisher nicht beobachtete Extremkombinationen realitätsnah erzeugt und für Risikoanalysen oder die Dimensionierung von Küstenschutzanlagen verwendet werden.

Die Ergebnisse haben weitreichende Auswirkungen auf die Bemessungspraxis. Während diese weitgehend auf die Auswirkungen des Meeresspiegelanstiegs auf die Wasserstände fokussiert, wird gezeigt, dass an weiten Teilen der Küste mit veränderten Sturmhochwassermustern gerechnet werden muss. Um Bestickhöhen zu ermitteln und Risiken zu bewerten, müssen diese Nichtlinearitäten durch eine gekoppelte, multivariate Bewertung regional berücksichtigt werden, wie beispielsweise den hier verwendeten Copula-Ansatz. Da viele der dicht besiedelten und besonders gefährdeten offenen Küsten der Welt von flachen Schelfgebieten gesäumt sind, bietet die heutige Küstenbathymetrie einen erheblichen Schutz vor Wellenangriffen. Wenn der Meeresspiegelanstieg nicht mit morphodynamischen Anpassungen (z. B. verstärkter Sedimentablagerung) einhergeht, werden die hier hervorgehobenen Rückkopplungseffekte wahrscheinlich eintreten, und die Küstenlinien weltweit werden stärker den Bedingungen des offenen Ozeans ausgesetzt sein.

2 Weiterer Forschungsbedarf

Auch wenn im vorliegenden Forschungsprojekt Fortschritte zur Implementierung von multivariaten Verfahren und dem Verständnis der Hydrodynamik, Morphodynamik und der deren Wechselwirkungen gemacht wurden – auch unter Berücksichtigung eines erhöhten Meeresspiegels – bleibt u. a. in den folgenden Fragen weiterer Forschungsbedarf.

- Die verfügbare Datenbasis über Wasserstände sind an der deutschen Ostseeküste punktuell und zeitlich stark begrenzt. Wellenmessungen liegen nur für wenige Jahre, mit vielen Fehlern und Messausfällen vor. Durch die zunehmende Verfügbarkeit von (meteorologischen) Reanalysen (z. B. CIRES NOAA 20th Century Reanalysis (20CR) bis 1836) es möglich einen flächendeckenden, zeitlich hochaufgelösten Datensatz zu generieren, der viele historische Sturmhochwasser beinhaltet. Dies erfordert die akribische Aufarbeitung analoger Informationen und einen hohen

Aufwand an Kalibrierung und Validierung, stellt jedoch für weite, unbepegelte Standorte einen großen Mehrwert dar.

- Der Aufbau des Sturmhochwassergenerators stellt einen Auftakt mit vielen Annahmen dar. Zum einen sollte die Genese von Sturmhochwassern stärker berücksichtigt werden, etwa durch eine differenzierte Betrachtung unterschiedlicher Sturmtypen und eine vertiefte Untersuchung der zugrundeliegenden Seegangsverläufe. Zum anderen gilt es, die bestehenden Modellansätze multivariat zu erweitern sowie die Datenbasis kontinuierlich auszubauen, um die Aussagekraft und Übertragbarkeit der entwickelten Methoden weiter zu verbessern.
- Während die Auswirkungen einzelner Stürme gut verstanden sind, bleibt das Auftreten von Sturmclustern – aufeinanderfolgenden Stürmen innerhalb kurzer Zeiträume – trotz ihres Potenzials, aufgrund der kumulativen Energiezufuhr und begrenzter Erholungsintervalle eine nachhaltigere Erosion zu verursachen, bislang unzureichend untersucht. Hierfür bedarf es einer flächendeckenden und zeitlich hochauflösenden Aufarbeitung von historischen Sturmhochwassern, um belastbare Aussagen über deren kumulative Wirkung treffen zu können. Aufgrund der andauernden Küstendynamik sowie sich ändernder Rahmenbedingungen, insbesondere in Hinblick auf den Klimawandel, bedarf es jedoch auch in Zukunft weiterer intensiver Arbeiten.
- Die Verwendung eines Regressionsmodells zur statistischen Beschreibung der Erosion stellt einen robusten, jedoch vereinfachten Ansatz dar. Forschungsbedarf besteht insbesondere in der Weiterentwicklung statistischer und datengetriebener Modelle zur verbesserten Beschreibung und Vorhersage von Erosionsprozessen. Insbesondere bei begrenzten Datenmengen bestehen Unsicherheiten, und insbesondere komplexe ML-Modelle liefern häufig nur eingeschränkt nachvollziehbare Ergebnisse. Zukünftige Arbeiten sollten daher physikalisches Prozessverständnis stärker mit datengetriebenen Ansätzen verbinden und die Modelle durch umfangreichere Datengrundlagen weiter verbessern.
- Selbstredend bleibt im Hinblick auf den Meeresspiegelanstieg weiterer Forschungsbedarf: Einfache Annahmen auf Grundlage unsicherer Prognosen zum Meeresspiegelanstieg, wie sie im Sechsten Sachstandsbericht des IPCC (AR6) übernommen wurden, neigen dazu, die Auswirkungen des künftigen Meeresspiegelanstiegs auf die erforderlichen Küstenbauhöhen an vielen Orten weltweit zu unterschätzen. Die diesbezüglichen Untersuchungen basieren auf einer Reihe von Annahmen, die Unsicherheiten hinsichtlich der potenziellen Rückkopplung der Bauhöhen auf den Meeresspiegelanstieg selbst mit sich bringen.

Für zukünftige Arbeiten ergibt sich daraus ein mehrschichtiger Ausblick:

Küstenschutz ist und bleibt eine Daueraufgabe.

VIII Danksagung

Der Dank gebührt dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), das dieses Projekt aus Mitteln des Bundesministerium für Forschung, Technologie und Raumfahrt (BMFT) unter der Leitung des Projektträgers Jülich (PTJ) finanziell über einen Zeitraum von drei Jahren gefördert hat. Weiterhin danken wir dem KFKI für die fachliche Unterstützung im Rahmen der projektbegleitenden Gruppe. Unser Dank gilt auch allen Behörden und Institutionen, die Daten für die Realisierung des Projektes bereitgestellt haben. Zuletzt bedanken wir uns bei allen Projektpartnern, im speziellen Dr. Marcus Siewert und Knut Sommermeier des StALU als assoziierter Partner für das Fachwissen und eine konstruktive Zusammenarbeit.

Wiesbaden, im Juli 2026

IX Referenzen

1 Datenquellenverzeichnis

- HELCOM (Helsinki Commission) Map and data service: Digitale Küstenlinie:
<https://maps.helcom.fi/website/mapservice/?datasetID=e1ee256a-03a1-4619-b1e6-ec058f59459e>; letzter Aufruf 01.04.2024
- GeoSeaPortal-BSH: Digitale Topographie der deutschen Ostsee
<https://www.geoseaportal.de/mapapps/?lang=de>; letzter Aufruf 01.04.2024
- IOW Toppo (Leibniz-Insitut für Ostseeforschung Warnemünde): Digitale Topographie der Ostsee <https://www.io-warnemuende.de/topografie-der-ostsee.html>; letzter Aufruf 01.04.2024
- GEBCO (2024): General Bathymetric Chart of the Oceans.
<https://doi.org/10.5285/1c44ce99-0a0d-5f4f-e063-7086abc0ea0f>
- GESLA3 (Global Extreme Sea Level Analysis): high-quality sea-level measurements:
<https://gesla787883612.wordpress.com/>; letzter Aufruf 01.04.2024
- CMEMS (Copernicus Marine Service) - *Global Ocean*: <https://marineinsitu.eu>; letzter Aufruf 01.04.2024
- ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts): European ReAnalysis (ERA) 5 hourly data on single levels from 1940 to present (ERA 5)
<https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47> letzter Aufruf 01.04.2024.

2 Literaturverzeichnis

- Aas, K., Czado, C., Frigessi, A., & Bakken, H. (2009): Pair-copula constructions of multiple dependence. *Insurance: Mathematics and Economics*, 44(2), 182–198.
<https://doi.org/10.1016/j.insmatheco.2007.02.001>
- Akaike, H. (1973) Information theory and an extension of the maximum likelihood principle. In: Petrov, B.N., Csaki, F. (Eds.), *Second International Symposium on Information Theory*. Acad. Kiado', Budapest, pp. 267–281.
- Arends, F. (1833). *Physische Geschichte der Nordsee-Küste und deren Veränderungen durch Sturmfluthen seit der Cymbrischen Fluth bis jetzt*. Band 1 und 2. Emden.
- Arns, A. (2014). *Regional to local assessment of extreme water levels - Methods and application to the northern part of the German North Sea coastline*. Dissertation - Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt der Universität Siegen, Heft 7.
- Arns, A., Wahl, T., Dangendorf, S. & Jensen, J. (2015): The impact of sea level rise on storm surge water levels in the northern part of the German Bight. *Coastal Engineering* 96, <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2014.12.002>
- Arns, A., Dangendorf, S., Jensen, J., Talke, S., Bender, J., & Pattiaratchi, C. B. (2017). Sea-level rise induced amplification of coastal protection design heights. *Nature Scientific Reports* 7. <https://doi.org/10.1038/srep40171>

- Arns, A., Wahl, T., Wolff, C. et al.(2020). Non-linear interaction modulates global extreme sea levels, coastal flood exposure, and impacts. *Nat Commun* 11, 1918. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15752-5>
- BACC II (2018): Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. BALTEX Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-16006-1>
- Backhaus (2021): Vor Ahrenshoop beginnt Sandaufspülung. Pressemitteilung LM-Ministerium für Landwirtschaft und Umwelt Nr322/21012; <https://www.regierung-mv.de/Aktuell/?id=175537&processor=processor.sa.pressemitteilung>; letzter Aufruf 11.08.2024
- Bamber, J. L., Oppenheimer, M., Kopp, R. E., Aspinall, W. P., & Cooke, R. M. (2019). Ice sheet contributions to future sea-level rise from structured expert judgment. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116(23), 11195–11200. <https://doi.org/10.1073/pnas.1817205116>
- Beckmann, Simon; Arns, Arne; Fleischer, Dirk; Stamm, Jürgen (2024): Hydrodynamische Rekonstruktion des Sturmhochwassers vom 20./21. Oktober 2023. In: *Die Küste* 94. Karlsruhe: Bundesanstalt für Wasserbau. S. 9-26. <https://doi.org/10.18171/1.094112>
- Beckmann, Simon (2021): Ermittlung von Bemessungsparametern durch die Anwendung eines Multimethodenansatzes. Masterarbeit
- Bender, J., Wahl, T., Mudersbach, C., & Jensen, J. (2013). Flood frequency analysis and river confluences—univariate vs. multivariate extreme value statistics. *ICWRER 2013 proceedings*.
- Bender, J. (2015): Ermittlung von hydrologischen Bemessungsgrößen an Flussmündungen mit Verfahren der multivariaten Statistik. Dissertation - Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt der Universität Siegen, Heft 9.
- Berg, D. (2009) Copula goodness-of-fit testing: an overview and power comparison. In *The European Journal of Finance*, 15(7-8), 675–701. <https://doi.org/10.1080/13518470802697428>
- Benson, M. (1968). Uniform flood-frequency estimating methods for Federal Agencies. *Water Resources Research*, 4 (5), pp. 891 – 908.
- Blöschl, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Viglione, A., & Savenije, H. (2013). *Runoff prediction in ungauged basins: Synthesis across processes, places and scales*. Cambridge University Press.
- Bowman, A. W., and A. Azzalini. *Applied Smoothing Techniques for Data Analysis*. New York: Oxford University Press Inc., 1997.
- Bierstedt, S.E., Hünicke, B. and Zorita, E. (2015) ‘Variability of wind direction statistics of mean and extreme wind events over the Baltic Sea region, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 67(1), p. 29073:
- Biörn, Sören (1808). Bemerkungen über die vormahlige und gegenwärtige Lage und Beschaffenheit der preußischen und danziger südbaltischen Ufer wie auch über die

- Entstehung der nehrungschen Halbinseln und über den Ursprung des Bernsteins, welcher an diesen Ufern gefunden wird.
- Böse, M., Ehlers, J., & Lehmkuhl, F. (2017). Deutschlands Norden. Springer©.
- Bork, I. und Müller-Navarra, S.H. (2009): Abschlussbericht 1.3, MUSTOK MUSE OSTSEE (03KIS052) Simulation und Analyse extremer Sturmfluten an der Deutschen Ostseeküste. Hg. v. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie. 77 Seiten. <https://doi.org/10.2314/GBV:609714201>
- Bray, M., & Hooke, J. (1997). Prediction of Soft-cliff Retreat with Accelerating Sea-level Rise. Fort Lauderdale (Florida): Journal of Coastal Research, 13(2), 453--467.
- Bruun, P. (1954) Coast Erosion and the Development of Beach Profiles. Beach Erosion Board, Corps of Engineers, Tech. Memo. 44.
- Coastal Engineering Research Center (CERC). (1984). Shore Protection Manual. Washington, DC: U.S. Army Corps of Engineers.
- Chini, N., Stansby, P., & Walters, R. (2010). The impact of sea level rise and climate change on inshore wave climate: A case study for East Anglia (UK). *Coastal Engineering*, 57(10), 973–984. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.06.003>
- Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J. M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M. A., Milne, G. A., Nerem, R. S., Nunn, P. D., Payne, A. J., Pfeffer, W. T., Stammer, D., & Unnikrishnan, A. S. (2013). Sea Level Change. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. M. Midgley (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1137–1216). Cambridge University Press.
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). Applied hydrology. McGraw-Hill.
- Clayton, D. G. (1978). A model for association in bivariate life tables and its application in epidemiological studies of familial tendency in chronic disease incidence. *Biometrika*, Vol. 65, S. 141-151.
- Cohn, T. A., & Lins, H. F. (2005). Nature's style: Naturally trendy. *Geophysical Research Letters*, Vol. 32. <https://doi.org/10.1029/2005GL024476>
- Dangendorf, S., Calafat, F. M., Arns, A., Wahl, T., Haigh, I. D., & Jensen, J. (2014). Mean sea level variability in the North Sea: Processes and implications. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 10. <https://doi.org/10.1002/2014JC009901>
- Dangendorf, S., Marcos, M., Woppelmann, G., Conrad, C. P., Frederikse, T., & Riva, R. E. (2017). Reassessment of 20th century global mean sea level rise. <https://doi.org/10.1073/pnas.1616007114>
- Dean, R. G. (1973) Heuristic Models of Sand Transport in the Surf Zone. *Proc. Conf. Eng. Dynamics in the Coastal Zone*, 208-214.
- Dean, R. G. (1977) Equilibrium Beach Profiles: US Atlantic and Gulf Coasts. *Ocean Eng. Rep. 12*, Dept. of Civil Eng., Univ. Delaware.

- DeConto, R. M., Pollard, D., Alley, R. B., Velicogna, I., Gasson, E., Gomez, N., ... & Kopp, R. E. (2021). The Paris Climate Agreement and future sea-level rise from Antarctica. *Nature*, 593, 83–89. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03427-0>
- DELTARES (2023): XBeach User Manual. Release XBeach 1.24.6057 Halloween, Delft.
- DHI (2023a). MIKE21 Flow Model FM - Hydrodynamic and Transport module - Scientific Documentation. Danish Hydraulic Institute.
- DHI (2023b). MIKE21 Spectral Wave Module - Scientific Documentation. Danish Hydraulic Institute.
- Dickson, M., Walkden, M., & Hall, J. (2007). Systemic impacts of climate change on an eroding coastal region over the twenty-first century. *Climatic Change* 84, 141–166. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9200-9>
- Dissanayake, P., Roelvink, D., & McCall, R. (2021). Application of XBeach for simulating storm-induced beach and dune erosion: Sensitivity and validation. *Natural Hazards*, 106, 123–145. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-04345-9>
- Duphorn, K.; Kliewe, H.; Niedermeyer, R. O.; Janke, W.; Werner, F. (1995). Die Deutsche Ostseeküste. Sammlung geologischer Führer, Bd. 88.
- DWA (2025). DWA-Regelwerk: Merkblatt DWA-M 552: Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V.
- EAK (2020). Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken EAK; 3. korrigierte Ausgabe 2020, in Die Küste, Heft 88. (KFKE, Hrsg.) Bundesanstalt für Wasserbau (BAW). <https://doi.org/10.18171/1.088100>
- Edelmann, T. (1969). Dune Erosion during Storm Conditions. New York: Proc. 11th Int. Conf. Coast. Eng. Am. Soc. Civ. Eng.
- Elmgren, R.; Blenckner, T.; Andersson, A (2015): Baltic Sea management: Successes and failures. In: *Ambio*, 44 Suppl 3, 335–344, <https://doi.org/10.1007/s13280-015-0653-9>.
- Elsayed, M., Van Dongeren, A., & Narayan, S. (2022). XBeach modelling of coastal dune response to extreme storm events. *Ocean Dynamics*, 72, 789–805. <https://doi.org/10.1007/s10236-022-01587-3>
- Familkhalili, R., and S. A. Talke (2016), The effect of channel deepening on tides and storm surge: A case study of Wilmington, NC, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 9138–9147, <https://doi.org/10.1002/2016GL069494>
- Favre, A.-C., El Adlouni, S., Perreault, L., Thiémonge, N. and Bobée, B. (2004): Multivariate hydrological frequency analysis using copulas, *Water Resour. Res.* 40, W01101. <https://doi.org/10.1029/2003WR002456>.
- Fisher, R., & Tippett, L. (1928). Limiting Forms of the Frequency Distribution of the Largest or Smallest Members of a Sample. *Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 24, 180-190. <http://dx.doi.org/10.1017/S0305004100015681>
- Fleischer, Dirk; Stamm, Jürgen (2025): Abschlussbericht ResCAD A

- Fox-Kemper, B. H.-B. (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1211–1362. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.011>.
- Frank, M. J. (1979). On the simultaneous associativity of $F(x,y)$ and $x+y-F(x,y)$. *Aequationes Mathematicae*, Vol. 19, S. 194-226.
- Fredsøe, J.; Deigaard, R. (1992) *Mechanics of Coastal Sediment Transport*. Adv. Series on Ocean Eng. 3, World Scientific Publ. Co.
- Frederikse, T., Riva, R. E., Kleinherenbrink, M., Wada, Y., van den Broeke, M. R., & Marzeion, B. (2016): Closing the sea level budget on a regional scale: Trends and variability on the Northwestern European continental shelf. *Geophysical Research Letters*, 43, 10, pp. 864–872. <https://doi.org/10.1002/2016GL070750>
- Fröhle, P et al. (2020): Morphologische Projektionen für die Ostseeküste von Schleswig-Holstein. Ostseeküste 2100: Untersuchungen zur aktuellen und zukünftigen Entwicklung der Hydrodynamik und der Morphodynamik der Ostseeküste Schleswig-Holsteins. Teilprojekt WB-TUHH
- Fröhle, P., Nehlsen, E., Sone, P., & Dreier, N. (2022). Ostseeküste 2100: Untersuchungen zu aktuellen und zukünftigen Entwicklungen der Hydrodynamik und Morphodynamik der Ostseeküste Schleswig-Holsteins; Teil: Morphologische Projektionen für die Ostseeküste von Schleswig-Holstein (TU HH)
- Fröhle 2014: HoRisK - B: Belastungen von Küstenschutzanlagen und Konsequenzen des Versagens im Bereich der Ostseeküste
- Führböter, A. (1982). Über Verweilzeiten und Wellenenergien bei Sturmfluten. In: Schwab, R., Becker, W. (eds) *Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft*. Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft, vol 38. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-662-11014-0_14
- Führböter, A. (1991): Wellenbelastung von Deich- und Deckwerksböschungen. *Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft*, Bd. 46, S. 225–282.
- Gattermayr, W., Kölbl, C., Krammer, C., Lorenz, P., Maracek, K., Mathis, C, et al. (2011). Leitfaden–Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserkennwerten. Wien: Bundesministerium für Land-und Forstwirtschaft.
- Genest, C., & MacKay, R. J. (1986a). Copules Archimédiennes et Familles de Lois Bidimensionnelles Dont les Marges Sont Donnees. *Canadian Journal of Statistics* 14, 145-159.
- Genest, C., & MacKay, R. J. (1986b). The Joy of Copulas: Bivariate Distributions with Uniform Marginal. *The American Statistician*, 40, 280-283.
- Genest, C. and Favre, A-C. (2007): Everything you always wanted to know about copula modeling but were afraid to ask, *J. Hydrol. Eng.*, 12(4), 347–368, .
- Gnedenko, B. (1943). Sur la distribution limite du terme maximum of d’une série Aléatoire. *Annals of Mathematics*, 44, 423-453. <http://dx.doi.org/10.2307/1968974>
-

- Gumbel, E. J. (1960). Bivariate exponential distributions. *Journal of the American Statistical.*
- Gurwell, B. (2008). Coastal Protection along the Baltic Sea Coast - Mecklenburg-Vorpommern. In: *Die Küste* 74. Heide, Holstein: Boyens. S. 179-188.
- Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2010): Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. *Climate Dynamics*, 34.
- Grinsted, A., Jevrejeva, S., Riva, R. E. M., & Dahl-Jensen, D. (2015). Sea level rise projections for northern Europe under RCP8.5. *Climate Research*, 64(1), 15–23. <https://doi.org/10.3354/cr01309>
- Hagen, G. (1863). *Handbuch der Wasserbaukunst*. 3. Theil: Das Meer. Berlin: Verlag von Ernst & Korn.
- Hagen, G. (1878): *Vergleichung der Wasserstände der Ostsee an der Preussischen Küste. Abhandlungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften in Berlin: Königliche Akademie der Wissenschaften; Mathematische Abhandlungen der Königlich-Preussischen Akademie der Wissenschaften.*
- Hasselmann, K. (1962). On the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part 1. General theory, *J. Fluid Mech.*, 12, 481–500.
- Hasselmann, K. (1963a). On the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part 2. Conservation theorems; wave–particle analogy; irreversibility, *J. Fluid Mech.*, 15, 273–281.
- Hasselmann, K. (1963b). On the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. Part 3. Evaluation of the energy flux and swell-sea interaction for a Neumann spectrum, *J. Fluid Mech.*, 15, 385–398.
- Hennemuth, B., Bender, S., Bülow, K., Dreier, N., Keup-Thiel, E., Krüger, O., Mudersbach, C., Radermacher, C., Schoetter, R. (2013): *Statistische Verfahren zur Auswertung von Klimadaten aus Modell und Beobachtung, eingesetzt in Projekten und Institutionen, die sich mit Klimafolgen und Anpassung befassen*, CSC-Report 13, Climate Service Center, Germany
- Hersbach H, et al. (2022). The ERA5 global reanalysis. *Q J R Meteorol Soc.* 2020; 146: 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Hinkel, J.; Lincke, D.; Vafeidis, A.T.; Perrette, M.; Nicholls, R.J.; Tol, R.S.J.; Marzeion, B.; Fettweis, X.; Ionescu, C.; Levermann, A. (2014): Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 111 (9) 3292-3297, <https://doi.org/10.1073/pnas.1222469111>
- Hlawatsch, S., & Reichling, P. (2010). *Konstruktion und Anwendung von Copulas in der Finanzwirtschaft*. ISSN 1615-4274: Working Paper No. 16/2010.
- Hoeffding, W. (1940). Maßstabinvariante Korrelationstheorie. *Schriften des Mathematischen Instituts und des Instituts für Angewandte Mathematik der Universität Berlin*. Vol. 5, Nr. 3, S. 179-233.
- Hoeffding, W. (1941). Maßstabinvariante Korrelationsmasse für diskontinuierliche Verteilungen. *Archiv für mathematische Wirtschafts- und Sozialforschung*, Vol. 7
-

- Holthuijsen, L. H. (2007). *Waves in Oceanic and Coastal Waters*. Delft University of Technology and UNESCO-IHE.
- Huber, K. (2000). Hochwasserstände an Nord- und Ostseeküsten. In C. ZIMMERMANN, *Risikomanagement im Küstenraum, Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen* (S. 15-26). Universität Hannover.
- Hjulström, F. (1935): Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. In: *Bulletin of the Geological Institute University of Uppsala*, 25, Uppsala. S. 221–527
- Hupfer, P. (2010). Die Ostsee- kleines Meer mit großen Problemen. Bornträger.
- Hupfer, P., Harff, J., Sterr, H., & Stigge, H.-J. (2003). Die Küste - Sonderheft: Die Wasserstände an der Ostseeküste. Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269: 676-679
- IPCC. (2023). *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>.
- Janssen, M.S.; Miller, J.K. The Dune Engineering Demand Parameter and Applications to Forecasting Dune Impacts. *J. Mar. Sci. Eng.* 2022, 10, 234. <https://doi.org/10.3390/jmse10020234>
- Jensen, J.; Töppe, A.(1986): Zusammenstellung und Auswertung von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 30, 99–107.
- Jensen, J.; Töppe, A (1990): Untersuchungen über Sturmfluten an der Ostsee unter spezieller Berücksichtigung des Pegels Travemünde. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen DGM*, 34, 29–37,
- Jensen, J., & Müller-Navarra, S. H. (2008). Storm surges on the German Coast. *Die Küste*, 74, 92–124
- Jensen, J., Niemeier, W., Dangendorf, S., Kelln, J. & Gerke, M. (2022): MSL Absolut: Untersuchungen zum absoluten Meeresspiegelanstieg an der deutschen Nord- und Ostseeküste. In: *Die Küste*, Heft 91, S. 95–100. <https://doi.org/10.18171/1.091104>
- Jevrejeva, S., Moore, J. C., & Grinsted, A. (2010): How will sea level respond to changes in natural and anthropogenic forcings by 2100? *Geophysical Research Letters*, 37.
- Kahler (2024): Ein Beitrag zur Bemessung von Küstenschutzbauwerken auf Basis der bivariaten Wahrscheinlichkeitsanalyse mit Copula-Modellen. Dissertation
- Kelln, J., Dangendorf, S., & Jensen, J. (2019). *AMSeL_Ostsee A: Analyse vergangener, gegenwärtiger und zukünftiger Wasserstände in der südwestlichen Ostsee. Abschlussbericht*.

- Kelln, J., & Jensen, J. (2020). Retrospektive der Meeresspiegelforschung in Deutschland – Teil 2: Deutsche Ostseeküste. *Hydrographische Nachrichten*, 116, 34–39. <https://doi.org/10.23784/HN116-09>
- Kendall, M.G. (1975). *Rank Correlation Methods*, 4th edition, Charles Griffin, London
- Kew, S. F. (2013). The simultaneous occurrence of surge and discharge extremes for the Rhine delta. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 2017–2029. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2017-2013>
- Kjellström E, Nikulin G, Hansson U, Strandberg G, Ullerstig A (2011a) 21st century changes in the European climate: uncertainties derived from an ensemble of regional climate model simulations. *Tellus A* 63:24-40
- Kim, Hanbeen; Kim, Sooyoung; Shin, Hongjoon; Heo, Jun-Haeng (2017): Appropriate model selection methods for nonstationary generalized extreme value models, *Journal of Hydrology*, Volume 547, , Pages 557-574, ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.005>.
- Komen GJ, Cavaleri L, Donelan M, Hasselmann K, Hasselmann S, Janssen PAEM. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. Cambridge University Press; 1994.
- Kottegoda, N. T.; Rosso, R. (2008). *Applied statistics for civil and environmental engineers* (2nd ed.). Blackwell Publishing.
- Krause, G. (1850). *Der Dünenbau auf den Ostseeküsten West-Preussens*. Carl Reimarus' Verlag.
- Krause, D. P. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.*, 5, 89–97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>
- Kriebel; Dean (1985): Numerical Simulation of Time-Dependent Beach and Dune Erosion. *Coastal Eng.* 9, 221-245.
- Lampe, R. (2003). Küstentypen der Ostsee. *Bundesrepublik Deutschland – Nationalatlas. Band 2 - Relief, Boden, Wasser*. S. 82-83.
- Lang, M., Ouarda, T.B.M.J. und Bobee, B. (1999): Towards operational guidelines for over-threshold modelling, *Journal of Hydrology* 225, 103-117.
- Larson, M., Kraus, N. (1989). SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change. Technical Reports, CERC-89-9, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, MS. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.47893>
- Lemke, L.; Miller, J.K. Evaluation of storms through the lens of erosion potential along the New Jersey, USA coast. *Coast. Eng.* 2020, 158, 103699.
- LKN.SH (2017): *Fachplan Küstenschutz Ostseeküste- Grundlagen: Hydrologie*
- LKN.SH (2022): *Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein – Fortschreibung 2022*
- Ling, C. H. (1965). Representation of associative functions. *Publicationes Mathematicae*, Vol. 12, S. 189-212.

-
- Lorenz, M.; Gräwe, U. (2023). Uncertainties and discrepancies in the representation of recent storm surges in a non-tidal semi-enclosed basin: a hindcast ensemble for the Baltic Sea. *Ocean Sci.*, 19, 1753–1771. <https://doi.org/10.5194/os-19-1753-2023>
- MacPherson, L. R., Arns, A., Dangendorf, S., Vafeidis, A. T.; Jensen, J. (2019). A stochastic extreme sea level model for the German Baltic Sea coast. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 2054–2071. <https://doi.org/10.1029/2018JC014718>
- Mann, H. B. (1945): Non-parametric tests against trend. In: *Econometrica* 13, pp. 163 – 171
- Meinke, I. (1998): Das Sturmflutgeschehen in der südwestlichen Ostsee - dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. Diplomarbeit. PHILIPPS UNIVERSITÄT, Marburg. Fachbereich Geographie.
- Meinke, I. (1999). Sturmfluten in der südwestlichen Ostsee – dargestellt am Beispiel des Pegels Warnemünde. *Marburger Geographische Schriften*.
- Mentaschi, L., Voudoukas, M., Pekel, J., Voukouvalas, E., & Feyen, L. (2018). Global long-term observations of coastal erosion and accretion. *Sci Rep* 8, 12876. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-30904-w>
- Merz, B.; Thielen, A. H. (2005). Separating natural and epistemic uncertainty in flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 309(1–4), 114–132. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.11.015>
- Merz, R.; G. Blöschl, G. (2008a) Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial, and causal expansion of information. In: *Water Resources Research*, 44 (8), article number W08432
- Miedema, S.A. (2010). Constructing the Shields curve, a new theoretical approach and its applications”. WODCON XIX, Beijing China, September 2010
- Miche, M. R. (1944). Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur constante ou de croissante [Movements of Waves in the Sea with Constant or Decreasing Water Depth], *Ann. Ponts Chaussées* Vol. 114, No. 2, pp. 25–78.
- Miller, J.K.; Livermont, E. An index form Predicting Storm Erosion Due to Increased Waves and Water Levels. In *Proceedings of the Solutions to Coastal Disasters*, Turtle Bay, Oahu, HI, USA, 13–16 April 2008; p. 16.
- Mitrovica, J. X., Tamisiea, M. E., Davis, J. L., & Milne, G. A. (2001): Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature*, 409.
- Moore (1982): *Beach Profile Evolution in Response to Changes in Water Level and Wave Height*. Dept. of Civil Eng., Univ. Delaware.
- Mudersbach, C. (2009). Untersuchungen zur Ermittlung von hydrologischen Bemessungsgrößen mit Verfahren der stationären Extremwertstatistik. Methoden und Anwendungen auf Pegelwasserstände an der Deutschen Nord- und Ostseeküste. Dissertation. Siegen.
- Mudersbach, C.; Jensen, J. (2009). Extremwertstatistische Analyse von historischen, beobachteten und modellierten Wasserständen an der deutschen Ostseeküste. *Die Küste*, 75 MUSTOK, pp. 131-161. <https://hdl.handle.net/20.500.11970/101630>
-

- Mudersbach, C.; Jensen, J. (2009). Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste, Abschlussbericht 1.4. fwu.
- Munk, W. H. (1950). Origin and generation of waves. Proc. 1st Conf. Coastal Engineering (Long Beach), New York, ASCE, pp. 1-4.
- Musall, M. (2011): Mehrdimensionale hydrodynamisch-numerische Modelle im praxisorientierten und operationellen Einsatz. Dissertation. Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Karlsruhe. Institut für Wasser und Gewässerentwicklung (IWG).
- Nelsen, R. B. (2006). An Introduction to Copulas (2nd ed.). New York, NY: Springer.
- Neves, C.; Fraga Alves, M. (2008). Testing Extreme Value Conditions — an Overview and Recent Approaches. Revstat - Statistical Journal. 6. 83-100.
<https://doi.org/10.57805/revstat.v6i1.59>.
- Newe, J. (2004). Strandprofilentwicklung unter Sturmflutseegang: Methodik für großmaßstäbliche 2D-Experimente und Berechnungsansätze. Dissertation. Technische Universität Braunschweig.
- Newe, J. (2005). Strandprofilentwicklung unter Sturmflutseegang - Methodik für großmaßstäbliche 2D-Experimente und Berechnungsansätze (Dissertation).
- Newe, J. (2019). Verifizierung des Dünenabbruchmodells NewDune am Beispiel von Sturmfluten der Jahre 2017 und 2019. Bericht für das Staatliche Amt für Landwirtschaft und Umwelt Mittleres Mecklenburg, Ingenieurbüro Newe.
- Nikulin G., Kjellström E., Hansson U, Jones C, Strandberg G, Ullerstig A (2011) Evaluation and future projections of temperature, precipitation, and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations. Tellus A 63:41-55
- Nishi, Ryuichiro; Kraus, Nicholas C (1996) Mechanism and Calculation of Sand Dune Erosion by Storms. In: Coastal Engineering;
<https://doi.org/10.1061/9780784402429.235>
- Niedermeyer, R.-O., Lampe, R., Janke, W., Schwarzer, K., Duphorn, K., Kliewe, H., & Werner, F. (2011). Die deutsche Ostseeküste, 2. Auflage (Bde. Sammlung geologischer Führer, Band 105). (G. Borntraeger, Hrsg.)
- Niehüser, S. (2020). Untersuchungen zur hochauflösenden Wasserstandsvorhersage an der gesamten deutschen Nordseeküste. Mitteilungen des Forschungsinstituts Wasser und Umwelt der Universität Siegen.
- Niehüser, S., Klein, M., Arns, A., & Jensen, J. (2020). Analysen zum langfristigen Schutz der Halligen – Wechselwirkung zwischen Hydrodynamik und Sedimenttransport. Abschlussbericht zum Verbundvorhaben Living CoastLab Halligen – Teil Hallig-A. Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Universität Siegen.
- Paschen, F. (1856): Über die Wahrnehmbarkeit von Ebbe und Fluth in der Ostsee. In: Grossherzoglich Mecklenburgische Statistisches Büro zu Schwerin (Hrsg.): Archiv für Landeskunde in den Großherzogthümern Mecklenburg-Schwerin. Schwerin, 137-150 und 255.

-
- Paschen, F. (1882): Wasserstandsbeobachtungen an den Ostseepegeln zu Wismar und Warnemünde. In: Die geometrischen Nivellements. Grossherzoglich Mecklenburgische Landesvermessung. 96-106. .
- Patzke, J.; Fröhle, P. (2015): Zeitliche Entwicklung von Extremwasserständen entlang der südwestlichen Ostseeküste. In: Die Küste, Heft 91, S. 221–266. <https://doi.org/10.18171/1.091107>
- Petersen, M.; Rhode, H. (1991). Sturmflut: Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe. Neumünster: Karl Wachholtz Verlag.
- RADOST. (2014). Abschlussbericht: Regionale Anpassungsstrategien für die deutsche Ostseeküste.
- Raynal, J. S. (1987). A Probabilistic Model for Flooding Downstream of the Junction of Two Rivers. In: Singh, V.P. (eds) Hydrologic Frequency Modelling. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-3953-0_42
- Rheinheimer, G. (1996). Meereskunde der Ostsee. Springer Verlag.
- Russell, Paul E. (1993): Mechanisms for beach erosion during storms, Continental Shelf Research, Volume 13, Issue 11, Pages 1243-1265, ISSN 0278-4343, [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90051-X](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90051-X)
- Rutgersson, Anna & Kjellström, Erik; Haapala, Jari; Stendel, Martin; Danilovich, Irina; Drews, Martin; Jylhä, Kirsti; Kujala, P.; Larsén, Xiaoli; Halsnæs, Kirsten; Lehtonen, Ilari; Luomaranta, Anna; Nilsson, Erik; Olsson, Taru; Särkkä, Jani; Tuomi, Laura; Wasmund, N. (2022). Natural hazards and extreme events in the Baltic Sea region. Earth System Dynamics. <https://doi.org/10.5194/esd-13-251-2022>
- Rodi, W. (1984): Turbulence Models and their Application in Hydraulics. Habilitationsschrift. Institut für Hydromechanik, Universität Karlsruhe.
- Salecker, D.; Fröhle, P. (2013): Sturmflutganglinien für Außenpegel an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns.
- Sallenger, Asbury H. (2000). Storm Impact Scale for Barrier Islands. Journal of Coastal Research, 16(3), 890–895. <http://www.jstor.org/stable/4300099>
- Salvadori, G.; Durante, F.; Michele, C. de (2013): Multivariate return period calculation via survival functions. In: Water Resources Research 49 (4), S. 2308–2311. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20204>
- Salvadori, G.; de Michele, C., Kottegoda, N., Rosso, R. (2007). Extremes in Nature: An Approach Using Copulas. <https://doi.org/10.1007/1-4020-4415-1>.
- Santos, V. M.; Wahl, T.; Long, J. W.; Passeri, D. L.; Plant, N. G. (2019). Combining Numerical and Statistical Models to Predict Storm-Induced Dune Erosion. JGR Earth Surface. 124 (7). <https://doi.org/10.1029/2019JF005016>
- Schölzel, C. and Friederichs, P.: Multivariate non-normally distributed random variables in climate research – introduction to the copula approach, Nonlinear Proc. Geophys., 15, 761–772, 2008.
- Schumann, A. (2005): Hochwasserstatistische Bewertung des Augusthochwassers 2002 im Einzugsgebiet der Mulde unter Anwendung der saisonalen Statistik. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 49 (4), S. 200 – 206
-

- Seifert, T.; Tauber, F.; Kayser, B. (2001). A high-resolution spherical grid topography of the Baltic Sea - 2nd edition. Baltic Sea Science Congress, Stockholm 25-29; Poster #147.
- Seibt, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Publication des Königl. Preuss. Geodätischen Institutes 107 S., 1881.
- Sklar. (1959). Fonctions de repartition à n dimensions et leurs marges, Publications de l'Institut de Statistique de l'Université de Paris, Vol. 8, S. 229-231.
- Soares, G.; Scotto, M. (2004). Application of the r largest-order statistics for long-term predictions of significant wave height. Coastal Engineering 51, 387–394.
- Sommermeier (2013): Marine Sande für den Küstenschutz in Mecklenburg-Vorpommern. Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern – 2013, Heft 1
- StALU (2021). Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. Übersichtsheft : Grundlagen, Grundsätze Standortbestimmung und Ausblick. Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz Mecklenburg-Vorpommern.
- StALU (2022 A): Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. 2-5 / 2022 – Referenzhochwasserstand und Bemessungshochwasserstand
- StALU (2022 B): Regelwerk Küstenschutz Mecklenburg-Vorpommern. 2-4 / 2022 – Hydrodynamische Eingangsparameter für den Entwurf, die Bemessung und die Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzanlagen in M-V
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., & Foufoula-Georgiou, E. (1993). Frequency analysis of extreme events. In D. R. Maidment (Ed.), Handbook of hydrology (pp. 18.1–18.66). McGraw-Hill.
- Stone, M. (1979): Comments on model selection criteria of Akaike and Schwarz. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)*, Volume 41, Issue 2, January 1979, Pages 276–278, <https://doi.org/10.1111/j.2517-6161.1979.tb01084.x>
- Sunamura (1984): Quantitative Prediction of Beach Face Slopes. Geological Soc. Of America, Bull. 95, 242-245.
- Sztobryn, M., Stigge, H.-J., Wielbińska, D., Weidig, B., Stanisławczyk, I., Kańska, A., Mykita, M. (2005). *Sturmfluten in der südlichen Ostsee (westlicher und mittlerer Teil)*. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). <https://doi.org/10.57802/HEY3-Z240>
- Thilakarathne S., Enayatighadikolaei H., Islam M.S., Suzuki T., Mäll M. and Weisse R. (2025). Wave storm dynamics and clustering, and their impacts on beach erosion. Cambridge Prisms: Coastal Futures, 3, e22, 1–8 <https://doi.org/10.1017/cft.2025.10012>
- Trigo I.F., Davies T.D., Bigg G.R. (1999) Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. J Clim 12:1685–1696
- Titius. (1768). Abhandlung über die von der naturforschenden Gesellschaft in Danzig aufgegebene Frage von den dienlichsten Mitteln der Versandung der Danziger Nahrung vorzubeugen.
-

- Trenhaile, A. S. (2010). Modelling cohesive clay coast evolution and response to climate change. *Marine Geology* (277), 1–4, pp. 11-20.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.08.002>
- Uhlig, S., Simon, K., Schick, N., Köhler, S.; Rothmaler, D. (2002): Entwicklung statistischer Verfahren für Ringversuche, Methodvalidierung und Auswertung von marinen Daten Teilvorhaben II: Zusammenstellung und Bewertung von statistischen Verfahren zur Auswertung von biologischen und chemischen Daten in der MUDAB
- Vellinga, P. (1983) Predictive computational model for beach and dune erosion during storm surges, *Proceedings of Coastal Structures '83*. S. 806 - 819
- Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E. et al. Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nat Commun* 9, 2360 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>
- Voss, M., Dippner, J. (2017). Die Ostsee. In G. Hempel, K. Bischof; W. Hagen, *Faszination Meeresforschung* (S. 315-328). Springer©.
- Wahl T., Jensen, J. Mundersbach, Ch. (2011) A multivariate statistical model for advanced storm surge analyses in the North Sea, *Coastal Engineering Proceedings*, 1(32), currents-19; <https://doi.org/10.9753/icce.v32.currents.19>
- Walkden, M., Hall, J. (2005). A predictive Mesoscale model of the erosion and profile development of soft rock shores. *Coastal Engineering* 52(6). 535-563.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.02.005>
- Walker GT (1924): Correlations in seasonal variations of weather. IX Mem Ind Meteorol Dept 24:275–332 Walker GT, Bliss EW (1932) World weather, V. Mem R Meteorol Soc 4:53–84
- Walker GT, Bliss EW (1932): World weather, V. Mem R Meteorol Soc 4:53–84
- Wang, C., Chang, N.-B.; Yeh, G.-T. (2009). Copula-based flood frequency (COFF) analysis at the confluence of river systems. *Hydrological Processes*. 23. 1471 - 1486.
<https://doi.org/10.1002/hyp.7273>.
- Weichbrodt, F., Zarncke, T., Sommermeier, K., Klee, A.; Schlamkow, C. (2013). Grundlagen für Entwurf, Bemessung und Sicherheitsüberprüfung von Küstenschutzanlagen in Mecklenburg-Vorpommern. *Die Küste*, 80 (2013), 143-162.
- Weiss, D.; Biermann, S (1996): Sturmfluten – Angriff und Gefahr für die Küste unter besonderer Berücksichtigung des 3. und 4. November 1995. Dokumentation der Sturmflut vom 3. und 4. November 1995 an den Küsten Mecklenburgs und Vorpommerns, Redieck & Schade, GdR, Rostock.
- Weisse, R., Meinke, I. (2017). Klimawandel in Deutschland - Entwicklung, Folgen, Risiken und Perspektiven. In G. B. Schuck-Zöller, *Meeresspiegelanstieg, Gezeiten, Sturmfluten und Seegang* (S. 77-85). Springer Spektrum.
- Westphal, A. (1900): Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona und Swinemünde in den Jahren 1882/1897. .
-

- Wiegel, R. L. (1964). *Oceanographical Engineering*. Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- Wilks, D.S. (2006): *Statistical methods in atmospheric sciences*, S. 55-57 C.D Schönwiese (2006): *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*, S. 163 ff.
- Willmott, C. J. (1981). ON THE VALIDATION OF MODELS. *Physical Geography* 2(2), 184–194. <https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>
- WMO (2025): *State of the Global Climate 2024; Climate Statement of the World Meteorological Organization (WMO)*. <https://library.wmo.int/idurl/4/69455>
- Woodworth, P. L., Hunter, J. R., Marcos, M., Caldwell, P., Menéndez, M. & Haigh, I. D. (2016): Towards a global higher-frequency sea level dataset. *Geoscience Data Journal*, 3(2), S. 50–59. <https://doi.org/10.1002/gdj3.42>.
- Young, I.R. 1999. *Wind generated Ocean waves*. Elsevier Ocean Engineering Book Series, Vol . 2, Oxford , U.K.
- Zachary, S., Feld, G., Ward, G.; Wolfram, J. (1998). Multivariate extrapolation in the offshore environment. *Applied Ocean research* 20 (5), 273–295.
- Zheng & Dean (1997). Numerical Models and Intercomparisons of Beach Profile Evolution. *Coastal Eng.* 30, 169-201.