



BELEIDSINFORMERENDE NOTA

Het voorkomen van tsunami's, rogue waves en infragravitaire golven in de zuidelijke Noordzee - Een wetenschappelijke synthese

Beleidsinformerende Nota

Nota voorop

Het Vlaams Instituut voor de Zee (VLIZ) kan op vraag van haar doelgroepen, alsook op eigen initiatief kostenvrij en gericht beleidsrelevante informatie verschaffen. Deze informatie wordt ter beschikking gesteld onder de vorm van beleidsinformerende nota's (BIN).

De inhoud van de beleidsinformerende nota's is gestoeld op de actuele wetenschappelijke inzichten en objectieve informatie, data en gegevens. Het VLIZ steunt hierbij zoveel als mogelijk op de expertise van kust- en zeewetenschappers in het netwerk van mariene onderzoeksgroepen in Vlaanderen/België, en het internationale netwerk.

De beleidsinformerende nota's zijn een reflectie van het neutrale en ongebonden karakter van het VLIZ, en streven naar een maximale vertaling van de basisprincipes van duurzaamheid en een ecosysteem-gerichte benadering zoals die onderschreven wordt in het Europese geïntegreerd maritiem beleid en kustzonebeheer.

Vraagstelling

Deze BIN werd uitgewerkt op vraag van het Departement Economie, Wetenschap en Innovatie (EWI) van de Vlaamse overheid.

Vlaams Instituut voor de Zee (VLIZ), Jacobsenstraat 1, 8400 Oostende, België

Inhoud van de nota

Betreft: Een wetenschappelijke synthese van het voorkomen van tsunami's, rogue waves en infragravitaire golven in het Noordzeegebied.

Datum: 28 november 2022

ISSN nummer: 2295-7464

DOI: <https://dx.doi.org/10.48470/33>

Auteurs: Thomas Verleye¹, Steven Dauwe¹, Yuri Pepi¹, Francisco Hernandez¹, Gert Everaert¹, Peter Troch², Hans Pirlet¹

¹ Vlaams Instituut voor de Zee (VLIZ)

² Universiteit Gent, Faculteit Ingenieurswetenschappen & Architectuur, Vakgroep Civiele Techniek, Afdeling Weg- & Waterbouwkunde

Te citeren als: Verleye, T., Dauwe, S., Pepi, Y., Hernandez, F., Everaert, G., Troch, P., Pirlet, H. (2022). Het voorkomen van tsunami's, rogue waves en infragravitaire golven in de zuidelijke Noordzee - Een wetenschappelijke synthese. VLIZ Beleidsinformerende nota's BIN 2022_003. Oostende, 29 pp.

Contact: thomas.verleye@vliz.be

Bron coverfoto: Marek K.M. 'Atlantic Ocean' (CC BY-NC-SA 2.0)

Dank aan volgende personen voor de ondersteuning: Fons Verheyde (VLIZ), Chilekwa Chisala (VLIZ), Zohra Bouchti (VLIZ), Bart Vanhoorne (VLIZ), Pieter Jan Jordaens (OWI-Lab/Sirris)

Inhoudsopgave

1. Inleiding	6
2. Tsunami's	6
2.1 Real-time monitoring	7
2.2 Gevaren- en risico-analyse (PTHA en PTRR)	8
2.3 Een gecoördineerde aanpak inzake de vroegtijdige waarschuwing en mitigatie	8
2.4 Historische tsunami's in de NEAM-regio	9
2.5 Lokale versterkingsmechanismen en seiches	9
2.6 Bronmechanismen voor tsunami's en de gevaren voor het Noordzeegebied en de Belgische kustzone	10
2.6.1 Seismische tsunami's	10
2.6.2 Landslide tsunami's	11
2.6.3 Tsunami's met een vulkanische oorsprong	13
2.6.4 Meteotsunami's	14
2.6.5 Tsunami's geïnduceerd door de inslag van planetoïden	16
2.6.6 Tsunami's gegenereerd door meerdere bronnen	17
3. Rogue waves	17
4. Infragravitaire golven	19
5. Conclusies	20
6. Referenties	22
Bijlage	
Bijlage 1: Voorbeeld van een <i>tsunami threat message</i>	29

1. Inleiding

Op zee komen naast de alomtegenwoordige door wind geïnduceerde oppervlaktegolven ook andere golftypes voor met andere generatie- en voortplantingsmechanismes, veelal gekenmerkt door langere golflengtes¹ en -periodes² en met een potentieel voor hoge golfamplitudes³. Bepaalde van deze golven kunnen zich voordoen als een extreem event en wanneer ze aan land komen, destructieve gevolgen hebben voor (laaggelegen) kustgebieden (bv. tsunami's), terwijl andere golftypes (bv. rogue waves) eerder op volle zee verwoestend kunnen uithalen.

Een centrale vraag is in welke mate dergelijke golftypes een risico vormen voor het Belgisch deel van de Noordzee (BNZ)? Op het eerste zicht lijkt de Belgische kustzone een eerder afgeschermd ligging te hebben, door enerzijds de geografische positionering t.o.v. het Verenigd Koninkrijk en anderzijds Het Kanaal, waar het Nauw van Calais (32 km breed) in het bijzonder als een flessenhals fungeert. Ondanks deze gunstige ligging blijven er evenwel restrisico's voor bepaalde golfevents in het BNZ.

Deze beleidsinformerende nota voorziet in een gebald wetenschappelijk overzicht van een aantal golftypes die zich met een zekere probabiliteit kunnen voordoen in het BNZ of langs de Belgische kustzone, met name: tsunami's (inclusief seiches), rogue waves en infragravitaire golven. Waar de wetenschappelijke literatuur dit toelaat, gaat de nota dieper in op de vraag in welke mate deze golftypes een risico inhouden voor de gebruikers van het BNZ en de Belgische kustzone.

Deze nota doet geen enkele uitspraak en velt geen waardeoordeel over de huidige kustbeschermingsmaatregelen ([Masterplan Kustveiligheid](#), [Sigmaplan](#), [Kustvisie](#), zie ook [Verwaest et al. 2022](#)). Er wordt enkel beoogd om de bestaande wetenschappelijke kennis te bundelen en inzichten te verwerven over de potentiële impactscenario's en waar aan de orde, kennishiaten te signaleren om bijkomend wetenschappelijk onderzoek rond deze thematiek en kustbescherming te stimuleren.

2. Tsunami's

Een tsunami is een overkoepelende term voor een reeks golftypes die gekenmerkt worden door een serie van lange golven (150-1.000 km) die zich aan een snelheid van 400 à 800 km/u voortbewegen door de oceaan/zee. In open zee (diep water) wordt een tsunami gekenmerkt door een lange golflengte, langere periode en hoge snelheid, met een beperkte amplitude, waardoor ze in de open oceaan visueel niet detecteerbaar zijn ([Dipper 2022](#)). Zowel de snelheid, golflengte en periode nemen af naarmate de tsunami in ondiepere kustwateren komt, maar de amplitude neemt daarentegen sterk toe (i.e. shoaling) ([ITIC/IOC 2022](#)). Omwille van deze reden treedt geen schade op aan schepen in open zee tijdens de passage van een tsunami, maar concentreert de impact zich in kustgebieden. Een overzicht van de wereldwijd gedocumenteerde historische tsunami's is terug te vinden in de *National Geophysical Data Center (NOAA) / World Data Service Global Historical Tsunami Database* ([NOAA/WDS Tsunami Database](#)) (inclusief een interactieve mapapplicatie rond natural hazards; zie **figuur 1**) en de *Tsunami Laboratory of the Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics' Global Historical Tsunami Database* (Novosibirsk, Rusland) ([TL/ICMMG](#)).

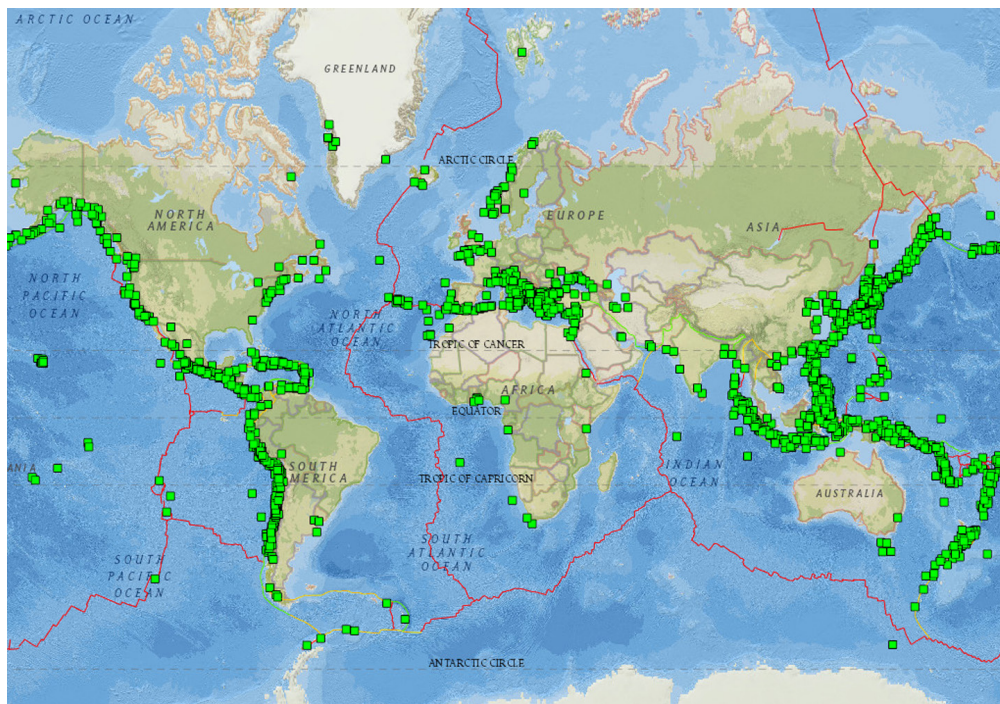
Tsunami's kunnen ontstaan door verschillende mechanismes. Wereldwijd maken de seismische tsunami's (i.e. veroorzaakt door aardbevingen – in hoofdzaak megathrust⁴-aardbevingen) om en bij de 80% uit van alle tsunami's ([Harbitz et al. 2013](#)) (zie **2.6.1**). De overige 20% van de tsunami's kennen hun oorsprong in onderzeese of kustgebonden landverschuivingen (zie **2.6.2**), vulkaanuitbarstingen (zie **2.6.3**), meteorologische fenomenen (zie **2.6.4**) of zijn het gevolg van inslagen van planetoïden (zie **2.6.5**) in de oceaan ([Behrens et al. 2021](#)) (**figuur 2**). De bovengenoemde events veroorzaken krachten waaruit golven kunnen ontstaan die zich in alle richtingen vanaf de bron voortbewegen, soms over volledige oceanbekkens. De golflengte van tsunamigolven en hun periode hangen af van de oorzakelijke gebeurtenis en de dimensies van de bron. Indien een tsunami wordt veroorzaakt

¹ Golflengte = Afstand tussen twee opeenvolgende golftoppen.

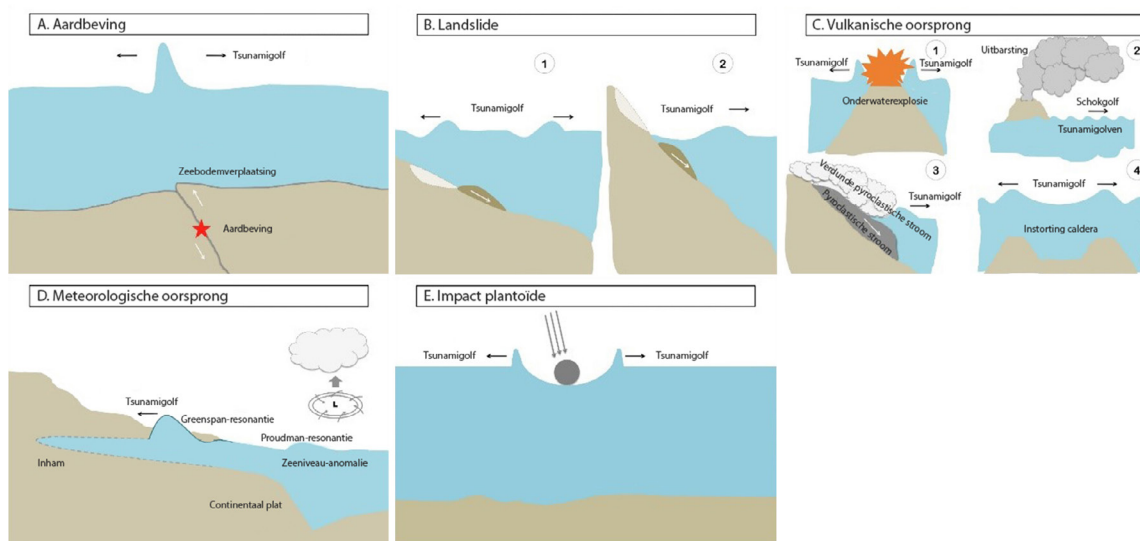
² Golfperiode = Tijd tussen twee opeenvolgende golftoppen.

³ Golfamplitude = De grootste verticale afwijking ten opzichte van de evenwichtsstand.

⁴ Een 'opstuiving' (opstuivingsbreuk, Engels: *reverse fault*) is een geologische breuk als gevolg van compressie. Hierbij wordt een blok langs het breukvlak naar boven geduwd, waardoor dat blok gedeeltelijk boven het andere komt te liggen. Indien het breukvlak van de opstuiving slechts een geringe helling heeft (<30°), wordt de term 'overschuiving' (Engels: *thrust fault*) gebruikt. Megathrust-aardbevingen komen voor in subductiezones en zijn het gevolg van de spanningen veroorzaakt door plaatconvergentie.



Figuur 1: Overzicht van de historische tsunami-events zoals opgenomen in de NGDC/WDS Global Historical Tsunami Database van NOAA.



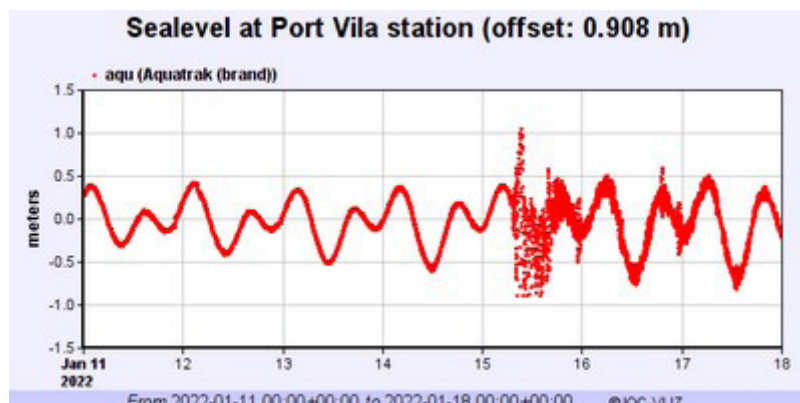
Figuur 2: Overzicht van de verschillende oorzaken die aan de basis kunnen liggen van tsunami's. Bron: [Grezio et al. \(2017\)](#).

door een krachtige aardbeving over een groot gebied, zullen de aanvankelijke golflengte en periode groter zijn. Als een tsunami wordt veroorzaakt door een plaatselijke aardverschuiving, zullen zowel de aanvankelijke golflengte als de periode korter zijn (ITIC/IOC 2022).

2.1 Real-time monitoring

Slechts enkele megatsunami's konden sinds de jaren '60 effectief worden geregistreerd door meetinstrumenten. De 'real-time' kust- en oceaanobservatiesystemen waren tot voor de verwoestende tsunami in 2004 in de Indische Oceaan nagenoeg onbestaande (o.a. [Bernard et al. 2010](#); [Angove et al. 2019](#)). Het door VLIZ ontwikkelde datasysteem voor het wereldwijde netwerk van real-time zeeniveau-monitoringsstations (www.ioc-sealevelmonitoring.org), dat in samenwerking met IOC-UNESCO werd ontplooid, laat toe om real-time informatie en kenmerken (locatie, tijdstip, hoogte, duur) van golven op te volgen en te communiceren (figuur 3; bijlage 1).

De potentieel verwoestende kracht van een tsunami ter hoogte van kustgebieden in combinatie met de eerder plotse onverwachte generatie en hoge snelheid waarmee een tsunami zich voortbeweegt, maakt dat dergelijke real-time observaties van cruciaal belang zijn om tijdig (evacuatie)maatregelen te kunnen nemen in bedreigde kustgebieden. Daarnaast wil de tsunamiwaarschuwingsgemeenschap het vermogen verbeteren om destructieve tsunami's te onderscheiden van deze die geen risico vormen (o.a. [Angove et al. 2019](#)), teneinde onnodige kosten die gepaard gaan met de ontruiming van kustgebieden te vermijden ([Howe et al. 2019](#)).



Figuur 3: Zeeniveaufluctuaties tussen 11-18 januari 2022 in Port Vila (Vanuatu), met op 15 januari een duidelijke visualisatie van het golfkarakter van een tsunami (ten gevolge van de Tonga-eruptie (zie verder)), waarbij het waterniveau duidelijk snel boven hoogwater en onder laagwater fluctueert (met potentiële resonantie-gerelateerde versterking van het effect in havengebieden). Bron: IOC-VLIZ.

2.2 Gevaren- en risico-analyse (PTHA en PTRa)

Naast het feit dat er blijvend gestreefd dient te worden naar hoge-precisie-data (i.e. beperken meetfouten) kent de vroegtijdige inschatting van de maatschappelijke risico's die verband houden met het voorkomen van tsunami's tot op heden aanzienlijke moeilijkheden. Omwille van deze reden heeft de COST-Actie [AGITHAR](#) (*Accelerating Global Science in Tsunami Hazard and Risk Analysis*) als doel vooropgesteld een coherent kader te ontwikkelen dat zowel data, fysische assumpties als statische methoden voor gevaren- en risicoanalyses omvat ([Behrens et al. 2020](#)). Probabilistische tsunamigevaren- en risicoanalyses (*Probabilistic Tsunami Hazard Analysis* – PTHA; *Probabilistic Tsunami Risk Analysis* – PTRa) bieden gestructureerde en nauwgezette procedures die het mogelijk maken om de belangrijkste elementen te traceren en te wegen in het begrijpen van het potentiële tsunamigevaar en -risico's (o.a. [Grezio et al. 2017](#); [Basili et al. 2021](#)). Concreet kwantificeert PTHA de kans op overschrijding van een bepaalde overstromingsniveau (opzet) op een bepaalde plaats binnen een bepaald tijdsinterval (zie o.a. [2.6.1](#)) ([Gibbons et al. 2020](#)). Hierdoor vormen PTHA's de basis voor tsunamirisicobeoordeling over de hele wereld. Belangrijke uitdagingen in deze analysemethode zijn (1) de keuze van hypothetische events en het toekennen van 'correcte' waarschijnlijkheden, en (2) de impact van brongebieden verspreid over een oceaanbekken (en eventueel het verenigen van verschillende soorten bronnen) in een homogeen probabilistisch kader met een uitgebreide behandeling van onzekerheid (zie [Behrens et al. 2021](#) voor een overzicht van de knelpunten). Het grote belang van PTHA ligt in de praktische implicaties ervan voor de samenleving, i.e. het aanleveren van informatie voor langetermijnplanning op het vlak van kustbeheer (kustbescherming) in gebieden waar mogelijk tsunami's kunnen voorkomen. PTRa's, die verder bouwen op PTHA's ($\text{risk} = \text{hazard} * \text{exposure}$), zijn minder talrijk en minder gestandaardiseerd dan PTHA's ([Behrens et al. 2021](#)). Daarnaast zijn tot op vandaag de onderzoeksfactoren van seismische tsunami's meer onderzocht dan deze van niet-seismische oorsprong ([Behrens et al. 2021](#)).

2.3 Een gecoördineerde aanpak inzake de vroegtijdige waarschuwing en mitigatie

Volgens de [NOAA/WDC Tsunami Database](#) komen zo'n 70% van de geregistreerde tsunami's voor in de Stille Oceaan, gevolgd door de Middellandse Zee (15%), de Caribische Zee/Atlantische Oceaan (9%) en de Indische Oceaan (6%). Onder de koepel van IOC/UNESCO werd na de tsunami van 26 december 2004 (Indische Oceaan) de *Intergovernmental Coordination Group for the Tsunami Early Warning and Mitigation System in the North-eastern Atlantic, the Mediterranean and connected seas* (ICG/NEAMTWS) opgericht. Specifiek voor België fungeert de

Algemene Directie Crisiscentrum van de Federale Overheidsdienst Binnenlandse Zaken als nationaal *Tsunami Warning Focal Point* (TWFP). Andere Intergouvernementele Coördinatiegroepen steunen de ontwikkeling en instandhouding van tsunamiwaarschuwingssystemen in andere werelddelen. Dergelijke tsunamiwaarschuwingssystemen gebruiken PTHA als input en referentie om tot een doeltreffende risicobeperking te komen (IOC 2017).

De Europese tsunamigemeenschap verkreeg in juli 2021 het statuut van *Candidate Thematic Core Service* (cTCS) binnen de *European Plate Observing System* Onderzoeksinfrastructuur (EPOS) (i.e. een project binnen de *European Strategy Forum on Research Infrastructures* - ESFRI). Het is de bedoeling deze cTCS over een periode van drie jaar te laten uitgroeien tot een volledig operationele EPOS-TCS met focus op vier centrale pijlers: (1) ondersteunen van tsunami-dienstverleners, (2) tsunamidata, (3) numerieke modellen en (4) gevaren- en risicoproducten (Babeyko et al. 2022). Ook het Horizon-Europe project DT-GEO (*A Digital Twin for GEOPhysical extremes*) (2022-2025) heeft als doel de impact van tsunami's (naast aardbevingen en vulkaanuitbarstingen) te analyseren en te voorspellen.

2.4 Historische tsunami's in de NEAM-regio⁵

Onderzoek heeft aangetoond dat er reeds destructieve tsunami's hebben plaatsgevonden binnen de NEAM-regio (waartoe ook de Noordzee behoort), ondermeer veroorzaakt door de Minoïsche uitbarsting op Santorini in de 17^e eeuw v. Chr., de aardbeving op Kreta in 365 en de Messina-Reggio Calabria aardbeving, versterkt door een seismisch-geïnduceerde onderzeese landslide, in 1908 (o.a. Maramai et al. 2014; Papadopoulos et al. 2014). Echter, de geveanalyse geassocieerd met tsunami's in de NEAM-regio worden pas recent bestudeerd, waarbij hoge-resolutiestudies zich in hoofdzaak beperken tot specifieke subdomeinen en zich voornamelijk richten op het tektonisch actieve Middellandse Zeegebied (o.a. Tinti et al. 2005; Papadopoulos et al. 2010; Tonini et al. 2011; Álvarez-Gómez et al. 2011; Anita et al. 2012; Sørensen et al. 2012) en in mindere mate op de Noordoost-Atlantische regio (met focus op het Iberisch schiereiland, de Gloria-breuk, de Canarische eilanden en Malediven) (o.a. Omira et al. 2014; Baptista 2019; Gonzalez et al. 2021; Omira et al. 2022). Voor het Noordzeegebied zijn dergelijke studies zeer beperkt (Willems et al. 2005, Borck et al. 2007; Lehfeldt et al. 2007; Newig en Kelletat 2011; Chacón-Barrantes et al. 2013).

Specifiek voor België werd door Willems et al. (2005) een eerste risico-inschatting gemaakt voor een tsunami aan de Belgisch kust, waarbij werd geconcludeerd dat het risico op een tsunami aan de Belgische kust zeer klein is en dat mogelijke tsunamigolven aan de kust relatief beperkt zouden zijn in hoogte (zie verder). In de voorbije tweeëneenhalve eeuw werd langsheen de Belgische kust tweemaal een tsunami-gerelateerde opzet gedocumenteerd van ruim één meter, namelijk in 1767 (+1,5 m in Oostende) (Berninghausen 1968) en 1858 (+1,25 m in België/Nederland) (Newig 2012). Bij deze laatste gebeurtenis bleek de opzet in meer noordelijk gelegen Noordzeelanden significant hoger te zijn: 3,3-4,0 m in Duitsland en 4,5-6,0 m in Denemarken (Newig en Kelletat 2011). Het model van Willems et al. (2005) wees ook op het dempend effect van de lang te overbruggen afstand over de ondiepe Noordzee (~1.000 km) voor tsunami's komend uit het noorden (een tsunami van 1 m in de buurt van de 200 m dieptelijn in de Noordzee zou nog maximaal 70 cm bedragen ter hoogte van de Belgische kustwateren bij een diepte van 10 à 15 m) en het feit dat het nauwe Kanaal de golfenergie voor tsunami's komend uit het zuidwesten reduceert (een tsunami van 1 m in de buurt van de 200 m dieptelijn ten westen van Het Kanaal zou nog maximaal 38 cm bedragen ter hoogte van de Belgische kustwateren), terwijl er ter hoogte van de continentale rand zelf (200 m dieptelijn) wel een toename in golfhoogte (+52%) werd voorspeld te wijten aan de plotse 'verondieping' (shoaling). Ook voor hogere golven van 10 m ter hoogte van de 200 m dieptelijn lijkt de maximale opzet in de Belgische kustwateren te worden gereduceerd tot 2 m.

2.5 Lokale versterkingsmechanismen en seiches

Tsunami's kunnen ter hoogte van laaggelegen kustgebieden potentieel ernstige schade veroorzaken te wijten aan versterkingsmechanismen, zoals shoaling en lokale resonantie-effecten met de vorming van seiches⁶ in bv. baaien, zeearmen en havens (o.a. Tanaka et al. 2014; Anderson et al. 2015). Seiches worden typisch veroorzaakt in ingesloten (meren) of halfingesloten (baaien, fjorden, havens) waterlichamen wanneer sterke winden en snelle veranderingen in de atmosferische druk water van het ene uiteinde van een waterlichaam naar het andere

⁵ NEAM = Noordoostelijke Atlantische Oceaan, Middellandse Zee en geconnecteerde zeeën.

⁶ Oscillerende niveauveranderingen van het waterniveau (oscillerende staande golf), vaak vergeleken met 'klotsend water in een badkuip'.

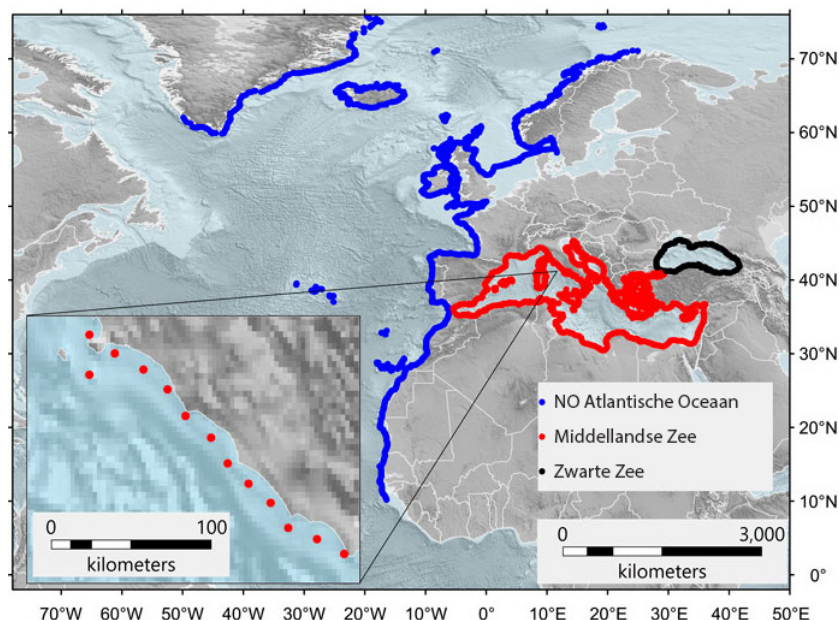
duwen. Wanneer de wind stopt, keert het water terug naar de andere kant van het ingesloten gebied. Het water blijft dan uren of zelfs dagen heen en weer slingeren. Op soortgelijke wijze kunnen ook tsunami's, aardbevingen of zware stormfronten seiches veroorzaken langs oceaanelanden en in zeehavens (NOAA National Ocean Service 2022).

2.6 Bronmechanismen voor tsunami's en de gevaren voor het Noordzeegebied en de Belgische kustzone

2.6.1 Seismische tsunami's

Onderzeese aardbevingen kunnen een plotse deformatie van de zeebodem als gevolg hebben, die op zijn beurt de bovenliggende waterkolom verplaatst en zo een tsunami kan doen ontstaan. De grootteorde van de tsunami is in deze afhankelijk van de diepte van het hypocentrum⁷, het aardbevingstype (bv. over- (*thrust*), af- (*normal*) of zijschuiving (*strike-slip*)) en de magnitude (kracht van de aardbeving of grootteorde van de tektonische beweging) (Grezio et al. 2017). Zo zijn de ondiepe aardbevingen van het *thrust*-type, die in hoofdzaak voorkomen in subductiezones⁸, de voornaamste tsunami-triggers (o.a. Satake en Tanioka 1999). Dit verklaart onmiddellijk waarom de Stille Oceaan veel vatbaarder is voor seismische tsunami's dan de Atlantische Oceaan. De Mid-Atlantische Rug⁹ heeft op tektonisch vlak (divergerende platen) weinig potentie om tsunami's te genereren, daar magnitudes hier in regel vele malen kleiner zullen zijn dan bij subductie (o.a. Murty et al. 2005). De kans op een aardbeving in de Noordzee zelf is niet helemaal uit te sluiten, maar de kans dat er zich een significante aardbeving voordoet is uiterst gering (Willems et al. 2005).

Het Europese TSUMAPS-NEAM-project ontwikkelde in 2016-2017 de eerste langetermijn-PTHA voor seismische tsunami's voor de NEAM-regio, en de uitgave van de *NEAM Tsunami Hazard Model 2018* (NEAMTHM18) vond in 2018 plaats (www.tsumaps-neam.eu). Zo werden voor 2.343 punten (*Points of Interest* – POIs) langs de kusten van de NEAM-regio de tsunamigevaren berekend. De concrete gevaren voor de Belgische kust worden binnen dit model niet in rekening gebracht (figuur 4). De meest nabije POIs bevinden zich langs de Zuid-Engelse kust in het Engels Kanaal en in de noordelijke Noordzee-regio tussen Engeland en Denemarken. De resultaten van het model kunnen op een interactieve kaart geraadpleegd worden op <http://ai2lab.org/tsumapsneam/interactive-hazard-curve-tool/>.



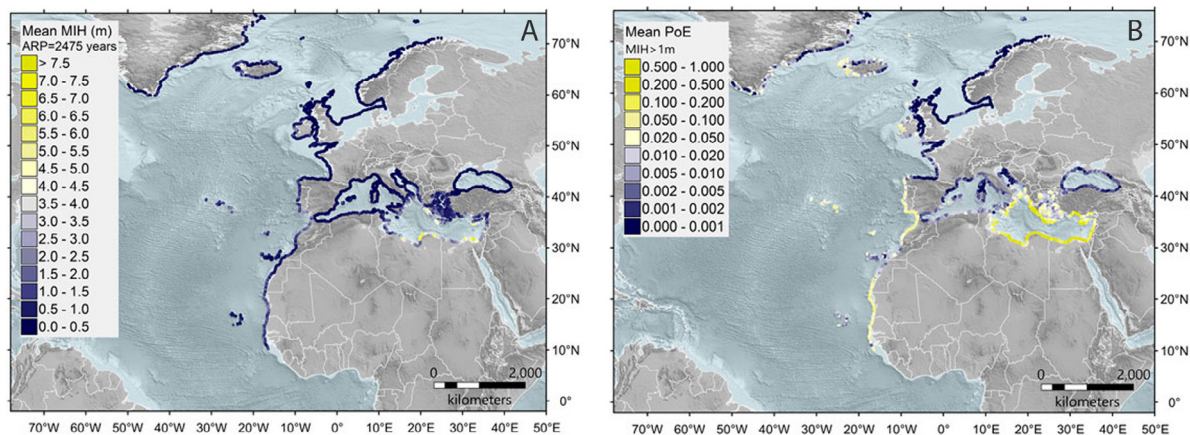
Figuur 4: Ruimtelijke spreiding van de POIs waarvoor NEAMTHM18 de gevaren heeft berekend. Topo-bathymetrie is afkomstig van het ETOP01 Global Relief Model (NOAA 2009, Amante en Eakins 2009). Bron: Basili et al. (2021).

⁷ Het hypocentrum is de locatie onder de aardkorst tussen twee of meer tektonische platen, waar een aardbeving ontstaat.

⁸ Een subductiezone is een zone waar een oceanische aardplaat onder een continentale of een andere oceanische aardplaat schuift.

⁹ De Mid-Atlantische Rug is een keten van submariene bergen, breuken en nog actieve vulkanen. Deze oceaandrug (10.000 km lang) strekt zich uit van de Noordelijke IJszee, dwars doorheen IJsland en de Azoren, over de evenaar tot Antarctica. Hier bewegen tektonische platen langzaam uit elkaar en wordt er nieuwe oceaankorst gevormd: de Afrikaanse en Euraziatische platen in het oosten, en de Noord-Amerikaanse en Zuid-Amerikaanse platen in het westen.

Indien in het model wordt uitgegaan van events met een gemiddelde terugkeerperiode van 2.475 jaar, dan hebben 1% van de POIs een kans op een maximale inundatiehoogte (MIH) of opzet van >5 m, waarbij de POIs in kwestie allemaal in de Middellandse Zee gelegen zijn (Libië, Egypte, Cyprus en Griekenland). In de Noordoostelijke Atlantische Oceaan bevinden de POIs met een opzet van >3 m zich langs de kusten van Mauritanië en de Golf van Cadix. In totaal hebben 30% van de POIs een opzet van >1 m (**figuur 5A**) (Basili et al. 2021). De hoogste kans (*Probability of Exceedance* – PoE) op seismische tsunami's van >1 m doet zich voor in het oostelijk deel van de Middellandse Zee. Daarnaast vertonen ook de Afrikaanse Noordwestkust, de Atlantische kust van het Iberisch schiereiland (met uitzondering van de noordkust) en de westkusten van Ierland en IJsland een verhoogd risico (**figuur 5B**). De kans op een seismische tsunami in de Noordzee-regio wordt als laag beschouwd. Concreet wordt voor de POIs in het Engels Kanaal en de Noordzee de kans op een opzet van >0,5 m ingeschat op een terugkeerperiode van 2.500-100.000 jaar, terwijl dit voor een opzet van >1 m verder afneemt tot 10.000 tot >100.000 jaar (berekend op basis van gemiddelde percentiel van de epistemische onzekerheid in de [NEAMTHM18 interactive hazard curve tool](#)).



Figuur 5: (A) NEAMTHM18-gevaarskaart met weergave van de gemiddelde maximale inundatiehoogte (opzet) met een terugkeerperiode van 2.475 jaar en (B) NEAMTHM18-waarschijnlijkheidskaart voor een maximale inundatiehoogte groter dan 1 m op 2.475 jaar. Topo-bathymetrie is afkomstig van het ETOPO1 Global Relief Model (NOAA 2009, Amante en Eakins 2009). Bron: Basili et al. (2021).

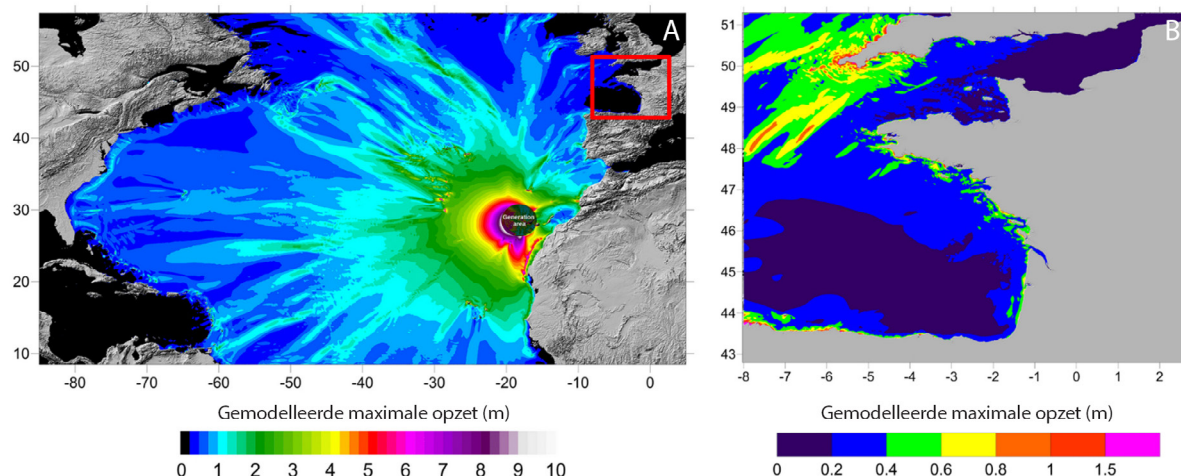
De kans dat een seismische tsunami een grote golfopzet veroorzaakt ter hoogte van de Belgische kust is zeer klein. Zo wordt de terugkeerperiode van een seismische tsunami met een golfopzet van >1 m geschat op 10.000 tot meer dan 100.000 jaar.

2.6.2 Landslide tsunami's

De landslide-tsunami's maken zo'n 15% uit van alle tsunami's wereldwijd (Harbitz et al. 2013). Ze kennen een grote diversiteit in omvang en oorsprong en zodoende ook op het niveau van kustimpact. Zo kunnen er extreme tsunami's met regionale impact worden veroorzaakt door enorme onderzeese aardschuivingen (al dan niet indirect geïnduceerd door een aardbeving) met volumes van meerdere honderden km³ aan sediment (Masson et al. 2006), zoals de Storrega landslides aan de rand van het Noors continentaal plat (2.400 km³) van zo'n 8.150 jaar geleden (o.a. Harbitz 1992; Bondevik et al. 2005) of de Grand Banks aardverschuivingen (200 km³) van 1929 ten zuiden van Newfoundland (Fine et al. 2005). De instorting van bergflanken langs de kust en de hiermee gepaard gaande puinlawines kunnen eveneens een bron vormen van tsunami's, met mogelijke schade op grote afstand (Løvholt et al. 2008; Abadie et al. 2012). De meeste aardverschuivingen omvatten echter kleinere volumes aan sediment en zijn verantwoordelijk voor eerder lokale tsunami's (Harbitz et al. 2013). De grote diversiteit aan kenmerken (volumes, snelheden, waterdiepte, etc.) brengt evenwel grote uitdagingen met zich mee voor landslide-geïnduceerde PTHA (Grezio et al. 2017).

2.6.2.1 Cumbre Vieja vulkaan (La Palma)

Eén van de meest bestudeerde landslide-scenario's die voor Europa een mogelijks bedreigende tsunami zou kunnen veroorzaken betreft de potentiële instorting van de westelijke flank van de Cumbre Vieja vulkaan op La Palma (Canarische Eilanden), die nota bene op 29 september 2021 opnieuw uitbarstte (Ward en Day 2001; Pararas-Carayannis 2002; Gisler et al. 2006; Masson et al. 2006; Løvholt et al. 2008; Abadie et al. 2012; Tehranirad et al. 2015; Abadie et al. 2020; Arnaud et al. 2021; Periañez 2021). Naast het feit dat er geen eenduidigheid bestaat over de flankstabiliteit van de vulkaan in kwestie (o.a. González et al. 2010), worden landslide-scenario's van sterk verschillende grootteordes (0,13 tot 500 km³) en snelheden gehanteerd in de diverse modelstudies. Evoluties in de kennis van o.a. tsunami modellering, bathymetrie en eiland- en kusttopografie tijdens de voorbije twee decennia maken dat het doemscenario¹⁰ van Ward en Day (2001) in de recente literatuur meermaals werd weerlegd. De recente studie van Periañez (2021) gaat uit van een onderzeese afschuiving veroorzaakt door een accumulatie van lava op de shelf van het eiland, dat mogelijks kan leiden tot instabiliteit van deze laatste, met een landslide (geschat op een volume van 0,13 km³) als gevolg. In dit scenario's wordt een golfopzet verwacht van maximaal 50 cm in de nabijheid van de bron, terwijl de Afrikaanse, Amerikaanse en Europese continenten geen impact zouden ondervinden. De studie van Abadie et al. (2020) gaat uit van een landslide op de westelijke flank met een volume van 80 km³. Deze studie toont aan dat de golf richting Europa minder energie bevat in vergelijking met de trans-Atlantische golf die in westelijke richting voortschrijdt (figuur 6). Niettegenstaande voorspelt deze studie alsnog een opzet van ongeveer 2 m ter hoogte van de Atlantische kust van het Iberisch schiereiland (Portugal). Richting de Franse kust wordt ter hoogte van de continentaal plat een significante afname van de opzet verwacht, tot maximaal 1 m ten noorden van het Gironde-estuarium en Bretagne. Eenzelfde scenario wordt voorspeld in het zuidwesten van Engeland (Cornwall). In het Engels Kanaal, ten noordoosten van Normandië, zou de golfopzet zich beperken tot maximaal 20 cm (figuur 6).



Figuur 6: Ruimtelijke spreiding van de gemodelleerde maximale opzet bij een potentiële landslide van 80 km³ op de westelijke flank van de Cumbre Vieja vulkaan op La Palma. (A) Noord-Atlantische regio; (B) Focus op Golf van Biskaje en het Kanaal. Bron: Abadie et al. (2020).

2.6.2.2 Golf van Cadiz

Dichter bij huis wordt de zuidelijke Iberische continentale rand (Golf van Cadiz) gekenmerkt door tektonische activiteit, waar zowel grote canyons als grote onderzeese aardverschuivingen voorkomen (o.a. Matias et al. 2013; Collico et al. 2020; Urgeles et al. 2021). Zo bakende Matias et al. (2013) de voornaamste mogelijke brongebieden af voor tsunami's in de Golf van Cadiz. Met het oog op het beperken van regionale risico's die gepaard gaan met landslide-geïnduceerde tsunami's, genereerde Collico et al. (2020) een hoge-resolutie probabilistische susceptibiliteitskaart voor onderzeese aardverschuivingen in de Golf van Cadiz. Het effectief in kaart brengen van de regionale tsunami-risico's die hiermee gepaard gaan vormt nog materie voor toekomstig wetenschappelijk onderzoek. Door de ligging van de Golf van Cadiz ten opzichte van het Kanaal en de zuidelijke Noordzee, waarbij het Iberisch schiereiland en Bretagne in analogie met het Abadie et al. (2020)-model (La Palma) als ruimtelijke buffers fungeren, worden dan ook geen significante problemen verwacht ter hoogte van de Belgische kust.

¹⁰ De auteurs gingen uit van een afschuivingsvolume van 500 km³ dat zich zou voortbewegen aan een snelheid van 100 m/s. De modellen voorspelden dat golven van enkele honderden meters hoog de kusten van de naburige eilanden zouden overspoelen en Afrika zou getroffen worden door golven tussen 50-100 m hoog. Voor Florida werden golfhogtes van 20-25 m voorspeld, terwijl voor Spanje, Portugal en Engeland golven tussen 5-7 m werden berekend.

2.6.2.3 Noorse fjorden en het Ormen Lange/Storegga gebied

In Noorwegen worden dan weer tal van studies verricht naar de risico's op steenlawines in fjorden door onstabiele bergflanken (bv. Åknesfjället) en de hiermee gepaard gaande tsunamirisico's (o.a. [Blikra et al. 2005](#); [Eidsvig et al. 2011](#); [Harbitz et al. 2014](#)). Niettegenstaande dergelijke tsunami's een zware lokale tol kunnen eisen binnen de fjorden, zoals de Talfjord tsunami van 7 februari 1934, vormen dergelijke events geen bedreiging voor de Belgische kust (o.a. [Harbitz et al. 2014](#); [Løvholt et al. 2014](#)). Verder berekende [Løvholt et al. \(2005\)](#) de mogelijke kustnabije golfopzet bij verschillende potentiële toekomstige landslide-scenario's in het Ormen Lange/Storegga gebied, rekening houdend met verschillende bronlocaties, afglijdingssnelheden en volumes. De studie doet hierbij geen uitspraken over de probabiliteit van het voorkomen van de diverse landslide-scenario's. De impactanalyse beperkt zich tot het zuidwesten van Noorwegen, en afhankelijk van het voorliggende scenario varieert de kustnabije opzet tussen de 30 cm en 30 m. Gezien de beperkte ruimtelijke scope van [Løvholt et al. \(2005\)](#) kunnen op basis hiervan geen conclusies inzake de risico's voor het Belgisch kustgebied geformuleerd worden. Verder wordt het voorkomen van een landslide van een Storegga-grootteorde op dit ogenblik als zeer laag ingeschat, daar dergelijke grootschalige events in deze regio een terugkeerperiode van om en bij de 100.000 jaar kennen, gelinkt aan de glaciale/interglaciale cycli ([Solheim et al. 2004](#)). Dit wordt eveneens onderschreven door de analyses van [Kvalstad et al. \(2005\)](#), die stelt dat alleen een uitzonderlijk zware aardbeving met een zeer lage waarschijnlijkheid van voorkomen nieuwe afglijdingen in het gebied van Ormen Lange zou kunnen triggeren.

Tsunami's veroorzaakt door landslides worden geacht geen significante impact te hebben op de Belgische kustzone (opzet van 20 cm bij landslides vanaf de Cumbre Vieja vulkaan), al bestaat er op heden wel onduidelijkheid over de mogelijke impact van eventuele nieuwe landslides in het Storegga-gebied. In het geval van deze laatste dient wel vermeld te worden dat het voorkomen van nieuwe afglijdingen in deze zone als zeer onwaarschijnlijk worden geacht.

2.6.3 Tsunami's met een vulkanische oorsprong

Tsunami's met een vulkanische oorsprong maken zo'n 5% uit van alle geregistreerde tsunami's, maar grootschalige uitbarstingen kunnen veel mensenlevens eisen. Zo worden 20% van de overlijdens ten gevolge van vulkaanuitbarstingen gelinkt aan tsunami's ([Auken et al. 2013](#)). Vulkanische tsunami's worden veroorzaakt door verschillende mechanismen, waaronder vulkaan-tektonische aardbevingen, flankinstabiliteit (zie ook **3.2 Landslide tsunami's**), pyroklastische stromen, onderwaterexplosies, schokgolven, instorting van de vulkaanrater (caldera), etc., of een combinatie van verschillende mechanismen (o.a. [Paris 2015](#)). Vulkanische tsunami's worden over het algemeen gekenmerkt door golven met een korte periode, een grotere dispersie en beperkte langeafstandseffecten in vergelijking met seismische tsunami's, maar de aard van het bronmechanisme is bepalend voor een specifiek type golf (bv. [Yokoyama 1987](#); [Nomanbhoy en Satake 1995](#); [Le Méhauté en Wang 1996](#); [Choi et al. 2003](#); [Watts en Waythomas 2003](#); [Maeno en Imamura 2011](#); [Ulvrova et al. 2016a](#); [Ulvrova et al. 2016b](#)). Vanwege de diversiteit en complexiteit van deze bronnen, vordert de opname van vulkanische tsunami's in PTHA's traag ([Grezio et al. 2017](#)). Een voorlopig kader voor de PTHA's van tsunami's gegenereerd door onderzeese vulkaanuitbarstingen werd ontwikkeld door [Ulvrova et al. \(2016b\)](#), met het onderzeese deel van de Campi Flegrei caldera (Golf van Napels) als voorbeeld. Hierbij werd rekening gehouden met de probabiliteit van uitbarstingen van verschillende grootteordes, een kwantificering van de initiële oppervlakteverplaatsing als functie van de explosie-energie voor een bepaalde diepte en een numeriek golfvoortplantingsmodel voor elke bron.

2.6.3.1 De Mid-Atlantische Rug

Onderzeese vulkanen komen onder meer voor op de Mid-Atlantische Rug (MAR), maar tsunami's in de Atlantische Oceaan ontstonden in het verleden nagenoeg steeds langsheen de continentale randen en werden niet vanuit de MAR geïnduceerd ([Murty et al. 2005](#)). De geologische processen die instaan voor het vrijkomen van vulkanisch gesteente in de MAR gebeuren meestal voldoende traag waardoor er geen tsunami's worden gegenereerd (o.a. [Willems et al. 2005](#)). Verder blijken tsunami's, althans op basis van historische records, in de Atlantische Oceaan niet in staat over de oceaan heen te reizen, met een mogelijke uitzondering van de Lissabon-tsunami van 1755 ([Murty et al. 2005](#)). Bijgevolg wordt het tsunamigevaar voor de Belgische kust, veroorzaakt door een uitbarsting ter hoogte van de MAR, als zeer onwaarschijnlijk beschouwd.

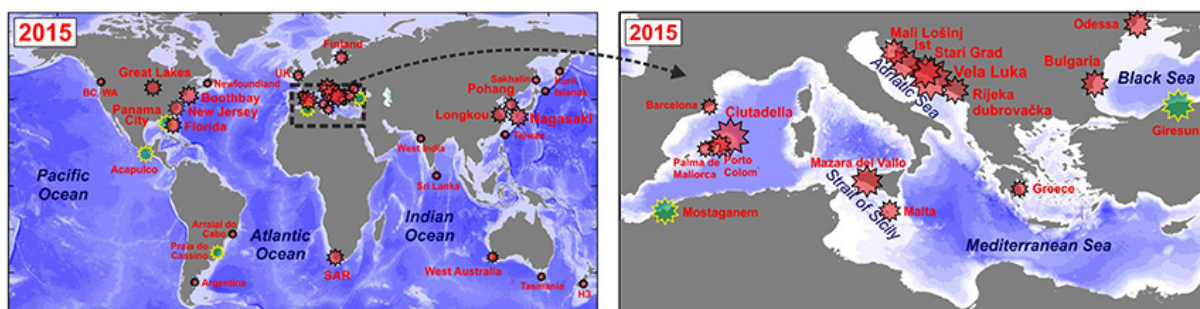
2.6.3.2 Flankinstabiliteit van vulkanen

Het mogelijke voorkomen van landslide-tsunami's door flankinstabiliteit van vulkanen en de hiermee gepaard gaande risico's voor de Belgische kust werden reeds besproken in **3.2. Landslide tsunami's** (Cumbre Vieja vulkaan, zie ook **figuur 6**). Daarnaast vindt de voornaamste vulkanische activiteit in Europa op heden plaats in het Middellandse Zeegebied (Italië). Bijgevolg zullen hiermee geassocieerde tsunami's, gezien het ingesloten karakter van het Middellandse Zeebekken, geen gevolgen hebben voor de Belgische kust. Zo vond op 30 december 2002 een landslide plaats op de Stromboli ([Bonaccorso et al. 2003](#); [Tinti et al. 2006](#)), met als gevolg een wateropzets van 8 m op de kust van het eiland. De verstoring van het wateroppervlak verspreidde zich ongeveer in een straal van 200 km rond de bron, met beperkte effecten langsheen verder afgelegen kusten ([Maramai et al. 2005](#)).

Tsunami's veroorzaakt door vulkaanuitbarstingen zullen geen noemenswaardige effecten genereren ter hoogte van de Belgische kustzone.

2.6.4 Meteotsunami's

De drukveranderingen die gepaard gaan met hoog-energetische atmosferische storingen (bv. onweer, (tropische) stormen, frontale passages, atmosferische convectie en zwaartekrachtgolven, etc.) zijn in staat om lange oppervlaktgolven op zee te genereren via de overdracht van atmosferische trillingsenergie op de oceaan (i.e. resonantie) ([Proudman 1929](#); [Greenspan 1956](#); [Rabinovich en Monserrat 1998](#); [Vilibić et al. 2016](#)). Dit kan leiden tot significante golven met perioden tussen twee minuten en twee uur ([Rabinovich en Monserrat 1998](#); [Pattiaratchi en Wijeratne 2015](#)). Gezien de oorsprong van deze golven, worden ze gecatalogeerd als 'meteorologische tsunami's' of 'meteotsunami's' ([Defant 1961](#); [Monserrat et al. 2006](#)). Meteotsunami's zijn minder energetisch dan seismische tsunami's, waardoor ze over het algemeen een lokaler voorkomen kennen en nooit ver buiten hun regio van oorsprong zullen propageren ([Gusiakov 2021](#)).



Figuur 7: Locaties waar meteotsunami's werden gedocumenteerd anno 2015. De grootteorde van de sterren is proportioneel met de intensiteit van de gedocumenteerde events. Groene sterren wijzen op het voorkomen van 'meteotsunami-achtige' events die nog niet wetenschappelijk gestaafd werden. Bron: [Rabinovich en Monserrat \(1996\)](#), [Monserrat et al. \(2006\)](#), [Rabinovich \(2009\)](#), [Šepić et al. \(2015a\)](#), [Pattiaratchi en Wijeratne \(2015\)](#) – figuur naar [Vilibić et al. \(2016\)](#).

Een kader voor de PTHA voor meteotsunami's werd voorgesteld door [Geist et al. \(2015\)](#), met focus op de oostkust van Noord-Amerika. [Šepić et al. \(2016\)](#) trachtte de waarschijnlijkheid van voorkomen van meteotsunami's ter hoogte van de Balearen te kwantificeren vanuit synoptische atmosferische patronen. In andere kustgebieden blijft het moeilijk om aan de hand van continue datarecords of historische events het herhalingsinterval van meteotsunami's in te schatten ([Grezio et al. 2017](#)). Bepaalde modelstudies trachten aan de hand van artificiële atmosferische verstoringen de maximale golfhoogtes van meteotsunami's in te schatten ([Renault et al. 2011](#) [Balearen]; [Whitmore en Knight 2014](#) [Noord-Amerikaanse oostkust]; [Šepić et al. 2015b](#) [Adriatische Zee]), maar deze benadering is niet geschikt voor operationele real-time voorspellingen van meteotsunami's ([Grezio et al. 2017](#)). Niettegenstaande in diverse hot-spot gebieden reeds verschillende waarschuwingssystemen voor meteotsunami's werden uitgerold, is geen van de bestaande benaderingen op heden in staat betrouwbare vroegtijdige waarschuwingen te genereren ([Vilibić et al. 2016](#)).

Op 29 mei 2017 werd in de vroege ochtend een meteotsunami gedocumenteerd langsheen de kusten van het Kanaal en de zuidelijke Noordzee, veroorzaakt door een luchtdrukverstoring gelinkt aan een zogenaamde *rear flank downdraft* (valwind) in associatie met een mesoschaal convectiesysteem (complex van onweersbuien). De

resonantie veroorzaakte een golf met een amplitude die varieerde tussen 11 cm (Dover, Engeland) en 88 cm (Europlatform, Nederland). In Oostende werd een amplitude van 44 cm opgemeten. In Frankrijk varieerden de metingen tussen 26-72 cm en voor Duitsland tussen 24-33 cm (Sibley et al. 2021). Ter hoogte van de Nederlandse stranden (o.a. Katwijk en Zandvoort) werd een opzet tot 2 m opgetekend (Assink et al. 2018), die eveneens op video kon worden gedocumenteerd. Een modelsimulatie van deze tsunami werd gemaakt door Vatvani (2017).

De meest opmerkelijke gedocumenteerde meteotsunami in het Kanaal en het Noordzeegebied voorafgaand aan bovenstaand event betreft deze van 5 juni 1858 (Newig en Kelletat 2011), waarbij een geschatte opzet tot 6 m werd bereikt ter hoogte van de Deense kust. Daarnaast werden in de voorbije jaren meerdere meteotsunami's bevestigd in de Noordzee (Sibley et al. 2016) en het Kanaal (Tappin et al. 2013; Williams et al. 2019), met name op 28 mei 2008, 27 juni 2011 (+0,2-0,4 m), 1 juli 2015 (+1,25 m [ter hoogte van Stonehaven]) en 23 juni 2016 (+0,7 m). Net zoals bij de meteotsunami van 2017 lijken de atmosferische drukanomaliën in al deze recente gevallen te worden veroorzaakt door verticale luchtbewegingen in associatie met grote convectiecellen (Sibley et al. 2016).

Thompson et al. (2020) geeft een overzicht van tsunami-events langs de Engelse kust tussen 1759 en 2017. Op basis van het beschikbare bewijsmateriaal concludeerden de auteurs dat 23 events met zekerheid aan meteotsunami's konden worden toegeschreven. Het gros van de waarnemingen vond plaats langs de Zuid-Engelse kust in het Kanaal (18), een drietal langs de Noordzeekust en twee in het Bristol Kanaal (figuur 8). Deze vorm van tsunami's lijkt in hoofdzaak voor te komen tussen mei en oktober, hetgeen, zoals hierboven reeds aangetoond, positief correleert met de frequentie van convectieve systemen in de regio, die in hoofdzaak voorkomen tussen mei en september (Gray en Marshall 1998; Hand et al. 2004). In de context van de klimaatverandering, met een stijgend zeeniveau (o.a. DeConto en Pollard 2016; Bamber et al. 2019; Kulp en Strauss 2019; Oppenheimer et al. 2019; Horton et al. 2020) en een mogelijke toename aan zware stormen (o.a. Palmer et al. 2018), is het relevant na te denken hoe meteotsunami's beter gemeten, gemodelleerd en voorspeld kunnen worden (o.a. Tappin et al. 2013). Omwille van bovenstaande redenen kan het niet in rekening brengen van meteotsunami's tot aanzienlijke vertekeningen leiden bij de inschatting van terugkeerperiodes van bepaalde zeeniveaus, met mogelijke gevolgen voor de kustveiligheid (o.a. Thompson et al. 2020). De geobserveerde toenemende frequentie aan gedocumenteerde meteotsunami's in Engeland in recente jaren kan een realistische weergave betreffen, maar kan tevens een gevolg zijn van een verhoogde bewustwording of verbeterde observatietechnieken na de tsunami van 2004 in de Indische Oceaan (Thompson et al. 2020). Daarnaast komen meteotsunami's waarschijnlijk enkele malen per jaar voor langs de Noordzeekusten, maar blijven de golven veelal beperkt tot enkele centimeters waardoor ze onopgemerkt blijven (Sluiter et al. 2017).

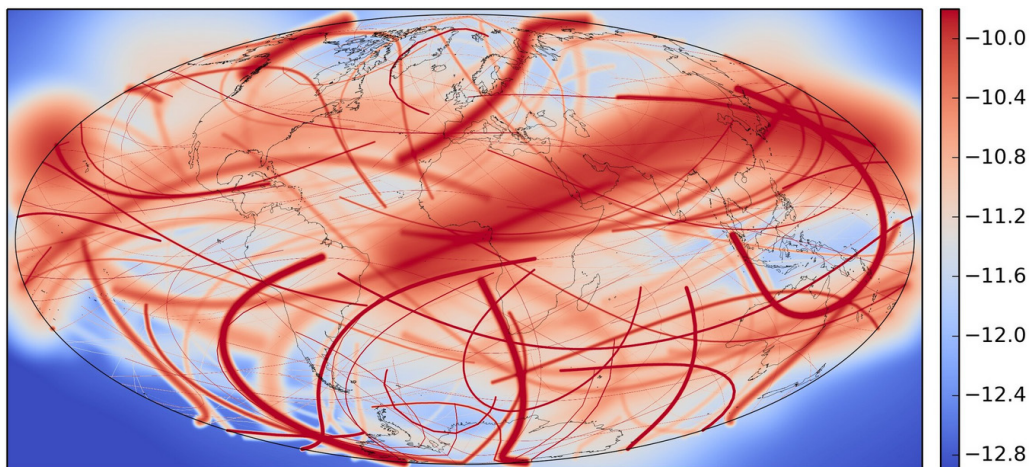


Figuur 8: Locatie van meteotsunami's langs de kust van het Verenigd Koninkrijk tussen 1759 en 2017. Bron: Thompson et al. (2020).

Meteotsunami's kennen een frequent voorkomen langs de Noordzeekusten, maar deze blijven meestal onopgemerkt door de veelal beperkte golfhoogte van slechts enkele centimeters. Het is echter wel van belang meteotsunami's beter te meten, modelleren en voorspellen, daar de golfhoogte ter hoogte van de kustzone lokaal kan oplopen tot ruim 1 meter (bv. 29 mei 2017 – Katwijk/Zandvoort: opzet tot 2 meter).

2.6.5 Tsunami's geïnduceerd door de inslag van planetoïden

Naast bovenvermelde oorzaken kan een tsunami in zeldzame gevallen eveneens veroorzaakt worden door de inslag van een planetoïde¹¹ (ook asteroïde genoemd) in de oceaan. Volgens [Bland en Artemieva \(2006\)](#) bedraagt de impactfrequentie op aarde van een object met een diameter van 10 m 25% op 1.000 jaar. Deze frequentie neemt verder af naarmate de diameter van het object toeneemt (100 m diameter = 3%-20%/1.000 jaar; 1 km diameter = 0,09%-0,40%/1.000 jaar). Verschillende studies hebben de voortschrijding, golfhoogte, golflengte en periodes van tsunami's gemodelleerd (binnen een gegeven ruimtelijke context, bv. een bepaalde waterdiepte en densiteit van de oceaan) in functie van de impact van planetoïdes van verschillende grootteordes en snelheden (o.a. [Nemtchinov et al. 1996](#); [Crawford en Mader 1998](#); [Wünnemann et al. 2010](#); [Wünnemann en Weiss 2015](#)). [Ward en Asphaug \(2000\)](#) ontwikkelden een kader voor PTHA voor de impact van planetoïden. Zo werd de kans op een door een planetoïde geïnduceerde tsunami van minstens twee meter hoog voor een generieke locatie binnen een tijdperiode van 1.000 jaar ingeschat op 7%, terwijl de kans afneemt tot 3% voor tsunami's met een hoogte van 5 m en 0,3% voor een hoogte van 25 m. Daar de Noordzee afgeschermd ligt van de oceaan, en bovendien bestaat uit een zeer groot continentaal plat, is dit risico voor België nog kleiner ([Willems et al. 2005](#)). De *Asteroid Risk Mitigation Optimization and Research* (ARMOR) software tool berekent o.a. het inslagbereik op aarde (**figuur 9**), alsook de potentiële impact (op basis van menselijke blootstelling en impact-intensiteit), van een naderende planetoïde, waarbij de kwetsbaarheidsmodellen rekening houden met zeven inslageffecten, waaronder tsunami's ([Rumpf et al. 2017](#)). Algemeen kan gesteld worden dat de kans op een tsunami ter hoogte van de Belgische kust, veroorzaakt door de inslag van een planetoïde in de Atlantische Oceaan of de Noordzee, als uiterst miniem kan worden beschouwd. Desalniettemin kunnen de gevolgen van dergelijke extreem laag-frequente gebeurtenis desastreus zijn. Daarnaast zijn er wel tal van kleinschalige planetoïden die de atmosfeer binnendringen (vallende sterren). Een globaal netwerk van infrageluidstations detecteert jaarlijks één à twee airbursts¹² met een grootteorde van de atoombom op Hiroshima (0,015 megaton (MT)). [Berger en Goodman \(2018\)](#) modelleerden de impact van een 250 MT airburst en concludeerden dat de hiermee verband houdende drukgolven geen significante effect hebben op het oceaanooppervlak.



Figuur 9: Meerdere potentiële inslagcorridors van 69 planetoïden. De kleur geeft de lokale inslagwaarschijnlijkheid in machten van 10 aan. De corridors in deze figuur komen overeen met uiterst onwaarschijnlijke inslaggebeurtenissen waarbij een kleurwaarde van '-10' staat voor een waarschijnlijkheid van één op tien miljard. Bron: ESA – op basis van [Rumpf et al. \(2017\)](#).

De risico's voor de Belgische kustzone verband houdende met tsunami's geïnduceerd door planetoïden worden als minimaal beschouwd.

¹¹ Een planetoïde is een klein rotsachtig object dat om de zon draait. Soms kan de ene planetoïde tegen de andere botsen. Hierdoor kunnen kleine stukjes van de planetoïde afbreken. Die stukken worden meteoroiden genoemd en zijn vaak niet groter dan een kiezelsteen. De afmetingen van planetoïden variëren van 1 meter tot ongeveer 1.000 km.

¹² Airbursts zijn krachtige explosies die ontstaan wanneer kleine planetoïden in de atmosfeer uiteenvallen zodra ze beginnen op te branden.

2.6.6 Tsunami's gegenereerd door meerdere bronnen

Naast één enkel bronmechanisme kunnen tsunami's eveneens geïnduceerd worden door een combinatie aan factoren, hetgeen het modelleren van de voortschrijding en de kenmerken van de tsunami in kwestie bemoeilijkt. Dergelijke situatie deed zich voor bij de uitbarsting van de vulkaan Hunga Tonga-Hunga Ha'apai op 15 januari 2022, waarbij de uitbarsting twee types tsunami's genereerde: een 'klassieke tsunami' door de verplaatsing van grote hoeveelheden water, alsook een aan ruim 1.100 km/u voortschrijdende 'meteotsunami', voortgestuwd door snel bewegende atmosferische drukverstoringen, veroorzaakt door de explosie (Gibbons en Geist 2022; Lynett et al. 2022). Het netwerk van real-time zeeniveau-monitoringsstations (www.ioc-sealevelmonitoring.org) registreerde wereldwijde tsunami-amplitudes, met de hoogste waarden langsheen de continenten grenzend aan de Stille Oceaan (Lynett et al. 2022). Maar ook in Europa (Atlantische Oceaan, Noordzee, Middellandse Zee, Baltische Zee) werd een opzet tussen 3 en 20 cm geregistreerd (Carvajal et al. 2022). Gezien het zeldzame voorkomen van dergelijke events (een vorige gelijkaardige gebeurtenis vond plaats in 1883 bij de Krakatau-uitbarsting) en de ligging van de Belgische kust, zijn de risico's in België bij dergelijke tsunami's op het vlak van kustveiligheid zeer beperkt.

3. Rogue waves

Rogue waves, freak waves of giant waves zijn één van de beruchte enigma's van de zee. Deze extreem hoge, steile en gevaarlijke golven lijken vaak zeer lokaal uit het niets te ontstaan en snel weer te verdwijnen ('*wave from nowhere*') waardoor hun bestaan voor eeuwen als folklore werd bestempeld (Kharif en Pelinovsky 2003). Sinds de jaren '70 werd dit fenomeen – naar aanleiding van meldingen uit de offshore olie- en scheepvaartindustrie – in toenemende mate wetenschappelijk onderzocht, hetgeen resulteerde in een snelle opstart van verscheidene labo- en modelexperimenten (Slunyaev 2017). Het hoofddoel van deze studies omvat het begrijpen van de fysica achter het ontstaan van rogue waves in relatie tot de omgevingsomstandigheden (wind, luchtdruk, bathymetrie, stromingsveld, etc.). Op deze manier wil men deze golfphenomenen kunnen voorspellen en passende technische maatregelen nemen inzake de bescherming van offshore constructies en schepen (Kharif en Pelinovsky 2003, Christou en Ewans 2014, Fedele et al. 2016, Slunyaev 2017, Gemmrich en Cicon 2022). Dat deze extreme golven wel degelijk een potentieel gevaar vormen voor de veiligheid op zee blijkt uit de cijfers in o.a. Haver en Andersen (2000), Kharif en Pelinovsky (2003), Rosenthal en Lehnner (2008), Christou en Ewans (2014) en Fedele et al. (2016). Zo worden rogue waves tussen 1981 en 2000 verantwoordelijk geacht voor het verlies van circa 200 grote vrachtschepen en meer dan 500 mensenlevens. Het is dan ook belangrijk om deze golven beter te kunnen voorspellen om mensenlevens te redden en de financiële impact van dergelijke events voor reders en uitbaters van offshore constructies (alsook het risico op hiermee verband houdende milieuschade) tot een minimum te beperken.

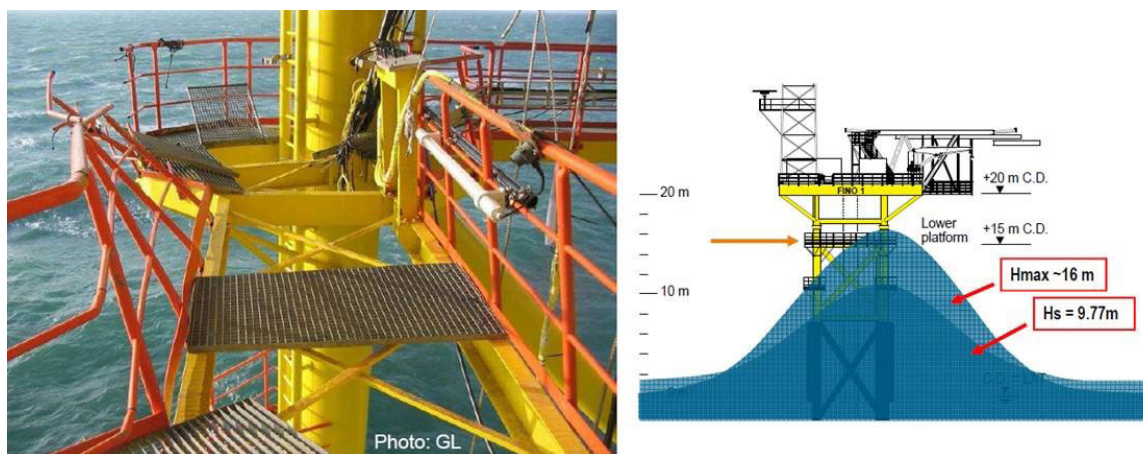
Rogue waves beschrijven en onderzoeken is gezien hun kortstondige duur en schijnbaar plotse ontwikkeling evenwel geen eenvoudige onderneming. De meest gangbare definitie die momenteel gehanteerd wordt, is deze van Haver en Andersen (2000), die rogue waves categoriseren als golven met golfhoogtes die minstens 2,2 keer hoger liggen dan de 'significante golfhoogte' (gemiddelde golfhoogte van de hoogste 1/3 golven over een zekere meetperiode). Op basis van deze definitie is duidelijk dat rogue waves niet noodzakelijk gelimiteerd zijn tot de diepe oceaan, maar dat ze ook kunnen voorkomen in ondiepe wateren. Rogue waves doen zich steeds zeer kortstondig (seconden-minuten) voor en zijn veelal niet meer dan één of enkele golven met een disproportioneel hoge amplitude en steil golffront (Kharif en Pelinovsky 2003, Christou en Ewans 2014, O'Brien et al. 2017, Orzeg en Wang 2020, Gemmrich en Cicon 2022).

Over de manier waarop deze golven ontstaan in natuurlijke omstandigheden blijven, ondanks het vele onderzoek, de meningen in wetenschappelijke kringen verdeeld (Rosenthal en Lehnner 2008, Slunyaev et al. 2011, Fedele et al. 2016, Slunyaev 2017, Orzeg en Wang 2020, Gemmrich en Cicon 2022). Het voornaamste struikelblok vormt het feit dat wetenschappers de theoriën van labo- en modeltesten niet gevalideerd zien in de veldwaarnemingen (Slunyaev et al. 2011, Fedele et al. 2016, Slunyaev 2017, Gemmrich en Cicon 2022). Dit impliceert dat het ontwikkelen van adequate waarschuwingssystemen of het aanduiden van 'hoog-risicozones' vooralsnog niet mogelijk is. De meest plausibele verklaring achter het ontstaan van rogue waves is dat deze het resultaat zijn van een positieve interferentie tussen (wind)golven, verder versterkt door zogenaamde 'tweede-orde nonlineariteiten' (Christou en Ewans 2014, Fedele et al. 2016). Eenvoudig gesteld, zijn deze golven plotse, kortstondige verschijnselen, door een snelle samensmelting van de energie van willekeurige, maar kruisende golfpatronen (Bitner-Gregergsen en Toffoli 2014, Christou en Ewans 2014, Fedele et al. 2016, Teutsch et al.

2020, Gemmrich en Cicon 2022). Volgens onderzoek van Orzeg en Wang (2020), waarbij in-situ data van rogue waves gekoppeld werd aan wind- en stromingsdata, zou er evenwel een zekere correlatie zijn tussen sterke oppervlaktestromingen, direct tegenover elkaar staande winden en de kans op een (krachtige) rogue wave (zie ook Bitner-Gregergsen en Toffoli 2014, Bitner-Gregergsen et al. 2014).

Hoe vaak rogue waves optreden valt alsnog niet eenduidig te bepalen, met verschillende studies die frequenties rapporteren gaande van één rogue wave op 16.000 golven tot een rogue wave op 110.000 golven (Christou en Ewans 2014, Orzeg en Wang 2020, Gemmrich en Cicon 2022). De frequentie lijkt voor een stuk locatieafhankelijk te zijn en afhankelijk van de gebruikte meettechniek (boeien leiden eerder tot een onderschatting van de frequentie en amplitude). In elk geval blijken rogue waves geenszins een zeldzaam fenomeen en is dit golftype niet per se afhankelijk van slechte weersomstandigheden en hoeven ze ook niet per definitie destructief te zijn (Rosenthal en Lehner 2008, Slunyaev et al. 2011, Fedele et al. 2016, Slunyaev et al. 2017, Orzeg en Wang 2020, Gemmrich en Cicon 2022).

Langetermijnonderzoek (2000-2008 (Christou en Ewans 2014) en 2011-2016 (Teutsch et al. 2020)) naar rogue waves met behulp van boeien en radars in de zuidelijke Noordzee toonde aan dat rogue waves ook hier zich gedurende het jaar met enige regelmaat voordoen. Op basis van de resultaten van Teutsch et al. (2020) kon geconcludeerd worden dat er zich gemiddeld één rogue wave voordoet voor elke 5.000 à 8.000 golven op een gegeven locatie. Het verschil in aantal rogue waves met de oceaan komt vooral neer op het feit dat de golfperiode in oceanen (8-10 s) hoger ligt dan in ondiepere, enigzins beschutte zeeën, zoals de Noordzee. Hetzelfde geldt voor seizoenale verschillen, zo komen er relatief gezien meer rogue waves voor in de zomer dan in de winter, omdat de lagere windcondities in de zomer de periode tussen golven verkleinen (Teutsch et al. 2020). Rogue waves vormen in de Noordzee een reëel gevaar voor offshore constructies (Haver en Andersen 2000, Bitner-Gregergsen en Toffoli 2014, Fischer et al. 2015). Zo werd in 2009 het FINO1 offshore platform (Duitse Bocht) getroffen door minstens twee golven met een golfhoogte van meer dan 16 m en een golflengte van meer dan 350 m (figuur 10). Ter vergelijking, de tot op heden hoogste waargenomen rogue wave, de 'Killard wave', had een geregistreerde golfhoogte van 33,96 m. De golf sloeg in op het Killard platform (Atlantische Oceaan, in de buurt van Ierland) in de late avond van 26 januari 2014 (Fedele et al. 2016). Schade door rogue waves in de Belgische kustzone werd nog niet geobserveerd, waardoor we kunnen concluderen dat dit golftype voornamelijk een risico vormt voor economische activiteiten en constructies op zee.



Figuur 10: (Links) Foto van de schade aan het FINO1 offshore platform als gevolg van rogue waves tijdens storm Britta (4/10/2009). (Rechts) Illustratie van de rogue wave in kwestie. Bron: DNV GL 2009.

Rogue waves zijn een potentieel destructief golftype dat voornamelijk door een erg hoge golfamplitude gevaarlijk kan zijn voor offshore constructies en schepen. Deze golven ontstaan door een erg specifieke en lokale samenloop van factoren waarna ze slechts kort gedijen. Het risico op schadegevallen in het BNZ is dan ook redelijk laag in te schatten, al kunnen de gevolgen in het geval van een rogue wave event desastreus zijn.

4. Infragravitaire golven

Infragravitaire golven (IG-golven)¹³ zijn een type van oppervlaktegolven met een lange periode (0,005-0,05 Hz, ofwel 20-200 s) en gewoonlijk lage en weinig steile amplitudes. Er wordt aangenomen dat dit golftype ('gebonden' IG-golven) zich vormt dichtbij de kust door een niet-lineaire interactie met door de wind opgewekte oppervlaktegolven en specifieke golfprocessen in de surfzone (Longuet-Higgins en Stewart 1962, Ardhuin et al. 2014, Bertin et al. 2018). Op stranden met een zachte hellingsgraad is tijdens het voortschrijden van golven nabij de waterlijn de energie van IG-golven dominant (o.a. toenemende golfhoogte) t.o.v. andere golftypes en zodoende zijn deze golven bepalend voor de strandmorfologie en kunnen ze harde structuren als dijken impacteren (Holman 1986, Ruggiero et al. 2004, Stockdon et al. 2006, Lashley et al. 2020, Gruwez et al. 2022). Na het aan land komen gaat een groot deel van de golfenergie verloren, maar een deel van de IG-golven straalt zeewaarts uit, waarna deze 'vrije' IG-golven zich over grote afstanden over het continentaal plat, en in mindere mate over oceanbekkens, kunnen verspreiden (de Bakker et al. 2014, Smit et al. 2018, Reniers et al. 2021). De richting en energie van gereflecteerde vrije IG-golven is afhankelijk van de hoek van de invallende golven en de lokale kustmorfologie (Bertin et al. 2018, Reniers et al. 2021, Rijnsdorp et al. 2021). Kusten met een zachte of milde aflopende helling geven aanleiding tot minder hoge en in se minder energetische (hogere frequentie) IG-golven (Bertin et al. 2018, Bertin et al. 2020, Lashley et al. 2020, Rijnsdorp et al. 2021, Reniers et al. 2021, Gruwez et al. 2022)¹⁴. Wanneer de kustmorfologie beïnvloed wordt door het getij, is dit een temporele factor die ook in rekening dient te worden gebracht inzake de energieoverdracht naar IG-golven (Bertin et al. 2020).

Het feit dat IG-golven voor hun ontstaan afhankelijk zijn van windgolven, maakt dat hun energielading positief correleert met de windsterkte. Met andere woorden, IG-golven zijn het krachtigst en duidelijkst te observeren tijdens stormen in ondiepe wateren met golfhoogtes die in extreme gevallen kunnen oplopen tot in de orde van meters (Ruessink et al. 1998, Ruggiero et al. 2004, Sheremet et al. 2014, Shimozone et al. 2015, Kettle 2020, Matsuba et al. 2020, Reniers et al. 2021, Rijnsdorp et al. 2021). Er zijn aanwijzingen dat IG-golven een significante invloed kunnen uitoefenen op verschillende kustprocessen, zoals sedimenttransport (de Bakker et al. 2016), het eroderen van stranden en duinen (van Thiel de Vries et al. 2008, Roelvink et al. 2009, Baumann et al. 2017) en de hydrodynamiek van de kustzone (Ruessink et al. 1998, van Gent 2001, Ruggiero et al. 2004, Pomeroy et al. 2012, Sheremet et al. 2014). Zo blijkt uit recente veldwaarnemingen dat de aanwezigheid of dominantie van IG-golven voor de kust een belangrijke rol kan spelen bij het ontstaan van een onverwacht hoge opzet (Sheremet et al. 2014). In extreme gevallen kunnen IG-golven ook zware materiële en stoffelijke schade veroorzaken, zoals in het geval van Tyfoon Haiyan (Filipijnen 2013) (Roerber en Bricker 2015, Shimozone et al. 2015). Daarnaast kunnen IG-golven eveneens aanleiding geven tot seiches binnen havengebieden (Okihiro et al. 1993, van der Molen et al. 2015) en worden ze ook in verband gebracht met het opbreken van ijsplaten in de poolregio's en het triggeren van 'seismic hum' (i.e. seismisch gezoem) (Ardhuin et al. 2015, Bromirski et al. 2015).

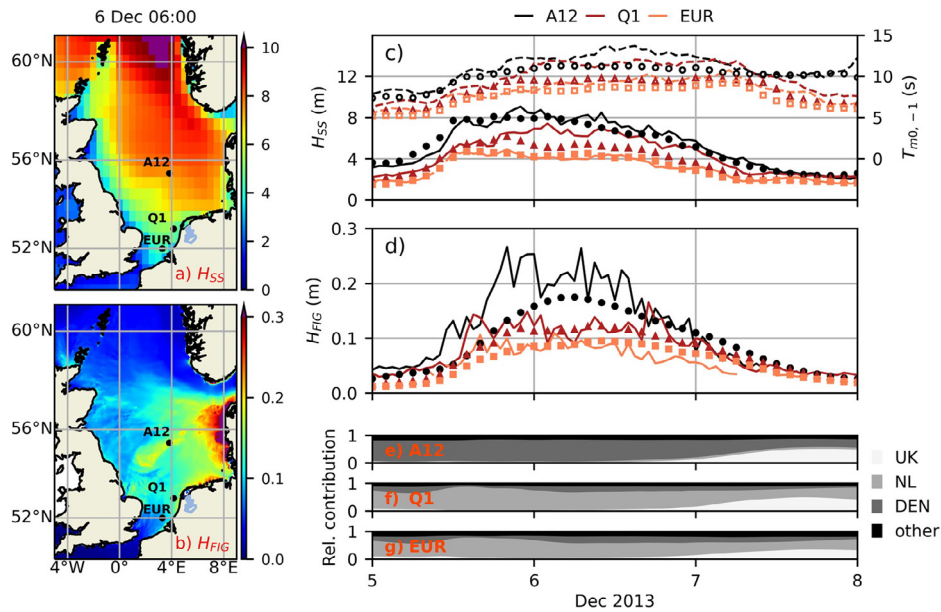
Kustregio's met een ondiep¹⁵ continentaal plat en hoog windklimaat, zoals de Noordzee, blijken bij uitstek geschikt voor het in stand houden van vrije IG-golven (Reniers et al. 2021). Rijnsdorp et al. (2021) onderzochten de ruimtelijke en temporele variaties van vrije IG-golven in de Noordzee tijdens en na vier grote stormevents tussen 2010 en 2018. Voor het onderzoek werd gebruik gemaakt van verschillende meetstations (boeien) in de zuidelijke Noordzee op een diepte van ongeveer 30 m. De tot nog toe hoogst geobserveerde registratie van een vrije IG-golf (0,2-0,3 m) gebeurde ter hoogte van de Doggerbank, tijdens de passage van storm Xaver in de nacht van 5 op 6 december 2013 (Rijnsdorp et al. 2021) (figuur 11). Zuidelijker, nabij de Nederlandse kust, waren de IG-golven kleiner. In het algemeen kan aangenomen worden dat de energie van vrije IG-golven in grote mate afhankelijk is van de stormsterkte en de ruimtelijke (zoals het strandprofiel) en temporele kenmerken van waar de krachtigste golven aan land kwamen. De hoogst geobserveerde golfhoogtes van vrije IG-golven doen zich evenwel voor in open zee en verder lijken ze ook weinig energie te verliezen tijdens hun reis over de Noordzee (Reniers et al. 2021).

De resultaten van het onderzoek van Rijnsdorp et al. (2021) suggereren dat IG-golven binnen het Noordzeegebied een significante bijdrage kunnen leveren aan het golfklimaat op plaatsen die ver van hun oorsprong liggen.

¹³ Een naamsverwarring kan optreden met de *internal gravity waves*, ook wel *near-inertial waves* genoemd. Dit golftype betreft een golfbeweging die zich in tegenstelling tot IG-golven voordoet onder de waterlijn en wordt gekenmerkt door typische gepolariseerde, circulaire snelheden en een sterke schuifspanning (*shear stress*). Deze gigantische golven (het golffront kan zich uitstrekken over honderden kilometers) delen eigenschappen met de beter bestudeerde getijdegolven en spelen een belangrijke rol in de biogeochemische balans van de oceaan en klimaatregulatie (Allford et al. 2016). In ondiepe regio's neemt hun energie snel af, maar toch kunnen ze omwille van de toevoer van nutriënten een belangrijk effect hebben op kustecosystemen (Lucas et al. 2014).

¹⁴ Voor een diepgaandere technische bespreking over het ontstaan en gedrag van IG-golven, zie Bertin et al. (2018), Bertin et al. (2020), Reniers et al. (2021).

¹⁵ In dieper water verliezen vrije IG-golven snel aan energie, wat maakt dat ze in diepe regio's weinig tot geen relevantie hebben in proportie tot het dominante golfklimaat (Smit et al. 2018, Rijnsdorp et al. 2021).



Figuur 11: Momentopname en evolutie van de significante golfhoogte en golfhoogte van vrije IG-golven gedurende de passage van storm Xaver (december 2013). De volle lijnen betreffen reallife observaties komende van drie observatiestations (A12, Q1, EUR), de markeringen betreffen modelsimulaties. Panelen e, f, g, demonstreren de relatieve bijdrage van de verschillende kusten aangaande de voorspelde variantie in golfhoogte van vrije IG-golven en dit voor de drie beschouwde observatiestations. Bron: [Rijnsdorp et al. \(2021\)](#).

Het kwantificeren van de impact van gebonden en vrije IG-golven met het oog op kustbescherming of beheersmaatregelen is evenwel zeer complex ([Reniers et al. 2021](#)), met name doordat het energietransferproces van windgolven naar de onderliggende IG-golven erg variabel kan verlopen (en in een ideaal scenario tijd en ruimte vragen), met daarbovenop het effect van de vaak erg variabele kustmorfologie. Een gedegen inzicht in welke mate de energie van IG-golven de kust impacteert vereist meer onderzoek en behoeft meer geavanceerde waarnemingstechnologieën en modellen ([Reniers et al. 2021](#)). De Universiteit Gent (coördinator), KULeuven en het VLIZ voeren op het moment van schrijven een FWO-project uit dat de invloed van infragravitaire zeegolven tijdens stormen op de hydro- en morfodynamische processen langs hybride, zacht-harde kustverdedigingsstructuren met een ondiep voorland (studiesite Raversijde) onderzoekt.

Infragravitaire golven kunnen in het Noordzeegebied zowel op zee als in de kustzone een belangrijk aspect zijn van het golfklimaat. In welke mate deze golven de kust impacteren en hoe ze dienen te worden meegenomen in kustbeschermingsstrategieën of kwetsbaarheidsanalyses vereist evenwel meer wetenschappelijk onderzoek.

5. Conclusies

Op basis van de PTHA-modelstudies (tsunami's) kan geconcludeerd worden dat de kans op destructieve tsunami's ter hoogte van de Belgische kust (zeer) klein is (**tabel 1**), al is de impact van een tsunami mede afhankelijk van de heersende getijden (bv. springtij) en meteorologische condities (bv. storm) op het moment dat de tsunami aan land gaat. De hoogste 'gedocumenteerde' opzet door een tsunami (i.e. een meteotsunami) langs de Belgische kust dateert van 1767 (Oostende), en bedroeg +1,50 m. De Belgische kust heeft de grootste kans geïmpacteerd te worden door een meteotsunami, al bedroeg de opzet in de laatste drie eeuwen slechts twee maal meer dan één meter. Daarnaast is de kans op een tsunami van ruim 0,5 m, gegenereerd door een ander generatiemechanisme (seismisch, landslide, vulkanisch, planetoïde), zeer klein (**tabel 1**). Deze beperkte (voorspelde) opzet in het BNZ (in vergelijking met andere Noordzeelanden en landen grenzend aan de Atlantische Oceaan) onderschrijft de bufferende werking van de ondiepe Noordzee in het noorden en het nauwe Kanaal in het zuiden. Echter, in de context van de klimaatverandering (stijgende zeespiegel en mogelijke toename aan extreme stormen) is het – naast het belang van meten, modelleren en voorspellen – van cruciaal belang tsunami's in rekening te brengen met het oog op een gedegen kustbescherming en waar nodig bijkomend wetenschappelijk onderzoek rond dit thema te stimuleren.

Rogue waves komen frequent voor in de zuidelijke Noordzee, maar gezien dit golftype slechts één of enkele golven betreffen (korte periode, grote amplitude), vormen rogue waves geen onmiddellijk gevaar voor overstromingen van het achterland, maar doen de grootste risico's zich voor op de open zee. Hoewel schade door rogue waves reeds vastgesteld is aan offshore constructies in de Noordzee, zijn er tot op heden geen geassocieerde schadegevallen gemeld op het BNZ en in de Belgische kustzone.

Infragravitaire golven hebben een belangrijke rol in het sturen van kustprocessen en hun impact kan vooral bij zwaar stormweer significant zijn. IG-golfgerelateerde processen en hun effect op stranderosie, golfoverslag en bijgevolg inherente overstromingsrisico's blijven echter onvoldoende wetenschappelijk begrepen. Meer kwantitatief onderzoek naar de impact van IG-golven op deze processen, en hoe deze te integreren bij het ontwerp van de kustverdediging, is bijgevolg aangewezen.

Tabel 1: Overzicht van de verschillende golftypes en hun bronmechanisme, met een indicatie van hun kans op voorkomen in het BNZ, de geregistreerde of verwachte opzet in het BNZ, de voorspelde terugkeerperiode en de voornaamste wetenschappelijke publicaties die met de informatie in de tabel verband houden.

Type	Bron	Kans voorkomen op BNZ	Verwachte opzet in BNZ	Terugkeerperiode	Referenties
Tsunami's	Seismisch	(Zeet) klein	≥0,5 m ≥1 m	1 : 2.500/100.000 jr 1 : 10.000/100.000 jr	Basili et al. (2021) - NEAMTHM18
	Landslide	Zeet klein	0,2 m	Eénmalig (Brongebied: Cumbre Vieja - La Palma)	Abadie et al. (2020)
			?	1 : 100.000 jr (?) (Brongebied: Ormen Lange/Storegga gebied - Noorwegen)	Løvholt et al. (2005) Solheim et al. (2004)
	Vulkanisch	Zeet klein	0,2 m (landslide geassocieerd met vulkanisme)	Eénmalig (Brongebied: Cumbre Vieja - La Palma)	Abadie et al. (2020)
			N.v.t. (vulkanisme s.s.)	N.v.t.	Murty et al. (2005) Willems et al. (2005)
	Meteorologisch	Frequent	Meestal beperkt tot aantal cm Uitzonderingen: 0,44 m (2017 - Oostende) 1,15 m (1858 - België/Nederland) 1,50 m (1767 - Oostende)	Meermaals per decennium	Sibley et al. (2021) Newig en Kelletat (2011) Newig (2012) Berninghausen (1968)
	Planetoïde	Zeet klein	≥2 m	1 : 14.000 jr (voor generieke locatie berekend)	Ward en Asphaug (2000) Rumpf et al. (2017) - ARMOR
			≥5 m	1 : 33.000 jr (voor generieke locatie berekend)	
	Meervoudig	Klein	≥25 m	1 : 333.000 jr (voor generieke locatie berekend)	Carvajal et al. (2022)
			0,03 - 0,20 m (2022 - Noordzee en Kanaalkusten)	? Gekende events in 1883 (Krakatau) en 2022 (Tonga)	
Rogue waves		Frequent	Variabel	Eén rogue wave voor elke 5.000 à 8.000 golven	Teutsch et al. (2020)
Infragravitaire golven		Frequent	Variabel, afhankelijk van interactie met windgolven en kusteigenschappen; opzet vrije IG-golven op zee max 0,3 m	Frequent	Ruessink et al. 1998 Ruggiero et al. 2004 Sheremet et al. 2014 Rijnsdorp et al. (2021)

6. Referenties

- Abadie, S.; Paris, A.; Ata, R.; Le Roy, S.; Arnaud, G.; Poupardin, A.; Clous, L.; Heinrich, P.; Harris, J.; Pedreros, R.; Krien, Y. (2020). La Palma landslide tsunami: calibrated wave source and assessment of impact on French territories. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 20(11): 3019-3038.
- Abadie, S.M.; Harris, J.C.; Grilli, S.T.; Fabre, R. (2012). Numerical modeling of tsunami waves generated by the flank collapse of the Cumbre Vieja Volcano (La Palma, Canary Islands): Tsunami source and near field effects. *J. Geophys. Res.* 117(C5): C05030
- Alford, M.H.; MacKinnon, J.A.; Simmons, H.L.; Nash, J.D. (2016). Near-inertial internal gravity waves in the ocean. *Ann. Rev. Mar. Sci.* 8(1): 95-123.
- Álvarez-Gómez, J.A.; Aniel-Quiroga, I.; González, M.; Otero, L. (2011). Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11(1): 227-240.
- Amante, C.; Eakins, B.W. (2009). ETOPO1 1 Arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum, NESDIS NGDC-24. NOAA, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division: Boulder, iii, 19 pp.
- Anderson, E.J.; Bechle, A.J.; Wu, C.H.; Schwab, D.J.; Mann, G.E.; Lombardy, K.A. (2015). Reconstruction of a meteotsunami in Lake Erie on 27 May 2012: Roles of atmospheric conditions on hydrodynamic response in enclosed basins. *JGR: Oceans* 120(12): 8020-8038.
- Angove, M.; Arcas, D.; Bailey, R.; Carrasco, P.; Coetzee, D.; Fry, B.; Gledhill, K.; Harada, S.; von Hillebrandt-Andrade, C.; Kong, L.; McCreery, C.; McCurrach, S.-J.; Miao, Y.; Sakya, A.E.; Schindelé, F. (2019). Ocean observations required to minimize uncertainty in global tsunami forecasts, warnings, and emergency response. *Front. Mar. Sci.* 6: 350.
- Anita, G.; Sandri, L.; Marzocchi, W.; Argnani, A.; Gasparini, P.; Selva, J. (2012). Probabilistic tsunami hazard assessment for Messina Strait Area (Sicily, Italy). *Nat. Hazards* 64(1): 329-358.
- Ardhuin, F.; Rawat, A.; Aucan, J. (2014). A numerical model for free infragravity waves: Definition and validation at regional and global scales. *Ocean Modelling* 77: 20-32.
- Ardhuin, F.; Gualtieri, L.; Stutzmann, E. (2015). How ocean waves rock the Earth: Two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s. *Geophys. Res. Lett.* 42(3): 765-772.
- Ardhuin, F.; Gualtieri, L.; Stutzmann, E. (2015). How ocean waves rock the Earth: Two mechanisms explain microseisms with periods 3 to 300 s. *Geophys. Res. Lett.* 42(3): 765-772.
- Arnaud, G.E.; Krien, Y.; Abadie, S.; Zahibo, N.; Dudon, B. (2021). How would the potential collapse of the Cumbre Vieja Volcano in La Palma Canary Islands impact the Guadeloupe Islands? Insights into the consequences of climate change. *Geosciences* 11(2): 56.
- Assink, J.; Evers, L.; Smink, M.; Apituley, A. (2018). High-resolution observations of a meteo-tsunami. *Geophys. Res. Abstr.* 20: 11848.
- Auker, M.R.; Sparks, R.S.J.; Siebert, L.; Crossweller, H.S.; Ewert, J. (2013). A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of applied volcanology* 2(1): 2.
- Babeyko, A.; Lorito, S.; Hernandez, F.; Lauterjung, J.; Løvholt, F.; Rudloff, A.; Sørensen, M.; Androsov, A.; Aniel-Quiroga, I.; Armigliato, A.; Baptista, M.A.; Baglione, E.; Basili, R.; Behrens, J.; Brizuela, B.; Bruni, S.; Didem Cambaz, M.; Cantavella-Nadal, J.; Carrilho, F.; Chandler, I.; Chang-Seng, D.; Charalampakis, M.; Cugliari, L.; Denamiel, C.; Dogan, G.G.; Festa, G.; Fuhrman, D.; Gabriel, A.-A.; Galea, P.; Gibbons, S.J.; Gonzalez, M.; Graziani, L.; Gutscher, M.-A.; Harig, S.; Hebert, H.; Ionescu, C.; Jalayer, F.; Kalligeris, N.; Kánoglu, U.; Lanucara, P.; Macías Sánchez, J.; Murphy, S.; Necmioglu, Ö.; Omira, R.; Papadopoulos, G.A.; Paris, R.; Romano, F.; Rossetto, T.; Selva, J.; Scala, A.; Tonini, R.; Trevlopoulos, K.; Triantafyllou, I.; Urgeles, R.; Vallone, R.; Vilibic, I.; Volpe, M.; Yalciner, A.C. (2022). Towards the new Thematic Core Service tsunami within the EPOS Research Infrastructure. *Ann. Geophys.* 65(2): DM215.
- Bamber, J.L.; Oppenheimer, M.; Kopp, R.E.; Aspinall, W.; Cooke, R.M. (2019). Ice sheet contributions to future sea-level rise from structured expert judgment. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 116(23): 11195-11200.
- Baptista, M.A. (2019). Tsunamis along the Azores Gibraltar plate boundary. *Pure Appl. Geophys.* 177(4): 1713-1724.
- Basili, Roberto; Brizuela, Beatriz; Herrero, André; Iqbal, Sarfraz; Lorito, Stefano; Maesano, Francesco Emanuele; Murphy, Shane; Perfetti, Paolo; Romano, Fabrizio; Scala, Antonio; Selva, Jacopo; Taroni, Matteo; Tiberti, Mara Monica; Thio, Hong Kie; Tonini, Roberto; Volpe, Manuela; Glimsdal, Sylfest; Harbitz, Carl Bonnevie; Løvholt, Finn; Baptista, Maria Ana; Carrilho, Fernando; Matias, Luis Manuel; Omira, Rachid; Babeyko, Andrey; Hoechner, Andreas; Gürbüz, Mücahit; Pekcan, Onur; Yalçiner, Ahmet; Canals, Miquel; Lastras, Galderic; Agalos, Apostolos; Papadopoulos, Gerassimos; Triantafyllou, Ioanna; Bencheikroun, Sabah; Agrebi Jaouadi, Hedi; Ben Abdallah, Samir; Bouallegue, Atef; Hamdi, Hassene; Oueslati, Foued; Amato, Alessandro; Armigliato, Alberto; Behrens, Jörn; Davies, Gareth; Di Bucci, Daniela; Dolce, Mauro; Geist, Eric; Gonzalez Vida, Jose Manuel; González, Mauricio; Macías Sánchez, Jorge; Meletti, Carlo; Ozer Sozdinler, Ceren; Pagani, Marco; Parsons, Tom; Polet, Jascha; Power, William; Sørensen, Mathilde; Zaytsev, Andrey (2021). The making of the NEAM Tsunami Hazard Model 2018 (NEAMTHM18). *Front. Earth Sci.* 8: 616594.
- Baumann, J.; Chaumillon, E.; Bertin, X.; Schneider, J.-L.; Guillot, B.; Schmutz, M. (2017). Importance of infragravity waves for the generation of washover deposits. *Mar. Geol.* 391: 20-35.

Behrens, J.; Aniel-Quiroga, I.; D'Amico, S.; Dias, F.; Didenkulova, I.; Guillas, S.; Lorito, S.; Løvholt, F.; Macias, J.; Murphy, S.; Necmioglu, Ö.; Omira, R.; Roedder, S.; Sørensen, M. (2020). Accelerating global science on tsunami hazard and risk analysis (AGITHAR), in: EGU General Assembly 2020, Vienna, Austria, 3-8 May, 2020. pp. 5122.

Behrens, Jörn; Løvholt, Finn; Jalayer, Fatemeh; Lorito, Stefano; Salgado-Gálvez, Mario A.; Sørensen, Mathilde; Abadie, Stephane; Aguirre-Ayerbe, Ignacio; Aniel-Quiroga, Iñigo; Babeyko, Andrey; Baiguera, Marco; Basili, Roberto; Belliazzi, Stefano; Grezio, Anita; Johnson, Kendra; Murphy, Shane; Paris, Raphaël; Rafliana, Irina; De Risi, Raffaele; Rossetto, Tiziana; Selva, Jacopo; Taroni, Matteo; Del Zoppo, Marta; Armigliato, Alberto; Bureš, Vladimír; Cech, Pavel; Cecioni, Claudia; Christodoulides, Paul; Davies, Gareth; Dias, Frédéric; Bayraktar, Hafize Başak; González, Mauricio; Gritsevich, Maria; Guillas, Serge; Harbitz, Carl Bonnevie; Kânoğlu, Utku; Macías, Jorge; Papadopoulos, Gerassimos A.; Polet, Jascha; Romano, Fabrizio; Salamon, Amos; Scala, Antonio; Stepinac, Mislav; Tappin, David R.; Thio, Hong Kie; Tonini, Roberto; Triantafyllou, Ioanna; Ulrich, Thomas; Varini, Elisa; Volpe, Manuela; Vyhmeister, Eduardo (2021). Probabilistic tsunami hazard and risk analysis: A review of research gaps. *Front. Earth Sci.* 9.

Berger, M.; Goodman, J. (2018). Airburst-generated tsunamis. *Pure Appl. Geophys.* 175(4): 1525-1543.

Bernard, E.N.; Meinig, C.; Titov, V.V.; O'Neil, K.; Lawson, R.; Jarrott, K.; Bailey, R.; Nelson, F.; Tinti, S.; von Hillebrandt, C.; Koltermann, P. (2010). Tsunami resilient communities, in: Hall, J. et al. *Proceedings of OceanObs'09: sustained ocean observations and information for society*, Venice, Italy, 21-25 September 2009. pp. 1-13.

Berninghausen, W.H. (1968). Tsunamis and seismic seiches reported from the western north and south Atlantic and the coastal waters of northwestern Europe. Informal report, 68-85. Naval Oceanographic Office: Washington, D.C. 49 pp.

Bertin, Xavier; de Bakker, Anouk; van Dongeren, Ap; Coco, Giovanni; André, Gael; Arduin, Fabrice; Bonneton, Philippe; Bouchette, Frédéric; Castelle, Bruno; Crawford, Wayne C.; Davidson, Mark; Deen, Martha; Dodet, Guillaume; Guérin, Thomas; Inch, Kris; Leckler, Fabien; McCall, Robert; Muller, Héloïse; Olabarrieta, Maitane; Roelvink, Dano; Ruessink, Gerben; Sous, Damien; Stutzmann, Éléonore; Tissier, Marion (2018). Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Sci. Rev.* 177: 774-799.

Bertin, X.; Martins, K.; Bakker, A.; Chataigner, T.; Guerin, T.; Coulombier, T.; de Viron, O. (2020). Energy transfers and reflection of infragravity waves at a dissipative beach under storm waves. *JGR: Oceans* 125(5): e2019JC015714.

Bitner-Gregersen, E.M.; Bhattacharya, S.K.; Chatjigeorgiou, I.K.; Eames, I.; Ellermann, K.; Ewans, K.; Hermanski, G.; Johnson, M.C.; Ma, N.; Maisondieu, C.; Nilva, A.; Rychlik, I.; Waseda, T. (2014). Recent developments of ocean environmental description with focus on uncertainties. *Ocean Eng.* 86: 26-46.

Bitner-Gregersen, E.M.; Toffoli, A. (2014). Occurrence of rogue sea states and consequences for marine structures. *Ocean Dynamics* 64(10): 1457-1468.

Bland, P.A.; Artemieva, N.A. (2006). The rate of small impacts on Earth. *Meteorit. Planet. Sci.* 41(4): 607-631.

Blikra, L.H.; Longwa, O.; Harbitz, C.; Løvholt, F. (2005). Quantification of rock-avalanche and tsunami hazard in Storfjorden, western Norway, in: Senneset, K. et al. *Landslides and avalanches: ICFL 2005 Norway. Proceedings of the 11th International Conference and Field Trip on Landslides, Norway*, 1-10 September 2005. pp. 57-64.

Bonaccorso, A.; Calvari, S.; Garfi, G.; Lodato, L.; Patanè, D. (2003). Dynamics of the December 2002 flank failure and tsunami at Stromboli volcano inferred by volcanological and geophysical observations. *Geophys. Res. Lett.* 30(18): 1941.

Bondevik, S.; Løvholt, F.; Harbitz, C.; Mangerud, J.; Dawson, A.; Inge Svendsen, J. (2005). The Storegga slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations. *Mar. Pet. Geol.* 22(1-2): 195-208.

Bork, I.; Dick, S.; Kleine, E.; Müller - Navara, S. (2007). Tsunami - a study regarding the North Sea coast. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*, 41. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH): Hamburg, Rostock. 77 pp.

Bromirski, P.D.; Diez, A.; Gerstoft, P.; Stephen, R.A.; Bolmer, T.; Wiens, D.A.; Aster, R.C.; Nyblade, A. (2015). Ross ice shelf vibrations. *Geophys. Res. Lett.* 42(18): 7589-7597.

Carvajal, M.; Sepúlveda, I.; Gubler, A.; Garreaud, R. (2022). Worldwide signature of the 2022 Tonga volcanic tsunami. *Geophys. Res. Lett.* 49(6): e2022GL098153.

Chacón-Barrantes, S.; Narayanan, R.; Mayerle, R. (2013). Several tsunami scenarios at the North Sea and their consequences at the German Bight. *Science of Tsunami hazards* 32(1): 8-28.

Choi, B.H.; Pelinovsky, E.; Kim, K.O.; Lee, J.S. (2003). Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation due to the 1883 Krakatau volcanic eruption. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 3(5): 321-332.

Christou, M.; Ewans, K. (2014). Field measurements of rogue water waves. *J. Phys. Oceanogr.* 44(9): 2317-2335.

Collico, S.; Arroyo, M.; Urgeles, R.; Gràcia, E.; Devincenzi, M.; Pérez, N. (2020). Probabilistic mapping of earthquake-induced submarine landslide susceptibility in the South-West Iberian margin. *Mar. Geol.* 429: 106296.

Crawford, D.A.; Mader, C. (1998). Modeling asteroid impact and tsunami. *Science of Tsunami hazards* 16: 21-30.

de Bakker, A.T.M.; Tissier, M.F.S.; Ruessink, B.G. (2014). Shoreline dissipation of infragravity waves. *Cont. Shelf Res.* 72: 73-82.

- de Bakker, A.T.M.; Brinkkemper, J.A.; van der Steen, F.; Tissier, M.F.S.; Ruessink, B.G. (2016). Cross-shore sand transport by infragravity waves as a function of beach steepness. *JGR: Earth Surface* 121(10): 1786-1799
- DeConato, R.M.; Pollard, D. (2016). Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature (Lond.)* 531(7596): 591-597.
- Defant, A. (1961). *Physical oceanography*. Pergamon Press: New York. 2 volumes pp.
- Dipper, F. (2022). The seawater environment and ecological adaptations, in: Dipper, F. *Elements of marine ecology*. pp. 37-151.
- Eidsvig, U.M.; Medina-Cetina, Z.; Kveldsvik, V.; Glimsdal, S.; Harbitz, C.B.; Sandersen, F. (2009). Risk assessment of a tsunamigenic rockslide at Åknes. *Nat. Hazards* 56(2): 529-545.
- Fedele, F.; Brennan, J.; Ponce de León, S.; Dudley, J.; Dias, F. (2016). Real world ocean rogue waves explained without the modulational instability. *NPG Scientific Reports* 6(27715): 11 pp.
- Fine, I.V.; Rabinovich, A.B.; Bornhold, B.D.; Thomson, R.E.; Kulikov, E. (2005). The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Mar. Geol.* 215(1-2): 45-57.
- Fischer, J.-G.; Senet, C.; Schneeohorst, A.; Outzen, O.; Schirmel, S.; Herklotz, K. (2015). Sea state measurements in Germany's first offshore wind farm "alpha ventus" in the south-eastern part of the North Sea, in: 2015 IEEE/OES Eleventh Current, Waves and Turbulence Measurement (CWTM), St. Petersburg, Florida, USA, 2-6 March 2015. pp. 1-8.
- Geist, E.L.; ten Brink, U.S.; Gove, M. (2015). A framework for the probabilistic analysis of meteotsunamis, in: Vilibic, I. et al. *Meteorological tsunamis: The U.S. East Coast and other coastal regions*. pp. 123-142.
- Gemmrich, J.; Cicon, L. (2022). Generation mechanism and prediction of an observed extreme rogue wave. *NPG Scientific Reports* 12(1): 1718.
- Gibbons, Steven J.; Lorito, Stefano; Macías, Jorge; Løvholt, Finn; Selva, Jacopo; Volpe, Manuela; Sánchez-Linares, Carlos; Babeyko, Andrey; Brizuela, Beatriz; Cirella, Antonella; Castro, Manuel J.; de la Asunción, Marc; Lanucara, Piero; Glimsdal, Sylfest; Lorenzino, Maria Concetta; Nazaria, Massimo; Pizzimenti, Luca; Romano, Fabrizio; Scala, Antonio; Tonini, Roberto; Manuel González Vida, José; Vöge, Malte (2020). Probabilistic tsunami hazard analysis: High performance computing for massive scale inundation simulations. *Front. Earth Sci.* 8: 591549.
- Gibbons, H.; Geist, E. (2022). Surprising tsunamis caused by explosive eruption in Tonga. *Sound Waves Newsletter* 12 August.
- Gisler, G.; Weaver, R.; Gittings, M.L. (2006). SAGE calculations of the tsunami threat from La Palma. *Science of Tsunami hazards* 24(4): 288-301.
- Gonzalez, M.; Álvarez-Gómez, J.A.; Aniel-Quiroga, I.; Otero, L.; Olabarrieta, M.; Omira, R.; Luceño, A.; Jelinek, R.; Krausmann, E.; Birkmann, J.; Baptista, M.A.; Miranda, M.; Aguirre-Ayerbe, I. (2021). Probabilistic tsunami hazard assessment in meso and macro tidal areas. Application to the Cádiz Bay, Spain. *Front. Earth Sci.* 9: 591383.
- González, P.J.; Tiampo, K.F.; Camacho, A.G.; Fernandez, J. (2010). Shallow flank deformation at Cumbre Vieja volcano (Canary Islands): Implications on the stability of steep-sided volcano flanks at oceanic islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297(3-4): 545-557.
- Gray, M.E.B.; Marshall, C. (1998). Mesoscale convective systems over the UK, 1981-97. *Weather* 53(11): 388-396.
- Greenspan, H.P. (1956). The generation of edge waves by moving pressure distributions. *J. Fluid Mech.* 1(06): 574.
- Grezio, Anita; Babeyko, Andrey; Baptista, Maria Ana; Behrens, Jörn; Costa, Antonio; Davies, Gareth; Geist, Eric L.; Glimsdal, Sylfest; González, Frank I.; Griffin, Jonathan; Harbitz, Carl B.; LeVeque, Randall J.; Lorito, Stefano; Løvholt, Finn; Omira, Rachid; Mueller, Christof; Paris, Raphaël; Parsons, Tom; Polet, Jascha; Power, William; Selva, Jacopo; Sørensen, Mathilde B.; Thio, Hong Kie (2017). Probabilistic tsunami hazard analysis: Multiple sources and global applications. *Rev. Geophys.* 55(4): 1158-1198.
- Hand, W.H.; Fox, N.I.; Collier, C.G. (2004). A study of twentieth-century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting. *Meteorol. Appl.* 11(1): 15-31.
- Harbitz, C.B. (1992). Model simulations of tsunamis generated by the Storegga Slides. *Mar. Geol.* 105(1-4): 1-21.
- Harbitz, C.B.; Løvholt, F.; Bungum, H. (2013). Submarine landslide tsunamis: how extreme and how likely? *Nat. Hazards* 72(3): 1341-1374.
- Harbitz, C.B.; Glimsdal, S.; Lovholt, F.; Kveldsvik, V.; Pedersen, G.K.; Jensen, A. (2014). Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at Åkneset to tsunami risk in western Norway. *Coast. Eng.* 88: 101-122.
- Haver, S.; Andersen, O.J. (2000). Freak waves: Rare realizations of a typical population or typical realizations of a rare population?, in: Chung, J.S. et al. *The Proceedings of the Tenth (2000) International Offshore and Polar Engineering Conference*. The Proceedings of the ... International Offshore and Polar Engineering Conference, 3: pp. 123-130
- Holman, R.A. (1986). Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coast. Eng.* 9(6): 527-544.
- Horton, B.P.; Khan, N.S.; Cahill, N.; Lee, J.S.H.; Shaw, T.A.; Garner, A.J.; Kemp, A.C.; Engelhart, S.E.; Rahmstorf, S. (2020). Estimating global mean sea-level rise and its uncertainties by 2100 and 2300 from an expert survey. *npj Climate and Atmospheric Science* 3(1): 18.

Howe, Bruce M.; Arbic, Brian K.; Aucan, Jérôme; Barnes, Christopher R.; Bayliff, Nigel; Becker, Nathan; Butler, Rhett; Doyle, Laurie; Elipot, Shane; Johnson, Gregory C.; Landerer, Felix; Lentz, Stephen; Luther, Douglas S.; Müller, Malte; Mariano, John; Panayotou, Kate; Rowe, Charlotte; Ota, Hiroshi; Song, Y. Tony; Thomas, Maik; Thomas, Preston N.; Thompson, Philip; Tilmann, Frederik; Weber, Tobias; Weinstein, Stuart (2019). SMART cables for observing the global ocean: Science and implementation. *Front. Mar. Sci.* 6: 424.

IOC (2017). Plans and procedures for tsunami warning and emergency management. IOC Manuals and Guides, 76. IOC/UNESCO: Paris. 55 pp.

ITIC/IOC (2022). How does tsunami energy travel across the ocean and how far can tsunamis waves reach? International Tsunami Information Center (ITIC): Honolulu.

Kettle, A.J. (2020). Storm Xaver over Europe in December 2013: Overview of energy impacts and North Sea events. *Adv. Geosci.* 54: 137-147.

Kharif, Ch.; Pelinovsky, E. (2003). Physical mechanisms of the rogue wave phenomenon. *Eur. J. Mech. B Fluids* 22(6): 603-634.

Kulp, S.A.; Strauss, B.H. (2019). New elevation data triple estimates of global vulnerability to sea-level rise and coastal flooding. *Nature Comm.* 10(1): 4844.

Kvalstad, T.J.; Nadim, F.; Kaynia, A.M.; Mokkelbost, K.K.; Bryn, P. (2005). Soil conditions and slope stability in the Ormen Lange area. *Mar. Pet. Geol.* 22(1-2): 299-310.

Lashley, C.; Bricker, J.D.; van der Meer, J.W.; Altomare, C.; Suzuki, T. (2020). Relative magnitude of infragravity waves at coastal dikes with shallow foreshores: a prediction tool. *J. Waterway Port Coast. Ocean Eng.* 146(5): 04020034.

Le Méhauté, B.; Wang, S. (1996). *Water Waves Generated by Underwater Explosion*. Advanced Series on Ocean Engineering, 10. World Scientific: Singapore. ISBN 9810220839. 384 pp.

Lehfeldt, R.; Milbradt, P.; Plüss, A.; Schüttrumpf, H. (2007). Propagation of a Tsunami-wave in the North Sea. *Küste* 72: 105-123.

Longuet-Higgins, M.S.; Stewart, R.W. (1962). Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to 'surf beats'. *J. Fluid Mech.* 13(4): 481-504.

Løvholt, F.; Harbitz, C.B.; Haugen, K.B. (2005). A parametric study of tsunamis generated by submarine slides in the Ormen Lange/Storegga area off western Norway. *Mar. Pet. Geol.* 22(1-2): 219-231.

Løvholt, F.; Pedersen, G.; Gislis, G. (2008). Oceanic propagation of a potential tsunami from the La Palma Island. *J. Geophys. Res.* 113(C9).

Løvholt, F.; Glimsdal, S.; Lynett, P.; Pedersen, G. (2015). Simulating tsunami propagation in fjords with long-wave models. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 15(3): 657-669.

Lucas, A.J.; Pitcher, G.; Probyn, T.A.; Kudela, R.M. (2014). The influence of diurnal winds on phytoplankton dynamics in a coastal upwelling system off southwestern Africa. *Deep-Sea Res., Part II, Top. Stud. Oceanogr.* 101: 50-62.

Lynett, P.; McCann, M.; Zhou, Z.; Renteria, W.; Borrero, J.C.; Greer, D.; Fa'anunu, O.; Bosserelle, C.; Jaffe, B.; La Selle, S.; Ritchie, A.; Snyder, A.; Nasr, B.; Bott, J.; Graehl, N.; Synolakis, C.; Ebrahimi, B.; Cinar, G.E. (2022). Diverse tsunamigenesis triggered by the Hunga Tonga-Hunga Ha'apai eruption. *Nature (Lond.)* 609(7928): 728-733.

Maeno, F.; Imamura, F. (2011). Tsunami generation by a rapid entrance of pyroclastic flow into the sea during the 1883 Krakatau eruption, Indonesia. *J. Geophys. Res.* 116(B9): B09205.

Maramai, A.; Brizuela, B.; Graziani, L. (2014). The Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue. *Ann. Geophys.* 57(4): S0435.

Maramai, A.; Graziani, L.; Alessio, G.; Burrato, P.; Colini, L.; Cucci, L.; Nappi, R.; Nardi, A.; Vilardo, G. (2005). Near- and far-field survey report of the 30 December 2002 Stromboli (Southern Italy) tsunami. *Mar. Geol.* 215(1-2): 93-106.

Masson, D.G.; Harbitz, C.B.; Wynn, R.B.; Pedersen, G.; Lovholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philos. Trans. - Royal Soc., Math. Phys. Eng. Sci.* 364(1845): 2009-2039.

Matias, L.M.; Cunha, T.; Annunziato, A.; Baptista, M.A.; Carrilho, F. (2013). Tsunamigenic earthquakes in the Gulf of Cadiz: fault model and recurrence. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13(1): 1-13.

Matsuba, Y.; Shimozone, T.; Sato, S. (2020). Wave-breaking modulation by infragravity waves during an extreme typhoon. *PLoS One* 15(4): e0231242.

Montserrat, S.; Vilibic, I.; Rabinovich, A.B. (2006). Meteotsunamis: atmospherically induced destructive ocean waves in the tsunami frequency band. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6: 1035-1051.

Murty, T.S.; Nirupama, N.; Nistor, I.; Rao, A.D. (2005). Why the Atlantic generally cannot generate trans-oceanic tsunamis. *ISCT Journal of Earthquake Technology Technical Note* 42: 227-236.

Nemtchinov, I.V.; Loseva, T.V.; Teterev, A.V. (1996). Impacts into oceans and seas. *Earth Moon and Planets* 72(1-3): 405-418.

Newig, J. (2012). Persoonlijke communicatie.

Newig, J.; Kelletat, D. (2011). The North Sea tsunami of June 5, 1858. *J. Coast. Res.* 27(5): 931-941.

NOAA (2009). NOAA National Geophysical Data Center. ETOPO1 1 arc-minute global relief model. NOAA National Centers for Environmental Information. Available at: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>.

NOAA National Ocean Service (2022). <https://oceanservice.noaa.gov/facts/seiche.html>. Geraadpleegd op 28 september 2022.

Nomanbhoy, N.; Satake, K. (1995). Generation mechanism of tsunamis from the 1883 Krakatau eruption. *Geophys. Res. Lett.* 22(4): 509-512.

O'Brien, L.; Renzi, E.; Dudley, J.M.; Clancy, C.; Dias, F. (2017). Extreme wave events in Ireland: 2012 - 2016. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss* 2017-206: 1-46.

Okihiro, M.; Guza, R.T.; Seymour, R.J. (1993). Excitation of seiche observed in a small harbor. *J. Geophys. Res.* 98(C10): 18201-18211.

Omira, R.; Baptista, M.A.; Matias, L. (2014). Probabilistic tsunami hazard in the Northeast Atlantic from near- and far-field tectonic sources. *Pure Appl. Geophys.* 172(3-4): 901-920.

Omira, R.; Baptista, M.A.; Quartau, R.; Ramalho, R.S.; Kim, J.; Ramalho, I.; Rodrigues, A. (2022). How hazardous are tsunamis triggered by small-scale mass-wasting events on volcanic islands? New insights from Madeira – NE Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.* 578: 117333.

Oppenheimer, M., B.C. Glavovic, J. Hinkel, R. van de Wal, A.K. Magnan, A. Abd-Elgawad, R. Cai, M. Cifuentes-Jara, R.M. DeConto, T. Ghosh, J. Hay, F. Isla, B. Marzeion, B. Meyssignac, and Z. Sebesvari (2022). Sea level rise and implications for low-lying Islands, coasts and communities, in: H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer The ocean and cryosphere in a changing climate. pp. 321-446.

Orzech, M.D.; Wang, D. (2020). Measured rogue waves and their environment. *J. Mar. Sci. Eng.* 8(11): 890

Palmer M, Howard T, Tinker J, Lowe J, Bricheno L, Calvert D, Edwards T, Gregory J, Harris G, Krijnen J, Pickering M, Roberts C, Wolf J. (2018). UKCP18 Marine report. Met Office/Environment Agency: Exeter. 133 pp.

Papadopoulos, G.A.; Daskalaki, E.; Fokaefs, A.; Giraless, N. (2010). Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean sea: Strong earthquakes and tsunamis in the West Hellenic Arc and Trench System. *Journal of Earthquake and Tsunami* 4(3): 145-179.

Papadopoulos, G.A.; Gràcia, E.; Urgeles, R.; Sallarès, V.; De Martini, P.M.; Pantosti, D.; Gonzalez, M.; Yalciner, A.; Mascle, J.; Sakellariou, D.; Salamon, A.; Tinti, S.; Karastathis, V.; Fokaefs, A.; Camerlenghi, A.; Novikova, T.; Papageorgiou, A. (2014). Historical and pre-historical tsunamis in the Mediterranean and its connected seas: Geological signatures, generation mechanisms and coastal impacts. *Mar. Geol.* 354: 81-109.

Pararas-Carayannis, G. (2002). Evaluation of the threat of mega tsunami generation from postulated massive slope failures of island stratovolcanoes on La Palma, Canary Islands, and on the island of Hawaii. *Science of Tsunami hazards* 20(5): 251-277.

Paris, R. (2015). Source mechanisms of volcanic tsunamis. *Philos. Trans. - Royal Soc., Math. Phys. Eng. Sci.* 373(2053): 20140380.

Pattiaratchi, C.; Wijeratne, E.M.S. (2015). Are meteotsunamis an underrated hazard? *Philos. Trans. - Royal Soc., Math. Phys. Eng. Sci.* 373(2053): 1-23.

Periáñez, R. (2021). Numerical simulation of the tsunami generated by a potential submarine landslide in La Palma (Canary Islands) after the September 2021 Cumbre Vieja eruption. *Geosciences* 11(12): 497.

Pomeroy, A.; Lowe, R.; Symonds, G.; van Dongeren, A.; Moore, C. (2012). The dynamics of infragravity wave transformation over a fringing reef. *J. Geophys. Res.* 117(C11): 1-17.

Proudman, J. (1929). The effects on the sea of changes in atmospheric pressure. *Geophysical supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 2: 197-209.

Rabinovich, A.B. (2010). Seiches and harbor oscillations, in: Kim, Y.C. (Ed.) *Handbook of coastal and ocean engineering*. pp. 193-236.

Rabinovich, A.B.; Monserrat, S. (1996). Meteorological tsunamis near the Balearic and Kuril Islands: Descriptive and statistical analysis. *Nat. Hazards* 13(1): 55-90.

Rabinovich, A.B.; Monserrat, S. (1998). Generation of meteorological tsunamis (Large amplitude seiches) near the Balearic and Kuril Islands. *Nat. Hazards* 18(1): 27-55.

Renault, L.; Vizoso, G.; Jansá, A.; Wilkin, J.; Tintoré, J. (2011). Toward the predictability of meteotsunamis in the Balearic Sea using regional nested atmosphere and ocean models. *Geophys. Res. Lett.* 38(10): 1-7.

Reniers, A.J.H.M.; Naporowski, R.; Tissier, M.F.S.; de Schipper, M.A.; Akrish, G.; Rijnsdorp, D.P. (2021). North Sea infragravity wave observations. *J. Mar. Sci. Eng.* 9(2): 141.

Rijnsdorp, D.P.; Reniers, A.J.H.M.; Zijlema, M. (2021). Free infragravity waves in the North Sea. *JGR: Oceans* 126(8): e2021JC017368.

Roeber, V.; Bricker, J.D. (2015). Destructive tsunami-like wave generated by surf beat over a coral reef during Typhoon Haiyan. *Nature Comm.* 6(1): 7854.

Roelvink, D.; Reniers, A.; van Dongeren, A.; van Thiel de Vries, J.; McCall, R.; Lescinski, J. (2009). Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coast. Eng.* 56(11-12): 1133-1152.

Rosenthal, W.; Lehner, S. (2008). Rogue waves: Results of the MaxWave Project. *J. Offshore Mech. Arct. Eng.* 130(2): 021006.

Ruessink, B.G.; Kleinhan, M.G.; van den Beukel, P.G.L. (1998). Observations of swash under highly dissipative conditions. *J. Geophys. Res.* 103(C2): 3111-3118.

Ruggiero, P. (2004). Wave run-up on a high-energy dissipative beach. *J. Geophys. Res.* 109(C6): C06025.

Rumpf, C.M.; Lewis, H.G.; Atkinson, P.M. (2017). Population vulnerability models for asteroid impact risk assessment. *Meteorit. Planet. Sci.* 52(6): 1082-1102.

Satake, K.; Tanioka, Y. (1999). Sources of tsunami and tsunamigenic earthquakes in subduction zones, in: Sauber, J. et al. Seismogenic and tsunamigenic processes in shallow subduction zones. *Pure and Applied Geophysics*, 154(3-4): pp. 467-483.

Šepić, J.; Vilibic, I.; Rabinovich, A.B.; Monserrat, S. (2015a). Widespread tsunami-like waves of 23-27 June in the Mediterranean and Black Seas generated by high-altitude atmospheric forcing. *NPG Scientific Reports* 5(11682): 8 pp.

Šepić, J.; Vilibic, I.; Fine, I.V. (2015b). Northern Adriatic meteorological tsunamis: Assessment of their potential through ocean modeling experiments. *JGR: Oceans* 120(4): 2993-3010.

Šepić, J.; Vilibic, I.; Monserrat, S. (2016). Quantifying the probability of meteotsunami occurrence from synoptic atmospheric patterns. *Geophys. Res. Lett.* 43(19): 377-384.

Sheremet, A.; Staples, T.; Arduin, F.; Suanez, S.; Fichaut, B. (2014). Observations of large infragravity wave runup at Banneg Island, France. *Geophys. Res. Lett.* 41(3): 976-982.

Shimozono, T.; Tajima, Y.; Kennedy, A.B.; Nobuoka, H.; Sasaki, J.; Sato, S. (2015). Combined infragravity wave and sea-swell runup over fringing reefs by super typhoon Haiyan. *JGR: Oceans* 120(6): 4463-4486.

Sibley, A.M.; Cox, D.; Long, D.; Tappin, D.R.; Horseburgh, K. (2016). Meteorologically generated tsunami-like waves in the North Sea on 1/2 July 2015 and 28 May 2008. *Weather* 71(3): 68-74.

Sibley, A.M.; Cox, D.; Tappin, D.R. (2021). Convective rear-flank downdraft as driver for meteotsunami along English Channel and North Sea coasts 28–29 May 2017. *Nat. Hazards* 106(2): 1445-1465.

Sluijter R, Schrier G, Assink J, Veen B, Evers L, Apituley A, Thijm S (2017). Meteo-tsunami hits the Dutch coast, June 7, <https://www.knmi.nl/kennis-en-datacentrum/achtergrond/meteo-tsunami-treft-nederlandse-kust>. Geraadpleegd op 21 september 2022.

Slunyaev, A.; Didenkulova, I.; Pelinovsky, E. (2011). Rogue waters. *Contemporary Physics* 52(6): 571-590.

Slunyaev, A.V. (2017). Predicting rogue waves. *Moscow University Physics Bulletin* 72(3): 236-249.

Smit, P.B.; Janssen, T.T.; Herbers, T.H.C.; Taira, T.; Romanowicz, B.A. (2018). Infragravity wave radiation across the shelf break. *JGR: Oceans* 123(7): 4483-4490.

Solheim, A.; Berg, K.; Forsberg, C.F.; Bryn, P. (2005). The Storegga Slide complex: Repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Mar. Pet. Geol.* 22(1-2): 97-107.

Sørensen, M.B.; Spada, M.; Babeyko, A.; Wiemer, S.; Grünthal, G. (2012). Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.* 117(B1): 1-15.

Stockdon, H.F.; Holman, R.A.; Howd, P.A.; Sallenger, A.H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coast. Eng.* 53(7): 573-588.

Sugioka, H.; Fukao, Y.; Kanazawa, T. (2010). Evidence for infragravity wave-tide resonance in deep oceans. *Nature Comm.* 1(1): 84.

Tanaka, T.; Gohara, S.; Koga, T.; Yamaguchi, R.; Yamada, F. (2015). Abiki oscillations in Sakitsu Bay, west Kyushu, Japan, in: Vilibic, I. et al. Meteorological tsunamis: The U.S. East Coast and other coastal regions. pp. 233-250.

Tappin, D.R.; Sibley, A.M.; Horseburgh, K.; Daubord, C.; Cox, D.; Long, D. (2013). The English Channel 'tsunami' of 27 June 2011 - a probable meteorological source. *Weather* 68(6): 144-152.

Tehraniad, B.; Harris, J.C.; Grilli, A.R.; Grilli, S.T.; Abadie, S.; Kirby, J.T.; Shi, F. (2015). Far-field tsunami impact in the North Atlantic basin from large scale flank collapses of the Cumbre Vieja Volcano, La Palma. *Pure Appl. Geophys.* 172(12): 3589-3616.

Teutsch, I.; Weisse, R.; Moeller, J.; Krueger, O. (2020). A statistical analysis of rogue waves in the southern North Sea. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 20(10): 2665-2680.

Thompson, J.; Renzi, E.; Sibley, A.M.; Tappin, D.R. (2020). UK meteotsunamis: A revision and update on events and their frequency. *Weather* 75(9): 281-287.

- Tinti, S.; Armigliato, A.; Tonini, R.; Maramai, A.; Graziani, L. (2005). Assessing the hazard related to tsunamis of tectonic origin: A hybrid statistical-deterministic method applied to southern Italy coasts. *ISCT Journal of Earthquake Technology* 42(4): 189-201.
- Tinti, S.; Pagnoni, G.; Zaniboni, F. (2005). The landslides and tsunamis of the 30th of December 2002 in Stromboli analysed through numerical simulations. *Bulletin of Volcanology* 68(5): 462-479.
- Tonini, R.; Armigliato, A.; Pagnoni, G.; Zaniboni, F.; Tinti, S. (2011). Tsunami hazard for the city of Catania, eastern Sicily, Italy, assessed by means of Worst-case Credible Tsunami Scenario Analysis (WCTSA). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11(5): 1217-1232.
- Ulvrova, M.; Paris, R.; Nomikou, P.; Kelfoun, K.; Leibbrandt, S.; Tappin, D.R.; McCoy, F.W. (2016a). Source of the tsunami generated by the 1650 AD eruption of Kolumbo submarine volcano (Aegean Sea, Greece). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 321: 125-139.
- Ulvrova, M.; Selva, J.; Paris, R.; Brizuela, B.; Costa, A.; Grezio, A. (2016b). Probabilistic tsunami hazard assessment related to underwater explosions in the Campi Flegrei caldera: Gulfs of Napoli and Pozzuoli (Tyrrhenian Sea, Italy). *EGU2016-16366-2. Geophysical Research Abstracts*, 18. Copernicus: Katlenburg-Lindau.
- Urgeles, R.; Camerlenghi, A.; Rüther, D.C.; Fantoni, L.; Brückner, N.W.; de Pro Díaz, Y. (2021). The Euro-Mediterranean Submarine landSlide database (EMSS21); DIGITAL.CSIC.
- van der Molen, W.; Scott, D.; Taylor, D.; Elliott, T. (2015). Improvement of mooring configurations in Geraldton Harbour. *J. Mar. Sci. Eng.* 4(1): 3.
- van Gent, M.R.A. (2001). Wave runup on dikes with shallow foreshores. *J. Waterway Port Coast. Ocean Eng.* 127(5): 254-262.
- van Thiel de Vries, J.S.M.; van Gent, M.R.A.; Walstra, D.J.R.; Reniers, A.J.H.M. (2008). Analysis of dune erosion processes in large-scale flume experiments. *Coast. Eng.* 55(12): 1028-1040.
- Vatvani D (2017) Simulation meteo-tsunami 29 May 2017 along Dutch coast, 5 July, <https://www.deltares.nl/en/news/simulation-meteo-tsunami-29-may-2017-along-dutch-coast/>. Geraadpleegd op 21 september 2022.
- Verwaest, T.; Thoon, D.; Monbaliu, J.; Mostaert, F.; Van Besien, P.; Martens, C.; Moulaert, I.; Mertens, T. (2022). Veiligheid tegen overstromingen, in: Dauwe, S. et al. *Kennisgids Gebruik Kust en Zee 2022 - Compendium voor Kust en Zee*. pp. 201-215.
- Vilibić, I.; Sepic, J.; Rabinovich, A.B.; Monserrat, S. (2016). Modern approaches in meteotsunami research and early warning. *Front. Mar. Sci.* 3(57): 1-7.
- Vrecica, T.; Soffer, R.; Toledo, Y. (2019). Infragravity wave generation by wind gusts. *Geophys. Res. Lett.* 46(16): 9728-9738.
- Ward, S.; Asphaug, E. (2000). Asteroid impact tsunami: A probabilistic hazard assessment. *Icarus* 145(1): 64-78.
- Watts, P.; Waythomas, C.F. (2003). Theoretical analysis of tsunami generation by pyroclastic flows. *J. Geophys. Res.* 108(B12): 1-21.
- Whitmore, P.; Knight, B. (2015). Meteotsunami forecasting: sensitivities demonstrated by the 2008 Boothbay, Maine, event, in: Vilibic, I. et al. *Meteorological tsunamis: The U.S. East Coast and other coastal regions*. pp. 11-23.
- Willems, M.; Schramkowski, G.; De Mulder, T.; Mostaert, F. (2005). Risico-inschatting voor een tsunami aan de Belgische kust: advies. WL Rapporten, 765/12. Waterbouwkundig Laboratorium: Antwerpen. i, 18 + bijl. pp.
- Williams, D.; Horsburgh, K.; Schultz, D.M.; Hughes, C.W. (2019). Examination of generation mechanisms for an English Channel meteotsunami: Combining observations and modeling. *J. Phys. Oceanogr.* 49(1): 103-120.
- Wünnemann, K.; Collins, G.S.; Weiss, R. (2010). Impact of a cosmic body into earth's ocean and the generation of large tsunami waves: Insight from numerical modeling. *Rev. Geophys.* 48(4): 1-26.
- Wünnemann, K.; Weiss, R. (2015). The meteorite impact-induced tsunami hazard. *Philos. Trans. - Royal Soc., Math. Phys. Eng. Sci.* 373(2053): 1-14.
- Yokoyama, I. (1987). A scenario of the 1883 Krakatau tsunami. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 34(1-2): 123-132.

Bijlage 1: Voorbeeld van een tsunami threat message

PTWC TSUNAMI THREAT MESSAGE

ITIC Tsunami Bulletin Board

TSUNAMI MESSAGE NUMBER 2
NWS PACIFIC TSUNAMI WARNING CENTER HONOLULU HI
1843 UTC MON SEP 19 2022

..PTWC TSUNAMI THREAT MESSAGE...

**** NOTICE **** NOTICE **** NOTICE **** NOTICE **** NOTICE ****

THIS MESSAGE IS ISSUED FOR INFORMATION ONLY IN SUPPORT OF THE UNESCO/IOC PACIFIC TSUNAMI WARNING AND MITIGATION SYSTEM AND IS MEANT FOR NATIONAL AUTHORITIES IN EACH COUNTRY OF THAT SYSTEM.

NATIONAL AUTHORITIES WILL DETERMINE THE APPROPRIATE LEVEL OF ALERT FOR EACH COUNTRY AND MAY ISSUE ADDITIONAL OR MORE REFINED INFORMATION.

**** NOTICE **** NOTICE **** NOTICE **** NOTICE **** NOTICE ****

THE TSUNAMI FORECAST IS UPDATED IN THIS MESSAGE.

NOTE UPGRADED EARTHQUAKE MAGNITUDE.

PRELIMINARY EARTHQUAKE PARAMETERS

* MAGNITUDE 7.6
* ORIGIN TIME 1805 UTC SEP 19 2022
* COORDINATES 18.2 NORTH 103.4 WEST
* DEPTH 10 KM / 6 MILES
* LOCATION NEAR THE COAST OF MICHOACAN MEXICO

EVALUATION

* AN EARTHQUAKE WITH A PRELIMINARY MAGNITUDE OF 7.6 OCCURRED NEAR THE COAST OF MICHOACAN, MEXICO AT 1805 UTC ON MONDAY SEPTEMBER 19 2022.

* BASED ON ALL AVAILABLE DATA... HAZARDOUS TSUNAMI WAVES ARE FORECAST FOR SOME COASTS.

TSUNAMI THREAT FORECAST...UPDATED

* TSUNAMI WAVES REACHING 1 TO 3 METERS ABOVE THE TIDE LEVEL ARE POSSIBLE ALONG SOME COASTS OF

MEXICO.

* TSUNAMI WAVES ARE FORECAST TO BE LESS THAN 0.3 METERS ABOVE THE TIDE LEVEL FOR THE COASTS OF

COLOMBIA... COSTA RICA... ECUADOR... EL SALVADOR...
GUATEMALA... HONDURAS... NICARAGUA... PANAMA... AND PERU.

* ACTUAL AMPLITUDES AT THE COAST MAY VARY FROM FORECAST AMPLITUDES DUE TO UNCERTAINTIES IN THE FORECAST AND LOCAL FEATURES. IN PARTICULAR MAXIMUM TSUNAMI AMPLITUDES ON ATOLLS AND AT LOCATIONS WITH FRINGING OR BARRIER REEFS WILL LIKELY BE MUCH SMALLER THAN THE FORECAST INDICATES.

* FOR OTHER AREAS COVERED BY THIS PRODUCT A FORECAST HAS NOT YET BEEN COMPUTED. THE FORECAST WILL BE EXPANDED IF NECESSARY IN SUBSEQUENT PRODUCTS.

RECOMMENDED ACTIONS

* GOVERNMENT AGENCIES RESPONSIBLE FOR THREATENED COASTAL AREAS SHOULD TAKE ACTION TO INFORM AND INSTRUCT ANY COASTAL POPULATIONS AT RISK IN ACCORDANCE WITH THEIR OWN EVALUATION... PROCEDURES AND THE LEVEL OF THREAT.

* PERSONS LOCATED IN THREATENED COASTAL AREAS SHOULD STAY ALERT FOR INFORMATION AND FOLLOW INSTRUCTIONS FROM NATIONAL AND LOCAL AUTHORITIES.

ESTIMATED TIMES OF ARRIVAL

* ESTIMATED TIMES OF ARRIVAL -ETA- OF THE INITIAL TSUNAMI WAVE FOR PLACES WITHIN THREATENED REGIONS ARE GIVEN BELOW. ACTUAL ARRIVAL TIMES MAY DIFFER AND THE INITIAL WAVE MAY NOT BE THE LARGEST. A TSUNAMI IS A SERIES OF WAVES AND THE TIME BETWEEN WAVES CAN BE FIVE MINUTES TO ONE HOUR.

LOCATION	REGION	COORDINATES	ETA(UTC)
LAZARO CARDENAS	MEXICO	17.9N 102.2W	1827 09/19
MANZANILLO	MEXICO	19.1N 104.3W	1827 09/19
ACAPULCO	MEXICO	16.9N 99.9W	1849 09/19
PUERTO VALLARTA	MEXICO	20.6N 105.2W	1905 09/19

POTENTIAL IMPACTS

* A TSUNAMI IS A SERIES OF WAVES. THE TIME BETWEEN WAVE CRESTS CAN VARY FROM 5 MINUTES TO AN HOUR. THE HAZARD MAY PERSIST FOR MANY HOURS OR LONGER AFTER THE INITIAL WAVE.

* IMPACTS CAN VARY SIGNIFICANTLY FROM ONE SECTION OF COAST TO THE NEXT DUE TO LOCAL BATHYMETRY AND THE SHAPE AND ELEVATION OF THE SHORELINE.

* IMPACTS CAN ALSO VARY DEPENDING UPON THE STATE OF THE TIDE AT THE TIME OF THE MAXIMUM TSUNAMI WAVES.

* PERSONS CAUGHT IN THE WATER OF A TSUNAMI MAY DROWN... BE CRUSHED BY DEBRIS IN THE WATER... OR BE SWEEPED OUT TO SEA.

NEXT UPDATE AND ADDITIONAL INFORMATION

* THE NEXT MESSAGE WILL BE ISSUED IN ONE HOUR... OR SOONER IF THE SITUATION WARRANTS.

* AUTHORITATIVE INFORMATION ABOUT THE EARTHQUAKE FROM THE U.S. GEOLOGICAL SURVEY CAN BE FOUND ON THE INTERNET AT EARTHQUAKE.USGS.GOV.

* FURTHER INFORMATION ABOUT THIS EVENT MAY BE FOUND AT WWW.TSUNAMI.GOV.

* COASTAL REGIONS OF HAWAII... AMERICAN SAMOA... GUAM... AND CNMI SHOULD REFER TO PACIFIC TSUNAMI WARNING CENTER MESSAGES SPECIFICALLY FOR THOSE PLACES THAT CAN BE FOUND AT WWW.TSUNAMI.GOV.

* COASTAL REGIONS OF CALIFORNIA... OREGON... WASHINGTON... BRITISH COLUMBIA AND ALASKA SHOULD ONLY REFER TO U.S. NATIONAL TSUNAMI WARNING CENTER MESSAGES THAT CAN BE FOUND AT WWW.TSUNAMI.GOV.