



LUND UNIVERSITY

Stormfloder - en kunskapsöversikt av metoder för att identifiera och kvantifiera extrema havsvattenstånd

Hallin, Caroline; Alexanderson, Helena; Larson, Magnus; Ley, Timothy J.

2022

Document Version:
Förlagets slutgiltiga version

[Link to publication](#)

Citation for published version (APA):
Hallin, C., Alexanderson, H., Larson, M., & Ley, T. J. (2022). *Stormfloder - en kunskapsöversikt av metoder för att identifiera och kvantifiera extrema havsvattenstånd*. (Lundqua report; Vol. 44). Department of Geology, Lund University.

Total number of authors:
4

Creative Commons License:
CC BY-NC-ND

General rights

Unless other specific re-use rights are stated the following general rights apply:

Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.

- Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
- You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
- You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal

Read more about Creative commons licenses: <https://creativecommons.org/licenses/>

Take down policy

If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

LUND UNIVERSITY

PO Box 117
221 00 Lund
+46 46-222 00 00

Stormfloder – en kunskapsöversikt av metoder för att identifiera och kvantifiera extrema havs- vattenstånd

CAROLINE HALLIN, HELENA ALEXANDERSON, MAGNUS LARSON &
TIMOTHY LEY
LUNDS UNIVERSITET



Copyright Författarna (CC BY NC ND 4.0)

Foto framsida: Björn Almström

Quaternary Sciences
Department of Geology
Faculty of Science

LUNDQUA Report 44
E-ISBN 978-91-87847-65-3

Den här rapporten har tagits fram inom ramen för projektet *Multidisciplinära metoder för att förbättra översvämningsanalyser för hållbar samhällsutveckling i kustområden* som finansierats av FORMAS (projektID 2018-00288).

Sammanfattning

Stormfloder är tillfälligt förhöjda vattennivåer orsakade av meteorologiska fenomen som kan ge upphov till översvämningar utmed kusten. När havsnivån stiger till följd av klimatförändringarna och befolkningen utmed kusten ökar, leder det till en ökad översvämningsrisk. Risk kan beskrivas som en kombination av sannolikhet och konsekvens. För att kunna bestämma var som är säkert att bygga och hur befintlig bebyggelse kan skyddas behövs kunskap om hur höga vattenstånd som kan uppstå, hur stora vågorna kan bli och hur länge en storm varar. Vanligtvis utgår man från en sannolikhetsnivå, till exempel att ett område kan tillåtas att översvämmas i genomsnitt vart hundra år, och bestämmer sedan vilken vattennivå det motsvarar genom extremvärdesanalys av tillgängliga mätdata. För att göra en så säker förutsägelse som möjligt behövs en lång tidserie (i förhållande till den beräknade frekvensen). Det är även viktigt att veta om observationerna är representativa även för framtida förhållanden.

Vid stadsplanering och dimensionering av kustskydd är planeringshorisonten i storleksordningen 25 – 200 år, och känsliga byggnader, till exempel vattenverk, kärnkraftverk, och sjukhus dimensioneras för långa återkomsttider, i storleksordningen 200 – 10 000 år. I dagsläget är det svårt att med rimlig säkerhet bedöma konsekvenserna av så ovanliga händelser och hur de kommer att utvecklas i framtiden. Problemet är att mätserierna av stormfloder ofta är för korta för att göra en robust analys. I den här rapporten undersöks hur analyser av stormfloder kan förbättras genom att ta hänsyn till händelser som inträffade innan vattenståndsmätningarna började samt hur de påverkas av klimatvariationer och klimatförändringar.

Genom en internationell litteraturstudie undersöks vilka metoder som kan användas för att utöka dataserierna genom att studera historiska dokument, geologiska undersökningar, samt hydrodynamisk modellering. Vidare studeras hur olika statistiska modeller kan användas för att inkludera dessa faktorer i extremvärdesanalys. En fördjupad studie görs av utvalda länder runt Nordsjön och Östersjön (Danmark, England, Schleswig-Holstein och Nederländerna). Analysen visar på stora skillnader, både mellan de studerade länderna och i jämförelse med Sverige, avseende dimensionerande händelser, metoder för extremvärdesanalys, samt hur historiska stormfloder beaktas i riskanalyser.

Om översvämningsrisker underskattas, föreligger risk för stora materiella skador och i värsta fall människors liv och hälsa. Om översvämningsrisker å andra sidan överskattas innebär det en suboptimal markanvändning i kustnära områden och att översvämningskydd överdimensioneras med negativa samhällsekonomiska och miljömässiga effekter till följd. För att möjliggöra en hållbar utveckling av kustnära områden är därför korrekta bedömningar av översvämningsrisken en nyckelfaktor. Metoderna som presenteras i den här studien kan appliceras på Sveriges kuster för öka kunskapsunderlaget om stormfloder och möjliggöra mer robusta riskanalyser och dimensioneringsunderlag för kustskydd.

Innehåll

1	Inledning.....	1
2	Extremvärdesanalys	3
2.1	Extremvärdesteori.....	3
2.2	GEV-fördelning.....	3
2.3	GPD-fördelning	5
2.4	Ackumulerad sannolikhet.....	6
2.5	Icke-stationära processer och ofullständiga tidsserier	6
3	Stormfloder i Sverige	8
3.1	Drivkrafter	8
3.2	Havsvattenståndsobservationer	10
3.3	Historiska observationer	12
3.4	Geologiska observationer	13
3.5	Beräknade vattenstånd under stormfloder	15
3.5.1	Val av återkomsttid.....	15
3.5.2	Beräkningsmetodik.....	16
4	Klimatvariationer och långsiktiga förändringar	18
4.1	Havsnivåhöjningar	18
4.2	Landhöjning	18
4.3	Stormighet	19
4.4	Vindriktning.....	20
5	Internationell utblick.....	22
5.1	Nederländerna.....	22
5.2	Danmark.....	24
5.3	England, Storbritannien.....	26
5.4	Schleswig-Holstein, Tyskland.....	27
6	Metoder för att identifiera och kvantifiera stormfloder	30
6.1	Historiska metoder.....	30
6.2	Geologiska metoder.....	32
6.2.1	Översikt.....	32
6.2.2	Geologiska arkiv.....	32
6.2.3	Fjärranalys	34

6.2.4	Geomorfologisk kartläggning	35
6.2.5	Geofysiska undersökningar	35
6.2.6	Stratigrafiska och sedimentologiska undersökningar.....	37
6.2.7	Makro- och mikropaleontologiska studier	39
6.2.8	Mineralogiska och geokemiska undersökningar	40
6.2.9	Dateringsmetoder.....	41
6.3	Hydrodynamisk modellering.....	46
6.3.1	Bakgrund	46
6.3.2	Drivkrafter som påverkar kustnära vattennivå.....	47
6.3.3	Modeller av stormfloder i regional skala.....	49
6.3.4	Vindgenererade (kortperiodiga) vågor.....	51
6.3.5	Kustnära strömning.....	52
7	Diskussion.....	54
8	Författarnas tack	57
9	Referenser	58

1 Inledning

Stormfloder är tillfälligt förhöjda vattennivåer som kan orsaka översvämningar utmed kusten. Som namnet antyder orsakas stormfloder primärt av meteorologiska faktorer, som stormar och lågtryck. Ibland förekommer de höga vattenstånden i kombination med höga vågor, vilket gör att vatten kan ta sig längre upp på land genom våguppspolning. För att bedöma översvämningsrisker behövs därför kunskap om hur höga vattenstånd och vågor som kan uppstå samt deras varaktighet.

Översvämningsrisken består av två komponenter, dels sannolikheten för att en stormflod ska inträffa, dels konsekvenserna av översvämningen som den orsakar. Riskanalyser och dimensionering av kustskydd utgår ofta från en sannolikhetsnivå. En sannolikhetsnivå kan till exempel definieras som att ett område kan tillåtas att översvämmas i genomsnitt vart hundra år. Ofta benämns sannolikheten då i termer av återkomsttid, i det här exemplet 100 års återkomsttid. Genom extremvärdesanalys av mätdata av vågor och vattenstånd kan man uppskatta vilken vattennivå och vågförhållanden som detta motsvarar.

Frekvensen av översvämningar som kan accepteras varierar mycket mellan olika länder och grundar sig ofta i sårbarhet och erfarenheter från tidigare översvämningar. I bebyggd miljö dimensioneras kustskydd vanligtvis för återkomsttider på i storleksordningen 100–500 år; känsliga byggnader, till exempel vattenverk, kärnkraftverk, och sjukhus dimensioneras för längre återkomsttider, i storleksordningen 200–10 000 år (Fredriksson et al., 2016).

För att göra så säkra förutsägelser som möjligt av extrema händelser behövs långa tidserier i förhållande till de beräknade frekvenserna. Det är även viktigt att veta om observationerna är representativa även för framtida förhållanden. Den tekniska livslängden av permanenta kustskyddsanläggningar är i storleksordningen 30–100 år (Pullen et al., 2007). För fysisk planering och exploatering av nya områden utmed kusten är tidsperspektiven ofta längre än så, uppemot 200 år (Boverket, 2018).

Nivåerna och frekvensen av framtida stormfloder kan påverkas både genom stigande havsnivåer och genom förändringar av vädermönster och stormighet. Vidare kan sårbarheten påverkas av markanvändning och exploateringsgrad. När havsnivån stiger till följd av klimatförändringarna och befolkningen utmed kusten ökar, leder det till ökade översvämningsrisker (Wong et al., 2015). Därför är det viktigt att ta hänsyn till såväl klimatförändringar som klimatvariationer och samhällsutveckling i översvämningsriskanalyser.

Stillvattennivån vid stormfloder med återkomsttider på 1–100 år kan med rimlig säkerhet uppskattas genom extremvärdesanalys. Däremot kan det vara svårt att bestämma nivån av mer ovanliga händelser eller den kombinerade effekten av vågor och vattenstånd. Problemet är att mätserierna ofta är för korta i förhållande till de beräknade återkomsttiderna och att det saknas uppgifter om vågor. För långa planeringshorisonter blir osäkerheterna dessutom större eftersom det ofta saknas kunskap om hur mätdata påverkas av klimatvariationer och klimatförändringar.

Som exempel kan nämnas att en stor del av den data som utgör tidserierna av vattenståndsobservationer i Sverige samlats in under 1960- och 1970-talet, vilka var relativt lugna decennier med avseende på stormighet och därför karaktäriseras av relativt låga vattenstånd (Baines and Folland, 2007; Rutgersson et al., 2015). Detta kan leda till att analyser där dessa decennier utgör en stor andel av datamängden riskerar att underskatta sannolikheten för extrema vattenstånd (Fredriksson et al., 2016).

Studier av en storm som drabbade södra Östersjön 1872, den så kallade Backafloden, har visat att statistiska modeller baserade på tillgängliga mätdata ibland inte räcker till för att analysera extrema händelser med lång återkomsttid (Fredriksson et al., 2018, 2016). I avsaknad av den historiska dokumentationen skulle händelsen framstå som i det närmaste omöjlig. Samtidigt bedöms sannolikheten att samma händelse eller en ännu värre översvämning skulle inträffa under en hundraårsperiod till cirka 20 - 30 % (Fredriksson et al., 2016). Liknande analyser från Nederländerna indikerar att de beräknade sannolikheterna för stormfloder baserade på mätdata är orealistiskt låga då de jämförs med historiskt dokumenterade händelser som inträffat före mätseriernas början (Baart et al., 2011).

Den här studien undersöker hur analyser av extrema händelser kan förbättras genom att ta hänsyn till händelser som inträffade innan vattenståndsmätningarna började samt hur sannolikheten för stormfloder påverkas av klimatvariationer och långsiktiga förändringar. Genom en litteraturstudie undersöks metoder som kan användas för att utöka dataserierna genom historiska och geologiska metoder samt hydro- och morfodynamisk modellering.

Studien tar avstamp i hur stormfloder analyseras i Sverige idag och vilka återkomsttider som används i riskanalyser och kustskyddsprojekt. En kompletterande studie görs av utvalda länder runt Nordsjön och Östersjön för att sammanställa och jämföra praxis för dimensionerande återkomsttid och metoder för extremvärdesanalys.

Studien syftar till att besvara följande frågeställningar:

- Vilka sannolikheter för översvämning beaktas vid riskanalyser i Sverige och ett urval av andra länder (Tyskland, Danmark, Nederländerna, Storbritannien)? Vilka metoder används för att bestämma tillhörande vattenstånd och våghöjder?
- Vilka geologiska undersökningsmetoder kan användas för att identifiera och kvantifiera historiska och förhistoriska stormfloder?
- Hur kan hydro- och morfodynamiska modeller användas för att analysera stormfloder baserat på morfologiska och meteorologiska observationer?
- Vilka historiska och förhistoriska stormhändelser finns dokumenterade i Sverige och geografiskt närliggande områden?
- Hur påverkas förekomsten av stormfloder i Sverige av klimatvariationer och klimatförändringar?

2 Extremvärdesanalys

Extremvärdesanalys utgör ofta grunden i riskanalyser. Här ges en kortfattad introduktion till extremvärdesteorin som bakgrund till de koncept som diskuteras i den här rapporten. Extremvärdesteorin beskrivs med utgångspunkt för en praktisk applikation för analys av stormfloder. För mer detaljerade beskrivningar och matematisk bakgrund hänvisar vi till Coles (2001).

2.1 Extremvärdesteori

Extremvärdesteorin baseras på ett antagande om att de högsta värdena i en tidsserie följer en annan fördelning än den stora massan av observationer. Timvärden av vattenståndsobservationer är oftast normalfördelade medan de högsta värdena kan antas följa en extremvärdesfördelning. Genom att anpassa en extremvärdesfördelning till de högsta observationerna möjliggörs förutsägelser av händelser med längre återkomsttider än dataseriens längd.

De högsta observationerna i en tidserie kan väljas ut antingen som blockmaxima, till exempel årshögstavattenstånd, eller genom överskridande av ett tröskelvärde (*Peaks over Threshold*, POT). Blockmaxima antas tillhöra en generaliserad extremvärdesfördelning (GEV) och överskridande över tröskelvärde generaliserad Paretofördelning (GPD). Dessa antaganden förutsätter att alla observationer är oberoende och följer samma fördelning.

Ofta används extremvärdesanalys för att bestämma återkomsttid, T , för en specifik händelse, till exempel en extrem stormflod. Extremvärdesanalys kan också användas för att beräkna återkomstnivå, x_p , som svarar mot en viss återkomsttid, till exempel 100 år. Återkomsttiden definieras som inversen av sannolikheten för överskridande av en viss nivå, p , $T=1/p$. Ibland misstolkas begreppet återkomsttid som att om till exempel en 100-årsnivå överskreds förra året, skulle det ta 100 år tills nästa överskridande. Detta stämmer inte eftersom händelserna antas vara oberoende. Istället ska återkomsttiden betraktas som den genomsnittliga tiden som förflyter mellan två överskridanden. Sett över långa tidsperioder, till exempel 10 000 år kan vi alltså förvänta oss 100 överskridanden av 100-årsnivån, men dessa förväntas inte att uppträda med jämna 100 års intervall.

2.2 GEV-fördelning

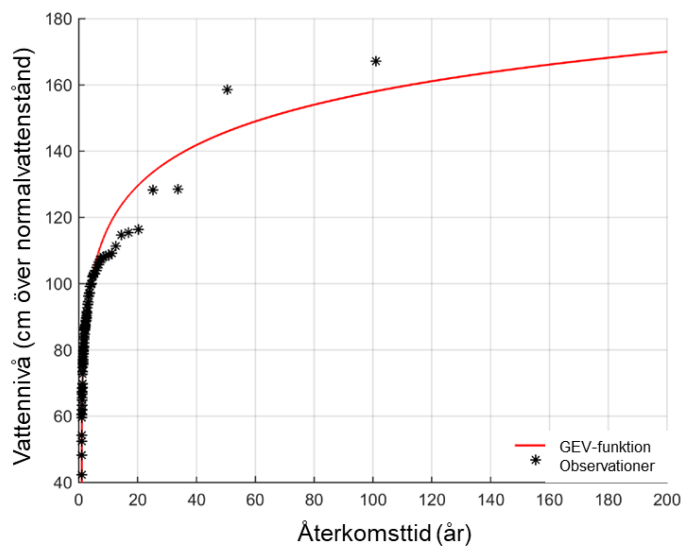
GEV-funktionen beskriver fördelningen av blockmaxima, M_n , av en stokastisk variabel (t.ex. vattenstånd), $M_n = \max(X_1, \dots, X_n)$ där n är antalet observationer inom varje block. Om exempelvis vattenståndsobservationerna finns tillgängliga som timvärden beräknas årsmaxima för $n = 365,25 \times 24$. Vanligtvis väljs årsmaxvärden från perioden juli till juni för att undvika beroenden mellan två på varandra följande observationer. Detta eftersom extrema högvatten sällan förekommer under sommarmånaderna.

När blockmaxima valts ut, rankas dessa så att det högsta värdet får rank 1, $R=1$, och det lägsta rank N , $R=N$. Därefter beräknas sannolikheten för överskridande $p=R/(N+1)$. GEV-fördelningen är en

kumulativ fördelningsfunktion som beskriver sannolikheten av att ett visst värde inte överskrids,
 $G(x) = \Pr\{M_n \leq x\} = 1 - p,$

$$G(x) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\}$$

där μ är en lägesparameter, σ en skalparameter och ξ en formparameter. Det finns många olika typer av mjukvara som kan användas för att anpassa GEV-funktionen till observationer, t.ex. R(R Core Team, 2016) med applikationerna `extRemes` och `in2extRemes` (Gilleland and Katz, 2011). I Figur 1 visas ett exempel på en GEV-funktion som har anpassats till observationer av årshögsta vattenståndsdata.



Figur 1. Exempel på en GEV-funktion anpassad till observationer av årshögstavattenstånd från en mätserie med 100 års vattenståndsobservationer.

GEV-fördelningarna delas beroende på värdet på ekvationens formparameter in i olika typer. Ifall formparametern är lika med noll kallas GEV-fördelningen för en Gumbel-typ, ifall formparametern är större eller mindre än noll för en Fréchet- respektive Weibull-typ. En viktig skillnad mellan de olika typerna är att Weibull- och Fréchet-fördelningarna har ett övre respektive nedre väntevärde medan Gumbel-fördelningen är öppen i båda ändar. Gumbel-ekvationen kan också skrivas som,

$$G(x) = \exp \left[- \exp \left\{ - \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right\} \right]$$

När parametrarna i GEV-funktionen har skattats genom anpassning till observationer, kan de användas för att beräkna återkomstnivån, x_p , för en viss återkomsttid, $1/p$:

$$x_p = \mu - \frac{\sigma}{\xi} \left[1 - \left\{ -\ln(1-p) \right\}^{-\xi} \right] \quad \text{för } \xi \neq 0 \text{ och,}$$

$$x_p = \mu - \sigma \ln\{-\ln(1-p)\} \quad \text{för } \xi = 0$$

2.3 GPD-fördelning

En nackdel med GEV-metoden är att en stor mängd data utelämnas från analysen då endast det högsta värdet inom ett fördefinierat block inkluderas. Det kan dock finnas flera oberoende höga observationer inom ett block och genom att applicera en GPD-fördelning kan även dessa inkluderas i analysen. GPD-fördelningen, här betecknad $H(x-u)$, beskriver en kumulativ fördelning av överskridanden, $x - u$, över ett specifikt tröskelvärde, u , förutsatt att $x > u$:

$$H(x-u) = 1 - \left(1 + \frac{\xi(x-u)}{\sigma}\right)^{-1/\xi}$$

där σ är en skalparameter och ξ en formparameter. Metodiken för rankning av observationer och anpassning av fördelningsfunktionen följer samma metodik som för GEV-metoden. GPD-fördelningens övre och nedre väntevärden betar sig på samma sätt som GEV-fördelningen beroende på värdet på formparametern.

Vattenståndsobservationer är tidsberoende och överskridanden kommer därför att uppträda i kluster. Eftersom GPD-metoden förutsätter oberoende observationer, är det endast det högsta värdet inom varje kluster som ska inkluderas i analysen. För att undvika beroende mellan olika överskridande bör man låta det passera ett visst antal observationer under tröskelvärdet innan ett nytt högsta värde kan väljas. För extrema vattenstånd bör en sådan period vara åtminstone 48 timmar.

När parametrarna har skattats kan en återkomstnivå, x_m , som i genomsnitt överskrids en gång för varje m observationer beräknas:

$$x_m = u + \frac{\sigma}{\xi} \left[(m\zeta_u)^\xi - 1 \right] \quad \text{för } \xi \neq 0 \text{ och,}$$

$$x_m = u + \sigma \ln(m\zeta_u) \quad \text{för } \xi = 0$$

där parameter ζ_u beskriver den andel av värdena som överskrids u i hela datamängden. Om k är antalet överskridanden och n_{tot} antalet observation, kan ζ_u beräknas som $\zeta_u = k/n_{tot}$. För att till exempel beräkna en återkomstnivå motsvarande 100-årsåterkomsttid för en dataserie med timvärden beräknas m som $m = 100 \times 365,25 \times 24$.

En svårighet vid användning av GPD-metoden är att välja tröskelvärde. (Coles, 2001) rekommenderar att detta görs baserat på en så kallad *mean residual life plot*, där genomsnittet av överskridandet över en tröskel plottas mot tröskelvärdet. Därefter väljs u som det tröskelvärde från vilket det genomsnittliga överskridandet uppvisar en linjär trend med stigande tröskelvärden. Analysen bör kompletteras genom att analysera hur väl den valda fördelningen passar observationerna.

2.4 Ackumulerad sannolikhet

När återkomstnivåer beräknas med GEV- eller GPD-metoden och anges i år, representerar deras återkomsttid sannolikheten för överskridande under ett år. För att studera sannolikheten för överskridande under längre tidsperioder behöver den ackumulerade sannolikheten, P , beräknas,

$$P = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n$$

där T är återkomsttid i år och n antal år i perioden som den ackumulerade sannolikheten beräknas för. Som exempel kan nämnas att sannolikheten för att en 100-årsnivå överskrids under en 100-årsperiod är 63 %. Fler exempel presenteras i Tabell 1.

Tabell 1. Ackumulerad sannolikhet över tid.

Återkomsttid	Ackumulerad sannolikhet över tidsperiod		
	50 år	100 år	200 år
100 år	39 %	63 %	87 %
200 år	22 %	39 %	63 %
300 år	15 %	28 %	49 %
500 år	10 %	18 %	33 %

2.5 Icke-stationära processer och ofullständiga tidsserier

Ett fundamentalt antagande för extremvärdesteori är att systemet är stationärt och att mätvärdena är oberoende. Detta innebär att det inte finns några betydande trender eller någon periodicitet i tidsserien av vattenståndsmätningarna, samt att de naturliga processerna som påverkar vattenståndet inte är beroende av tidigare händelser (Arns et al., 2013). Detta antagande föreligger för att kunna utgå från att samma statistiska parametrar och fördelning gäller under hela mätserien. I många fall finns dock säsongvariationer, långsiktiga trender (t.ex. landhöjning) och beroenden i naturliga processer som man kan behöva ta hänsyn till.

För att eliminera icke-stationära processer från mätserier görs ofta en så kallad avtrendning av datan (Macpherson et al., 2022). Denna metod får dock konsekvensen att resultatet från extremvärdesanalysen endast gäller för det nuvarande tillståndet (Mudersbach & Jensen, 2010). Följaktligen blir det problematiskt att använda resultatet för att beräkna återkomsttider för framtida högvatten, speciellt i relation till klimatförändringar (Mudersbach & Jensen, 2010). För att åtgärda denna svaghet kan man lägga till förväntade trender framöver, exempelvis en klimatförändringskompensation.

En alternativ metod är att istället anta ett icke-stationärt system (Macpherson et al., 2022; Mudersbach & Jensen, 2010). Parametrarna i extremvärdesfördelningen tillåts då variera med tiden, vilket medför att resultaten från extremvärdesanalysen är tidsberoende (Mudersbach & Jensen, 2010). Den här typen av analyser är endast lämpliga om man har en fysikalisk förståelse för hur processerna som påverkar parametrarna förändras över tid. Å ena sidan möjliggörs inkludering av mer komplexa

processer, men å andra sidan kan det bidra till att osäkerheten i analysen ökar om processerna beskrivs felaktigt.

Extremvärdesanalyser baseras oftast på kontinuerliga tidsserier. Det kan vara komplicerat att inkludera händelser som ligger utanför mätserier i analyser eftersom det är okänt hur dessa påverkar den statistiska fördelningen. Om extrema händelser som inträffat före eller efter en tidserie inkluderas i analyser, riskeras att återkomstnivåerna överskattas. Det är en utmaning hur avsaknaden av data mellan de individuellt identifierade extrema stormfloderna ska hanteras. En metod för kringgå problemet är att fylla luckorna genom att skapa artificiella data av historiska extremhändelser baserat på den mätserie man har tillgång till med systematiska data (Macpherson et al., 2022). Detta görs genom att frekvensen av högvattennivåer (över ett visst tröskelvärde) antas vara konstant för både den historiska perioden och den efterföljande perioden med systematiska data. Där historiska data finns ersätts de artificiella värdena med dessa data. För att fördelningen inte ska bli för påverkad av fördelningen i de ursprungliga systematiska data itereras processen genom Monte Carlo simuleringar, för att slutligen resultera i en fördelning för hela perioden. Metoden kan användas för att beskriva såväl stationära som icke-stationära processer.

3 Stormfloder i Sverige

Högvattendynamik skiljer sig åt mellan olika geografiska områden beroende på lokala förutsättningar såsom tidvatten, kustlinjens form, och klimatförhållanden. I det här kapitlet ges en översikt över stormfloder i Sverige, vilka drivkrafter som ger upphov till stormfloder utmed den svenska kusten, hur höga nivåer som har observerats i olika delar av landet, samt vilka återkomsttider och beräkningsmetoder som har använts i riskanalyser och vid dimensionering av kustskydd.

3.1 Drivkrafter

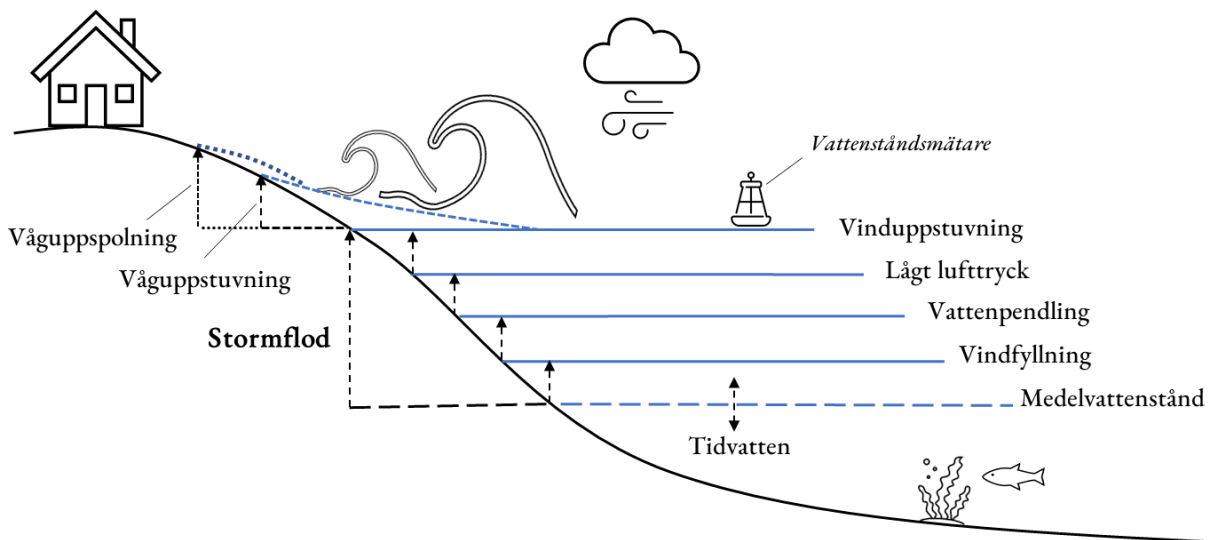
Stormfloder orsakas av meteorologiska faktorer som tillfälligt höjer havsnivån. De primära drivkrafterna är vindar och lufttryck, men vattenståndet kan förhöjas ytterligare om stormfloden sammanfaller med till exempel tidvatten eller säsongsberoende vattenståndsvariationer. Även kustens form och djupförhållanden leder till variationer i vattenståndet, till exempel blir vattenståndet till följd av vinduppstuvning oftast högre i vikar. Vattenståndet kan också påverkas av olika periodiska processer och resonansfenomen, som till exempel kan leda till sjösprång eller stående vågor.

Utifrån ett vattenståndsperspektiv har Sveriges kust varierande karaktär. Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (SMHI) har delat in Sveriges kustområden i åtta olika avsnitt baserat på samvariation mellan vattenstånd som observerats vid deras stationer utmed kusten: Bottenviken, Bottenhavet, Södra Bottenhavet, Östersjön, Södra Östersjön, Öresund, Kattegatt och Skagerrak (Schöld et al., 2017). Den främsta orsaken till skillnader i vattenstånd mellan de olika områdena är att de vindar som ger upphov till höga vattenstånd kommer från olika riktningar. Vidare har Sveriges kuster varierande tidvattenregimer. I Östersjön är tidvattenvariationerna försumbara, men i Skagerrak och Kattegatt kan skillnaden mellan ebb och flod som högst uppgå till 35 respektive 25 cm (Schöld et al., 2017).

Östersjön är en nästintill sluten bassäng som endast är förbunden med Kattegatt i Nordsjön via Öresund, och Stora och Lilla Bält i Danmark. De förhållandevis små inloppen till Östersjön begränsar vattenutbytet mellan haven vilket ger upphov till vattenståndsvariationer. Den mest flödesbegränsande sektionen i Öresund är belägen vid den så kallade Limhamnströskeln som ligger vid Öresundsbron. Limhamnströskeln separerar vattenståndsregimerna i Öresund och Södra Östersjön. Under stormen Sven 2013 var vattenståndsskillnaden mellan mätstationen Skanör i Södra Östersjön och Viken i Öresund 3,20 m (Schöld et al., 2017).

På Sveriges västkust uppstår höga vattenstånd vanligtvis till följd av starka pålandsvindar med viss påverkan av tidvatten. I Östersjön är vattenståndsdynamiken mer komplex och man kan säga att det är minst fyra olika processer som kan samverka och orsaka höga vattenstånd (Figur 2). För det första kan västliga och nordvästliga vindar pressa in vatten i Östersjön. Denna process kallas vindfyllning (SMHI, 2009a) och kan leda till en genomsnittlig vattenståndsökning med upp till 0,5 m (Hünicke et al., 2015). För det andra kan starka vindar skapa stående vågor med perioder på 24–27 timmar som kan påverka vattenståndet med några decimeter (Hanson & Larson, 2008; Jensen & Müller-Navarra, 2008). Detta kallas vattenpendling eftersom svängningar i vågen gör att vattenståndet ökar

och minskar växelvis på motstående kustavsnitt (SMHI, 2009b). Detta uppstår vanligtvis till följd av att vinden stuvat upp vattnet mot ena kusten och att vinden sedan avtar så att vattnet rör sig tillbaka mot motstående kust. Stående vågor kan även uppträda lokalt i avgränsade områden i skärgårdar eller vikar (Hellström, 1941) och får då kortare perioder. För det tredje kan skillnader i atmosfärstryck över Östersjön leda till vattenståndssökningar på i storleksordningen 20-30 cm (Hellström, 1941). En förändring av lufttrycket med 1 hPa ger en vattenståndsförändring på cirka 1 cm. För det fjärde ger vinduppstuvning upphov till de största vattenståndsskillnaderna, särskilt i vikar och bukter (Bruss et al., 2008; Jensen & Müller-Navarra, 2008). Utöver dessa fyra faktorer påverkas vattenståndet även i mindre grad av tidvattenvariationer, nederbörd och avdunstning, samt avrinning från vattendrag (Hellström, 1941).



Figur 2. Illustration av de viktigaste processerna som höjer vattenståndet vid stormfloder längs Sveriges kust.

Utöver dessa faktorer har även vågorna en viktig inverkan på vattenståndet vid stormfloder. I Sverige är vågorna vid kusten primärt vindvågor vars storlek och riktning till stor del avgörs av lokala vindar. Detta till skillnad från svallvågor/dyningar som kan ha färdats över havet från avlägsna stormar och inte längre märkbart påverkas av lokala vindar. Storleken på vindvågorna avgörs primärt av vindstyrkan, vattendjupet och stryklängden. När vågorna närmar sig kusten och djupet minskar bryts de, vilket resulterar i så kallad våguppstuvning. Detta sker eftersom vågens rörelsemängd förändras när den bryts, vilket balanseras av att vattennivån höjs. Eftersom vattenståndsmätare normalt sett inte är placerade i uppspolningszonen innebär detta att vattenståndet vid kusten kan vara något högre än vad vattenståndsmätarna anger. När vågorna når kusten ger de även upphov till så kallad våguppspolning (Figur 3; se t.ex. Stockdon et al., 2006), och i de fall vattnet överstiger skyddsbarriärer eller dyner kan överspolning ske. Överspolning kvantifieras som ett flöde och skyddsbarriärer såsom vallar dimensioneras ofta baserat på vilken vågöverspolning som konstruktionen och bakomliggande områden kan tolerera.

Längs Sveriges västkust är det vanligt att högvatten sammanfaller med höga vattenstånd eftersom starka pålandsvindar bidrar både till vinduppstuvning och att höga vågor faller in mot kusten. Våguppspolning som sköljer över skyddsvallar eller andra höjdpunkter i terrängen kan då leda till översvämning i bakomliggande områden. Längs syd- och ostkusten är högvattendynamiken mer

komplex och sannolikheten för att högvatten ska sammanfalla med stora vågor lägre (Fredriksson et al., 2016). Sannolikheten att högt vattenstånd och höga vågor inträffar samtidigt kan undersökas genom statistisk samvariationsanalys och inkluderas i extremvärdesanalysen genom så kallad bivarierad extremvärdesanalys. Som underlag till den typen av analyser finns det data att tillgå dels från ett antal vågbojar som kontinuerligt mäter våghöjd, period och riktning ute till havs, men även modellerad data från 1979–2019 för Sveriges väst- och sydkust, samt för ostkusten upp till Stockholm (Adell et al., 2021).



Figur 3. Våguppspolning. Foto: Helena Alexanderson.

Det finns ytterligare en process som kan bidra till temporära högvatten längs vissa sträckor av den svenska kusten. Det är ett ovanligt fenomen som kallas sjösprång. Sjösprång kan uppstå då en kallfront eller ett åskväder med frontliknande karaktär rör sig mot kusten med en hastighet som ligger nära den djupberoende hastigheten för en lång våg (SMHI, 2009c). Sjösprånget uppträder som vågor med långa perioder (storleksordningen minuter till en timme).

3.2 Havsvattenståndsobservationer

Mätningar av vattenstånd började redan 1774 vid Slussen i Stockholm och från 1840-talet och framåt tillkom flera mätstationer med syfte att studera ”vattenminskningen” (landhöjningen) (Schöld et al., 2017). Dock var mätfrekvensen i början av mätserierna lägre än idag, endast en avläsning per vecka eller dygn, vilket gör att vattenståndsserierna inte kan användas för att uppskatta toppvärden under stormfloder som inträffar under tidsperioder av i storleksordningen timmar. 1886 installerades de första mareograferna i pegelbrunnar som mekaniskt överförde det observerade

vattenståndet till diagrampaper. Idag omfattar SMHI:s stationsnät 26 vattenståndsmätare och ytterligare 66 stationer som inte längre är i drift finns listade på SMHI:s hemsida (SMHI, 2013a). I Figur 4 visas de stationer som Schöld et al. (2017) valde ut för att studera vattenståndsdynamiken längs Sveriges kust. Startåret indikerar från när timvärden finns tillgängliga. Mätstationen i Halmstad drivs av Sjöfartsverket och övriga av SMHI.

Tabell 2. Högsta observerade vattenstånd relativt medelvattenstånd samt årtal då timvärden finns tillgängliga. Urvalet är baserat på SMHI:s stationslista av vattenstandsrekord (SMHI, 2014) samt de stationer som legat till grund för Schölds et al. (2017) analys.

Havsområde	Station	Timvärden	Max	Datum
Bottenviken	Haparanda (kort mätserie)	2014 - 2017	+129 cm	2015-11-27
	Kalix	1974 -	+177 cm	1984-01-14
	Furuögrund	1916 -	+148 cm	1984-01-14
	Ratan	1891 -	+142 cm	2002-02-23
Bottenhavet	Skagsudde	1982 -	+131 cm	2002-02-22
	Spikarna	1968 -	+127 cm	1984-01-14
	Draghällan	1897 - 1969	+94 cm	1906-03-12
	Björn	1891 - 1978	+137 cm	1914-01-09
	Forsmark	1975 -	+143 cm	2007-01-14
Östersjön	Stockholm	1889 -	+117 cm	1983-01-18
	Landsort Norra	2004 -	+89 cm	2020-02-26
	Landsort	1886 - 2006	+95 cm	1983-01-18
	Marviken	1964 -	+94 cm	1983-01-18
	Visby	1960 -	+90 cm	1917-12-03
	Ölands norra udde	1961 -	+136 cm	1914-01-09
	Oskarshamn	1960 -	+115 cm	2017-01-04
	Kungsholmsfort	1886 -	+133 cm	1914-01-09
	Simrishamn	1982 -	+123 cm	2017-01-04
	Ystad	1886 - 1987	+167 cm	1904-12-31
Öresund	Skanör	1992 -	+154 cm	2017-01-04
	Klagshamn	1929 -	+146 cm	2017-01-04
	Malmö	1924 - 1963	+129 cm	1925-12-18
	Barsebäck	1992 -	+159 cm	2013-12-06
	Viken	1976 -	+168 cm	2013-12-06
Kattegatt	Halmstad (Sjöv)	2009 -	+235 cm	2015-11-29
	Varberg	1886 - 1982	+147 cm	1921-12-17
	Ringhals	1967 -	+165 cm	2005-01-08
	Göteborg-Klippan	1887 - 1978	*	*
	Göteborg-Torshamnen	1967 -	+150 cm	1985-11-06
	Göteborg-Ringön	**	+164 cm	1914-12-04
Skagerrak	Stenungsund	1962 -	+157 cm	1981-11-24
	Udevalla (kort mätserie)	2010 -	+163 cm	2016-12-26
	Smögen	1910 -	+150 cm	1920-11-16
	Kungsvik	1973 -	+147 cm	1987-10-16

*Station Göteborg Ringön har endast dygnsvärden (1887-1958) (SMHI, 2013a).

**Station Göteborg Klippan har fram till år 1959 samt efter 1974 data som icke-digitaliserade diagram som inte analyserats (SMHI, 2013a). Därför finns inget maxvärde angivet för denna station.



Figur 4. Karta över mätstationernas position enligt urvalet i Tabell 2. Stationer i drift har markerats med en orange prick och stationer som inte längre är i drift med ett gult kors.

3.3 Historiska observationer

Utöver de observerade högsta vattenstånden som presenterades i föregående avsnitt finns det ytterligare historiska observationer som inträffade före vattenståndsmätningarna och som kan ha påverkat Sveriges kuster. Den kanske mest kända av dessa är Backafloden som inträffade 1872 och ställde till stor förödelse i länderna runt södra Östersjön. Totalt omkom närmare 300 personer i Tyskland, Danmark och Sverige och över 15 000 blev hemlösa bara i Schleswig-Holstein i Tyskland (Hallin et

al., 2021). Vattenståndet nådde runt 3,5 meter över normalvattenståndet längs de värst drabbade kusterna i Danmark och Tyskland, och i Sverige har vattennivån uppskattats till 2,4 m över normalvattenståndet på Falsterbonäset i sydvästra Skåne (Fredriksson et al., 2017, 2016). Från Ystad finns det en observation av att vattenståndet nådde 2,0 m över normalvattenståndet (Nerheim & Johansson, 2018). Stormen framstår som en i det närmaste unik händelse i jämförelse med vattenståndsobservationer från det drabbade området, men det finns indikationer från tyska historiska arkiv på att stormfloder av samma magnitud inträffat längre bakåt i tiden. Till exempel anges att i Lübeck där stormfloden nådde en nivå på 3,4 m över normalvattenståndet, ska en stormflod 1320 ha nått 3,1–3,2 m över normalvattenståndet och under 1600-talet inträffade två stormfloder som nådde 2,84 och 2,86 m över normalvattenståndet år 1625 och år 1694 (Jensen & Müller-Navarra, 2008). Från Danmark anges inga nivåer, men stormarna 1625 och 1694 beskrivs i historiska dokument (Petersen, 1924).

En annan historisk storm som drabbade södra Sverige och som bedöms vara högre än de senare observationerna är Julstormen som drabbade Öresund och västkusten den 26-26 december 1902 (Ljungdahl, 1921; Weibull & Svantesson, 1924). Även nyårsstormen 1904 som framförallt drabbade Skånes syd- och ostkust var extrem och utgör den högsta observationen från Ystads mätserie av vattenstånd (Fredriksson et al., 2017).

3.4 Geologiska observationer

Geologiska arkiv som sedimentära lagerföljder och landformer sträcker sig längre tillbaka i tiden än de historiska arkiven och utgör därför ett viktigt underlag för att identifiera både historiska och förhistoriska stormar och stormfloder och också för att kunna rekonstruera deras fysiska påverkan på kusterna (paleotempestologi). Chaumillon et al. (2017) ger en god och aktuell översikt över sådana geologiska studier, de flesta är dock från sydvästra Europa, särskilt Frankrike, och från Nordamerikas atlantkust och bara få kommer från vårt närområde. Andra översiktsartiklar fokuserar på särskilda kusttyper eller avsättningsmiljöer, t.ex. Goslin & Clemmensen (2017), eller på strandavsättningar som paleomiljöarkiv i allmänhet, t.ex. Scheffers et al. (2011) och Tamura (2012).

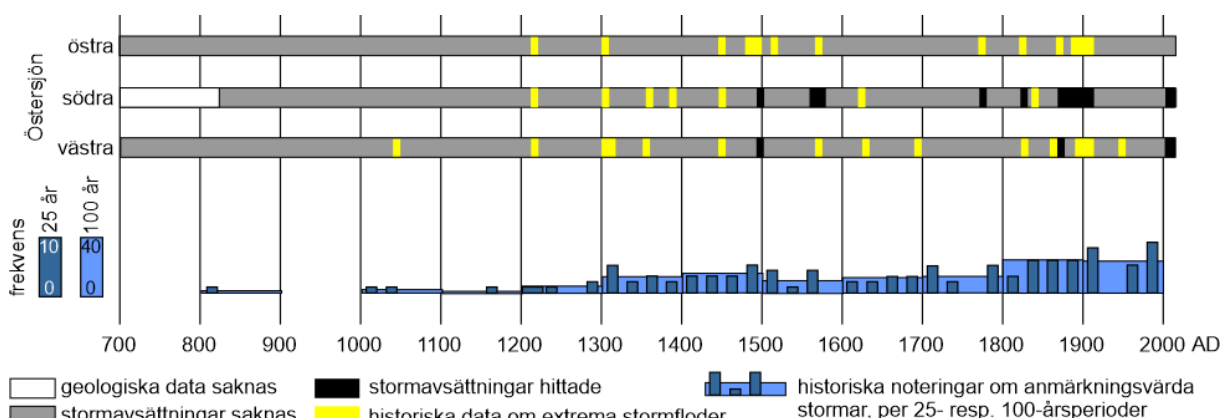
I Sverige har få geologiska undersökningar gjorts med syfte att rekonstruera eller dokumentera effekter av kustöversvämningar, åtminstone finns endast få sådana undersökningar publicerade. Weibull & Svantesson (1924) beskriver effekten av flera stormar och stormfloder på Skånes västkust 1921. De visar bl.a. med hjälp av foton flera exempel på erosion (t.ex. abrasionsbranter), transport och avsättning (t.ex. strandvallar) liksom påverkan på vegetation under stormarna. Weibull & Svantesson (1924) skriver också att en del av stormarnas spår i landskapet försvann ganska snart p.g.a. naturliga processer och mänsklig påverkan. Agrell & Damberg (1983) och Agrell (1987) beskriver effekterna av en storm på Gotska sandön 1983 vilken främst innebar omfattande erosion. Nyligen har Lundgren Sassner (2021) i en fjärranalytisk studie identifierat ett sextiotal områden längs Hallands, Skånes och Blekinges kuster där geologiska spår av stormfloder skulle kunna finnas bevarade. Ett av dessa områden, en kustnära våtmark utanför Trelleborg, undersöktes också i fält genom borrhning och analyser av bl.a. mikrofossil visar att där kan finnas spår av en stormflod på 1950-talet (Lundgren Sassner, 2021).

I Danmark och i Östersjöområdet har däremot ett flertal mer omfattande studier genomförts, och då även för stormar längre tillbaka i tiden. Clemmensen et al. (2014) studerade strandvallar vid Feddet på sydöstra Själland och kunde rekonstruera olika faser av stormen 1872 (Backafloeden). De konstaterade också att i detta geologiska arkiv var stormen 1872 en extrem händelse som inte haft någon motsvarighet under de senaste 4500 åren. Fruergaard et al. (2013) visar på den ansevärd påverkan som en storm år 1634 hade på Jyllands västkust, med omfattande avlagring av sand och betydande förändringar av kustens utseende. Geologiska spår på Själlands kust efter en sentida storm ("Bodil" 2013; i Sverige kallad "Sven") beskrivs av Clemmensen et al. (2016).

Längs polska östersjökusten har Piotrowski et al. (2017) och Moskalowicz et al. (2020) funnit spår av flera stormar från 1400-, 1500-, 1800- och 1900-talen, främst i form av sandlager i torvmarker (Figur 5). Moskalowicz et al. (2020) noterar att ingen storm under de senaste hundra åren har lämnat några urskiljbara sedimentologiska spår efter sig i deras studieområde, vilket visar att riskbedömningar baserade på instrumentella data kan underskatta magnituden på stormfloder. Leszczyńska et al. (2021) rapporterar att de främst funnit spår av paleostormar i flacka områden som lätt översvämmas, där organiska avlagringar dominerar längs kusten och det intilliggande havet inte påverkas nämnvärt av tidvatten.

I de grundare områdena i södra Östersjön har man genom borrhningar i havsbotten identifierat stormavsatta sediment (s.k. tempestiter) i form av tunna skikt av silt eller sand i annars lerigare sediment (Bunke, 2018; Hentschke & Milkert, 1996; Orsi et al., 1996). Genom datering av sedimenten kunde Hentschke & Milkert (1996) koppla specifika skikt till stormar som ägde rum 1954 och nylåret 1978/79 och genom statistisk analys (*Fast Fourier Transformation*) undersökte de även frekvensen av stormar.

I Estland har Kalińska-Nartiša et al. (2018) identifierat tre paleostormar genom att använda sedimentegenskaper och mikrofossil i sjösediment för att urskilja material som sköljts in från havet. Stormarna daterades till 7300, 6600-6400 och 6200-6000 kalenderår före nu/BP (BP=1950).



Figur 5. Sammanställning av paleostormavsättningar och historiska data om extrema stormfloder längs Östersjöns kuster. Östra Östersjön omfattar dagens Lettland, Litauen och Ryssland, södra Östersjön dagens Polen och västra Östersjön dagens Tyskland (östkusten) och Danmark. Frekvensdata (i blått) inkluderar även data från Tysklands västkust och Nederländerna. Modifierad från Moskalowicz et al. (2020).

3.5 Beräknade vattenstånd under stormfloder

3.5.1 Val av återkomsttid

I Sverige finns det inte någon organisation som är ansvarig för att planera och implementera kustskydd och inte heller någon officiell policy eller nationella riktlinjer för hur de ska dimensioneras (Bontje et al., 2016). Sveriges kommuner har ett planmonopol vilket gör att de har både rättigheten och skyldigheten att bestämma över markanvändningen inom kommunens gränser. Det är plan- och bygglagen (PBL) som reglerar kommunernas fysiska planering och enligt den och annan lagstiftning har inte kommunerna någon direkt skyldighet att skydda kommuninvånarna mot kustöversvämningar. Det var först 2008 som PBL (kap 2 §5) utökades med en skrivelse om att vid planläggning och bygglovsärenden ska bebyggelse och byggnadsverk lokaliseras till mark som är lämplig för ändamålet med hänsyn till översvämning och erosion.

Det är Länsstyrelsen som är tillsynsmyndighet för kommunernas detaljplanering. I Boverkets tillsynsvägledning avseende översvämningrisker anges att ny sammanhållen bebyggelse och bebyggelse med samhällsviktig verksamhet som grundregel bör lokaliseras över högsta beräknade vattennivå (årlig sannolikhet 1/10 000) med beaktande av effekten av klimatförändringar under bebyggelsens förväntade livslängd (Boverket, 2018). För samhällsfunktioner och bebyggelse av mindre vikt kan de tillåtas att lokaliseras till områden med måttlig sannolikhet för översvämning vilket motsvarar en årlig sannolikhet av 1/200, även den med hänsyn till climateffekter under den förväntade livslängden.

Den största delen av Sveriges kustnära bebyggelse har tillkommit före 2008 och översvämning- och erosionsrisker har därför primärt hanterats av markägare och i vissa fall av kommunerna. De kommuner som har implementerat kustskydd har gjort det med motiveringar att de skyddar sin infrastruktur, sina stränder eller större bebyggda områden.

Kustskyddsåtgärder kräver oftast tillstånd från Mark- och Miljöödomstolen enligt Miljöbalkens 11:e kapitel, såvida de inte har en yta som understiger 3000 m² och påverkan på miljön och andra intressenter bedöms ringa, då räcker det med en anmälan till Länsstyrelsen. Designkriterier för kustskyddet föreslås av den sökande och bedöms sedan av Mark- och Miljöödomstolen eller av Länsstyrelsen, projekt för projekt. I de fall markägare har byggt någon form av kustskydd har det oftast gjorts utan tillstånd och då saknas kunskap om ifall något dimensionerande scenario har beaktats.

I de förhållandevis få projekt där kommuner har ansökt om och byggt översvämningsskydd har dessa designats för händelser med, ur ett internationellt perspektiv, relativt korta återkomsttider. I Lomma kommun på Skånes västkust byggdes år 2017 en skyddsvall för att skydda ett mindre bostadsområde mot översvämningar. Den designades för att stå emot en stormflod med 100-års återkomsttid i kombination med de största simulerade vågorna i perioden 1994-2011 (Almström & Fredriksson, 2014). Området Strandhem i södra Malmö skyddas av en vall som dimensionerats för en stormflod med 100-års återkomsttid men helt utan hänsyn till vågor (Sweco, 2002).

I Ängelholms kommun som också är beläget på Skånes västkust har en skyddsvall vid Rönneås utlopp dimensionerats för en stormflod med 100-års återkomsttid i kombination med ett 100-årsflöde i ån (Sweco, 2011). Även i Kristianstad på Skånes ostkust har vallar som primärt skyddar mot höga flöden i Helgeå designats för en kombination med högt flöde och en stormflod i havet med 100-års återkomsttid (Kristianstad kommun, 2016).

Vellinge kommun i sydvästra Skåne har ansökt om tillstånd för att bygga skyddsvallar runt de bebyggda områdena, men de rättsliga processerna är ännu inte avslutade. I ansökningsarbetet har översvämningsrisken analyserats för såväl en stormflod med 100-års återkomsttid som den historiska Backafloden som inträffade 1872. Vallarna föreslås att byggas med en krönhöjd på nivån +3 m (relativt höjddreferenssystemet RH 2000) men det är oklart vilken sannolikhet för översvämning som detta motsvarar (Irminger-Street, 2018).

Det har nyligen skett förändringar i PBL som gör att fler kommuner troligtvis kommer att arbeta mer aktivt med kustöversvämningskydd i framtiden. År 2018 gjordes ett tillägg till PBL (kap 3 §5) om att det i kommunernas översiktsplaner ska framgå hur kommunerna ser på risken för skador på den byggda miljön som kan följa av översvämning, ras, skred och erosion som är klimatrelaterade samt på hur sådana risker kan minska eller upphöra. Samtidigt har Sverige nyligen utökat implementeringen av EU:s översvämningsdirektiv (2007/60/EC) att även omfatta kustöversvämningar.

Det är Myndigheten för samhällsskydd och beredskap (MSB) som har fått i uppdrag att implementera översvämningsdirektivet. Men i den första implementeringscykeln som genomfördes 2009–2015 utelämnades kustöversvämningar från analysen av översvämningsbenägna områden (Myndigheten för samhällsskydd och Beredskap, 2011). I den andra implementeringscykeln, 2016–2021, inkluderades kustöversvämningar och 16 översvämningsbenägna områden utmed kusten identifierades (Myndigheten för samhällsskydd och Beredskap, 2018). Under 2020–2021 ska Länsstyrelserna ta fram riskhanteringsplaner för de identifierade översvämningsbenägna områdena. SMHI bistår med beräkningar av extrema vattenstånd.

3.5.2 Beräkningsmetodik

I exemplen i föregående avsnitt har återkomsttiderna för vattenståndet under stormfloder baserats på GEV- eller Gumbel-modeller av mätdata från närliggande pglar. Det har inte gjorts någon analys av den kombinerade sannolikheten av höga vattenstånd och vågor eller flöden, i de fall sådana har beaktats.

SMHI har traditionellt baserat sina beräkningar av extrema vattenstånd på frekvensanalys av sina havsvattenståndsserier från Sveriges kust. Som en tumregel har återkomsttider upp till den dubbla längden av vattenståndsserien beräknats (Södling & Nerheim, 2017). Under 2015–2017 bedrev SMHI ett projekt för att beskriva medelvattenstånd och extrema havsnivåer utmed Sveriges kust i dagens och framtidens klimat (Nerheim et al., 2017; Schöld et al., 2018, 2017; SMHI, 2017a, 2017b; Södling & Nerheim, 2017). Som en del i projektet utvärderades ett flertal metoder för frekvensanalys och beräkning av konfidensintervall baserat på vattenståndsserier från Sveriges kust (Södling & Nerheim, 2017). De metoder som testades var *Peaks over threshold* (POT), *Average Conditional Exceedance Rate* (ACER) samt Blockmaxima-metoden med olika fördelningar, Gumbel,

Generalized Extreme Value (GEV) och Log-normal. Som tidigare nämnts är Gumbel en variant av GEV fördelningen där formparameterns värde sätts till 0. Slutsatsen av analysen var att det inte gick att fastställa att någon metod var överlägsen de andra, att det behövs oceanografiska kunskaper för att bedöma resultatens rimlighet, samt att andra metoder behövde utvecklas för att studera de högsta vattenstånden utmed Sveriges kust.

SMHI har därför utvecklat en ny metod för att beräkna extrema vattenstånd. Syftet är att beräkna vattenstånd med mycket låg sannolikhet för bedömning av högsta möjliga vattenstånd (Schöld et al., 2018). Genom att addera den högsta observerade nivån före en storm med den högsta observerade stigningen under en storm fås en högsta beräknade vattennivå. Havsnivån före stormen och den maximala havsnivån under stormen antas vara oberoende. Havsnivån före en storm definieras som ett medelvärde över sju dygn med start 48 timmar före stormflodens maximum. Stigningen under stormen beräknas som det högsta uppmätta värdet minus det beräknade medelvärdet före stormen. Nivån före stormen antas vara det högsta värdet för det kustavsnitt som mätstationen tillhör, enligt den indelning av Sveriges kust i åtta avsnitt som SMHI har gjort baserat på samvariation mellan mätstationer (Schöld et al., 2017).

Metoden har applicerats för att ta fram underlag till MSB för att förfina riskanalyserna i de områden som har identifierats ha betydande översvämningsrisk inom ramen för EU:s översvämningsdirektiv. I underlaget presenteras vattenstånd med 100 och 200 års återkomsttid tillsammans med den högsta beräknade nivån enligt ovan, både för dagens klimat och med hänsyn till den förväntade havsnivåhöjningen fram till år 2100 (Nerheim, 2018). För denna högsta beräknade nivå presenteras ingen beräknad återkomsttid.

4 Klimatvariationer och långsiktiga förändringar

Vindstyrka och vindriktning är de viktigaste faktorerna som ger upphov till stormfloder längs Sveriges kust. Klimatvariationer och klimatförändringar påverkar vädret och därmed sannolikheten av stormfloder. Stormfloder definieras ofta i förhållande till medelvattenståndet som ständigt förändras och långsiktigt påverkas av den globala havsnivåhöjningen och landhöjningen. I det här kapitlet ges en översikt över de processer som har påverkat frekvensen och nivån av stormfloder historiskt och deras förväntade påverkan på framtida stormfloder.

4.1 Havsnivåhöjningar

Under de senaste ca 3000 åren har det globala medelvattenståndet legat relativt stabilt (Nicholls & Cazenave, 2010). Det senaste århundradet har man emellertid observerat att havsnivån börjat stiga och i IPCC:s *Specialrapport om Havet och kryosfären i ett förändrat klimat* (IPCC, 2019) slår man fast att havsnivån fortsätter stiga och i ökande takt på grund av klimatförändringar. De två huvudsakliga orsakerna till havsnivåhöjningen är: (i) den termiska expansion av havsvatten som sker när havets temperatur stiger och (ii) ökande mängder smältvatten från landbaserad is, som glaciärer och istäcken (IPCC, 2019). Dessa två processer sker över mycket långa tidshorisonter, vilket innebär att havsnivån kommer fortsätta stiga i tusentals år, även om framtida CO₂-utsläpp reduceras till netto noll och den globala uppvärmningen stannar av.

Från år 1901 till 1990 var den globala havsnivåhöjningen 1,4 mm/år och har sedan dess stadigt ökat till 3,6 mm/år för perioden 2006–2015 (IPCC, 2019). Projektioner för år 2100 pekar på att havsnivån kommer stiga mellan 0,38 m (lägsta scenario) till 0,77 m (högsta scenario). Den energi som redan tillförts jorden från tidigare utsläpp kommer därefter fortsätta propagera djupt ner i haven och fortsätta smälta landisar (IPCC, 2021). För de kommande 2000 åren indikerar därför modellerna att havet kommer stiga med ungefär 2–3 m om uppvärmningen begränsas till 1,5 °C, 2–6 m vid 2°C och 19–22 m vid 5°C uppvärmning (IPCC, 2021). Dessa genomsnittliga globala värden påverkas av både lokala och regionala skillnader och kommer därför att variera över jordklotet.

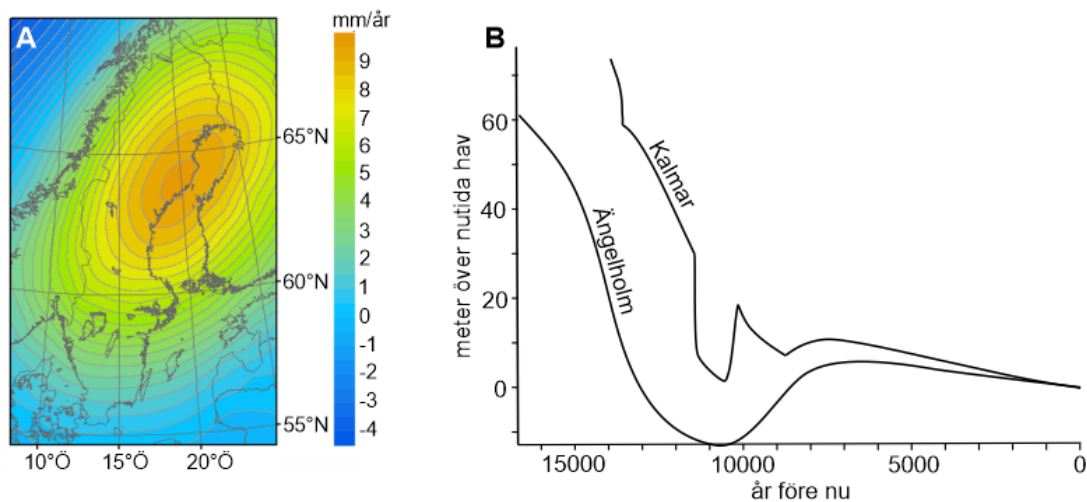
Sveriges framtida medelvattenstånd kommer påverkas regionalt av (i) landets geografiska närhet gentemot Antarktis och Grönland, (ii) geografiska skillnader i termisk expansion och (iii) förändringar i havscirkulationen (SMHI, 2009d). Nettoeffekten av dessa faktorer resulterar i att havsnivån i Sverige beräknas höjas något mindre jämfört med den globala medelhöjningen (SMHI, 2009d). Utöver dessa regionala skillnader kommer lokala skillnader till följd av landhöjning ha en viktig påverkan på det framtida medelvattenståndet längs Sveriges kust.

4.2 Landhöjning

Sverige påverkas fortfarande av landhöjningen efter den senaste istiden. Landhöjningens hastighet varierar i olika delar av Sverige; den är störst vid Bottenviken (ca 10 mm/år) och minst längst i söder (ca 1 mm/år; Vestøl et al. (2019)) (Figur 6A). Landhöjningen motverkar till viss del en stigande

havsnivå men i södra Sverige är förändringarna i landets och havets nivå av samma storleksordning och effekten är därmed liten.

Det finns ett stort antal rekonstruktioner av hur Sveriges kust (strandens läge) förändrats sedan den senaste deglaciationen (ca 16 000 år sedan i södra Sverige) till följd av samspelet mellan landhöjning (glacioisostasi) och havsnivåförändringar (eustasi), se exempel i Figur 6 och för mer information se sammanställningar av t.ex. Björck & Svensson (2002) och Pässe & Andersson (2005). Östersjöbassängen har ett särskilt komplicerat förlopp (Andrén et al., 2011; Björck, 1995). Hur kustlinjen förändrats i tid finns också illustrerat i kartform, bl.a. på SGU:s kartvisare (för Sverige; <https://apps.sgu.se/kartvisare/> (Strandnivå; ska komma under 2022)) och på ICEMAP (för hela Skandinavien; <https://icemap.rhewlif.xyz/>). Beroende på tidsperiod och geografiskt område behöver man i högre eller lägre grad ta hänsyn till effekten av landhöjningen på strandens läge och på var spår av tidigare stormar kan finnas.



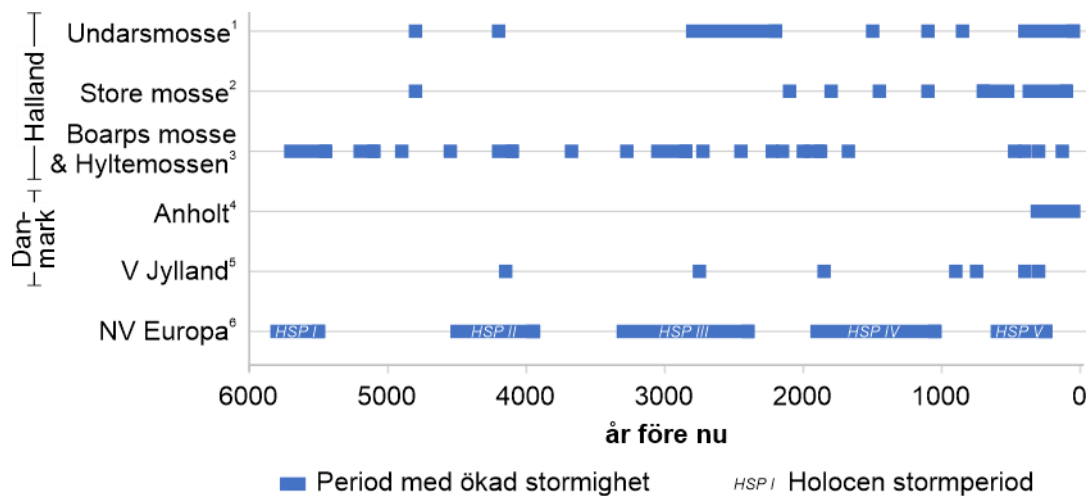
Figur 6 A. Avvägd landhöjningshastighet i mm/år enligt modellen NKG2016LU (Vestøl et al., 2019). Figur modifierad från SMHI (2009d). B. Strandförskjutningskurvor från Ängelholm och Kalmar som visar hur den relativa havsnivån förändrats sedan inlandsisen försvann från området i fråga. Data från SGU (2017).

4.3 Stormighet

Stormighet (*storminess*) är ett begrepp som omfattar både frekvens och styrka på stormar och kan definieras på olika sätt, vilket diskuteras av bl.a. Mölter et al. (2016), men generaliserat kan ses som ett stormigt tillstånd (*the state of being stormy*, t.ex. Feser et al. (2015)). Även om ökad stormighet inte nödvändigtvis behöver leda till fler kustnära översvämningar så är de relaterade företeelser och en kortfattad översikt ges därför här.

Sorrel et al. (2012) har identifierat fem perioder med ökad stormighet (holocena stormperioder, HSP; Figur 7) under de senaste ca 6000 åren i nordvästra Europa. De kopplar perioderna till klimatvariationer kring Nordatlanten, både förändringar i havet och i atmosfären. För de senaste ca 200 åren har Feser et al. (2015) sammanställt stormighetsvariationer, huvudsakligen baserat på instrumentdata från samma stora område. I ett mer regionalt sammanhang är arbetena av Björck & Clemmensen (2004) och de Jong et al. (2006) särskilt intressanta, då de rekonstruerar stormighet i Halland under holocen tid, huvudsakligen de senaste ca 6500 åren. De identifierar flera faser under denna tidsperiod då starka vinterstormar varit mer vanligt förekommande (Figur 7). Även studier

från Danmark, som ligger i samma bana för västvindbältet som södra Sverige, är relevanta i detta sammanhang, t.ex. Clemmensen et al. ((2009); stormighet sommartid på Jylland under 5000 år) och Clemmensen et al. ((2007); stormighet på Anholt sedan 1560 e.Kr.).



Figur 7. Perioder med ökad stormighet som identifierats genom att datera lager med vindtransporterad sand i mossar (Halland), bestämma tidpunkter för dynbildning (Danmark) respektive sammanställa flera sådana studier för en regional bild (NV Europa). De undersökta arkiven sträcker sig överlag inte längre tillbaka än ca 6000 år. Datakällor: ¹ de Jong (2007); de Jong et al. (2006); ² de Jong (2007); ³ Björck & Clemmensen (2004); ⁴ Clemmensen et al. (2007); ⁵ Clemmensen et al. (2009); ⁶ Sorrel et al. (2012).

På den svenska västkusten är det oftast västlig vind vid storm (Wern & Barring, 2009). Vinden för då med sig vatten från Atlanten samtidigt som lufttrycket vid kusten sjunker när lågtrycket passerar. Detta i kombination med höga vågor betyder att de högsta vattenstånden observeras i samband med sådana intensiva stormar från väst.

Vindklimatets variabilitet drivs av storskaliga cirkulationsmönster i atmosfären som kan vara av oscillerande karaktär (Barnston & Livezey, 1987). Nordatlantiska Oscillationen (NAO) betecknar skillnaden i atmosfärstryck mellan det halvpermanenta Islands-lågtrycket och det halvpermanenta Azoriska högtrycket. Rekonstruktioner av NAO-indexet sträcker sig tillbaka till 1500-talet (Luterbacher et al., 2001) och kan användas för att studera hur stormigheten i Europa förändrats under den tiden.

Baserat på de klimatscenarion som finns idag anser SMHI (2013b) att det är svårt att dra slutsatser kring hur stormigheten i Sverige kommer förändras i framtiden. På norra halvklotet förväntas generellt sett att de lågtryckssystem som utvecklas till stormar minskar (SMHI, 2013b). På en regional nivå är det dock svårt att avgöra om en sådan förändring kommer ha en tydlig påverkan på stormigheten utöver den naturliga variabilitet som finns i systemet.

4.4 Vindriktning

Vindens riktning har en stor påverkan på vattenbalansen i Östersjön och påverkar vilka kuster som drabbas av stormfloder. Det är av stor vikt att förstå hur vindriktningen regionalt kommer föränd-

ras över tid för att kunna dra slutsatser kring hur extrema vattenstånd kommer påverkas i framtiden. I Sverige är den vanligaste vindriktningen (s.k. *förhärskande riktningen*) västlig eller sydvästlig under året som helhet (SMHI, 2013c). Detta betyder att den svenska västkusten oftare har pålandsvind än ostkusten, vilket får konsekvensen att vattenståndet oftare ökar än sjunker på västkusten till följd av vinduppstuvning (och vice versa).

Sedan början på 1900-talet visar analyser av vinddata i södra Sverige på att vindar från sydväst och väst dominerat (Jönsson & Holmquist, 1995). Historiska analyser från tidigare århundraden indikerar dock att så inte alltid varit fallet. Från slutet av 1500-talet finns en 16 år sammanhängande tidsserie av vindriktningar på ön Ven utanför Sveriges västkust, som visar att ostliga till sydostliga vindar var vanligast under denna tid (Larson et al., 2016). För att få information om vindriktningar ännu längre tillbaka i tiden kan man analysera formen på flygsanddyner och på vindslipade stenar. I Skåne och Halland visar t.ex. vindslipade stenar på huvudsakligen ostliga vindriktningar under en period efter att den senaste inlandsisen smälte bort från området (Mattsson, 1957; Schlyter, 1995, 1991) medan i mellersta Sverige tyder flygsanddyner på vindriktningar från väst och nordväst (Bernhardson et al., 2019).

Vindklimatet i nordvästra Europa har sålunda varierat (Jönsson & Holmquist, 1995) och influeras av storskaliga oscillationer i atmosfären, så som NAO som påverkar styrkan i de västliga vindarna över Atlanten. Hur vindklimatet kommer se ut i framtiden är svårt att uttala sig om eftersom forskningsresultaten hittills inte har gett någon entydig bild av utvecklingen den senaste tiden i norra Europa, Nordsjön och nordvästra Atlanten (Wern & Barring, 2009). I dagsläget saknas därför regionala prognoser i Sverige för hur vindarna kan komma att förändras beroende på olika klimatscenarier (SMHI, 2013b). Eftersom vinden är den viktigaste drivkraften bakom stormfloder finns följaktligen en stor osäkerhet för frekvensen och magnituden av framtida stormfloder i ett förändrat klimat.

5 Internationell utblick

I det här avsnittet beskrivs hur kustskydd organiseras och vilka analysmetoder för stormfloder som används i fyra olika geografiska områden: Nederländerna, Danmark, England och Schleswig-Holstein. Områdena har valts ut då de har en geografisk och kulturell närhet till Sverige, men skiljer sig åt i sina synsätt på hanteringen av översvämningsrisker.

Det är stora skillnader på hur lagstiftningen och ansvarsfördelningen för kustskydd ser ut i de olika områdena. Det är också stor skillnad på vilka återkomstnivåer som riskanalyser baseras på och kustskydden dimensionernas för. Samtliga länder baserar sina återkomstnivåer på extremvärdesanalys av mätdata, men använder sig av olika metoder. I Danmark tar man hänsyn till historiska stormfloder för att bedöma nivåer för långa återkomsttider över 500 år. I England och Nederländerna skattas återkomsttider på upp till 10 000 år med extremvärdesanalys baserat på förhållandevis korta dataserier som maximalt uppgår till 100–150 år. I Schleswig-Holstein brukade man använda stormfloden 1872 som designkriterium, men har i och med implementering av EU:s översvämningsdirektiv frångått detta till förmån för en 200-års designnivå baserad på en probabilistisk analys som exkluderar stormen 1872.

5.1 Nederländerna

Nederländerna har en lång historia av att arbeta med kustskydd. Cirka en tredjedel av landet ligger under havets medelvattennivå och två tredjedelar inom riskområden för översvämningar. Sedan medeltiden har invånarna skyddat sig mot översvämningar och skapat ny odlingsbar mark genom att bygga vallar (Verhagen, 1990).

Nederländernas kustskydd är organiserat både på regional och nationell nivå. Den statliga myndigheten *Rijkswaterstaat* ansvarar för att ta fram nationella riktlinjer för skyddsnivåer och utformning av översvämningskydd. Regionalt ansvarar 21 vattenmyndigheter, så kallade *waterschap* eller *hoogheemraadschap*. Dessa härstammar från de organisationer som bildades i låglänta områden redan under medeltiden. De regionala vattenmyndigheterna är folkvalda av invånarna inom området som de skyddar och har beskattningsrätt för att täcka kostnader för översvämningskydd och vattenförsörjning inom sina verksamhetsområden. Vattenmyndigheterna bekostar översvämningskydd genom sina vattenskatter så att översvämningsrisken avspeglas i kostnaden för att bo inom ett visst område. Staten tillför också en andel av kostnaden för att avspegla de nationella intressen som finns inom vattenmyndigheternas verksamhetsområden, t.ex. för vägar och järnvägar. Erosions- och översvämningskydd utmed kusten utgör ett undantag där *Rijkswaterstaat* ansvarar för hela finansieringen.

Historiskt sett har kustpolicys i Nederländerna främst varit inriktade på säkerhet (van Koningsveld & Mulder, 2004). Efter översvämningskatastrofen 1953 då 1836 personer omkom, fokuserade man på att alla kustskydd skulle uppnå en viss säkerhetsnivå som implementerades genom Deltaprojektet. Alla primära kustskydd skulle höjas till en nivå så att de skulle kunna stå emot en storm med

en årlig sannolikhet att inträffa på 1/10 000 för provinsen centrala Holland och 1/4000 för andra provinser.

Genom Deltaprojektet förstärktes landets skyddsvallar och sanddyner under 1960–1980-talen. Samtidigt förkortades kustlinjen genom att bygga barriärer längs inloppen till laguner och estuarier. Åtgärderna bekostades av staten, men genomfördes av de regionala vattenmyndigheterna. Efter implementeringen av barriärerna upptäcktes negativa miljökonsekvenser, såväl djur- och växtliv som sedimentdynamiken hade påverkats av de förändrade flödesförhållandena. Från mitten av 1970-talet inkluderades därför ekologiska aspekter i Deltaprojektet och den sista barriären byggdes istället som en öppen barriär som stängs vid extrema högvatten.

När Deltaprojektet hade genomförts så att de föreskrivna säkerhetsnivåerna uppnåtts längs hela landets kust, lades fokus istället på problematiken kring stranderosion längs vissa kuststräckor. Sedan 1700-talet hade erosionen och dess hot mot sanddynernas skyddande effekt mot översvämningar lokalt motverkats genom byggande av hövder (Verhagen, 1990). År 1990 antog regeringen istället en policy om dynamiskt bevarande. Syftet var att genom strandfodringar upprätthålla skyddsnivån och dynlandskapens värden och funktioner. Kustlinjen skulle inte tillåtas att backa bakom dess läge år 1990.

I den här kontexten definieras kustlinjen inte som en linje, utan som volymen av sand mellan medellågvattennivån och dynfoten. Volymen beräknas baserat på en linjär trend över en tioårsperiod. Policyn om dynamiskt bevarande innebär att strandlinjens tillbakadragning ska förhindras genom ett optimalt utnyttjande av naturliga processer, såsom sedimenttransport, varför strandfodring har föreskrivits som den primära kustskyddsmetoden. Övervakningen av kustlinjens läge kompletteras av mätningar av volymen sand i de dyner som fungerar som översvämningsskydd för att säkerställa skyddsnivån.

Designnivåer för olika typer av kustskydd preciseras närmare i landets vattenlag (*Waterwet*). I ett annex till lagen anges för alla landets invallade områden vilken årlig sannolikhet för överspolning som de ska designas för. För vallarna utmed kusten har denna sannolikhet beräknats till mellan 1/2000 och 1/10 000. Tekniska designspecifikationer utfärdas av den nationella vattenmyndigheten och implementeras av de regionala vattenmyndigheterna.

År 2015 fattade man ett nytt beslut om designnivåer för kustskydd (på engelska *Delta Decision on Flood Risk Management*). Då frångicks de tidigare designkriterierna baserat på sannolikheten för översvämningar och ersattes med ett konsekvensbaserat kriterium. Det nya designkriteriet innebär att senast år 2050 ska sannolikheten för dödsfall till följd av översvämning ha reducerats till maximalt 1 på 100 000 per år för alla invånare som skyddas av vallar (årlig sannolikhet 0,001%). De nya designkriterierna innebär att en stor del av Nederländernas kustskydd behöver förstärkas. Det pågår för tillfället ett arbete med att ta fram verktyg för kustskyddsdesign utifrån det nya konsekvensbaserade kriteriet.

Innan översvämningkatastrofen 1953 hade extrema vattennivåer i Nederländerna nästan inte alls studerats med systematiska statistiska metoder (de Haan, 1990). Vid stormen 1953 som framförallt

drabbade Zeeland överträffades de tidigare observerade högsta vattenståndet i området. Inom ramen för Deltaprojektet utfördes därför flera olika typer av analyser för att bestämma dimensionerande vattenstånd. Man studerade problemet både från ett ekonomiskt och ett fysikaliskt perspektiv genom att beräkna kostnaden för höjd av vallar jämfört med skyddsvärden, samt hur högt vattenståndet kunde bli till följd av vinduppstuvning orsakad av ihållande vindar av varierande styrka. Det blev den statistiska metoden som kom att ligga till grund för Deltaprojektets designnivåer (de Haan, 1990). Analysen baserades på data från vattenståndsmätaren i Hoek van Holland (1888-1956) från vintermånaderna november till januari. Ett tröskelvärde applicerades som valde ut höga observationer villkorat att de sammanföll med stormvindar. En exponentiell fördelning anpassades till observationerna och konfidensintervall beräknades baserat på *maximum-likelihood* metoden.

Efter 30 år hade mer data tillkommit och de statistiska metoderna utvecklats (de Haan, 1990). Nivåerna räknades om baserat på vattenståndsdata fram till 1985 från sex stationer och publicerades i en ny rapport (Dillingh et al., 1993). Den nya metodiken tog hänsyn till trender i havsmedelnivån och tidvattenamplituden. Urvalet av stormar baserades på en tröskelvärdesanalys med ett vetenskapligt baserat val av avstånd mellan händelser som antas oberoende. Analysen utfördes för samtliga vattenståndstationer och separerade stormflodkomponenten från det astronomiska tidvattnet då dessa kunde visas vara oberoende. Analyserna baserades på extremvärdesteori och moderna metoder användes för att skatta parametrar och konfidensintervall. Extrema vattenstånd med 10 000 års återkomsttid beräknades bland annat med GPD, GEV och den så kallade VVM-0 metoden. Man fann att den senare gav bäst resultat. VVM-0 metoden beskrivs närmare i en artikel av de Haan & Rootzén (1993). VVM-0 metoden påminner om GPD men baseras på den så kallade Hill-estimatoren. Istället för att välja ett tröskelvärde specificeras ett antal av observationerna som ska användas för att skatta fördelningsfunktionen. Genom att låta antalet observationer som skattningen baseras på variera görs en känslighetsanalys.

Idag använder man fortfarande de ”extrema basvattenstånd” som togs fram av Dillingh et al. (1993) (Chbab, 2015). För områden mellan vattenståndsstationerna baseras analysen på hydrodynamiskt modellerade data. Höga vattenstånd kan för Nederländernas kust antas sammanfalla med höga vågor. Vågor med 10 000 års återkomsttid beräknas baserat på djupvattenvågmätningar med data från 1979–2008 och simuleras invid kusten med vågmodellen SWAN. Varaktigheten av stormfloden simuleras med en standardflodkurva med 35 timmars varaktighet. Tidvatteneffekten adderas till den beräknade högsta nivån av stormfloden som det medelhöga tidvattenståndet (MHW). Ovanstående dimensioneringsförutsättningar är integrerade i programvaran Hydra-K som används för att testa vallarna och sanddynernas skyddsnivå. För tillfället pågår ett arbete med att ta fram ett nytt verktyg för att bedöma säkerheten i kustskydd som kallas Hydra-Ring (Chbab, 2015). I det nya programmet kommer större vikt att läggas vid de osäkerheter som påverkar resultatet och som blir allt större då återkomsttiden ökar till 1/100 000.

5.2 Danmark

Danmark har i förhållande till sin yta en lång kuststräcka med stor variation av öppen kust, öar, fjordar, sund och bält (Kystdirektoratet, 2020a). Läget mellan Nordsjön och Östersjön gör att de hydrodynamiska förutsättningarna varierar mycket inom landet och det har också medfört att ansvarssituationen för kusterosion och kustöversvämningar ser olika ut i olika delar av landet.

År 1988 antog det danska parlamentet en lag om kustskydd. Den statliga myndigheten Kystdirektoratet ansvarar för dess genomförande. Syftet med lagen är att säkerställa samordning av kustskyddet med annan kustverksamhet samt integrering av naturskyddsfrågor i erosionshanteringen. I princip är det den som har nytta av kustskyddet som ska finansiera och ansvara för det. Undantag görs för delar av Danmarks nordsjökust och Vadehavet. Här ansvarar Kystdirektoratet för kustskyddet. När lagen antogs utsågs Kystdirektoratet som tillstånds- och tillsynsmyndighet för kustskydd i övriga områden, men sedan 2018 har det ansvaret flyttats över till kommunerna. Kystdirektoratet har kvar en rådgivande roll.

Skyddsnivån föreskrivs inte i lagen utan bedöms från plats till plats och de ekonomiska förutsättningarna för att genomföra skyddet. Längs Nordsjökusten varierar den från 1/100 till 1/1000 och i övriga landet kan den vara så låg som 1/50 (LSBG Landesbetrieb Straßen Brücken und Gewässer Hamburg, 2012).

I Danmark tar Kystdirektoratet fram högvattenstatistik med 20-, 50- och 100-års återkomsttid för 67 platser utmed den danska kusten baserat på vattenståndsobservationer från dessa platser (Kystdirektoratet, 2018). Extremvärdesstatistiken presenteras tillsammans med värdena på parametrarna i extremvärdesfördelningarna så att användarna själva kan beräkna vattenstånd med andra återkomsttider. Beräkningarna uppdateras cirka vart femte år. Kystdirektoratet tar inte med historiska händelser som har inträffat före vattenståndsseriernas början i sin analys, men de poängterar att beroende på användningen av den beräknade vattenståndsstatistiken kan den behöva jämföras med kända historiska händelser som till exempel 1872-stormen.

Oberoende extrema händelser väljs ut med en tröskelmetod, är separerade med minst 36 timmar och korrigeras för den observerade höjningen av havets medelvattenyta. Till observationerna anpassas en fördelningsfunktion med hjälp av MATLAB:s ”Statistic and Machine Learning Toolbox”. Följande fördelningsfunktioner undersöks: Weibull, Fréchet, Logaritmisk Normal (Log-Normal) samt Gumbel (*Generalized Extreme Value* distribution type-1). På de flesta stationer uppnås den bästa anpassningen för en GEV-fördelning. Men enligt rapporten kunde inte konfidensintervall beräknas för GEV-fördelningen och istället valdes den med nästbästa passning vilka var log-normal för 58 stationer och Weibull för 9 stationer.

År 2020 presenterades ett nytt planeringsunderlag för kommuner, Kystplanlægger (Kystdirektoratet, 2020b). I Kystplanlægger presenteras både erosions- och översvämningsrisker för hela Danmarks kust. Riskerna bedöms för år 2020, 2070 och 2120 med hänsyn till de förväntade klimatförändringarna. Översvämningsrisken analyseras för stormfloder med olika återkomsttider: 50, 100, 500, 1000, 5000 och 10 000 år. Konsekvenserna viktas sedan med hänsyn till sannolikheten för de olika händelserna och för varje kustavsnitt ges en rekommendation om åtgärder bör vidtas för att minska risken eller om risken kan accepteras.

För att beräkna stormfloder med olika återkomsttid har Danmarks kust delats in i 34 zoner (Kystdirektoratet, 2020a). För de lägre återkomsttiderna, 50, 100 och 500 år, används resultatet från extremvärdesanalysen av mätdata från Kystdirektoratets högvattenstatistik (Kystdirektoratet, 2018).

Vattenstånden för händelser med längre återkomsttid, 1000, 5000 och 10 000 år baseras på en kombination av litteraturstudier, uppmätta och historiskt dokumenterade extremvattenstånd, samt en vetenskaplig bedömning av de lokala kusthydrodynamiska förutsättningarna (Kystdirektoratet, 2020a). Översvämninganalysen baseras på stillvattenytan, men för erosionsrisksanalysen kombineras vattenstånds- och vågdata från DHI:s MetOcean-modell. Erosionen beräknas och jämförs för tre simulerade stormhändelser baserat på meteorologiska data från 1995–2017, den med högst vattenstånd, den med högst vågor och den med högst vattenstånd och högsta vågor i kombination.

5.3 England, Storbritannien

I Storbritannien är ansvaret för kustöversvämningar fördelat på flera olika organisationsnivåer (Surminski et al., 2020). I England är departementet för miljö, livsmedel och landsbruksfrågor ansvarigt för att ta fram policys för kustöversvämningar och kusterosion. Arbetet styrs av specifik lagstiftning på området, Kustskyddslagen (Coast Protection Act) från 1949 och Flood and Water Management Act från 2010. I England är över 5,2 miljoner hushåll belägna inom riskområden för kusterosion och/eller översvämning till följd av stormfloder, höga flöden eller extrem nederbörd (Environment Agency, 2020).

Englands motsvarighet till naturvårdsverket, Environment Agency (EA), har en övergripande strategisk och rådgivande roll i erosions- och översvämningrisker och är ansvariga för att ta fram riskkartor och implementera kustskyddsåtgärder. EA samarbetar med en rad andra myndigheter på nationell, regional och lokal nivå. Planeringen har traditionellt grundat sig i riskbaserade analyser som begränsas av tillgängliga ekonomiska resurser. Det finns inte någon medborgerlig rättighet att staten ska skydda mot kustöversvämningar eller några specifika skydds nivåer som ska upprätthållas likt i Nederländerna. Det finns dock vissa rekommenderade säkerhetsnivåer baserade på återkomsttid. För tätbefolkade områden rekommenderas skydds nivåer motsvarande återkomsttider på 100-300 år, glesbefolkade tätorter 50-200 år och områden med högkvalitativt jordbruk eller värdefulla naturområden 10-100 år (LSBG Landesbetrieb Straßen Brücken und Gewässer Hamburg, 2012).

Senast 2018 uppdaterade Storbritannien sina data över extrema vattenstånd inom ramen för projektet 'Coastal Flood Boundary Conditions for UK Mainland and Islands' (Environment Agency, 2019). Arbetet resulterade i skattningar av extrema vattenstånd med 1 till 10 000 års återkomsttid tillsammans med lämpliga stormflodkurvor. Vattenstånden har beräknats med extremvärdesanalys av mätdata från 53 vattenståndsstationer och interpolerats till punkter med 2 km avstånd längs kusten med hjälp av den hydrodynamiska modellen CS3X. De beräknade värdena representerar vattenståndet som en kombination av stormflod och tidvatten.

Analysen baseras på differensen av den högsta observerade vattenståndet under en tidvattencykel jämfört med den predikterade högsta nivån av högvattnet, denna differens benämns "skew surge". Eftersom Storbritannien har både stora tidvattenvariationer och relativt höga stormfloder används en simultan sannolikhet (*joint probability*) för extremvärdesanalysen.

Skew surge är normalfördelade och de högsta värdena karaktäriseras av en GPD-modell. Istället för att välja ett tröskelvärde för GPD-analysen skattades parametrarna i GPD-fördelningen för 14 olika trösklar baserat på 90–99%-kvantilerna med 1% intervall från 90-95% och 0,5% intervall däröver. Återkomstnivåerna beräknas som medianvärdet av skattningarna för varje återkomsttid med alla

GPD-fördelningar. Tidvattenkomponentens fördelning är däremot känd eftersom den beror på regelbundna astronomiska förhållanden och kustlinjens form och bottenförhållanden. Tidvatten- och *skew surge* fördelningarna antas vara oberoende och den totala vattennivån beräknas med hjälp av en simultan sannolikhetsanalys.

5.4 Schleswig-Holstein, Tyskland

I Tyskland organiseras kustskyddet på delstatsnivå. Delstaten Schleswig-Holstein i nordvästra Tyskland har kust både mot Nordsjön och Östersjön. Nordsjökusten ligger i det grunda Vadehavet med en mer än 1000-årig historia av invallningar för att dränera nya landområden (Hofstede, 2019). Delstatens östersjökust är ca 540 km lång och karaktäriseras av långa havsvikar som separeras av eroderade moränuddar.

Längs Nordsjökusten skyddas 130 000 invånare och kapitalvärden på över 19 miljarder euro av vallar som är 8–9,5 m höga och upp till 80 m breda (Schleswig-Holstein MELUR, 2012). Längs Östersjökusten finns 340 km² låglänta, översvämningsbenägna områden med 56 000 invånare och kapitalvärden på 6,7 miljarder euro (Schleswig-Holstein MELUR, 2012).

Längs Östersjökusten skyddas de översvämningsbenägna områdena av 114 km skyddsvallar som förvaltas av delstaten och 52 km skyddsvallar som står under lokal förvaltning av kommuner och invallningsföretag (Schleswig-Holstein MELUR, 2012). Designkriterier och säkerhetsstandard för delstatens vallar regleras i en regelbundet uppdaterad övergripande plan för kustskydd mot erosion och översvämning.

Schleswig-Holstein har en lång historia av kustskyddsorganisation. Redan i slutet av 1860-talet initierade den preussiska regeringen ett kustskyddsprogram som ett socio-kulturellt stöd för den nybildade delstaten (Kannenberg, 1958). På flera kuststräckor längs Östersjön uppfördes skyddsvallar som deterministiskt designades efter den senaste allvarliga översvämningen som ägde rum 1836. Skyddsvallarna byggdes av sand med relativt branta släntlutningar uppe på befintliga dyner och strandvallar. När området drabbades av översvämning i samband med stormfloden 1872 var vallarna underdimensionerade för den extrema händelsen och brast.

Stormfloden 1872 ledde till att 63 personer drunknade i de översvämmade områdena i Tyskland. Mindre än en månad efter stormfloden utfärdade den preussiska regeringen ett dekret med designkriterier för ett omfattande kustskyddsprogram i Schleswig-Holstein (Kannenberg, 1958). Ett kriterium var att skyddsvallarna skulle anläggas på tillräckligt avstånd från dynerna och strandvallarna eftersom man hade observerat att dessa eroderat under stormen. Förhållandena under den storm som inträffade 1872 användes som ett deterministiskt designkriterium och de riktlinjer som fastställdes liknar i mångt och mycket dagens designkriterier för skyddsvallar:

- skyddsvallarnas krön skulle vara 5 m över medelvattennivån,
- krönets bredd skulle vara 3–4 m,
- den yttre släntlutningen skulle vara 1:6 och den inre 1:2, och
- skyddsvallen skulle täckas av ett 0,6 m tjockt lager av ett erosionsbeständigt material, som till exempel lera.

Fram till 1882 byggdes 70 km nya skyddsvallar i Schleswig-Holstein som skyddade 145 km² översvämningensbenägna områden och som finansierades av statsbidrag och lån (Kannenbergs, 1958). Dock medförde finansiella begränsningar att de strikta designkriterierna inte alltid uppfylldes. Skyddsvallarna förvaltades av lokala invallningsföretag fram till 1972 då delstaten tog över ansvaret för en stor del av anläggningarna. När delstatens kustskyddsplan uppdaterades 1977, bedömdes de flesta skyddsvallarna som osäkra med hänsyn till skyddsnivån som då definierades som vattennivån vid stormfloden 1872 plus 0,5 m för att kompensera havsnivåhöjningen från 1872 till 2075 (Schleswig-Holstein MELFF, 1977).

Den deterministiska skyddsnivån behölls fram till 2012, då Schleswig-Holstein i samband med den fjärde uppdateringen av kustskyddsplanen (Schleswig-Holstein MELUR, 2012) antog en gemensam skyddsnivå för både Nordsjö- och Östersjökusten samt floden Elbe. Den nya skyddsnivån grundade sig på en probabilistiskt baserad standard som föreskrev att alla delstatens skyddsvallar skulle kunna motstå en stormflod med en årlig sannolikhet av 0,005, vilket motsvarar en återkomsttid på 200 år. I samband med designvattennivån får inte överspolningen över vallen överskrida 2 l/s/m. Överspolningen beräknas i enlighet med EurOtop-manualen (EurOtop, 2018). Eftersom det är ont om vågobservationer längs Schleswig-Holsteins kust används normalt vind-vågkorrelationer som extrapoleras för att bestämma designvärdena för våghöjder och vågperioder. Det är dock inte alltid som höga vattenstånd och höga vågor sammanfaller längs den tyska Östersjökusten och därför har man identifierat att detta är ett område där det behövs mer forskning kring den kombinerade sannolikheten.

År 2013 bestämdes att en säkerhetsmarginal på 0,5 m skulle adderas för att ta hänsyn till havsnivåhöjningen under skyddsvallarnas förväntade livslängd (ca 100 år). Sedan dess har forskning som visar på ökad isavsmältning på Grönland och Västantarktis lett till att prognoserna för den framtida havsnivåhöjningen skruvats upp (Grinsted et al., 2015; IPCC, 2019) och det uppskattade intervallet för framtida möjliga havsnivåer ökat (Bamber et al., 2019). Om havsnivåökningen accelererar förkortas skyddsvallarnas tekniska livslängd. För att hantera osäkerheten kring framtida havsnivåhöjningar har Schleswig-Holstein anammat en stegvis klimatanpassningsstrategi för att förstärka skyddsvallarna. För att klara en havsnivåhöjning med upp till en meter ska vallslänterna göras flackare på havssidan och vallkrönen breddas. I en andra konstruktionsfas ska vallarna höjas upp genom en påbyggnad för att klara en havsnivåhöjning om 1–1,5 m. Därefter i en tredje fas kan vallslänten på havssidan höjas upp för att klara en havsnivåhöjning om 2 m.

Den främsta anledningen till att den deterministiska designnivån ersattes av en probabilistisk nivå var implementeringen av EU:s översvämningdirektiv. Enligt EU:s översvämningdirektiv ska bedömningen och hanteringen av översvämningrisker baseras på en kombination av sannolikheten och konsekvenserna av en översvämning. När Schleswig-Holstein övergick från en deterministisk till probabilistisk designnivå uppstod problem kring hur man nu skulle betrakta den extrema stormfloden 1872. Från ett statistiskt perspektiv valde man att betrakta 1872 stormen som ett avvikande värde (på engelska *outlier*). Den nya designnivån baserades på en extremvärdesanalys (GEV) av de årshögsta observationerna från Travemündes vattenståndsmätare 1826–2016, exkluderande stormfloden 1872 (IAWG, 2019). Den resulterande designnivån var 0,8 m lägre än den uppmätta maximala nivån under stormfloden 1872 (IAWG, 2019). En studie av Macpherson et al. (2022) gjorde

senare en närmare analys av de statistiska implikationerna av att exkludera historiska data i extremvärdesanalyser för Travemünde. Baserat enbart på systematiskt insamlade data beräknar Macpherson et al. (2022) att stormfloden 1872 skulle ha en återkomsttid på 45 miljoner år. Genom att inkludera historiska händelser reduceras däremot den uppskattade återkomsten för stormfloden 1872 till enbart 2 500 år. Detta resultat kan jämföras med en studie av floden Mulde i östra Tyskland, där återkomsttiden av en översvämning 2002 reducerades från 5,5 miljoner år till cirka 1000 år när historiska data inkluderades (DWA, 2012).

6 Metoder för att identifiera och kvantifiera stormfloder

6.1 Historiska metoder

Historiska arkiv som kan användas för att identifiera och kvantifiera stormfloder inkluderar tavlor, illustrationer, litteratur, folkminnesarkiv, tidningsartiklar, meteorologiska dagböcker och skeppsloggar (Baart et al., 2011; Chaumillon et al., 2017; Cornes, 2014; Lamb, 1991). Globalt sett finns den rikaste dokumentationen av historiska stormar i Kina och Japan (Chaumillon et al., 2017).

Världens mest omfattande databas över naturkatastrofer och relaterade skador, NatCatSERVICE, ägs av försäkringsbolaget MunichRe (European Environment Agency, 2012). Arkivet sträcker sig tillbaka till Vesuvius utbrott år 79 och uppdateras årligen med uppgifter om i storleksordningen 1000 nya naturkatastrofer. Databasen är inte publikt tillgänglig.

RISC-KIT storm impact database togs fram inom ramen för RISC-KIT projektet och samlar öppna data kring både historiska och mer sentida marina stormar i Europa (Ciavola et al., 2018). Databasen kan användas både för att ladda upp och ladda ner information och omfattar såväl meteorologisk information som påverkan. I Sverige finns 18 stormfloder representerade varav 17 för Sydsverige (RISC-KIT, n.d.), uppgifterna om stormarna är bristfälliga och verkar inte ha uppdaterats sedan projektets avslut 2017. På nationell nivå finns ett liknande exempel från Storbritannien, SurgeWatch, som samlar information om stormfloder i Storbritannien från 1915 fram till idag och drivs av Southhamptons universitet (Haigh et al., 2017).

I boken "Historic storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe" kartlade och kategoriserade den brittiske klimatologen Hubert Lamb och danske meteorologen Knud Frydendahl stormar som drabbat Nordsjön och de brittiska öarna (Lamb, 1991). Observationerna sträcker sig från år 1500 fram till 1990. Stormar har identifierats genom en rad olika källor: tidigare kataloger över havsstormar och kustöversvämningar inom den vetenskapliga litteraturen, meteorologiska tidskrifter och rapporter, publikationer inom sjöfarten som ofta uppmärksammat årsdagar av stora stormar, samt sökningar i dagstidningar och folkminnesarkiv. Anekdotiska berättelser korsjämfördes med oberoende rapporteringar av samma händelse och meteorologiska observationer i de fall sådana fanns tillgängliga. Vidare genomsöktes hamnböcker, skeppsloggar, meteorologiska dagböcker från kustnära jordbruksverksamheter, samt tidiga vetenskapliga meteorologiska dagböcker. För flera av stormarna, särskilt från 1700-talet och framåt återskapades meteorologiska kartor över stormförloppet baserat på lufttrycksobservationer. Från 1855 och framåt användes även väderkartor utgivna av statliga meteorologiska institut i Storbritannien, Tyskland och Danmark. Totalt identifierades 166 stormar från 1500-talet till 1900-talet (11 under 1500-talet, 25 under 1600-talet, 32 under 1700-talet, 35 under 1800-talet och 63 under 1900-talet).

Lamb (1991) gjorde en ansats att kategorisera stormarna baserat på vindstyrka, påverkansområde och varaktighet för att studera hur stormigheten förändrats under studieperioden, men variationen

av tillgängliga data och osäkerheter över tidsperioden gjorde det svårt att dra några kvantitativa slutsatser. Men analysen indikerar att vissa perioder har karaktäriserats av djupare lågtryck och stormigare väder: 1570–1620-talet, 1690–1700-talet, 1790-talet, 1880–1890-talet samt från 1950–1990-talet, särskilt 1980–1990-talet. En generell iakttagelse av tidserien av stormar är att de var kraftigare och mer frekventa under den period som brukar kallas Lilla Istiden (1430–1850). Bristen på tillförlitliga väderobservationer under denna period gör dock kvantitativa jämförelser svåra, men Lamb (1991) underbygger sin argumentation med geologisk bevisföring i form av kraftiga sanddriftshändelser. Dock kan det finnas osäkerheter relaterat även till sådana jämförelser eftersom det under de senaste århundradena i norra Europa skett en avsevärd stabilisering av sanddynor med sandstaket, vegetationsplantering och ökat kvävenedfall.

Även i Nederländerna har omfattande studier av historiska stormar genomförts, exempelvis den omfattande genomgången av Gottschalk fram till 1700-talet (Gottschalk, 1977, 1975, 1971), samt Jonkers som katalogiserade extrema vattenstånd utmed Nederländernas kust fram till 1825 (Jonkers, 1989) på nederländska. I en mer sentida studie, tillgänglig på engelska, rekonstruerades vattennivåerna under de tre värsta stormarna som drabbade Nederländerna under 1700-talet genom studier av målningar, illustrationer, skrivna dokument och analys av geologiska lager med snäckor i sanddynor (Baart et al., 2011). Genom modellering med en morfodynamisk modell baserad på kombinationer av vågor, vattenstånd och varaktighet som skattats genom extremvärdesanalys av dataserier, uppskattades återkomsttiden av de tre historiska stormarna. Sedan inkluderades dessa i den senare tidserien, med antagandet om konstant havsnivåhöjning och konstant stormighet. En ny GEV-anpassning som inkluderade de rekonstruerade stormdata resulterade i en lägre sannolikhet för de historiska observationerna än den initiala skattningen.

Liknande resultat erhöles i en studie av sannolikheten för vattenståndet i samband med stormen Xynthia år 2010 vid La Rochelle i Frankrike (Bulteau et al., 2015). Genom att utöka den 30 år långa dataserien av observerade vattenstånd med 8 historiska observationer minskade den statistiska osäkerheten i skattningen av återkomsttider och Xynthia-nivån framstod inte längre som en *outlier*, återkomsttiden minskade från över 1000 år till 220 år. Analysen baserades på en Bayesisk Markovkedje-Monte Carlo metod. De historiska stormarna identifierades genom uppgifter om översvämningar av kajen i La Rochelles gamla hamn.

Baart et al. (2011) använde XBeach för att simulera sannolikheten av en historisk storm från 1717 som rekonstruerats baserat på målningar. XBeach är en morfodynamisk modell som primärt används för att simulera strandprofilens förändringar under stormar. Strandprofilen före och efter stormen rekonstruerades och modellen kördes för olika kombinationer av vattenstånd, vågor och varaktighet baserat på de underlag som används för säkerhetsanalyser i Nederländerna. I samma studie användes XBeach för att baklänges beräkna vilken kombination av vågor och vattenstånd som orsakat en våguppspolning tillräckligt hög för att deponera observerade lager av snäckskal i sanddynorna.

6.2 Geologiska metoder

6.2.1 Översikt

En stor del av den internationella geologiska litteraturen om kustöversvämningar handlar om att identifiera spår i landskapet av tsunamier eller orkaner, särskilt på lägre breddgrader (Engel et al., 2020; Goslin & Clemmensen, 2017). Även om mycket av detta kan vara användbart även för svenska kustområden så är förutsättningarna här delvis annorlunda vilket påverkar vilka arkiv och metoder som är bäst lämpade. Till skillnad från många andra kuster karakteriseras svenska kuster av bl.a. mycket små tidvattenskillnader (mikrotidalt), mer klippkust än sandkust, skyddande skärgård, liten tektonisk aktivitet men pågående landhöjning.

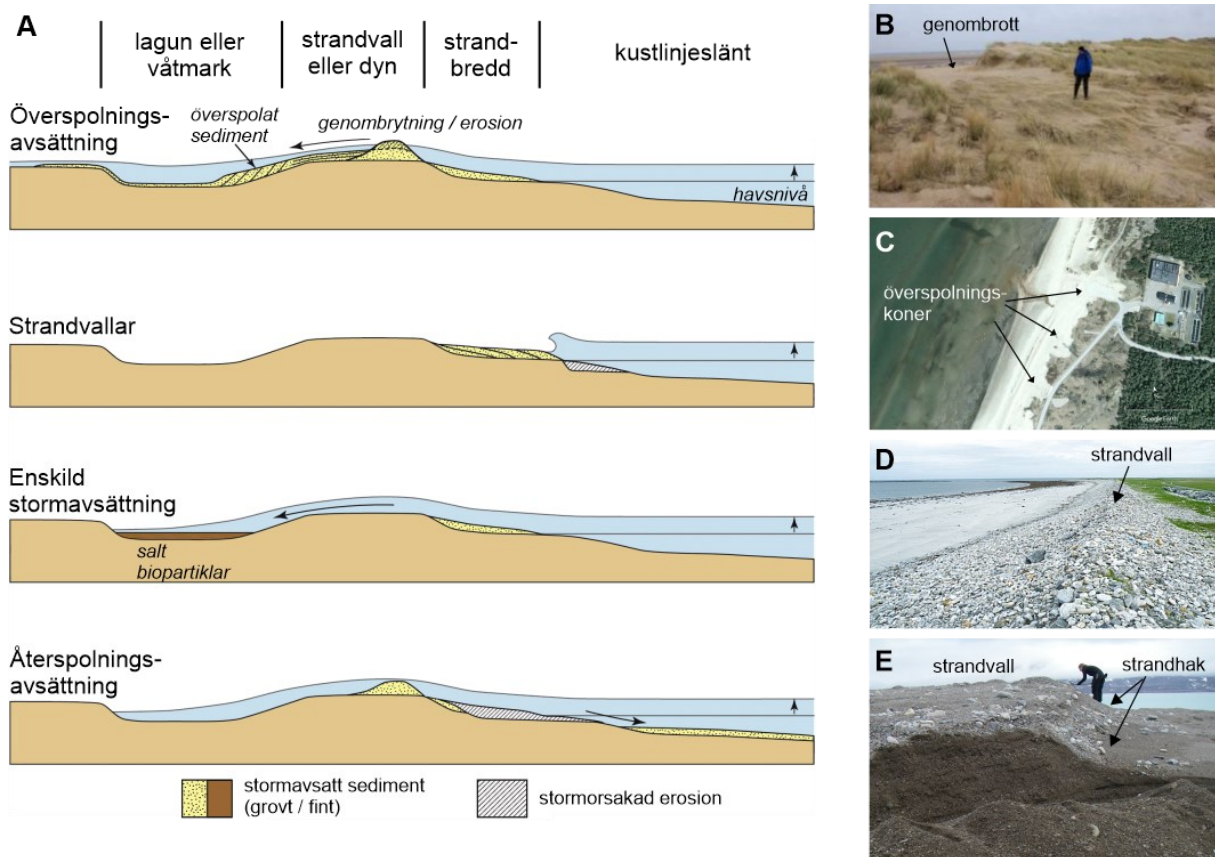
Bland de mest relevanta översiktsartiklarna är Chaumillon et al. (2017) och Goslin & Clemmensen (2017) som presenterar sammanställningar av metoder som kan användas för att rekonstruera kustöversvämningar från geologiska arkiv, särskilt sandiga och grusiga kuster.

6.2.2 Geologiska arkiv

Geologiska arkiv består av jordarter, bergarter och landformer och är en form av naturliga klimat- och miljöarkiv som kan användas för att rekonstruera förhållandena på Jorden bakåt i tiden. I den tidsperiod som är aktuell här (efter den senaste istiden), för det geografiska område (Sverige) och för syftet (stormfloder vid kustområden) är det framför allt jordarter och landformer i kustnära områden, eller i områden som tidigare legat vid kusten, och som skapats av eller påverkats av stormfloder (stormvågor, kustöversvämningar) som är intressanta. Till exempel:

- Landformer som bildats till följd av stormvågor eller andra typer av kustnära översvämningar, t.ex. överspolningskoner, strandvallar och stormhak.
- Sediment som avsatts av stormvågor eller i samband med en vattennivå över den vanliga, t.ex. överspolnings- eller översvämningssediment, tempestiter och vågtransporterade block.

Överspolningskoner (*washover fans*, *overwash fans*) bildas genom att stormvågor bryter igenom en kustdyn eller strandvall och avsätter sediment på landsidan (Figur 8 A-C). Överspolningssedimenten avsätts i en miljö som vanligen karakteriseras av lägre energi och kan därmed vara sedimentologiskt distinkta från de 'normala' avsättningarna på platsen, vilket kan göra dem enklare att identifiera. Utbredningen av överspolningskonerna ger ett minimimått på hur långt in på land stormfloden har nått – vatten kan ha nått längre men hade inte kraft att transportera de ofta sandiga eller siltiga sedimenten (Chaumillon et al., 2017). Sedimenten i konerna uppvisar vanligen horisontell eller svagt lutande skiktning och om de avsatts i en djupare vattenmassa kan de även ha brantare skikt, övergången från flack till brant lutning kan då användas för att bestämma stormflodens vattennivå (Goslin & Clemmensen, 2017).



Figur 8. Exempel på geologiska arkiv där stormar kan lämna spår. A. Olika typer av processer som kan ge upphov till erosion och deposition i olika miljöer under en storm. Modifierad från Chaumillon et al. (2017). B. Kustdyn som brutits igenom i samband med en storm i Norfolk, England ((Bateman et al., 2018); CC BY 4.0). C. Överspolningskoner vid Skummeslövsstrand, Halland (1/1 2009; © Lantmäteriet/GoogleEarth). D. Stenig strandvall som tolkats vara bildad av vinterstormar på South Uist, Skottland. Foto: Anne Burgess CC BY-SA 2.0. E. På havssidan av en strandvall på Svalbard (jfr Figur 11, 12A-B) finns ett halvmeterhögt strandhak som troligen är ett stormhak bildat genom erosion under vinterstormarna. Foto: Helena Alexanderson.

Strandvallar (*berms, beach ridges*) är långsträckta ryggar som bildas av vågor, och ibland delvis av vind, parallellt med stranden vid eller strax ovanför vattenbrynet (Figur 8D-E). Flertalet vallar och särskilt de större bildas i samband med stormar och kan då kallas stormstrandvallar (*storm berms, storm ridges*). De är vanligen någon eller några meter höga, upp till hundratals meter långa och består av sand, grus eller sten. Strandvallarnas storlek styrs delvis av stormstyrkan och deras höjd över relativ havsnivå är ett mått på vattennivån under stormfloden, för sandiga strandvallar som är lätt-eroderade troligen ett minimimått (Bendixen et al., 2013; Nott et al., 2013; Scheffers et al., 2011). För grusiga stormstrandvallar, som bevarar sin form bättre än sandiga vallar, kan höjden på krönet vara ett mer exakt mått på vattennivån, inte bara ett minimimått (Clemmensen et al., 2016). Avståndet mellan enskilda strandvallar avspeglar till viss del stormfrekvens och -styrka men en strandvall kan också ha bildats under fler än en stormhändelse (Bendixen et al., 2013; Mason & Jordan, 1993; Scheffers et al., 2011).

Stormhak (*storm scarps*) bildas genom vågerosion i strandavsättningar och utgör ett konkavt hack i foten av t.ex. strandvallar eller kustdyner (Figur 8E), ofta förknippat med ansamlingar av tungmineral (Tamura, 2012). Stormhaken kan även påverkas av ras och skred i samband med eller efter vågerosionen. Deras utseende styrs bland annat av hur stranden och eventuella strandvallar eller dyner

ser ut och av stormvågornas egenskaper och kan variera längs en strand (Goslin & Clemmensen, 2017). Stormhaken visar hur långt upp (hur högt över normal havsnivå) vågorna har nått, och kan därmed användas för att rekonstruera mer måttliga stormfloder som inte nödvändigtvis lett till överspolning och avsättning på landsidan av en strandvall eller kustdyn (Goslin & Clemmensen, 2017).

Andra landformer och sediment som förknippas med stormar är t.ex. grusslätter (*gravel flats*) (Clemmensen et al., 2016) och vågtransporterade block (Lau & Autret, 2020). Dessa tas dock inte upp närmare i denna rapport.

6.2.3 Fjärranalys

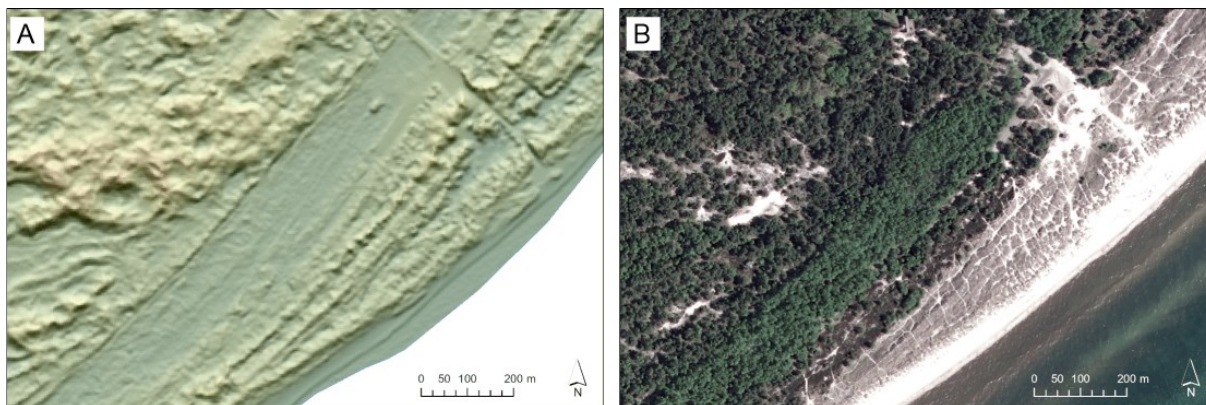
Fjärranalytisk metodik och Geografiska InformationsSystem (GIS) kan snabbt ge översikt över stora geografiska områden och sedan göra det möjligt att identifiera mindre områden som kan detaljstuderas. Fjärranalys bygger på bland annat flygfoto, satellitbilder och digitala höjdmodeller och kan med fördel kombineras med befintligt kartmaterial, fältobservationer och geofysiska data i ett GIS (Figur 9, 10).

Digitala höjdmodeller med hög upplösning är utmärkta för att studera landformer (geomorfologi), och med hjälp av sådana modeller kan man även urskilja företeelser som inte kan ses i fält, på grund av att de är för små eller t.ex. täckta av skog (Figur 9). Lantmäteriets nya höjdmodell – Ny nationell höjdmodell (Lantmäteriet, 2012) – är här ett mycket användbart underlag (Dowling et al., 2013; Johnson et al., 2015). Med hjälp av drönare kan lokala höjdmodeller skapas förhållandevis enkelt och billigt vilket ger möjlighet att studera förändringar i kustens utseende under kortare tidsperioder och att noggrannare kunna kartlägga riskområden (Lin et al., 2019).

Från flygfoton och satellitbilder kan man också studera landformer, men även t.ex. jordarter och vegetationsmönster (Figur 9B). Flygfoton från olika år finns tillgängliga via Lantmäteriet och också ofta lokalt/regionalt hos kommuner och andra myndigheter. För Skåne finns även sammanställningen Skånestrand (Skånestrand, 2016). Tillgång finns även via privata alternativ som Google Earth och svenska online-karttjänster (t.ex. hitta.se, eniro.se).

Den här typen av kartläggning är lämplig inte minst för att hitta områden som sedan kan undersökas i mer detalj och/eller i fält (6.2.4-6.2.6). Genom att se på storskalig morfologi (topografi, relief, aspekt), utsatthet (för vind, vågor), jordartsfördelning och möjlig bevarandepotential kan man bedöma sannolikheten för att kunna hitta spår av stormar i platsens geologiska arkiv (Lundgren Sassner, 2021). Högupplösta data gör det också möjligt att mäta upp företeelsernas storlek (längd, bredd, höjd) och avstånd och även analysera olika geomorfologiska parametrar på lokalnivå.

För översikt av fjärranalys av kustområden se t.ex. Gesch (2009) och Nayak (2002), för exempelstudier i närområdet se t.ex. Clemmensen et al. (2014), Malmberg Persson et al. (2014) och Lundgren Sassner (2021).



Figur 9. Del av kusten vid Sandhammaren, Skåne. A. Skuggad höjdmmodell baserad på Lantmäteriets Höjddata grid2+ (Lantmäteriet, 2015). Här kan man se landformerna tydligt, bl.a. den nuvarande stranden och några äldre strandvallar/dyner inåt land. B. Ortofoto (flygfoto) över samma område (Lantmäteriet, 2019). Här kan landformerna vara svårare att urskilja medan t.ex. olika typer av vegetation framkommer väl. © Lantmäteriet.

6.2.4 Geomorfologisk kartläggning

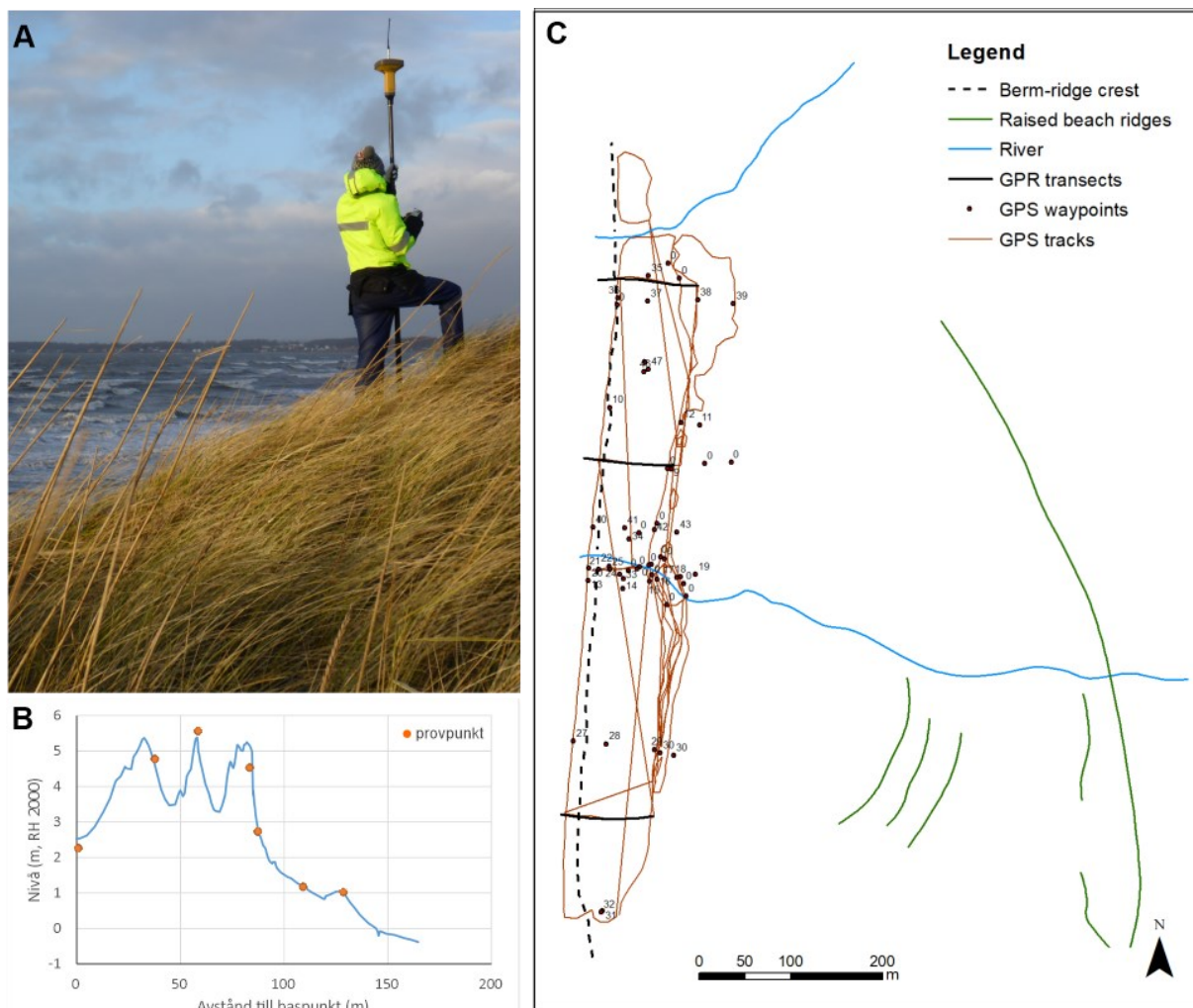
På plats kan landformerna närmare studeras, dokumenteras och mätas upp. Syftet är dels att få tillräcklig information för att göra en korrekt tolkning av landform och avsättningsprocess, dels att få kvantitativa data (t.ex. nivåer) som behövs för beräkningar av stormflodens egenskaper (se 6.2.2). Uppmätning görs vanligen med hjälp av en totalstation eller avvägningsinstrument, eller med annan utrustning med GPS, helst differential-GPS för att få bättre noggrannhet (Figur 10). Andra metoder som används är skissritning, fotografering samt undersökning av landformens innehåll (se 6.2.5-6.2.6).

För översikt av geomorfologisk fältkarteringsmetodik se t.ex. Knight et al. (2011), för exempelstudier i närområdet se t.ex. Clemmensen et al. (2016).

6.2.5 Geofysiska undersökningar

Genom olika geofysiska undersökningsmetoder kan man 'se' ner i marken och få information om strukturer och egenskaper som kan hjälpa till att identifiera typ av landform eller sediment. Man kan relativt snabbt kartlägga stora områden, få information från sträckor mellan punktobservationer (t.ex. borrhningar) och bygga upp tredimensionella bilder av hur det ser ut under marken. Metoderna bygger på att en signal (t.ex. radiovågor, ljud, ström) sänds ner i marken där den reflekteras vid gränsen mellan sedimentlager med olika fysiska egenskaper (t.ex. kornstorlek, vattenhalt, mineralsammansättning) och sedan kommer tillbaka till instrumentets mottagare. Ju djupare en viss gräns ligger, desto längre tid tar det för signalen att komma tillbaka. Val av metod styrs av vilka typer av material som finns på platsen, vilket djup man behöver nå och hur små eller stora företeelser man vill undersöka.

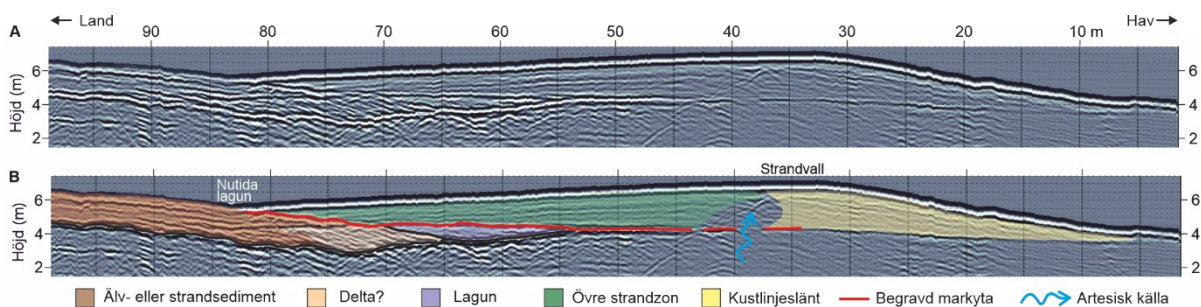
En geofysisk metod som ofta används för att undersöka kustlandformer/-sediment och stormavsättningar är markradar, även kallad georadar (Switzer et al., 2020). För markradar består den utsända signalen av elektromagnetisk strålning (radiovågor) och beroende på vilken frekvens som används kan man antingen nå djupt med sämre upplösning (låga frekvenser som t.ex. 50 MHz) eller få bättre upplösning på mindre djup (högre frekvenser som t.ex. 200 eller 500 MHz) (Figur 11).



Figur 10 A. Inmätning av topografi med hjälp av GPS. Foto: Helena Alexanderson. B. Exempel på profil som är gjord med GPS tvärs över kustdyner. Havet är till höger. Data från Caroline Hallin. C. Exempel på insamlade data vid geomorfologisk kartläggning av ett strandområde. Havet är till vänster på kartan. Data från Helena Alexanderson och Jonas Svensson (Svensson, 2009).

Sandiga och grusiga stränder och strandvallar är mycket lämpliga för markradarundersökningar, medan förekomst av finkorniga sediment (lera, silt) eller salt porvatten minskar effektiviteten (Switzer et al., 2020). Den höga energin under stormar gör att det sker erosion och de resulterande skarpa erosionsgränserna i sedimenten ses ofta tydligt i markradarprofiler. Även tungmineral kan ansamlas i lager i samband med stormar och därmed sticka ut genom sin annorlunda sammansättning. Detta gör att även företeelser som begravts av yngre sediment, t.ex. gamla stormhak, kan framträda tydligt i markradarprofiler (Goslin & Clemmensen, 2017).

För en översikt av användning av markradar i stormflodssammanhang se Switzer et al. (2020), för exempelstudier i närområdet se t.ex. Clemmensen et al. (2014) och Vilumaa et al. (2016).



Figur 11A. Markradarprofil (200 MHz) tvärsöver en stor strandvall. Själva strandvallen (i grönt och gult i B) karakteriseras av långa, flackt lutande reflektorer som motsvarar sedimentlager (jfr Figur 12A-B). B. Samma profil med tolkning.

6.2.6 Stratigrafiska och sedimentologiska undersökningar

En viktig och inte alltid lätt del i undersökningarna av de geologiska arkiven är att skilja stormavsättningar från andra typer av avsättningar, som bildats av andra strandprocesser, fluviala processer eller tsunamier. För att kunna avgöra sedimentens ursprung behöver man studera bl.a. deras kornstorlek, korntextur och sedimentära strukturer liksom lagrens utbredning. Ju mer man kan se av sedimenten desto enklare är det, så om det finns naturliga skärningar i kustområdet (t.ex. genom erosion av vattendrag) eller om man kan gräva schakt är det fördelaktigt (Figur 12A-C). Borrning är ett alternativ eller komplement för att komma åt sedimenten och kan gärna göras längs transekter tvärs och längs strandlinjen för att kunna följa lagrens utbredning (Figur 12D-E).

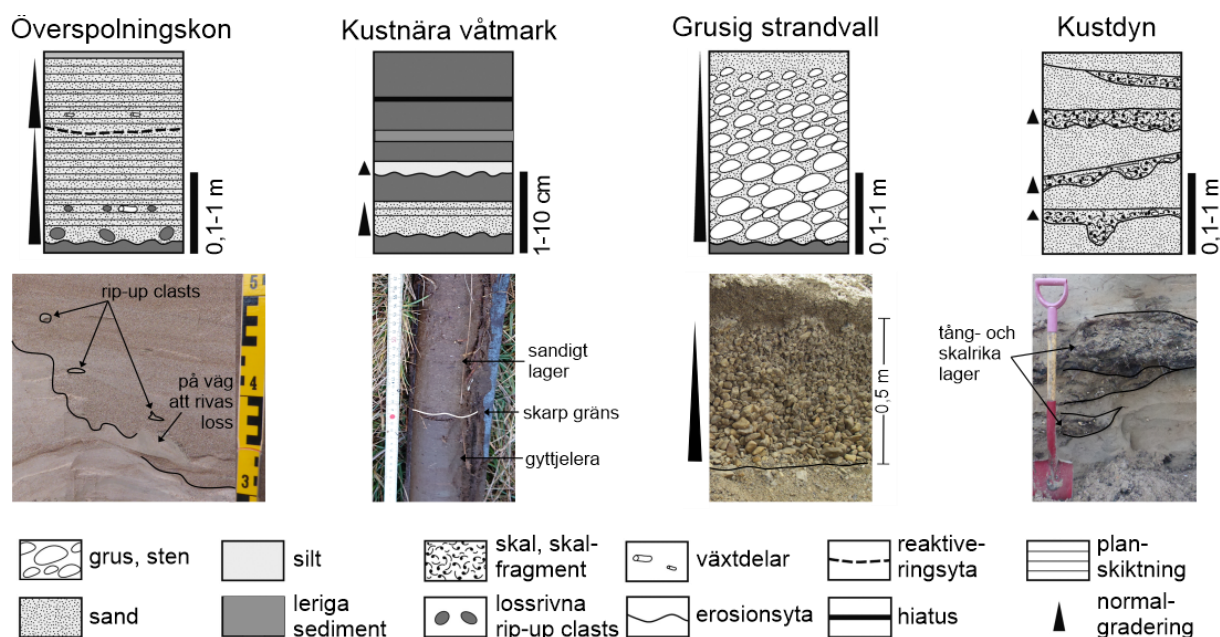
Stormavlagringar har ofta förhållandevis stor lateral utbredning och är grövre än de normala sedimenten på platsen, men det kan variera utifrån de topografiska förutsättningarna och typ av avsättning (Chaumillon et al., 2017; Goslin & Clemmensen, 2017; Moskalewicz et al., 2020; Piotrowski et al., 2017). Figur 13 visar schematiska exempel på olika typer av stormflodsavsättningar. Enskilda lager blir vanligen tunnare och finkornigare inåt land och i flesta fall har de en erosiv undre gräns. Erosionen kan också göra att bitar av det underliggande sedimentet rivs loss och bildar sk *rip-up clasts* i det grövre stormavsatta sedimentet. Strukturen kan vara massiv eller skiktad, beroende på avsättningsprocess. De höga energierna i stormvågor kan lämna spår (mikrotexturer) även på själva mineralkornen och sådana kornanalyser, som görs i svepelektronmikroskop, kan bidra till att identifiera stormavsatta sediment (Kalińska-Nartiša et al., 2018; Mahaney, 2002). För att vara säker på sedimentets marina ursprung kan man komplettera sedimentologiska och stratigrafiska undersökningar med att analysera förekomsten av mikrofossil i sedimentet (se 6.2.7) eller sedimentets geochemiska sammansättning (6.2.8).

Stratigrafiska och sedimentologiska undersökningar för att rekonstruera stormfloder har framför allt gjorts på land, men för att studera stormvågors påverkan och stormar i allmänhet kan även maringeologiska undersökningar genomföras. De maringeologiska arkiven i havsbotten är vanligen mer kontinuerliga eftersom de inte utsätts för lika mycket erosion, men stormspåren kan ändå förstöras av bioturbation eller fysiska processer. Sediment som avsätts av stormvågor i havet kallas tempestiter. De utgör oftast grövre lager i annars finkorniga sediment (d.v.s. de har avsatts av vågor eller strömmar med högre energi än normalt) och kan uppvisa speciella sedimentära strukturer som *hummocky cross-stratification* (HCS) (Myrow, 2020). Skiktens utseende styrs av stormens intensitet, riktning och varighet (Milkert & Werner, 1996). Tempestiter som man funnit i södra Östersjön har påverkats något av bioturbation men verkar ha begravts tillräckligt snabbt för att bevaras och kunde identifieras bl.a. genom röntgentomografi av sedimentkärnor. Potentialen för att använda

denna typ av arkiv för rekonstruktion av stormighet i Östersjöområdet förs fram av bl.a. Virtasalo et al. (2014).



Figur 12 A. En skärning som gör att man kan följa sedimentlager lateralt underlättar för beskrivning och tolkning. Exempel från strandvallen som visas i [Figur 11](#). Närbild från del av skärningen inåt land. De stora partiklarna (grus och sten) i botten har troligen avsatts under en storm. C. Finns inga naturliga skärningar som visar sedimenten får man gräva. D. Borrning med handdriven rysseborr i kustnära våtmark. E. Borrkärna (från D) som visar sediment med högt organiskt innehåll från våtmarken. Vid den vita pilen sker en förändring i avsättningsmiljön som har tolkats att bero på översvämning i samband med en stormflod (Lundgren Sassner, 2021). Foto: Helena Alexanderson.



Figur 13. Idealiserade lagerföljder som exemplifierar olika typer av stormflodsavsättningar i kustnära miljöer och några faktiska exempel på sådana strukturer eller sediment. Övre del modifierad från Chaumillon et al. (2017), nedre del foto: Helena Alexanderson.

En stor del av de stratigrafiska och sedimentologiska undersökningarna måste göras i fält, såsom dokumentation och provtagning, men vissa analyser (t.ex. kornstorleksanalys och undersökningar av borrhärdar) görs i laboratorium.

För översikt av stormavsättningar på land se Chaumillon et al. (2017) eller Goslin & Clemmensen (2017), i havet se t.ex. Myrow (2020), för exempelstudier i närområdet se t.ex. Moskalewicz et al. (2020), Piotrowski et al. (2017), Kalińska-Nartiša et al. (2018) och Hentschke & Milkert (1996).

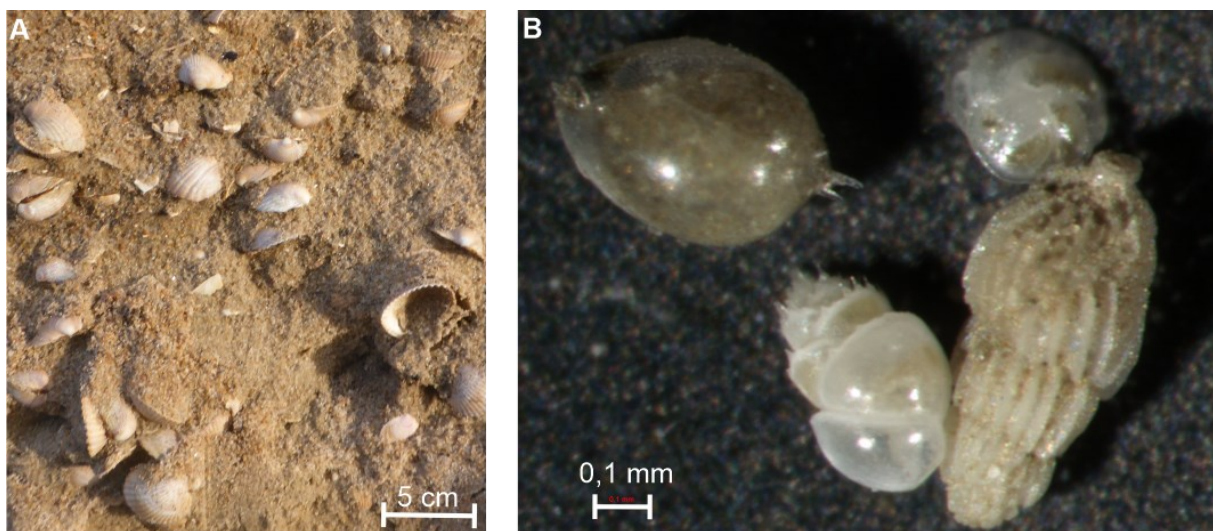
6.2.7 Makro- och mikropaleontologiska studier

Under stormfloder förs vatten och sediment från havet in på land. Både vattnet och sedimentet kan i sin tur föra med sig organismer från den marina miljön och när de avsätts på land ger de en tydlig indikation på marint ursprung för det aktuella sedimentlagret genom att de skiljer sig från de arter som normalt förekommer på platsen (Goslin & Clemmensen, 2017; Gouramanis, 2020). Organismerna kan vara makroskopiska (t.ex. musslor) eller mikroskopiska (t.ex. foraminiferer) (Figur 14). Genom att identifiera enskilda arter och se på artsammansättningen kan man bestämma varifrån sedimenten kommer (t.ex. djup, ekologiska förhållanden). Det gör det åtminstone i teorin möjligt att uppskatta till vilket djup stormvågorna har påverkat havsbotten (Hawkes & Horton, 2012; Lane et al., 2011).

Sammansättningen av arter som avsätts under en stormflod är typiskt mer varierande än under normalsituationen, eftersom stormvågorna kan föra med sig sediment från olika marina miljöer och blanda dem i samband med avsättningen (Goslin & Clemmensen, 2017). Även om inte något sediment avsätts på land under stormfloden kan man spåra saltvatteninträngning i en sötvattensmiljö, t.ex. en lagun eller kustnära sjö, genom att mikrofosil förs in med vattnet eller att inflödet av saltvatten orsakar förändringar i mikroorganismernas artsammansättning (Goslin & Clemmensen, 2017; Lambert et al., 2008; Zong & Tooley, 1999).

De vanligaste mikrofosser som används är foraminiferer (en typ av skalamöba; Figur 14B) och diatoméer (kiselalger), men även andra organismtyper som ostrakoder (musselkräftor) har använts. För att identifiera dessa mikroorganismer på artnivå krävs att man studerar dem i ljusmikroskop och man bör räkna åtminstone 300 individer per prov för att få statistiskt meningsfulla resultat (Dura & Hemphill-Haley, 2020).

För översikt av den här typen av studier i stormavsättningar se Goslin & Clemmensen (2017) och Pilarczyk et al. (2014), för organismspecifika översikter (dock huvudsakligen för tsunamivågor) se Hawkes ((2020); foraminiferer), Dura & Hemphill-Haley ((2020); diatoméer) och Gouramanis ((2020); ostrakoder), för exempelstudier i närområdet se t.ex. Piotrowski et al. (2017), Moskalewicz et al. (2020) och Lundgren Sassner (2021).



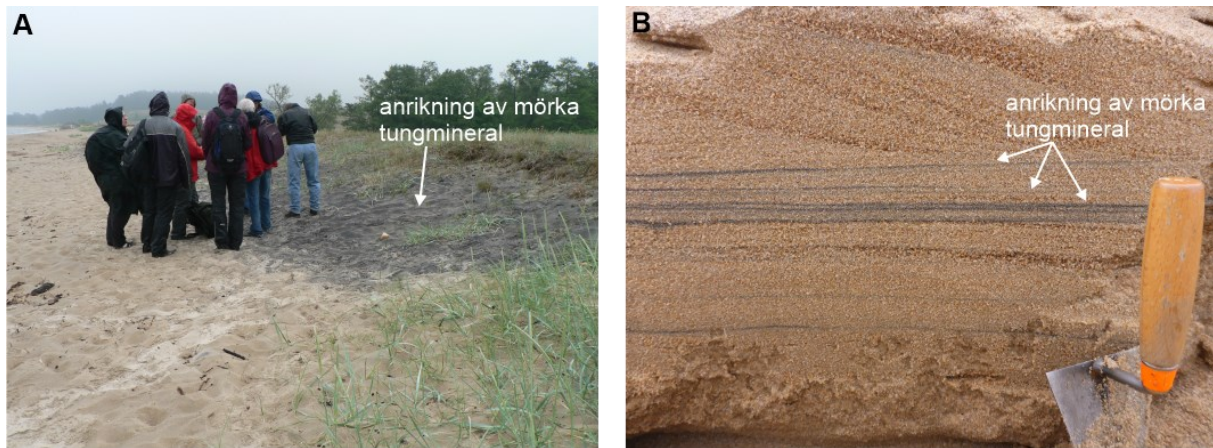
Figur 14 A. Ansamling av inblåsta eller inspolade skal från hjärtmusslor i en kustdyn. Foto: Helena Alexanderson. B. Foraminiferer är millimeterstora skalamöbor vars skal kan bevaras i sediment. Här visas några exempel på moderna bottenlevande foraminiferer från Skagerrak. Foto: Helena Filipsson.

6.2.8 Mineralogiska och geokemiska undersökningar

Dessa undersökningar omfattar ett flertal olika metoder där man analyserar bl.a. mineral, spårämnen eller organisk geokemi. Resultaten används framför allt för att urskilja olika sedimentkällor, där stormfloder för in material från andra källor än de vanliga. De tillämpas i det här sammanhanget huvudsakligen men inte enbart på finkorniga sediment (som lera, silt, gyttjelera) i kustnära låglänta områden (*back-barrier environments*).

Mineralogiska undersökningar omfattar främst lermineral eller tungmineral. De små (<2 μm) och lätta lerpartiklarna transporteras långt och kan därmed användas för att spåra stormar på platser som inte nås av vågornas högsta energi (Goslin & Clemmensen, 2017). Stormar kan identifieras genom ett ändrat förhållande mellan olika lermineral som avspeglar inflöde av sediment från en ny källa (Sabatier et al., 2010). Analys av lermineral görs vanligen med hjälp av röntgendiffraktion (XRD).

Tungmineral kallas så eftersom de har en densitet som är högre än $2,85 \text{ g/cm}^3$, vilket är högre än de vanligast förekommande mineralen som kvarts och fältspat. Tungmineral som granat och magnetit kan ansamlas i tunna skikt i samband med att stormvågor eroderar och omarbetar sediment, särskilt sand (Chaumillon et al., 2017) (Figur 15A). Skikten kan både visuellt och geofysiskt förstärka sedimentstrukturer och göra dem enklare att urskilja (Figur 15B).



Figur 15 A. Den mörka färgen hos strandsanden visar att tungmineral har ansamlats vid ett litet strandhak. Tungmineralens annorlunda egenskaper gentemot den ljusare sanden längre ner på stranden gör också att en begrävd sådan här yta framträder tydligt både visuellt (jfr B) och i markradarprofiler. B. De mörka linjerna i den här lilla sedimentväggen representerar skikt med anrikning av tungmineral (jfr A) och gör det lättare att se de sedimentära strukturerna, här planlaminering.

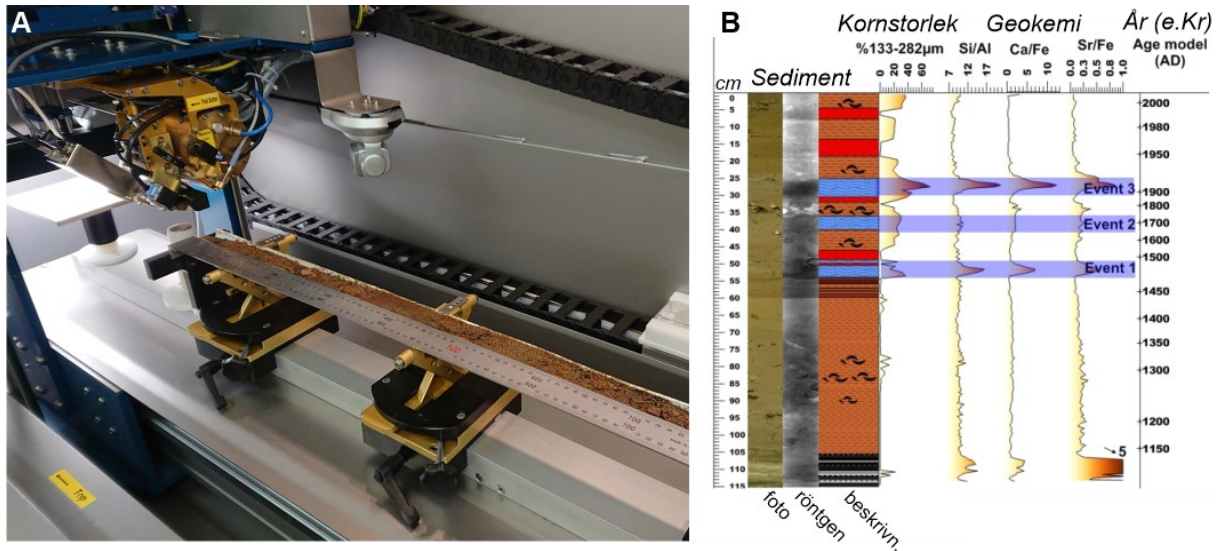
Geokemiska analyser omfattar bland annat elementanalys som visar förekomsten av olika grundämnen i ett material. Material från olika områden har olika sammansättning vilket gör att man med hjälp av geokemiska data kan spåra sedimentkällor. Beroende på områdets geologi och andra förutsättningar varierar det vilka grundämnena som ger mest information, och man måste därför göra en lokal kalibrering genom att t.ex. se på sammansättningen av moderna sediment kring den plats man studerar. Strontium är dock vanligt att använda som marin indikator då det är ett ämne som ofta är anrikt i material från havet jämfört med material från land (Goslin & Clemmensen, 2017). Elementanalyser görs med hjälp av masspektrometri (t.ex. *inductively coupled plasma mass spectrometry*, ICP-MS) eller röntgenfluorescens (XRF). Borrkärnor med finkorniga sediment kan t.ex. skannas i en XRF-skanner för att få profiler över hur grundämnena förändras i en lagerföljd (Figur 16).

För översikt av mineralogiska och geokemiska undersökningar av stormavsättningar se Goslin & Clemmensen (2017), för exempelstudier i närområdet se t.ex. Piotrowski et al. (2017) och Vilumaa et al. (2016).

6.2.9 Dateringsmetoder

Ovanstående metoder gör det möjligt att identifiera tidigare stormfloder men för att veta när stormfloderna ägde rum måste de identifierade stormflodssedimenten eller -landformerna dateras, d.v.s. åldersbestämmas. Åldersbestämning är nödvändig för att kunna bygga upp en kronologi för stormavsättningarna, kunna beräkna stormfrekvens och kunna jämföra med händelser noterade i andra arkiv (geologiska eller historiska). Ett fåtal bra dateringar kan räcka men att ha många dateringar på

en plats eller för en sedimentlagerföljd ger säkrare resultat och kan ge mer information, t.ex. för att kunna identifiera eventuella glapp i lagerföljden (Fruegaard et al., 2013).



Figur 16 A. En borrhärna placerad i en XRF-skanner för elementanalys. Foto: Helena Alexanderson. B. Geokemiska analyser visar tydliga toppar för vissa grundämnesförhållanden i samband med tre kustöversvämningar (markerade i blått). Si = kisel, Al = aluminium, Ca = kalcium, Fe = järn, Sr = strontium. Figur modifierad från Raji et al. ((2015); CC BY 3.0).

Ett stort antal olika metoder har använts för att datera stormavlagringar (Chaumillon et al., 2017; Engel et al., 2020 (kap. 30-36); Goslin & Clemmensen, 2017). Valet av metod och antal dateringar styrs till stor del av vilken typ av avlagring det är (d.v.s. vad som kan dateras) och vilken tidsperiod det förväntas handla om, men även av praktiska begränsningar som tillgång till laboratorieresurser. Nedan ges korta sammanfattningar för några av de vanligaste dateringsmetoderna som tillämpats för att datera stormfloder: luminiscensdatering, kolfjortondatering, blydatering och cesiumdatering. Andra metoder som kan användas är t.ex. uran-toriumdatering (Araoka, 2020), kosmogen exponeringsdatering (Rixhon, 2020) och tefrokronologi (Pinegina & Bourgeois, 2020).

Luminiscensdatering

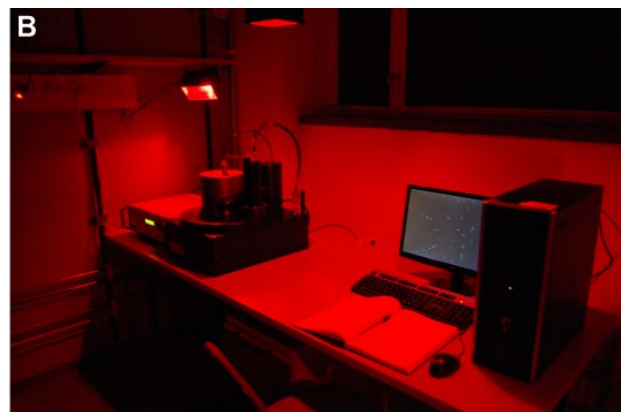
Luminiscensdatering är ett samlingsnamn för en grupp metoder som bygger på förmågan hos vissa mineral Korn att fungera som dosimetrar: kornen utsätts för naturlig joniserande strålning och lagrar dosen i form av energi i kornet. Ju längre tid som går desto högre dos utsätts kornet för, och dosens storlek kan avläsas genom att stimulera kornen att avge den lagrade energin som ljus – luminiscens. Stimuleringen görs genom att belysa kornen med vissa våglängder (optiskt stimulerad luminiscens, OSL, eller infraröd stimulerad luminiscens, IRSL) eller genom att värma dem (termoluminiscens). I och med att provet är ljuskänsligt måste all provtagning och analys göras i mörker (Figur 17).

Luminiscensdatering används på vanligt förekommande mineral (kvarts och fältspat) och täcker in ett stort spann av åldrar från några tiotals år till ett par hundratusen år, vilket gör det till en mycket användbar metod. OSL och IRSL är de vanligaste metoderna i geologiska sammanhang och OSL på kvartskorn rekommenderas särskilt för stormavsättningar (Brill & Tamura, 2020). Åldrarnas osäkerhet är vanligen 5-10% av åldern, vilket kan vara begränsande för att urskilja händelser som ligger nära varandra i tiden, särskilt för äldre avlagringar (Brill & Tamura, 2020).

Luminiscensklockan i mineralkornen nollställs av ljus (eller värme) och börjar ticka när kornen begravs under andra sediment och hamnar i mörker. En luminiscensålder ger därför tidpunkten då sanden senast var utsatt för solljus, oftast i samband med senaste transport- eller avsättningstillfälle. Kustmiljöer ger mycket goda förutsättningar för nollställning (ljusexponering) och kustnära sand är oftast väl nollställd eftersom den sköljs fram och tillbaka under lång tid i grunt vatten eller på stranden (Rhodes, 2011). Sandkorn som inte utsätts för tillräckligt mycket solljus för att helt radera ut en tidigare lagrad dos (s.k. ofullständig nollställning) kan leda till att en luminiscensålder verkar äldre än den är. Detta kan ske under stormfloder då transporten ofta är kortvarig med mindre chans för exponering för solljus, men genom att anpassa provtagning och analysmetoder kan man minska risken för felaktiga resultat (Brill & Tamura, 2020). Bland annat kan mätningar i fält göras med en bärbar OSL-läsare för att ge underlag för provtagning (Sanderson & Murphy, 2010) och analyserna i laboratoriet kan göras på så litet antal korn som möjligt (Cunha et al., 2010).

Förutom att mäta dosen i mineralkornen måste man också veta hur mycket strålning kornen utsätts för per tidsenhet (dosraten) för att kunna beräkna en luminiscensålder. Dosraten styrs främst av hur mycket uran, torium och kalium det finns i sedimenten och hur mycket kosmisk strålning sandkornen nås av. Faktorer som påverkar dosraten, och som man måste ta hänsyn till vid datering, är bl.a. sedimentens vattenhalt, heterogeniteter i sedimenten (t.ex. förekomst av skalfragment eller tungmineral) och djup under markytan och hur dessa varierat över tid (Brill & Tamura, 2020).

När det gäller datering av stormfloder kan luminiscensdatering tillämpas på t.ex. sand i strandvallar, i överspölningskoner eller som överlagrar strandhak (Brill & Tamura, 2020; Goslin & Clemmensen, 2017) (Figur 17, 18). För översikt av luminescensdatering i kust- och stormflodssammanhang se Jacobs (2008), Cunningham et al. (2019) och Brill & Tamura (2020), för exempelstudier i närområdet se t.ex. Cunningham et al. (2011), Clemmensen et al. (2014) och Vilumaa et al. (2016).



Figur 17 A, B. All provtagning och analys för luminiscensdatering måste utföras utan att provet utsätts för ljus och därmed nollställs och ger felaktigt resultat. Prover tas därför i ljustäta stål- eller PVC-rör som hamras in i sedimenten (A), eller nattetid, och i luminiscenslaboratorier används svag röd eller orange belysning (B). Foto: Helena Alexanderson.

Kolfjortondatering

Kolfjortondatering baseras på sönderfallet hos den radioaktiva kolisotopen ^{14}C och kan användas för att datera företeelser som är upp till ca 45 000 år gamla (Walker, 2005). Metoden används på organiskt material (främst djur- och växtrester) och ger tidpunkten för då organismen ifråga dog och

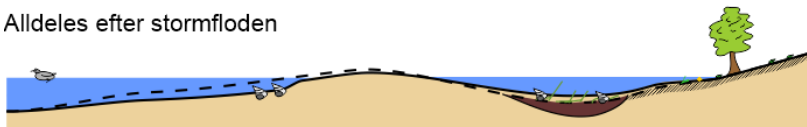
inte längre tog upp ^{14}C från atmosfären. En kolfjortonålder måste kalibreras för att ge en ålder i kalenderår och särskilda kalibreringskurvor används för detta ändamål; den senaste är IntCal20 (Reimer et al., 2020). Kalibrerade kolfjortonåldrar presenteras vanligen i kalibrerade år BP (Before Present = 1950 e.Kr.) eller omräknade till år före eller efter Kristi födelse (f.Kr., e.Kr.). För vissa typer av material som dateras, särskilt sådant av marint ursprung, måste man också ta hänsyn till den s.k. reservoareffekten som gör att åldern kan överskattas (Alves et al., 2018; Loughheed et al., 2013). Precisionen för en kolfjortonålder varierar över tid, med materialtyp och analysmetod, men är vanligen några tiotals till drygt hundra år för händelser under de senaste ca 10 000 åren.

A. Schematiska tvärprofiler

Före stormfloden



Alldeles efter stormfloden



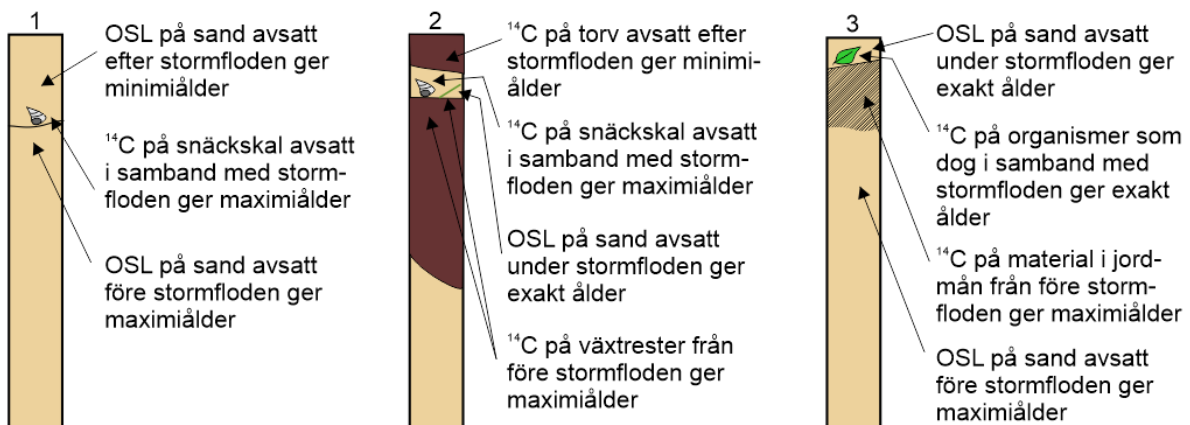
En tid efter stormfloden



Teckenförklaring

- sand
- torv, gytta
- jordmån
- vatten
- markyta/havsbottnen
- - tidigare markyta/havsbottnen
- erosionsyta (i borrkärnor)
- marin organism (snäcka, mussla o.d.)
- växtrester

B. Schematiska borrkärnor



Figur 18. Schematisk bild av hur och på vilka material luminiscensdatering (OSL) och kolfjortondatering (^{14}C) kan användas för att datera stormavsättningar, här exemplifierade av överspolnings sediment. A. Profiler tvärs en kustremsa som schematiskt och ej skalenligt visar topografi och geologiska lager. B. Exempel på förväntade lagerföljder i punkterna 1, 2 och 3 i nedersta profilen i A och vad som kan provtas och analyseras i dessa för att bestämma åldern på stormfloden. Borrkärnorna är inte skalenliga, en del lager och symboler har förstorats för tydlighetens skull, men deras längd kan typiskt motsvara en halv meter till ett par meter.

I stormflodssammanhang kan metoden tillämpas på organiskt material som finns i eller kring stormflodsavlagringar (Goslin & Clemmensen, 2017; Kelsey & Witter, 2020). Vissa avlagringar innehåller makrofossil som musselskal, foraminiferer eller pinnar, dessa kan dateras och ge en ålder för stormfloden (Figur 18). Åldern är en maximumålder eftersom organismerna kan ha dött tidigare

och omarbetats från äldre sediment av stormvågorna. Genom att för datering välja de makrofossil som uppvisar minst tecken på omarbetning kan man minska risken för att få 'för gamla' åldrar (Kelsey & Witter, 2020; Long et al., 2012).

Om stormsedimenten inte innehåller något eller endast lite organiskt material kan man istället datera organiskt material som ligger under eller över stormavsättningarna. Det kan t.ex. vara torv i kustnära våtmarker eller begravda jordmåner (Figur 18). Även här är enskilda makrofossil (t.ex. mossor, pinnar, fröer eller löv) att föredra att datera gentemot sediment med ospecificerat organiskt innehåll (Björck & Wohlfarth, 2001). Genom att datera material både under och över stormlagret kan man ringa in händelsens ålder genom att få en maximumålder (under) och en minimumålder (över) (Figur 18B).

För översikt av kolfjortonmetoden i relevanta miljöer se t.ex. Kelsey & Witter (2020), Björck & Wohlfarth (2001) och Olsen et al. (2017), för exempelstudier i närområdet se t.ex. Moskalewicz et al. (2020) och Piotrowski et al. (2017).

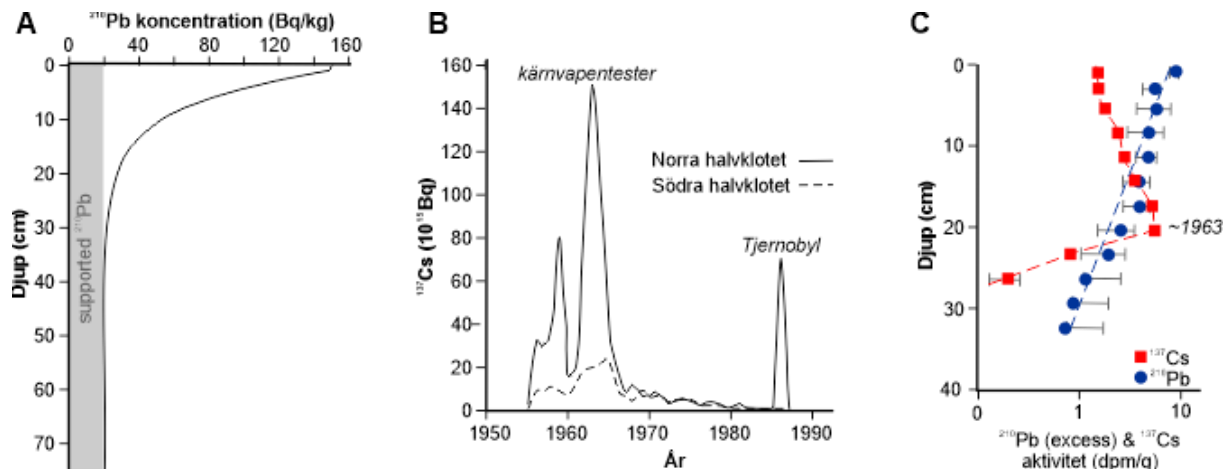
Bly- och cesiumdatering

För unga sediment (de senaste drygt hundra åren) kan bly- och cesiumdatering användas (Corbett & Walsh, 2015). Båda metoderna är liksom kolfjortondatering radiometrisk metod som bygger på sönderfall av radioaktiva isotoper, men till skillnad från ^{14}C så har de aktuella isotoperna ^{210}Pb (bly) och ^{137}Cs (cesium) mycket kortare halveringstider (ett par tiotals år) och metoderna är därför lämpliga för yngre avlagringar.

Blyisotopen ^{210}Pb produceras naturligt i atmosfären eller i vattenmassan som en del av sönderfalls-kedjan hos uran (^{238}U) och binds till sedimentpartiklar, särskilt lermineral (Corbett & Walsh, 2015). När detta bly (s.k. *unsupported ^{210}Pb*) avsätts i sedimenten och börjar begravas av nytt sediment avtar blyhalten allt eftersom isotopen sönderfaller, d.v.s. halten avtar exponentiellt med djupet i en sedimentlagerföljd (Figur 19A) och kan användas för åldersbestämning (Heijnis, 2001). Men ^{210}Pb produceras också i sedimentet självt (s.k. *supported ^{210}Pb*), bl.a. från uran i mineralkorn eller bundet till organiskt material, och denna andel av sedimentets totala isotophalt måste räknas bort för korrekt datering. Det kan göras genom att anta att mängden *supported ^{210}Pb* är i jämvikt med moderisotopen radium (^{226}Ra), vars halt eller aktivitet också mäts (Figur 19A). Om sedimentationshastigheten inte är konstant eller om det skett omblandning av sedimenten måste man även göra andra antaganden och vilka antaganden (modeller) man använder styrs av de lokala förutsättningarna (Corbett & Walsh, 2015). Blydatering tillämpas framför allt på akvatiska sediment där man mäter blyhalten i borrhärdar med hjälp av alfa- eller gammasppektrometri (Corbett & Walsh, 2015).

Cesium har spridits i atmosfären genom kärnvapenprover och kärnkraftsolyckor (Figur 19B). Liksom ^{210}Pb binds cesium till lerpartiklar och organiskt material i t.ex. våtmarker och vattenmassor (Corbett & Walsh, 2015). Genom att göra djupprofiler av cesiumhalten i borrhärdar kan man identifiera toppar som motsvarar 1960-talets kärnvapenprover (med maximum 1963) och Tjernobylyckan 1986 (Chaumillon et al., 2017) (Figur 19C).

För översikt över bly- och cesiumdatering i kustmiljöer se Corbett & Walsh (2015), för exempelstudier i närområdet se Moskalewicz et al. (2020).



Figur 19 A. I idealfallet avtar halten av den radioaktiva blyisotopen ^{210}Pb (unsupported) jämnt nedåt. Modifierad från Arias-Ortiz et al. ((2018); CC BY 4.0). B. Nedfall av cesium (^{137}Cs) för norra och södra halvklotet. Modifierad från Le Roux & Marshall (2011) baserad på data från Cambrey et al. (1989). C. Exempel på djupprofiler med bly (^{210}Pb) och cesium (^{137}Cs) från North Carolina, USA. Cesiumtoppen vid ca 20 cm djup har tolkats att motsvara maximum under 1960-talets kärnvapentester (jfr B). Modifierad från Corbett et al. (2007).

6.3 Hydrodynamisk modellering

6.3.1 Bakgrund

En vanlig metod för att uppskatta inverkan av stormfloder vid kusten är att använda matematiska modeller baserade på de grundläggande ekvationerna i hydrodynamik (d.v.s., vattnets rörelser och dess drivkrafter). I det flesta fall kan dessa ekvationer inte lösas analytiskt utan numeriska metoder måste användas där ekvationerna uttrycks i differensform och det studerade området delas in i mindre beräkningsceller. Vid numeriska lösningsmetoder utnyttjas olika datorprogram för att kunna genomföra simuleringar för större områden över längre tider med rimlig beräkningsinsats. I detta avsnitt kommer bara fysikaliskt grundade modeller att diskuteras och statistiska modeller, som baseras på analys och simulering av tillgängliga data, kommer inte att beröras.

I inledningen till denna rapport definierades stormfloder som tillfälligt förhöjda vattennivåer primärt orsakade av meteorologiska faktorer såsom vind och lufttryck, speciellt i samband med en storm. Det är primärt vattennivåerna utmed kusten som är av intresse och ett antal processer medverkar till att åstadkomma dessa. I det följande kommer olika typer av modeller (dvs styrande ekvationer) beskrivas beroende på vilka processer som är avgörande för vattennivåökningen; ofta bidrar olika processer till den slutliga vattennivån även om beräkningarna normalt görs med separata modeller, där de i regel kopplas samman genom modellernas in- och utdata.

Fysikaliskt grundade modeller utgår från Newtons rörelselagar tillsammans med lagen om massans bevarande. Formulerade för vattenströmning resulterar dessa i Eulers ekvationer (Lamb, 1945), där inga energiförluster ingår. Vid en mer detaljerad beskrivning av dessa förluster erhålls Navier-Stokes ekvationer (Schlichting, 1979), som dock är besvärliga att hantera både fysikaliskt och numeriskt.

Ofta beskrivs energiförlusten på ett mer schematiskt sätt där man försummar detaljerna i fysiken och på en makroskopisk nivå kvantifierar, till exempel, skjuvspänningar och deras effekt.

Terminologin beträffande de olika bidragen till vattennivåökningen är inte lika väldefinierad på svenska som på engelska. Därför kommer i en del fall som diskuteras här motsvarande engelska term att nämnas i texten för att undvika missförstånd. I det följande ges först en översikt beträffande de olika processer (eller drivkrafter) som kan påverka den kustnära vattennivån tillsammans med hur modeller generellt formuleras för att beskriva dessa processer. Allmänna data som krävs som indata till dessa modeller beskrivs samt vad som i allmänhet krävs för att implementera modellerna. Sedan diskuteras för varje relevant process de ekvationer som normalt används vid simulering och vilka förenklingar som introduceras vid utvecklingen av ekvationerna.

6.3.2 Drivkrafter som påverkar kustnära vattennivå

Det största bidraget till vattennivån och dess förändring vid kusten i samband med stormar utgörs av effekter från storskaliga vind- och tryckförhållanden. Vattennivån som uppmäts vid stormfloder är i princip ett resultat av dessa båda faktorer, fastän i praktiken andra bidrag tillkommer från vindgenererade vågor. Vattennivåmätningar görs dock normalt på platser där sådana vågor inte influerar mätvärdet utan det är bara de storskaliga effekterna som registreras och där förändringar i vattennivå äger rum över en tidskala mycket längre än vad vågorna kan åstadkomma. På engelska används uttrycket *storm surge* för vattennivåvariationer som är ett resultat av de meteorologiska förhållandena.

Vindgenererade vågor har normalt en period i intervallet 1–20 s beroende på storleken av området över vilka de byggs upp tillsammans med vädersystemens omfattning och varaktighet (Kinsman, 1984). Sådana vågor benämns ofta som kortperiodiga (*short-period or gravity waves*) för att skilja dem från andra typer av vågor som har betydligt längre perioder och som har andra mekanismer som genererar dem än vind. Den senare typen av vågor (långperiodiga eller *long-period waves*) varierar i period från minuter till dagar och omfattar (med ökande period) tsunamis, stormfloder och tidvatten, där de genererande mekanismerna är, respektive, jordbävningar eller skred, vind- och tryckförhållanden, samt jordens och månens gravitationskraft.

På grund av Östersjöns storlek överstiger sällan perioden längs den svenska kusten för vindgenererade vågor 7–8 s, även vid kraftiga stormar, och i det flesta fall är perioden betydligt kortare (t.ex., 3–4 s). När vågorna närmar sig stranden påverkas de av botten och vid ett djup snarlikt våghöjden bryter vågorna med energidissipation som följd. Efter vågbrott (i brytzone) förlorar vågen i höjd och för att balansera förlusten i rörelsemängdsflöde mot stranden sker en lokal vattennivåökning som kallas våguppstuvning (*wave setup*). Om vågorna faller in med en vinkel mot stranden finns dessutom en komponent i rörelsemängdsflödet som är riktad längs stranden, vilken ger upphov till en kustparallell ström som balanseras av friktion längs botten. Våguppstuvningen modelleras separat och adderas till de storskaliga effekterna av stormfloden.

De vindgenererade vågorna når slutligen stranden och eftersom viss energi finns kvar i en våg spolas den upp på stranden när en vågtopp når fram, varefter en återgående rörelse sker när vågdalen ankommer. Denna återgående rörelse fram och tillbaka sker i uppspolningszonen (*swash zone*) och den högsta nivån vattnet når benämns uppspolningshöjden (*runup height*). Traditionellt har denna höjd beräknats med enkla empiriska formler på basis av inkommande vågor, men även mer detaljerade modeller finns. Dock är osäkerheten stor kring de senare modellerna eftersom strömningen är extremt icke-stationär och icke-linjär i uppspolningszonen med mycket stark interaktion med topografin och dess eventuella förändringar. I de flesta fall inkluderar de empiriska ekvationerna också effekten av våguppstuvning.

Tidvatten är av utomordentligt stor betydelse längs många kuster runt om i världen och kan generera extrema vattennivåvariationer beroende på batymetri, topografi och kustlinjens form. På en öppen kust vid en större ocean är skillnaden mellan hög- och lågvatten (flod respektive ebb) cirka 1 m, med en period på mellan 12 och 24 tim. I en begränsad vattenmassa såsom Östersjön är tidvatteffekterna normalt försumbara, förutom på Sveriges västkust kring Göteborg där viss inverkan av tidvatten kan observeras. Följaktligen kommer inte en beskrivning av hur tidvatten modelleras diskuteras i det följande; för mer detaljer hänvisas till Neumann & Pierson (1966).

Beroende på vilka processer och drivkrafter som styr vattennivåvariationen förenklas de styrande ekvationerna och olika termer försummas i modellerna. Ingångsdata och koefficienter beror på modellformulering, vilken är också nära kopplad till de karakteristiska tids- och rumsskalor som styr vattennivån. Typiska förenklingar av de styrande ekvationerna som kommer att diskuteras i det följande är att bortse från friktion, försumma icke-linjära termer och integrera över vattendjupet så att den vertikala dimensionen försvinner. Andra antaganden omfattar enhetliga förhållanden längs kusten så att endast en rumslig dimension erhålls (vinkelrätt kusten) eller användandet av ett kvasi-stationärt angreppssätt som innebär att ett stationärt tillstånd råder under varje specifikt tidssteg.

Indata till de flesta modeller är batymetrin samt en beskrivning av de drivande krafterna och hur de varierar i tid och rum. Storskaliga modeller använder vind och lufttryck för att driva strömningen, medan en del modeller närmre kusten med högre upplösning använder uppmätta eller genererade vågor och vattennivå som indata för att bestämma strömningsförhållandena i kustnära områden. Olika typer av friktionskoefficienter ingår också i modellerna, till exempel längs botten eller vid vattenytan, men också koefficienter för att bestämma när vågbrott sker och hur energidissipationen i brytande vågor äger rum.

6.3.3 Modeller av stormfloder i regional skala

Ekvationerna för att beskriva stormfloder i regional skala tar sin utgångspunkt i Navier-Stokes ekvationer som kan skrivas för ett Cartesiskt koordinatsystem (Welander, 1961; WMO, 2011),

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = fv - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -fu - \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial \tau_y}{\partial z}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial z} - g$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

där u , v , w är hastigheten i koordinatriktningarna x , y , z , respektive, f en koefficient kopplad till Corioliskraften till följd av jordens rotation, ρ_o vattnets densitet, P trycket och τ skjuvspänningen till följd av friktion, där index refererar till verkningsriktningen. Ekvationerna ovan är, i ordning, rörelsemängdsekvationen i x -, y - och z -led samt kontinuitetsekvationen för en inkompressibel vätska. I rörelsemängdsekvationerna utgör vänster sida accelerationstermerna (lokala och konvektiva) samt höger sida verkande krafter per massenhet, vilka är Corioliskraften, tryckgradienter och skjuvspänningsgradienter.

Eftersom en stormflod kan betraktas som en lång våg när den genereras på öppet vatten och propagerar in mot kusten integrerar man normalt över vattendjupet så att z -dimensionen försvinner (för en lång våg är variationen över vattendjupet liten; se Mei (1992)). Vid integrationen erhålls följande flöden,

$$q_x = \int_{-h}^{\eta} u dz$$

$$q_y = \int_{-h}^{\eta} v dz$$

där q_x och q_y är flödet per breddmeter i x - respektive y -riktningen, η vattenytans läge och h botten läge (båda med referens till $z = 0$). I samband med vertikalintegrationen erhålls skjuvspänningen vid ytan, som kan relateras till vindhastigheten, och skjuvspänningen vid botten, som beror av friktionen.

En ytterligare förenkling som normalt införs är att linearisera ekvationerna, vilket innebär att de icke-linjära accelerationstermerna (d.v.s., de konvektiva) försummas (en del modeller behåller dock dessa termer, t.ex., se Kerr et al. (2013)). Efter vertikalintegrering och linearisering erhålls följande ekvationssystem,

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = f q_y - g h \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{h}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial x} + \frac{1}{\rho_o} (\tau_{sx} - \tau_{bx})$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} = -f q_x - g h \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{h}{\rho_o} \frac{\partial P_a}{\partial y} + \frac{1}{\rho_o} (\tau_{sy} - \tau_{by})$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0$$

där P_a är atmosfärstrycket och index s och b refererar till ytan respektive botten. I härledningen av ekvationerna har också η försumrats i jämförelse med h i vissa termer.

Följaktligen finns tre obekanta, η , q_x och q_y , samt tre ekvationer, så ett slutet, väldefinierat system erhålls efter att begynnelsevillkor och randvillkor bestämts. Normalt måste dock ekvationerna lösas numeriskt genom någon form av datorprogram. Dessutom måste de drivande krafterna definieras genom P_a och τ_s , vilka varierar i tid och rum. Data för dessa parametrar erhålls från meteorologiska mätningar eller modeller. Friktionen längs botten bestäms av τ_b som innehåller en friktionskoefficient. Både τ_s och τ_b uppskattas normalt med hjälp av hastigheten (U) enligt $\tau = C_D \rho U^2$, där C_D är en friktionskoefficient (olika vid ytan och botten; i det allmänna fallet beroende av strömningsförhållandena) och ρ densiteten för luft eller vatten. Vid implementering av τ i ekvationerna ovan måste vinkeln relativt koordinatsystemet beaktas i varje beräkningscell.

Som tidigare nämnts utgör en stormflod en långperiodig våg som propagerar mot kusten och där den lokala variationen över vattendjupet är liten, innebärande att integration över vattendjupet är lämpligt. I ekvationerna ovan förenklades vidare beskrivningen av de fysikaliska processerna genom att icke-linjära termer försumrades och de påverkande krafterna schematiserades. Ett sådant angreppssätt är rimligt vid modellering i regional skala; om en mer detaljerad modellering av en stormflod krävs nära kusten, där batymetri och strandlinjeform är komplex, måste de icke-linjära termerna tas med. Dock kan en del av de drivande krafterna försummas, inkluderat Coriolis, bottenfriktion och skjuvkraften från vind, när man studerar strömningen för ett begränsat område nära kusten. Som indata till modellen krävs emellertid en tidsserie av vattennivåer mot havet som randvillkor för modellen; dessa kan utgöras av mätningar eller genereras av en annan modell. Med sådana förenklingar erhålls följande ekvationssystem för långperiodiga vågor (Mei, 1992),

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + gh \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{q_x q_y}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{q_y^2}{h} \right) + gh \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0$$

där kontinuitetsekvationen anges först, följd av rörelsemängdsekvationerna i x - respektive y -led. Dessa ekvationer beskriver generellt långa vågor och har också använts för mer detaljerad modellering av uppspolningszonen, ofta i lineariserad form där alla accelerationstermer utom de lokala försummas i rörelsemängdsekvationerna.

6.3.4 Vindgenererade (kortperiodiga) vågor

Vindvågor genereras över en vattenyta genom de skjuvspänningar som alstras från den blåsande vinden. Vågorna representerar en störning av ytan som propagerar i vindriktningen, i alla fall i alstringsområdet, och ingen nettotransport av vatten äger rum. Denna typ av vågor skiljer sig från tidvatten och stormfloder, vilka kan betraktas som långa vågor där vattenströmning över hela vattendjupet sker i vågens riktning under en avsevärd tid. Vindgenererade vågor beräknas normalt med oceanografiska modeller där stora vattenområden simuleras för att inkludera de vädersystem som skapar vågorna. Exempel på sådana modeller som är allmänt tillgängliga för simulering av denna typ av vågor är WAM (Komen et al., 1994), SWAN (Booij et al., 1999) och WAVEWATCH III (WW3DG, 2019). Eftersom vindvågor är slumpmässiga med spridning i höjd, period och riktning används ofta spektrum för att karakterisera vågorna i olika punkter (Goda, 1999). Ett spektrum omfattar en funktion som matematiskt beskriver hur vågenergin är fördelad över frekvens och riktning.

Som tidigare nämnts bidrar vindvågor till den kustnära vattennivån genom våguppstuvning och våguppspolning. För uppskatta dessa komponenter måste vågutbredningen i kustnära områden bestämmas varvid fenomen såsom uppgrundning, refraktion, diffraktion, reflektion och vågbrott måste beaktas (Wiegel, 1964). De flesta av dessa fenomen är relaterade till samverkan mellan vågor och batymetri samt kustlinjens form, vilket kräver andra och mer detaljerade vågmodeller än de som används för våggenerering och propagering på öppet hav. Ett exempel på en matematisk modell för kortperiodiga vågor där alla dessa fenomen beaktas ges av Mase (2001) och Nam & Larson (2010),

$$\frac{\partial (v_x S)}{\partial x} + \frac{\partial (v_y S)}{\partial y} + \frac{\partial (v_\theta S)}{\partial \theta} = \frac{\kappa}{2\omega} \left\{ \left(CC_g \cos^2 \theta S_y \right)_y - \frac{1}{2} CC_g \cos^2 \theta S_{yy} \right\} - \varepsilon_b S$$

där S är den spektrala energitätheten som beror av riktning (θ) och frekvens (f), v_x , v_y , och v_θ är våghastigheten i koordinatriktningarna, ω vinkelhastigheten ($= 2\pi f$), C fashastigheten och C_g grupp-hastigheten. Ekvationen ovan innehåller följaktligen inga termer för att tillföra energi som bygger

upp vågor lokalt, utan endast propageringen av vågor som inkommer på randen mot havet simuleras. Detta innebär att antingen mätvärden för inkommande vågor måste föreligga eller att vågorna måste simuleras med en regional vågmodell. Termerna på höger sida i ekvationen representerar främst diffraktionseffekter samt energidissipation på grund av vågbrott. De två parametrarna κ och ε_b ingår i semi-empiriska beskrivningar av diffraktion respektive energidissipation.

Ekvationen ovan är formulerad för stationära förhållanden innebärande att den tidsberoende termen försummas ($\partial S / \partial t$), vilket förenklar lösningen men leder till en kvasistationär beskrivning när en tidsserie inkommande vågor simuleras och en försvagad koppling mellan tidsstegen. Vid numerisk lösning av ekvationen diskretiserar man spektrum i ett antal riktningar och frekvenser, resulterande i en mängd komponenter som hanteras separat vid beräkning och sedan adderas för att erhålla det lokala spektrat. För de inkommande vågorna på randen används normalt ett teoretiskt spektrum, till exempel JONSWAP eller TMA (Goda, 1999). Utdata från beräkningarna används ofta baserat på tre statistiska vågmått, nämligen signifikant våghöjd (H_s), signifikant vågperiod (T_s) och medelvågriktning ($\bar{\theta}$), vilka samtliga bestäms från spektrum.

6.3.5 Kustnära strömning

För att bestämma våguppstuvningen måste kustnära strömningsmodeller användas där utdata från regionala modeller av stormfloder kombineras med modeller för vindgenererade vågor. De förra simulerar en medelvattennivå medan de senare bestämmer de kortperiodiga vågornas egenskaper; båda dessa indata krävs för att modellera våguppstuvning. Samtidigt måste den kustparallella strömningen simuleras eftersom den är kopplad till vattennivåförändringar i den kustnära zonen, speciellt där vågbrott äger rum. De styrande ekvationerna inkluderar kontinuitetsekvationen och två rörelsemängdsekvationer, eftersom variationen över vattendjupet försummas och ekvationerna används i vertikalintegrerad form.

De styrande ekvationerna för kustnära strömning, inkluderat vattennivåförändringen, kan skrivas (Militello et al., 2004),

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial (uq_x)}{\partial x} + \frac{\partial (vq_x)}{\partial y} + g(h + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial q_x}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial q_x}{\partial y} \right) + fq_y + \frac{1}{\rho} (\tau_{wx} - \tau_{bx})$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial (uq_y)}{\partial x} + \frac{\partial (vq_y)}{\partial y} + g(h + \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial q_y}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial q_y}{\partial y} \right) - fq_x + \frac{1}{\rho} (\tau_{wy} - \tau_{by})$$

där D_x och D_y är virvelviskositeten som bestämmer turbulent omblandning i x - respektive y -riktningen (huvudsakligen till följd av de brytande vågorna) och τ_{wx} och τ_{wy} är skjuvspänningar inducerade av vågorna i x - respektive y -riktningen. Ekvationerna ovan svarar i ordning mot kontinuitetsekvationen och rörelsemängdsekvationerna i x - och y -riktningen. I rörelsemängdsekvationerna har Corioliskraften tagits med; för ett mindre område nära kusten kan denna kraft ofta försummas,

liksom lokal vind som inte inkluderats i ekvationerna. Lokala förhållanden beträffande vind kan dock i vissa extrema fall kraftigt bidra till vinduppstuvningen (se Mori et al. (2014)). Virvelviskositeterna bestäms huvudsakligen av de brytande vågornas egenskaper tillsammans med gradienter i medelhastigheten som genererar rörelsemängdsutbyte. Det förstnämnda bidraget bestäms på basis av resultatet från simulering med en vågmodell i den kustnära zonen.

En sådan vågmodell genererar också vågornas rörelsemängdsflöden och deras gradienter, som bestämmer skjuvspänningarna, erhålles från,

$$\tau_{wx} = -\left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y}\right)$$

$$\tau_{wy} = -\left(\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial S_{yy}}{\partial y}\right)$$

där S_{xx} är rörelsemängdsflödet transporterat i x -riktningen riktat mot x , S_{yy} rörelsemängdsflödet transporterat i y -riktningen riktat mot y och S_{xy} är rörelsemängdsflödet transporterat i x -riktningen riktat mot y (symmetri råder, så $S_{xy} = S_{yx}$). Rörelsemängdsflödet är följaktligen en tensor där komponenterna har både transportriktning och verkansriktning. På grunt vatten måste ofta effekten av de kortperiodiga vågorna inkluderas i bestämningen av friktionstermen, vilket ger den ett mer komplicerat utseende än när bara medelhastigheten måste tas med (se Militello et al. (2004)).

7 Diskussion

Syftet med den här studien är att med en tvärvetenskaplig ansats undersöka vilka metoder som finns för att öka kunskapsunderlaget om stormfloder och bedöma översvämningsrisker i kustnära områden. För att möjliggöra en hållbar utveckling av kustnära områden är precisionen i bedömningen av översvämningsrisken en nyckelfaktor. Om översvämningsrisker underskattas, föreligger risk för stora materiella skador och i värsta fall människors liv och hälsa. Om översvämningsrisker å andra sidan överskattas innebär det en suboptimal markanvändning i kustnära områden och att översvämningskydd överdimensioneras med negativa samhällsekonomiska och miljömässiga effekter till följd.

Värdet av att inkludera historiska händelser av stormfloder i riskanalyser har visats i flera internationella studier (Benito et al., 2004; Bulteau et al., 2015; Hamdi et al., 2015; Macpherson et al., 2022). Men i Sverige har få studier om stormfloder och översvämningsrisker omfattat händelser som inträffat före de systematiska mätserierna (Fredriksson et al., 2016, 2017; Hieronymus & Hieronymus, 2021). Det finns stor potential att utöka kunskapsunderlaget genom att identifiera fler stormfloder genom historiska och geologiska undersökningar.

De historiska stormfloder i Sverige som presenteras i den här rapporten representerar endast ett fåtal av de som sannolikt står att finna. Genom studier av historiska arkiv finns möjlighet till att upptäcka fler händelser som kan öka kunskapen om stormfloders sannolikhet, men också de drivande processerna. Utöver en sådan kartering finns det också mycket kunskap att hämta i noggrannare analyser av de stormfloder som vi redan känner till. I likhet med studierna av stormen 1872 (Fredriksson et al., 2017) skulle tidningsarkiv och lokala skildringar kunna ge fördjupad kunskap om kända stormar som inträffat strax före mätseriernas början, till exempel julstormen som drabbade västkusten 1902.

Jämfört med andra länder i närområdet, särskilt Danmark och Polen, har endast mycket få geologiska undersökningar gjorts i Sverige med syfte att studera historiska eller förhistoriska stormar och stormfloder i geologiska arkiv. Det finns därför mycket att göra och en stor potential för att få fram mer information om stormfloder som ägde rum innan regelbundna observationer och mätningar påbörjades. Metoder kan dock behöva anpassas och utvecklas; de geologiska metoder som använts i dessa andra områden är framför allt tillämpbara på de delar av Sveriges kust som är låglänta och sandiga, vilket är en mindre andel men å andra sidan är de områden som har hög risk för kustöversvämningsrisker.

Att en stor del av kustområdena är exploaterade och påverkade av människan (infrastruktur, utdikning o.d.) minskar de ytor som är tillgängliga och lämpliga för geologiska undersökningar i detta syfte, men det går att hitta lovande områden. I en pilotstudie har flera möjliga områden längs Hallands, Skånes och Blekinges kuster identifierats (Lundgren Sassner, 2021). De flesta av dessa är i mellersta och norra Halland och i Blekinge. Kriterierna för att identifiera lämpliga områden motsvarar till viss del de kriterier som används för riskbedömning (t.ex. exponeringsgrad för vågor och

vindar, terrängens gradient och nivå över havet) men måste kompletteras med geologiska faktorer som jordart, möjlighet för avsättning av sediment och bevarandepotential (Lundgren Sassner, 2021).

Som ett första steg i att använda geologiska arkiv för att studera stormfloder behöver vi identifiera och inventera områden längs Sveriges kuster där spår av tidigare stormar skulle kunna finnas bevarade som sediment, landformer eller andra geologiska företeelser. Sammanställningen av Lundgren Sassner (2021) kan användas som en utgångspunkt och ger exempel på kriterier som kan användas för att identifiera lämpliga områden. En sådan kartläggning kan med fördel göras i geografiska informationssystem (GIS) med befintliga digitala kartdata från t.ex. Lantmäteriet och Sveriges Geologiska Undersökning. Resultaten skulle kunna presenteras som digitala kartor och göras allmänt tillgängliga för att uppmuntra till undersökningar i dessa områden.

Steg nummer två är att genomföra undersökningar i lämpliga områden (se f.g. stycke) för att få fram informationen ur de geologiska arkiven. Undersökningarna kan inledningsvis genomföras i områden med olika förutsättningar (t.ex. saltvatten – brackvatten, sandiga områden – våtmarker, varierande exponering, relief osv) för att kunna testa och utvärdera olika metoder och typer av arkiv.

Valet av lämpliga undersökningsmetoder måste till stor del styras av de lokala förhållandena och det är därför inte möjligt att ge en allmän rekommendation för Sverige. På västkusten, där havsvattnet är salt, kan t.ex. metoder som bygger på att identifiera mikrofossil som lever i havsvatten men som under en stormflod spolats in och avsatts på land (d.v.s. i en sötvattenmiljö) vara användbara. Längs Östersjökusten kan detta vara svårare då skillnaden i salthalt (och därmed i vilka organismer som förekommer) mellan havet och vatten på land är mindre. I sådana områden kan det vara lämpligare att istället studera sedimentologiska eller geokemiska egenskaper. Inspolning av sandiga lager i kustnära våtmarker kan t.ex. vara en tydlig signal för stormfloder (Leszczyńska et al., 2021).

Följande steg behöver oavsett område uppnås för att få fram kvantitativ information om en tidigare stormflod från geologiska arkiv:

- *Identifiera spår av stormfloder i form av sediment, landformer eller geokemisk/biologisk sammansättning.* Detta kan till viss del göras genom fjärranalys men kräver också fältarbete och i vissa fall även rätt omfattande laboratoriearbete. Stormflodsavlagringar skiljer sig från 'normal' avsättning genom sina egenskaper som t.ex. visar på högre energi, saltare vatten och/eller material av annat ursprung än vanligt. De flesta egenskaper är inte entydiga och en kombination av olika analysmetoder ger säkrare resultat.
- *Kartlägga avlagringarnas utbredning i området för att kvantifiera stormflodens omfattning.* När ett stormflodslager eller en landform bildad under en stormflod identifierats kan dess höjd över havet eller dess utbredning inåt land användas för att kunna bedöma vattenståndet under stormfloden och hur långt in över land som vattnet nådde. En sådan kartläggning kan göras med hjälp av geofysiska metoder eller genom att borra/gräva/mäta längs transekter tvärs och längs kustlinjen för att följa lagrets/landformens utbredning.
- *Datera avlagringarna för att ta reda på när stormfloden ägde rum.* För att kunna placera stormfloden i tiden – och därmed kunna använda händelsen för att beräkna t.ex. frekvens

eller jämföra med andra arkiv som historiska nedteckningar – så behöver lagren eller landformen åldersbestämmas. Beroende på typen av material på platsen (torv, sand, eller annat) och förväntad ålder finns det olika dateringsmetoder som kan användas, t.ex. kolfjortondatering, luminescensdatering eller blydatering.

När nivån för stormfloder väl identifierats är nästa steg ur ett riskanalysperspektiv att inkludera observationerna i extremvärdesanalyser. Den internationella utblicken visade på att de metoder som används för extremvärdesanalys och de historiska och geologiska observationernas roll i dessa skiljer sig mycket åt mellan olika länder. Det finns ingen internationell standard som rekommenderar specifika analysmetoder. Internationellt och tvärvetenskapligt samarbete mellan statistiker och oceanografer har potential att avancera forskningsfältet och reducera analysernas osäkerhet. Här spelar den hydrodynamiska modelleringen en nyckelroll, dels genom möjligheterna att producera stora volymer syntetiska data som gör statistiska analyser mer robusta, men också genom att undersöka de oceanografiska systemens gränser och bedöma rimligheten av statistiska analysresultat.

En relevant frågeställning är om det över huvud taget är lämpligt att använda återkomsttider som underlag för kustförvaltning i projekt med hög sårbarhet och lång teknisk livslängd. Vid en extremvärdesanalys tas vanligtvis ingen hänsyn till de individuella processerna eller fysikaliska begränsningar som avgör magnituden på stormfloden. Därav är det inte möjligt att enbart baserat på en analys av återkomsttider urskilja om det finns trösklar eller samband i de naturliga processerna som kan resultera i extrema högvatten. Utan en förståelse för hur de fysikaliska processerna i systemet samverkar finns en risk att unika sammanträffanden som kan orsaka extrema stormfloder förbises i analysen.

För stormfloder i närtid har Haigh et al. (2010) visat att ungefär 30 år med systematiska data räcker för att göra träffsäkra uppskattningar av högvatten med 100 års återkomsttid (emellertid beroende av lokala förutsättningar och valet av metod). Huruvida detta räcker som underlag för mer extrema händelser eller händelser längre fram i tiden är dock tveksamt. Resultaten från studien av Macpherson et al. (2022) vid Travemünde indikerar att 66 år systematiska data inte räcker för att skapa en rimlig fördelning för sannolikheten av stormfloden som inträffade 1872. Liknande resultat har erhållits vid studier av samma storm längs den svenska kusten (Fredriksson et al., 2016). Förklaringar kan vara att extremvärdesfördelningen förändrats sedan denna tid, att den extrema stormen 1872 tillhör en annan statistisk fördelning, alternativt att de systematiska mätningarna är för få för att uppskatta extrema händelser med så låg sannolikhet (Fredriksson et al., 2016; Macpherson et al., 2022).

De längsta systematiska vattenståndsmätningarna i Sverige är drygt 100 år, men på flera platser avsevärt kortare. Som tidigare nämnts har Boverket som grundregel att ny sammanhållen bebyggelse och bebyggelse med samhällsviktig verksamhet ska lokaliseras över högsta vattennivå med en årlig sannolikhet på 1/10 000 år (Boverket, 2018). Dessutom ska hänsyn också tas till effekten av klimatförändringar. Detta belyser således vikten av att inkludera extrema historiska händelser eftersom den systematiska data som finns idag sannolikt ger för stora osäkerhetsintervall för händelser med sådan låg sannolikhet. Utöver osäkerheten i extremvärdesfördelningen följer också att effekter av klimatförändringar eller andra trender kan få en mer betydande inverkan vid långa designperioder.

Ur ett kustförvaltningsperspektiv innebär detta att förändringar av havsnivån till följd av klimatförändringar kommer få en alltmer betydande roll relativt de temporära förhöjda vattenstånden vid stormfloder. Dessutom kan klimatförändringarna eventuellt också påverka de meteorologiska processerna som ger upphov till stormfloder. Sammantaget ökar sannolikheten för att en extremhändelse ska inträffa både eftersom tidsspannet är större och havsnivån kommer att ha ökat mer mot slutet av designperioden. Följaktligen blir betydelsen av att inkludera historiska stormfloder och effekterna av klimatförändringar viktigare för ju längre designperioder som studeras.

Frekvensen och magnituden av stormfloder i framtiden kommer liksom idag främst bero på vindriktningen och vindstyrkan. Dock råder stor osäkerhet kring hur dessa faktorer kommer förändras i relation till klimatförändringar och underliggande trender och oscillationer i atmosfären. Följaktligen finns stor potential att förbättra riskanalyser om denna osäkerhet kan reduceras. I studien av stormfloder vid Travemünde av Macpherson et al. (2022) belyses att magnituden av stormfloder de senaste 100 åren möjligen varit avsevärt lägre än tidigare århundraden. Med tanke på att vindklimatet i norra Europa förändrats över tid finns det fog för att liknande förändringar i vindklimatet i framtiden skulle kunna få likartade konsekvenser. En hypotes är att historiska observationer av stormar (vindstyrka och hastighet) skulle kunna matchas med historiska stormfloder. Om sådana samband kan identifieras, till exempel genom jämförelser av NAO och historiska och geologiska arkiv, hade de kunnat användas för att utvärdera hur representativa dagens mätserier av vattenstånd är om vindklimatet förändras i framtiden. En utmaning med den typen av analyser är att de historiska och geologiska observationerna inte är jämnt fördelade över tid. Om stormfloder identifieras genom analys av historiska observationer kommer observationerna att vara snedfördelade eftersom arkivens kvalitet och detaljeringsgrad förändras över tid (Lamb, 1991). Även geologiska arkiv har en tidsberoende komponent, till exempel kan kraftig stormerosion radera spår efter tidigare händelser.

Sammanfattningsvis belyser den här studien de osäkerheter och begränsningar som finns i analyser av stormfloder som enbart baseras på korta mätserier och statistisk analys. Nu när behovet av klimatanpassning och kustskyddsåtgärder ökar i Sverige, ökar också behovet av mer robusta analyser av översvämningsrisker. Genom att applicera ett tvärvetenskapligt synsätt kan vi öka kunskapen om stormflodsprocesser och förbättra underlaget för riskanalyser och dimensionering.

8 Författarnas tack

Författarna vill tacka Jacobus Hofstede för att ha bidragit med information om kustförvaltningen i Schleswig-Holstein.

9 Referenser

- Adell, A., Nunes de Brito Junior, A., Almström, B., Goodfellow, B., Bokhari-Irminger, S., Hallin, C., Nyberg, J., 2021. Open-access portal with hindcast wave data for Skåne and Halland. *VATTEN – Journal of Water Management and Research*. 81–90.
- Agrell, H., 1987. Beskrivning till jordartskartan Gotska Sandön. Sveriges Geologiska Undersökning Ae 69. 95 s.
- Agrell, H., Damberg, A., 1983. Recent stranderosion, Sveriges Geologiska Undersökning, Dokumentationsrapport SGU-F19:I12.
- Almström, B., Fredriksson, C., 2014. Ansökan om tillstånd för vattenverksamhet vid Strandängarna Bilaga B Teknisk beskrivning. Malmö, Sweden.
- Alves, E.Q., Macario, K., Ascough, P., Bronk Ramsey, C., 2018. The Worldwide Marine Radiocarbon Reservoir Effect: Definitions, Mechanisms, and Prospects. *Reviews of Geophysics* 56, 278–305. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2017RG000588>
- Andrén, T., Björck, S., Andrén, E., Conley, D., Zillén, L., Anjar, J., 2011. The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka, i: Harff, J., Björck, S., Hoth, P. (red.), *The Baltic Sea Basin*. Springer, Berlin, Heidelberg, s. 75–97.
- Araoka, D., 2020. Chapter 31 - Radiocarbon and U/Th dating of tsunami- and storm-transported coarse clasts, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier, s. 687–703. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00031-6>
- Arias-Ortiz, A., Masqué, P., Garcia-Orellana, J., Serrano, O., Mazarrasa, I., Marba, N., Lovelock, C., Lavery, P., Duarte, C., 2018. Reviews and syntheses: ²¹⁰Pb-derived sediment and carbon accumulation rates in vegetated coastal ecosystems: setting the record straight. *Biogeosciences Discussions* 1–47. <https://doi.org/10.5194/bg-2018-78>
- Arns, A., Wahl, T., Haigh, I.D., Jensen, J., Pattiaratchi, C., 2013. Estimating extreme water level probabilities: A comparison of the direct methods and recommendations for best practise. *Coastal Engineering* 81, 51–66. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2013.07.003>
- Baart, F., Bakker, M.A.J., Van Dongeren, A., Den Heijer, C., Van Heteren, S., Smit, M.W.J., Van Koningsveld, M., Pool, A., 2011. Using 18th century storm-surge data from the Dutch Coast to improve the confidence in flood-risk estimates. *Natural Hazards and Earth System Science* 11, 2791–2801. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2791-2011>
- Baines, P.G., Folland, C.K., 2007. Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s. *Journal of Climate* 20, 2721–2744. <https://doi.org/10.1175/JCLI4177.1>
- Bamber, J.L., Oppenheimer, M., Kopp, R.E., Aspinall, W.P., Cooke, R.M., 2019. Ice sheet contributions to future sea-level rise from structured expert judgment. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 166, 11195–11200. <https://doi.org/10.1073/pnas.1817205116>
- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmosphere circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115, 1083–1125.
- Bateman, M.D., Rushby, G., Stein, S., Ashurst, R.A., Stevenson, D., Jones, J.M., Gehrels, W.R., 2018. Can sand dunes be used to study historic storm events? *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 779–790. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/esp.4255>

- Bendixen, M., Clemmensen, L.B., Kroon, A., 2013. Sandy berm and beach-ridge formation in relation to extreme sea-levels: A Danish example in a micro-tidal environment. *Marine Geology* 344, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.006>
- Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M.C., Francés, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V., Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D., Bobée, B., 2004. Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation. *Review of Scientific Methods. Natural Hazards* 31, 623–643. <https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000024895.48463.eb>
- Bernhardson, M., Alexanderson, H., Björck, S., Adolphi, F., 2019. Sand drift events and surface winds in south-central Sweden: From the deglaciation to the present. *Quaternary Science Reviews* 209, 13–22. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.01.017>
- Björck, S., 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. *Quaternary International* 27, 19–40.
- Björck, S., Clemmensen, L.B., 2004. Aeolian sediment in raised bog deposits, Halland, SW Sweden: a new proxy record of Holocene winter storminess variation in southern Scandinavia? *Holocene* 14, 677–688. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl746rp>
- Björck, S., Svensson, N.O., 2002. Östersjön och västerhavet, i: Fredén, C. (red.), *Berg och jord*. s. 138–142.
- Björck, S., Wohlfarth, B., 2001. ¹⁴C chronostratigraphic techniques in paleolimnology, i: Last, W.M., Smol, J.P. (red.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, s. 205–245.
- Bontje, L., Fredriksson, C., Wang, Z., Slinger, J.H., 2016. Coastal erosion and beach nourishment in Scania as issues in Swedish coastal policy. *VATTEN – Journal of Water Management and Research* 72, 103–115.
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third-generation wave model for coastal regions, Part I, Model description and validation. *J. Geophys. Res.* 104, 7649–7666.
- Boverket, 2018. Tillsynsvägledning avseende översvämningsrisker Rapportnummer: 2018:8. Karlskrona.
- Brill, D., Tamura, T., 2020. Chapter 32 - Optically stimulated luminescence dating of tsunami and storm deposits, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier, s. 705–727. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00032-8>
- Bruss, G., Jimenez, N., Eiben, H., Heinrichs, M., Riemer, J., Mayerle, R., 2008. Design scenarios for coastal protection structures on the German Baltic Sea coast, i: *Coastal Engineering 2008*. s. 3593–3605. https://doi.org/https://doi.org/10.1142/9789814277426_0298
- Bulteau, T., Idier, D., Lambert, J., Garcin, M., 2015. How historical information can improve estimation and prediction of extreme coastal water levels: Application to the Xynthia event at la Rochelle (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15, 1135–1147. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-1135-2015>
- Bunke, D., 2018. Sediment mixing processes and accumulation patterns in the south-western Baltic Sea. *Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald*, Greifswald.
- Cambray, R.S., Playford, K., Lewis, G.N.J., Carpenter, R.C., 1989. Radioactive fallout in air and rain: results to the end of 1987. AERE-R-13226. United Kingdom.

- Chaumillon, E., Bertin, X., Fortunato, A.B., Bajo, M., Schneider, J.L., Dezileau, L., Walsh, J.P., Michelot, A., Chauveau, E., Créach, A., Hénaff, A., Sauzeau, T., Waeles, B., Gervais, B., Jan, G., Baumann, J., Breilh, J.F., Pedreros, R., 2017. Storm-induced marine flooding: Lessons from a multidisciplinary approach. *Earth-Science Reviews* 165, 151–184.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.12.005>
- Chbab, H., 2015. *Basisstochasten WTI-2017 Statistiek en statistische onzekerheid*. Delft.
- Ciavola, P., Harley, M.D., den Heijer, C., 2018. The RISC-KIT storm impact database: A new tool in support of DRR. *Coastal Engineering* 134, 24–32.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2017.08.016>
- Clemmensen, L.B., Bendixen, M., Hede, M.U., Kroon, A., Nielsen, L., Murray, A.S., 2014. Morphological records of storm floods exemplified by the impact of the 1872 Baltic storm on a sandy spit system in south-eastern Denmark. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 499–508. <https://doi.org/10.1002/esp.3466>
- Clemmensen, L.B., Bjørnsen, M., Murray, A., Pedersen, K., 2007. Formation of aeolian dunes on Anholt, Denmark since AD 1560: A record of deforestation and increased storminess. *Sedimentary Geology* 199, 171–187.
- Clemmensen, L.B., Glad, A.C., Kroon, A., 2016. Storm flood impacts along the shores of microtidal inland seas: A morphological and sedimentological study of the Vesterlyng beach, the Belt Sea, Denmark. *Geomorphology* 253, 251–261.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.020>
- Clemmensen, L.B., Murray, A., Heinemeier, J., de Jong, R., 2009. The evolution of Holocene coastal dunefields, Jutland, Denmark: A record of climate change over the past 5000 years. *Geomorphology* 105, 303–313.
- Coles, S., 2001. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer.
- Corbett, D.R., Vance, D., Letrick, E., Mallinson, D., Culver, S., 2007. Decadal-scale sediment dynamics and environmental change in the Albemarle Estuarine System, North Carolina. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 71, 717–729.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.09.024>
- Corbett, D.R., Walsh, J.P., 2015. ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs, i: *Handbook of Sea-Level Research*. s. 361–372. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/9781118452547.ch24>
- Cornes, R.C., 2014. Historic storms of the northeast Atlantic since circa 1700: A brief review of recent research. *Weather* 69, 121–125. <https://doi.org/10.1002/wea.2289>
- Cunha, P.P., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Andrade, C., Freitas, M.C., Fatela, F., Munhá, J.M., Martins, A.A., Sugisaki, S., 2010. Optical dating of clastic deposits generated by an extreme marine coastal flood: The 1755 tsunami deposits in the Algarve (Portugal). *Quaternary Geochronology* 5, 329–335.
- Cunningham, A.C., Bakker, M.A.J., van Heteren, S., van der Valk, B., van der Spek, A.J.F., Schaart, D.R., Wallinga, J., 2011. Extracting storm-surge data from coastal dunes for improved assessment of flood risk. *Geology* 39, 1063–1066. <https://doi.org/10.1130/g32244.1>
- Cunningham, A.C., Tamura, T., Armitage, S.J., 2019. Applications to coastal and marine environments, i: Bateman, M.D. (red.), *Handbook of Luminescence Dating*. Whittles Publishing, Dunbeath, s. 259–292.
- de Haan, L., 1990. Fighting the Arch-enemy with Mathematics'. *Stat Neerl* 44, 45–68.
<https://doi.org/10.1111/j.1467-9574.1990.tb01526.x>

- de Haan, L., Rootzén, H., 1993. On the estimation of high quantiles. *Journal of Statistical Planning and Inference* 35, 1–13. [https://doi.org/10.1016/0378-3758\(93\)90063-C](https://doi.org/10.1016/0378-3758(93)90063-C)
- de Jong, R., 2007. Stormy records from peat bogs in south-west Sweden : implications for regional climatic variability and vegetation changes during the past 6500 years. LUNDQUA Thesis 58. Geologiska institutionen, Lunds universitet. <http://lup.lub.lu.se/record/3163677>
- de Jong, R., Björck, S., Björkman, L., Clemmensen, L.B., 2006. Storminess variation during the last 6500 years as reconstructed from an ombrotrophic peat bog in Halland, southwest Sweden. *Journal of Quaternary Science* 21, 905–919.
- Dillingh, D., de Haan, L., Helmers, R., Können, G.P., J., van M., 1993. De basispeilen langs de Nederlandse kust; statistisch onderzoek.
- Dowling, Thomas.P.F., Alexanderson, H., Möller, P., 2013. The new high resolution LiDAR digital height model ('Ny nationell höjdmödel') and its application to Swedish Quaternary geomorphology. *GFF* 135, 145–151. <https://doi.org/10.1080/11035897.2012.759269>
- Dura, T., Hemphill-Haley, E., 2020. Chapter 14 - Diatoms in tsunami deposits, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier, s. 291–322. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00014-6>
- DWA, 2012. Merkblatt DWA-M 552 - Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten.
- Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E., 2020. *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/C2017-0-03458-4>
- Environment Agency, 2020. National Flood and Coastal Erosion Risk Management Strategy for England.
- Environment Agency, 2019. Coastal flood boundary conditions for the UK: update 2018 Technical summary report.
- European Environment Agency, 2012. NatCatSERVICE [WWW Document]. URL <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/external/natcatservice> (åtkomst 5.10.21).
- EurOtop, 2018. Manual on wave overtopping of sea defences and related structures. An overtopping manual largely based on European research, but for worldwide application. Van der Meer, J.W., Allsop, N.W.H., Bruce, T., De Rouck, J., Kortenhaus, A., Pullen, T., Schüttrump.
- Feser, F., Barcikowska, M., Krueger, O., Schenk, F., Weisse, R., Xia, L., 2015. Storminess over the North Atlantic and northwestern Europe—A review. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141, 350–382. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.2364>
- Fredriksson, C., Feldmann Eellend, B., Larson, M., Martinez, G., 2017. Historiska stormhändelser som underlag vid riskanalys: Studie av översvämningarna 1872 och 1904 längs Skånes syd-och ostkust. *VATTEN: tidskrift för vattenvård/Journal of Water Management and research* 73, 93–110.
- Fredriksson, C., Martinez, G., Larson, M., Feldmann Eellend, B., 2018. Using Historical Storms for Flood Risk Management: The 1872 Storm in South Sweden, i: Lakhani, V & de Smalen, E. (red.), *Sites of Remembering: Landscapes, Lessons, Policies*. *RCC Perspectives: Transformations in Environment and Society* 11–17.
- Fredriksson, C., Tajvidi, N., Hanson, H., Larson, M., 2016. Statistical analysis of extreme sea water levels at the Falsterbo peninsula, South Sweden. *VATTEN – Journal of Water Management and Research* 72, 129–142.

- Fruergaard, M., Andersen, T.J., Johannessen, P.N., Nielsen, L.H., Pejrup, M., 2013. Major coastal impact induced by a 1000-year storm event. *Scientific Reports* 3, 1051. <https://doi.org/10.1038/srep01051> <https://www.nature.com/articles/srep01051#supplementary-information>
- Gesch, D.B., 2009. Analysis of lidar elevation data for improved identification and delineation of lands vulnerable to sea-level rise. *Journal of Coastal Research* 49–58.
- Gilleland, E., Katz, R.W., 2011. New software to analyze how extremes change over time. *Eos (Washington DC)* 92, 13–14.
- Goda, Y., 1999. A comparative review on the functional forms of directional wave spectrum. *Coastal Engineering Journal* 41. <https://doi.org/10.1142/s0578563499000024>
- Goslin, J., Clemmensen, L.B., 2017. Proxy records of Holocene storm events in coastal barrier systems: Storm-wave induced markers. *Quaternary Science Reviews* 174, 80–119. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.026>
- Gottschalk, M.K.E., 1977. Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland: Deel III - De periode 1600-1700. Assen and Amsterdam (van Gorcum).
- Gottschalk, M.K.E., 1975. Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland: Deel II - De periode 1400-1600. Assen (van Gorcum).
- Gottschalk, M.K.E., 1971. Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland: Deel I - De periode voor 1400. Assen (van Gorcum).
- Gouramanis, C., 2020. Chapter 13 - Ostracoda in extreme-wave deposits, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier, s. 261–290. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00013-4>
- Grinsted, A., Jevrejeva, S., Riva, R.E.M., Dahl-Jensen, D., 2015. Sea level rise projections for Northern Europe under RCP8.5. *Climate Research* 64, 15–23. <https://doi.org/10.3354/cr01309>
- Haigh, I.D., Nicholls, R., Wells, N., 2010. A comparison of the main methods for estimating probabilities of extreme still water levels. *Coastal Engineering* 57, 838–849. <https://doi.org/10.1016/J.COASTALENG.2010.04.002>
- Haigh, I.D., Ozsoy, O., Wadey, M.P., Nicholls, R.J., Gallop, S.L., Wahl, T., Brown, J.M., 2017. An improved database of coastal flooding in the United Kingdom from 1915 to 2016. *Scientific Data* 4, 1–10. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.100>
- Hallin, C., Hofstede, J.L.A., Martinez, G., Jensen, J., Baron, N., Heimann, T., Kroon, A., Arns, A., Almström, B., Sørensen, P., Larson, M., 2021. A comparative study of the effects of the 1872 storm and coastal flood risk management in Denmark, Germany, and Sweden. *Water (Switzerland)* 13, 1–22. <https://doi.org/10.3390/w13121697>
- Hamdi, Y., Bardet, L., Duluc, C.-M., Rebour, V., 2015. Use of historical information in extreme-surge frequency estimation: the case of marine flooding on the La Rochelle site in France. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15, 1515–1531. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-1515-2015>
- Hanson, H., Larson, M., 2008. Implications of extreme waves and water levels in the southern Baltic Sea. *Journal of Hydraulic Research* 46, 292–302. <https://doi.org/10.1080/00221686.2008.9521962>

- Hawkes, A.D., 2020. Chapter 12 - Foraminifera in tsunami deposits, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves. Elsevier, s. 239–259. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00012-2>
- Hawkes, A.D., Horton, B.P., 2012. Sedimentary record of storm deposits from Hurricane Ike, Galveston and San Luis Islands, Texas. *Geomorphology* 171–172, 180–189. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.017>
- Heijnis, H., 2001. The principle of ^{210}Pb dating of sediments. *Archives of human impact*. Australian Institute of Nuclear Science and Engineering, Sydney. 3–13.
- Hellström, B., 1941. Vattenståndsvariationerna i Östersjöbäckenet. *Teknisk Tidskrift Väg och Vattenbyggnadskonst Husbyggnadsteknik*.
- Hentschke, U., Milkert, D., 1996. Power spectrum analyses of storm layers in marine silty sediments: A tool for a paleoclimatic reconstruction? *Journal of Coastal Research* 898–906.
- Hieronimus, M., Hieronimus, F., 2021. Southern Baltic sea level extremes. tide gauge data, historic storms and confidence intervals.pdf. *Boreal Environment Research* 26, 79–87.
- Hofstede, J.L.A., 2019. On the feasibility of managed retreat in the Wadden Sea of Schleswig-Holstein. *Journal of Coastal Conservation* 23, 1069–1079. <https://doi.org/10.1007/s11852-019-00714-x>
- Hünicke, B., Zorita, E., Soomere, T., Madsen, K.S., Johansson, M., Suursaar, Ü., 2015. Chapter 9: Sea Level and Wind Waves, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, The BACC II Author team.
- IAWG, 2019. Regionalisierung der statistischen Sturmflutwasserstände an der West- und Ostküste Schleswig-Holsteins - Nachführung 2018/2019. Husum, Germany.
- IPCC, 2021. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- IPCC, 2019. *Summary for Policymakers (in Press)*, i: Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegria, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B. (red.), IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.
- Irminger-Street, S., 2018. Bilaga B Teknisk beskrivning. Bilaga till tillståndsansökan om översvämningsskydd på Falsterbonäset. Malmö, Sweden.
- Jacobs, Z., 2008. Luminescence chronologies for coastal and marine sediments. *Boreas* 37, 508–535. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00054.x>
- Jensen, J., Müller-Navarra, S.H., 2008. Storm Surges on the German Coast. *Die Küste*, 74, 92–124.
- Johnson, M.D., Fredin, O., Ojala, A.E.K., Peterson, G., 2015. Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF* 137, 245–251. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1111410>
- Jonkers, A.R.T., 1989. Over den schrikkelijken watervloed. Stageverslag DGW.
- Jönsson, P., Holmquist, B., 1995. Wind direction in southern Sweden 1740–1992: Variation and correlation with temperature and zonality. *Theoretical and Applied Climatology* 51, 183–198.

- Kalińska-Nartiša, E., Stivrins, N., Grudzinska, I., 2018. Quartz grains reveal sedimentary palaeoenvironment and past storm events: A case study from eastern Baltic. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 200, 359–370. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ecss.2017.11.027>
- Kannenberg, E.G., 1958. Schutz und Entwässerung der Niederungsgebiete an der schleswig-holsteinischen Ostseeküste. *Die Küste* 7, 47–106.
- Kelsey, H.M., Witter, R.C., 2020. Chapter 30 - Radiocarbon dating of tsunami and storm deposits, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier, s. 663–685. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00030-4>
- Kerr, P.C., Westerink, J.J., Dietrich, J.C., Martyr, R.C., Tanaka, S., Resio, D.T., Smith, J.M., Westerink, H.J., Westerink, L.G., Wamsley, T., van Ledden, M., de Jong, W., 2013. Surge Generation Mechanisms in the Lower Mississippi River and Discharge Dependency. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 139. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000185](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000185)
- Kinsman, B., 1984. *Wind waves. Their generation and propagation on the ocean surface*. Dover Publications, Inc., New York.
- Knight, J., Mitchell, W.A., Rose, J., 2011. Chapter Six - Geomorphological Field Mapping, i: Smith, M.J., Paron, P., Griffiths, J.S. (red.), *Developments in Earth Surface Processes*. Elsevier, s. 151–187. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00006-9>
- Komen, G.J., Cavaleri, L., Donelan, M., Hasselmann, K., Hasselmann, S., Janssen, P.A.E.M., 1994. *Dynamics and Modelling of Ocean Waves, Dynamics and Modelling of Ocean Waves*. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511628955>
- Kristianstad kommun, 2016. Klimatanpassningsplan beskrivning, remissversion 2016-03-16; <http://www.kristianstad.se/upload/Milj%c3%b620Energi/dokument/klimatkommunen/2016-03-02Klimatanpassningsplanbeskrivning.pdf>.
- Kystdirektoratet, 2020a. Metoderapport for Kystplanlægger.
- Kystdirektoratet, 2020b. Opsummering af Kystplanlægger.
- Kystdirektoratet, 2018. Højvandsstatistikker 2017.
- Lamb, H., 1991. *Historic storms of the North Sea, British Isles and Northwest Europe, First paper*. ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lamb, H., 1945. *Hydrodynamics*. Dover Publications, Inc., New York.
- Lambert, W.J., Aharon, P., Rodriguez, A.B., 2008. Catastrophic hurricane history revealed by organic geochemical proxies in coastal lake sediments: a case study of Lake Shelby, Alabama (USA). *Journal of Paleolimnology* 39, 117–131.
- Lane, P., Donnelly, J.P., Woodruff, J.D., Hawkes, A.D., 2011. A decadal-resolved paleohurricane record archived in the late Holocene sediments of a Florida sinkhole. *Marine Geology* 287, 14–30. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.07.001>
- Lantmäteriet, 2019. Ortofoto RGB 0,5 m.
- Lantmäteriet, 2015. Product description: GSD-Elevation data, grid 2+.
- Lantmäteriet, 2012. Ny nationell höjdmmodell, Infoblad. Lantmäteriet, www.lantmateriet.se.
- Larson, M., Fredriksson, C., Hanson, H., 2016. Changing wind properties in south Sweden. *VATTEN – Journal of Water Management and Research* 72, 117–128.
- Lau, A.Y.A., Autret, R., 2020. Chapter 24 - Spatial patterns of subaerial coarse clasts, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and*

- Other Extreme Waves. Elsevier, s. 513–546. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00024-9>
- Le Roux, G., Marshall, W.A., 2011. Constructing recent peat accumulation chronologies using atmospheric fall-out radionuclides. *Mires and Peat* 7, 1–14.
- Leszczyńska, K., Statterger, K., Szczuciński, W., Moskalewicz, D., Kokociński, M., Niebieszczański, J., 2021. Tracing the late Holocene storminess at the Polish Baltic Sea coast – regional survey and local in depth research. EGU General Assembly 2021.
- Lin, Y.-C., Cheng, Y.-T., Zhou, T., Ravi, R., Hasheminasab, S.M., Flatt, J.E., Troy, C., Habib, A., 2019. Evaluation of UAV LiDAR for Mapping Coastal Environments. *Remote Sensing* 11, 2893.
- Ljungdahl, G.S., 1921. Stormfloden i Skagerrak-Kattegat den 4 december 1914 och därmed sammanhängande vattenståndsfluktuationer. Svenska hydrografisk-biologiska kommissionens skrifter. Göteborg.
- Long, A.J., Strzelecki, M.C., Lloyd, J.M., Bryant, C.L., 2012. Dating High Arctic Holocene relative sea level changes using juvenile articulated marine shells in raised beaches. *Quaternary Science Reviews* 48, 61–66. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.009>
- Lougheed, B.C., Filipsson, H.L., Snowball, I., 2013. Large spatial variations in coastal ¹⁴C reservoir age – a case study from the Baltic Sea. *Climate of the Past* 9, 1015–1028. <https://doi.org/10.5194/cp-9-1015-2013>
- LSBG Landesbetrieb Straßen Brücken und Gewässer Hamburg, 2012. Internationaler Vergleich der Bemessungsverfahren im Küstenschutz. Berichte des Landesbetriebes Straßen, Brücken und Gewässer Nr. 11 / 2012.
- Lundgren Sassner, L., 2021. A method of evaluating and mapping terrestrial deposition and preservation potential for storm surge traces. Remote mapping of the coast of Scania, Blekinge and Halland, with a field study at Dalköpinge Ängar, Trelleborg. MSc rapport 614. Geologiska institutionen, Lunds universitet. <http://lup.lub.lu.se/student-papers/record/9052188>
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Jones, P.D., Davies, T.D., Portis, D., Gonzalez-Rouco, J.F., Von Storch, H., Gyalistras, D., Casty, C., Wanner, H., 2001. Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500. *Atmospheric Science Letters* 2, 114–124. <https://doi.org/10.1006/asle.2001.0044>
- Macpherson, L.R., Arns, A., Fischer, S., Méndez, F.J., Jensen, J., 2022. Incorporating historical information to improve extreme sea level estimates. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. <https://doi.org/10.5194/nhess-2021-406>
- Mahaney, W.C., 2002. Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford University Press, USA.
- Malmberg Persson, K., Nyberg, J., Ising, J., Persson, M., Sweden, G.S. of, 2014. Skånes känsliga stränder - ett geologiskt underlag för kustzonsplanering och erosionsbedömning, SGU-rapport 2014:20. Uppsala.
- Mase, H., 2001. Multi-directional random wave transformation model based on energy balance equation. *Coastal Engineering Journal* 43. <https://doi.org/10.1142/S0578563401000396>
- Mason, O.K., Jordan, J.W., 1993. Heightened North Pacific Storminess during Synchronous Late Holocene Erosion of Northwest Alaska Beach Ridges. *Quaternary Research* 40, 55–69. <https://doi.org/https://doi.org/10.1006/qres.1993.1056>

- Mattsson, Å., 1957. Windgeschliffenes Gestein im südlichsten Schweden und auf Bornholm, *Svensk Geografisk Årsbok* 33, 49-68.
- Mei, C.C., 1992. The applied dynamics of ocean surface waves. [https://doi.org/10.1016/0029-8018\(84\)90033-7](https://doi.org/10.1016/0029-8018(84)90033-7)
- Militello, A., Reed, C.W., Zundel, A.K., Kraus, N.C., 2004. Two-dimensional depth-averaged circulation model M2D: Version 2.0, Report 1, technical documentation and user's guide. ERDC/CHL TR-04-2. Vicksburg, MS.
- Milkert, D., Werner, F., 1996. Formation and distribution of storm layers in western Baltic Sea muds. *Baltica* 9, 36–50.
- Mölter, T., Schindler, D., Albrecht, A.T., Kohnle, U., 2016. Review on the Projections of Future Storminess over the North Atlantic European Region. *Atmosphere (Basel)* 7, 60.
- Mori, N., Kato, M., Kim, S., Mase, H., Shibutani, Y., Takemi, T., Tsuboki, K., Yasuda, T., 2014. Local amplification of storm surge by Super Typhoon Haiyan in Leyte Gulf. *Geophysical Research Letters* 41. <https://doi.org/10.1002/2014GL060689>
- Moskalewicz, D., Szczuciński, W., Mroczek, P., Vaikutienė, G., 2020. Sedimentary record of historical extreme storm surges on the Gulf of Gdańsk coast, Baltic Sea. *Marine Geology* 420. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.106084>
- Mudersbach, C., Jensen, J., 2010. Nonstationary extreme value analysis of annual maximum water levels for designing coastal structures on the German North Sea coastline. *Journal of Flood Risk Management* 3, 52–62. <https://doi.org/10.1111/J.1753-318X.2009.01054.X>
- Myndigheten för samhällsskydd och Beredskap, 2018. Översyn av områden med betydande översvämningsrisk Enligt förordning (2009:956) om översvämningsrisker.
- Myndigheten för samhällsskydd och Beredskap, 2011. Identifiering av områden med betydande översvämningsrisk Steg 1 i förordningen (2009:956) om översvämningsrisker - preliminär riskbedömning.
- Myrow, P., 2020. Storms and storm deposits, i: Alderton, D. & Elias, S. A. (red.), *Encyclopedia of Geology*. Academic Press, 2:a utgåvan, s. 932-941. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09736-0>
- Nam, P.T., Larson, M., 2010. Modeling of nearshore currents and waves around a detached breakwater. *Journal of Waterways, Port, Coastal, and Ocean Engineering* 136, 156–176.
- Nayak, S., 2002. Use of satellite data in coastal mapping. *Indian Cartographer* 22, 147–157.
- Nerheim, S., 2018. Extremvattenstånd i Trelleborg.
- Nerheim, S., Johansson, L., 2018. Extremvattenstånd i Ystad.
- Nerheim, S., Schöld, S., Persson, G., 2017. Framtida havsnivåer i Sverige.
- Neumann, G., Pierson, W.J., 1966. Principles of physical oceanography. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ.
- Nicholls, R.J., Cazenave, A., 2010. Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science* (1979) 328, 1517–1520. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1185782/ASSET/06696129-2C75-40ED-91A1-EECA97F8C46E/ASSETS/GRAPHIC/328_1517_F3.JPEG
- Nott, J., Chague-Goff, C., Goff, J., Sloss, C., Riggs, N., 2013. Anatomy of sand beach ridges: Evidence from severe Tropical Cyclone Yasi and its predecessors, northeast Queensland, Australia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 1710–1719. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20122>

- Olsen, J., Ascough, P., Lougheed, B.C., Rasmussen, P., 2017. Radiocarbon Dating in Estuarine Environments, i: Weckström, K., Saunders, K.M., Gell, P.A., Skilbeck, C.G. (red.), Applications of Paleoenvironmental Techniques in Estuarine Studies. Springer Netherlands, Dordrecht, s. 141–170. https://doi.org/10.1007/978-94-024-0990-1_7
- Orsi, T.H., Anderson, A.L., Lyons, A.P., 1996. X-ray tomographic analysis of sediment macrostructure in Eckernförde Bay, western Baltic Sea. *Geo-Marine Letters* 16, 232–239. <https://doi.org/10.1007/BF01204514>
- Pässe, T., Andersson, L., 2005. Shore-level displacement in Fennoscandia calculated from empirical data. *GFF* 127, 253–268. <https://doi.org/10.1080/11035890501274253>
- Petersen, T., 1924. Stormfloden 1872. *Geografisk Tidsskrift* 27.
- Pilarczyk, J.E., Dura, T., Horton, B.P., Engelhart, S.E., Kemp, A.C., Sawai, Y., 2014. Microfossils from coastal environments as indicators of paleo-earthquakes, tsunamis and storms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 413, 144–157. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.033>
- Pinegina, T.K., Bourgeois, J., 2020. Chapter 34 - Tephrostratigraphy and tephrochronology, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier, s. 745–759. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00034-1>
- Piotrowski, A., Szczucinski, W., Sydor, P., Kotrys, B., Rzedkiewicz, M., Krzyminska, J., 2017. Sedimentary evidence of extreme storm surge or tsunami events in the southern Baltic Sea (Rogowo area, NW Poland). *Geological Quarterly* 61, 973–985. <https://doi.org/10.7306/gq.1385>
- Pullen, T., Allsop, N., Bruce, T., Kortenhaus, A., Schüttrumpf, H., Van der Meer, J., 2007. *EuroTop Wave Overtopping of Sea Defences and Related Structures: Assessment Manual*.
- R Core Team, 2016. *R: A language and environment for statistical computing*. Vienna, Austria.
- Raji, O., Dezileau, L., Von Grafenstein, U., Niazi, S., Snoussi, M., Martinez, P., 2015. Extreme sea events during the last millennium in the northeast of Morocco. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 15, 203–211. <https://doi.org/10.5194/nhess-15-203-2015>
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757.
- Rhodes, E.J., 2011. Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 Years. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39, 461–488. <https://doi.org/doi:10.1146/annurev-earth-040610-133425>
- RISC-KIT, n.d. Risc-kit Storm impact database for case study sites [WWW Document]. URL <http://riskit.cloudapp.net/riskit/#/map> (åtkomst 5.10.21).
- Rixhon, G., 2020. Chapter 35 - Cosmogenic nuclide dating of coarse clasts, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier, s. 761–775. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00035-3>
- Rutgersson, A., Jaagus, J., Schenk, F., Stendel, M., Barring, L., Briede, A., Claremar, B., Hanssen-Bauer, I., Holopainen, J., Moberg, A., Nordli, Ø., Rimkus, E., Wibig, J., 2015. Chapter 4: Recent change – Atmosphere, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, The BACC II Author team.

- Sabatier, P., Dezileau, L., Briquieu, L., Colin, C., Siani, G., 2010. Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sedimentary Geology* 228, 205–217.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.04.012>
- Sanderson, D.C.W., Murphy, S., 2010. Using simple portable OSL measurements and laboratory characterisation to help understand complex and heterogeneous sediment sequences for luminescence dating. *Quaternary Geochronology* 5, 299–305.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2009.02.001>
- Scheffers, A., Engel, M., Scheffers, S., Squire, P., Kelletat, D., 2011. Beach ridge systems – archives for Holocene coastal events? *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 36, 5–37. <https://doi.org/10.1177/0309133311419549>
- Schleswig-Holstein MELFF, 1977. Generalplan Deichverstärkung, Deichverkürzung und Küstenschutz in Schleswig-Holstein. Kiel, Germany.
- Schleswig-Holstein MELUR, 2012. Generalplan Küstenschutz des Landes Schleswig-Holstein - Fortschreibung 2012. Kiel, Germany.
- Schlichting, H., 1979. Boundary-layer theory. McGraw-Hill, San Francisco, CA.
- Schlyter, P., 1995. Ventifacts as palaeo-wind indicators in southern Scandinavia. *Permafrost and Periglacial Processes* 6, 207–219.
- Schlyter, P., 1991. Recent and periglacial wind action in Scania and adjacent areas of S. Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband* 143–153.
- Schöld, S., Hellström, S., Ivarsson, C.-L., Lindow, H., Nerheim, S., Schimanke, S., Södling, J., Wern, L., 2017. Vattenståndsdynamik längs Sveriges kust, OCEANOGRAFI Nr. Norrköping.
- Schöld, S., Ivarsson, C.-L., Nerheim, S., Södling, J., 2018. Beräkning av högsta vattenstånd längs Sveriges kust. *Klimatologi* 34.
- SGU, 2017. Strändnivåkartan.
- Skånestrand, 2016. Kartvisare Skånestrand [WWW Document]. URL <http://maps-test.sgu.se:8080/TestSguMapView2/kartvisare-strandlinjer-sv.html?zoom=224715.020621,6046198.798919,591956.488977,6293584.081998>
- SMHI, 2017a. Karttjänst för framtida medelvattenstånd längs Sveriges kust, *Klimatologi*.
- SMHI, 2017b. Modellering av lokala effekter på extrema havsvattenstånd. *Oceanografi*.
- SMHI, 2014. Rekord: Vattenstånd [WWW Document].
- SMHI, 2013a. Stationslista vattenstånd [WWW Document]. URL <https://www.smhi.se/kunskapsbanken/stationslista-havsvattenstand-1.13981> (åtkomst 5.7.21).
- SMHI, 2013b. Stormskador i framtiden [WWW Document].
- SMHI, 2013c. Vind i Sverige [WWW Document].
- SMHI, 2009a. Vind och vattenstånd [WWW Document].
- SMHI, 2009b. Vattenpendling [WWW Document].
- SMHI, 2009c. Sjösprång [WWW Document]. URL <https://www.smhi.se/kunskapsbanken/oceanografi/vagor/sjosprang-1.4200> (åtkomst 4.9.21).
- SMHI, 2009d. Landhöjning och vattenstånd [WWW Document].
- Södling, J., Nerheim, S., 2017. Statistisk metodik för beräkning av extrema havsvattenstånd, *Oceanografi*.

- Sorrel, P., Debret, M., Billeaud, I., Jaccard, S.L., McManus, J.F., Tessier, B., 2012. Persistent non-solar forcing of Holocene storm dynamics in coastal sedimentary archives. *Nature Geoscience* 5, 892–896.
- Surminski, S., Mehryar, S., Golnaraghi, M., 2020. Flood Risk Management in England: Building flood resilience in a changing climate. Uk 1–50.
- Svensson, J., 2009. Beach processes and recent sea-level changes at Tönsneset, Kongsfjorden, northwestern Spitsbergen. BSc rapport KG2. Institutionen för naturgeografi och kvartärgeologi, Stockholms universitet.
- Sweco, 2011. Översvämning/erosion Ängelholm PM Geoteknik – bedömning av skyddsvall i Havsbaden, project number 120070.
- Sweco, 2002. Översiktlig riskanalys för fritidsområdet Strandhem, Project number 1240251.
- Switzer, A.D., Gouramanis, C., Bristow, C.S., Simms, A.R., 2020. Chapter 8 - Ground-penetrating radar (GPR) in coastal hazard studies, i: Engel, M., Pilarczyk, J., May, S.M., Brill, D., Garrett, E. (red.), *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*. Elsevier, s. 143–168. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815686-5.00008-0>
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews* 114, 279–297.
- van Koningsveld, M., Mulder, J.P.M., 2004. Sustainable Coastal Policy Developments in The Netherlands. A Systematic Approach Revealed. *Journal of Coastal Research* 202, 375–385. [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2004\)020\[0375:SCPDIT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2004)020[0375:SCPDIT]2.0.CO;2)
- Verhagen, H.J., 1990. Coastal protection and dune management in the Netherlands. *Journal of Coastal Research* 6, 169–179.
- Vestøl, O., Ågren, J., Steffen, H., Kierulf, H., Tarasov, L., 2019. NKG2016LU: a new land uplift model for Fennoscandia and the Baltic Region. *Journal of Geodesy* 93, 1759–1779. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01280-8>
- Vilumaa, K., Tõnisson, H., Sugita, S., Buynevich, I. V., Kont, A., Muru, M., Preusser, F., Bjursäter, S., Vaasma, T., Vandel, E., Molodkov, A., Järvelill, J.I., 2016. Past extreme events recorded in the internal architecture of coastal formations in the Baltic Sea Region. *Journal of Coastal Research* 775–779. <https://doi.org/10.2112/si75-156.1>
- Virtasalo, J.J., Ryabchuk, D., Kotilainen, A.T., Zhamoida, V., Grigoriev, A., Sivkov, V., Dorokhova, E., 2014. Middle Holocene to present sedimentary environment in the easternmost Gulf of Finland (Baltic Sea) and the birth of the Neva River. *Marine Geology* 350, 84–96. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.003>
- Walker, M., 2005. Quaternary dating methods. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.
- Weibull, M., Svantesson, N., 1924. Stormfloderna under slutet av år 1921 och deras inverkan på Alnarps kust, Lunds universitets årsskrift. Andra avdelningen, Medicin samt matematiska och naturvetenskapliga ämnen, 20:4. Lund.
- Welander, P., 1961. Numerical Prediction of Storm Surges. *Advances in Geophysics* 8. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60343-X](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60343-X)
- Wern, L., Barring, L., 2009. Sveriges vindklimat 1901-2008. Analys av förändring i geostrofisk vind. Meteorologi.
- Wiegel, R.L., 1964. Oceanographical engineering. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- WMO, 2011. Guide to storm surge forecasting Report WMO-No. 1076. Geneva, Switzerland.

- Wong, P.P., Losada, I.J., Gattuso, J.P., Hinkel, J., Khattabi, A., McInnes, K.L., Saito, Y., Sallenger, A., Nicholls, R.J., Santos, F., Amez, S., 2015. Coastal systems and low-lying areas, i: Climate Change 2014 Impacts, Adaptation and Vulnerability: Part A: Global and Sectoral Aspects. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415379.010>
- WW3DG, T.W.I.D.G., 2019. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 6.07, NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note.
- Zong, Y., Tooley, M.J., 1999. Evidence of mid-Holocene storm-surge deposits from Morecambe Bay, northwest England: A biostratigraphical approach. *Quaternary International* 55, 43–50. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(98\)00022-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1040-6182(98)00022-6)

LUNDQUA Report

24. Lagerlund, E. et al., 1983: The deglaciation pattern and dynamics in South Sweden : a preliminary report.
25. Gaillard, M-J., 1984: A palaeo-hydrological study of Krageholmssjön (Scania, South Sweden) : regional vegetation history and water-level changes.
26. Digerfeld, G. (ed), 1987: IGCP 158 : paleohydrological changes in the temperate zone in the last 15000 years : symposium at Höör, Sweden, 18-26 May 1987 : excursion guide.
27. Gaillard, M-J. (ed.), 1987: IGCP 158 : paleohydrological changes in the temperate zone in the last 15000 years : symposium at Höör, Sweden, 18-26 May 1987 : abstracts of lectures and posters.
28. Kolstrup, E. & Håkansson, Håkansson, H., 1987: Early and middle holocene developments in Herrestads Mosse (Scania, South Sweden). Part 1, Diatom analysis and vegetational development.
29. Harrison, Sandy P., 1988: Lake-level records from Canada and the eastern U.S.A.
30. Lemdahl, G., 1988: Late Weichselian insect assemblages from the Kullen peninsula, South Sweden : palaeo-environmental interpretations.
31. Göransson, H., 1991: Vegetation and man around Lake Bjärsjöholmssjön during prehistoric time.
32. Lagerlund, E. (ed.), 1990: Methods and problems of till-stratigraphy - INQUA -88 [in Lund, Sweden 25-30 September 1988] : proceedings : symposium and field trip in southern Sweden 25-30 September 1988.
33. Möller, P., Hjort, C. & Ingólfsson, O. (eds.), 1991: The last interglacial-glacial cycle : preliminary report on the PONAM fieldwork in Jameson Land and Scoresby Sund, East Greenland : proceedings of the Ponam workshop in Skanör, Sweden 23-26.4 1991.
34. Bartholin, T. et al. (eds.), 1992: Tree rings and environment : proceedings of the International Dendrochronological Symposium, Ystad, South Sweden, 3-9 September 1990.
35. Möller, P. et al. (eds.), 1992: Weichselian and Holocene glacial and marine history of East Svalbard : preliminary report on the PONAM fieldwork in 1991 : proceedings of the PONAM workshop in Asker, Norway 27-29.4 1992.
36. Regnell, M., 1998: Archaeobotanical finds from the Stone Age of the Nordic countries : a catalogue of plant remains from archaeological contexts.
37. Sandgren, P. (ed.), 2000: Environmental changes in Fennoscandia during the Late Quaternary.

38. Linderson, H., 2003: A comparison between tree-ring widths of recent Scots pine (*Pinus sylvestris*) and Norway spruce (*Picea abies*) stands and meteorological data from two areas in Sweden : inferences for the use of tree-ring width as climate indicator.
39. Holmqvist, B.H., 2005: Classification of large pollen datasets using neural networks with application to mapping and modelling pollen data.
40. Möller, P. 2010: Sub-till sediments on the Småland peneplain : their age, and implications for south-Swedish glacial stratigraphy and glacial dynamics.
41. Möller, P., Barnekow, L. & Sandgren, P., 2011: Rekonstruktion av paleomiljön för området kring stenåldersboplatserna vid Aarevaara, Norrbotten : jägarboplatser vid randen av en inlandsis?!
42. Alexanderson, H., Bernhardson, M. & Kalińska-Nartiša, E. 2016: Aeolian activity in Sweden: an unexplored environmental archive.
43. Möller, P., Nielsen, A-B. & Björck, S., 2022: Rekonstruktion av paleomiljön för området kring den Mesolitiska stenåldersboplatserna vid Sammakko, Norrbotten.
44. Hallin, C., Alexanderson, H., Larson, M. & Ley, T., 2022: Stormfloder – en kunskapsöversikt av metoder för

att identifiera och kvantifiera extrema havsvattenstånd.

