

Lokala effekter på extrema havsvattenstånd

Lasse Johansson, Walter Gyllenram och Signild Nerheim



Pegelstation för mätning av havsvattenstånd vid Kungsholmsfort i
Karlskrona. Bilden är tagen 12 juli 2017.

ISSN: 0283-7714 © SMHI

OCEANOGRAPHI Nr 125, 2017

Lokala effekter på extrema havsvattenstånd

Lasse Johansson, Walter Gyllenram och Signild Nerheim

Förord

Ett projekt startade år 2015 på SMHI för att beskriva havsnivåer längs svenska kusten i dagens och framtidens klimat, medelvattenstånd såväl som höga nivåer. Projektet avslutades år 2017 och finansierades med medel från anslag 1:10 klimatanpassning.

Projektets syfte var att öka kunskapen om klimatförändringarnas påverkan på havets nivå runt Sveriges kust, och att tillhandahålla underlag för beslut i frågor som påverkas av nutida och framtida havsnivåer, med särskilt fokus på höga nivåer.

Projektet levererade beräkningar av framtida medelvattenstånd för Sveriges kust, en metod för att beräkna högsta havsvattenstånd samt analyser av vattenståndsdynamiken längs kusten och lokala effekter.

Resultaten redovisas i rapporter och som webbtjänster på smhi.se, där även data och GIS-skikt finns för nedladdning. När resultaten används är det viktigt att förstå dess syften och begränsningar. De förklaras i följande SMHI-rapporter som ingår i redovisningen av projektet:

Klimatologi nr 41. Karttjänst för framtida medelvattenstånd längs Sveriges kust

Klimatologi nr 45. Beräkning av högsta vattenstånd längs Sveriges kust

Klimatologi nr 48. Framtida havsnivåer i Sverige

Oceanografi nr 123. Vattenståndsdynamik längs Sveriges kust

Oceanografi nr 124. Statistisk metodik för beräkning av extrema havsvattenstånd

Oceanografi nr 125. Lokala effekter på extrema havsvattenstånd

Sammanfattning

När havsvattennivån ska beräknas för en viss plats behöver hänsyn tas till lokala förhållanden. Vattenståndet lokalt kan avvika från det som observeras vid en av SMHI:s eller andras mätplatser. Geografin på platsen och vågor kan leda till högre vattennivåer än de som observeras vid mätplatserna.

Denna rapport ger en kort beskrivning av hur vattenståndet längs Sveriges kuster byggs upp. Vi ger exempel på olika mekanismer för att läsaren ska få en uppfattning om skalorna i tid och höjd. Vågfenomen lokalt kan leda till att ytterligare högre nivåer kan beröras av vatten än vad vattenståndet anger.

En översiktlig beskrivning görs av hur vågor interagerar med stränder och kajer. Begreppen våguppstuvning och våguppsköljning förklaras. Några exempel ges på vilken effekt botten lutning har och hur vågor utvecklas i hamnar.

För att beräkna återkomstvärden för vattenstånd på en lokal plats beskrivs hur man kan utgå från de mätningar som SMHI gör sedan många år. Observationer från den närmaste eller de närmaste mätplatserna kan användas för att beräkna vattenstånd med olika återkomsttider för den önskade platsen. Ett exempel på en sådan beräkning presenteras där speciellt viktiga detaljer redovisas.

Summary

In order to estimate sea level locally, the influence of local conditions on sea level need to be taken into account. In this report, we explain how sea level may vary from a location with a known sea level, typically in a location with a long time series of sea level observations, to a location with unknown sea level. Even waves may lead to higher water levels than those observed locally.

In this report, we describe briefly, how sea level is built up along the Swedish coast, including different mechanisms responsible for the creation of high sea levels. Wind and wave effects are discussed. A method is described for determining return period water level values for a local spot based on time series of water levels from a measurement station. A practical example of how to perform such a calculation is presented.

Innehållsförteckning

1	SYFTE	1
2	VATTENSTÅND LÄNGS SVERIGES KUST	1
2.1	Västkusten och Ostkusten	1
2.2	Vattenståndsmätning.....	2
2.3	Observerade högvatten längs Sveriges kust.....	2
2.4	Lokala effekter.....	2
3	MEKANISMER SOM PÅVERKAR VATTENSTÅNDET	5
3.1	Importerat vattenstånd	5
3.2	Regional skala.....	7
3.3	Lokal skala.....	7
3.4	Seicher.....	8
3.5	Högvatten på en öppen kust	10
3.6	Högvatten i en vik	12
4	VÅGOR.....	14
4.1	Vågor till havs	16
4.2	Vågor vid kusten och in mot stranden	16
4.2.1	Våguppstuvning och våguppsköljning	17
4.3	Beräkna lokala effekter av vågor	17
4.3.1	Vågor på djupt vatten.....	17
4.3.2	Våguppstuvning och våguppsköljning	18
4.4	Vågor i hamnar	19
4.4.1	Kommentar	21
5	BERÄKNA SANNOLIKHETEN FÖR HÖGT VATTENSTÅND.....	21
5.1	Tidsserier av observationer från Grannplatser.....	21
5.2	Skattning av den lokala effekten.....	22
5.2.1	Mätning	22
5.2.2	Numerisk strömningsmodellering	23
5.2.3	Direkt beräkning.....	24
5.3	Justera för den lokala effekten.....	24
5.4	Beräkna återkomstvärden för Målplatsen	24
6	EXEMPEL PÅ BERÄKNING AV LOKALT VATTENSTÅND	24
6.1	Utforska observationerna.....	25
6.2	Bygg en förklaringsmodell	28

6.3	Beräkna återkomstvärden för Målplatsen	30
7	SLUTORD	32
8	REFERENSER	33
	BILAGA 1 – ORDLISTA.....	34

1 Syfte

Syftet med denna rapport är att översiktligt beskriva de mekanismer som påverkar vattenståndet och de effekter som finns lokalt. Kunskapen behövs för att kunna tillämpa tillgängliga resultat, från till exempel SMHI:s stationsnät, på olika orter. Rapporten beskriver också hur sannolikheten för högt vattenstånd på en plats, där det endast finns en kortare mätning, kan beräknas. I bilaga 1 finns en ordlista där flera av de använda termerna definieras eller beskrivs.

2 Vattenstånd längs Sveriges kust

Haven runt Sverige karaktäriseras av att det råder måttliga lågtryck i området. Det saknas tropiska cykloner, tyfoner och liknande. Tidvattnet är svagt i Skagerrak och Kattegatt och i Östersjön är det obefintligt.

Vattenståndet bestäms av importerat vattenstånd, regional vind, lokala effekter, tidvatten och regionalt lufttryck.

- Importerat vattenstånd är vattenståndshändelser som till stor del har byggts upp av vädersystem över Nordsjön och Atlanten, och som sedan utbreder sig i Skagerrak och Kattegatt i mer eller mindre modifierad form.
- Regional vind ändrar vattenståndet i områden som exempelvis hela Kattegatt eller Bottenhavet.
- De lokala effekterna, som behandlas i denna rapport, verkar inom en del av området, en del av Bohuskusten eller Smålandskusten eller ännu mer lokalt som i Skälderviken eller Göta Älvs mynning.
- Tidvattnet, skillnad mellan ebb och flod, är 40 cm i Strömstad och 10 cm i Malmö. I Ystad är det inte märkbart.
- Det lokala lufttrycket, rättare sagt den lokala lufttrycksskillnaden (lufttrycksgradienten) är liten och dess påverkan på vattenståndet är underordnad övriga effekter.

2.1 Västkusten och Ostkusten

Lågtryck är upphovet till de högsta och lägsta vattenstånden. De är vanligen på väg österut. Lågtrycken möter då Sveriges kust i väster med styrka. De förlorar i kraft vid passagen över land, österut. När lågtrycken når ostkusten har de förlorat i styrka. Söder om lågtryckscentrum råder västvind, vilket på ostkusten är liktydigt med frånlandsvind. Ett djupt lågtryck som passerar norr om Västsverige ger därför pålandsvind på västkusten med högvatten och kanske översvämningar som följd. När det når ostkusten är det i försvagat skick. Söder om dess centrum är det frånlandsvind vilket ger lågvatten som följd. Över Östersjön är lågtrycken därför svagare än på västkusten. De orsakar vanligen lågvatten vilka är mindre problematiska än högvatten med översvämningar.

Ett lågtryck kan visserligen följa en annan bana som kan ge pålandsvind och högt vattenstånd på ostkusten. Det är dock ovanligt.

På ostkusten bestäms vattenståndet alltså av importerat vattenstånd, regional vind, lokala effekter och regionalt lufttryck. Östersjön importerar vattenstånd från Kattegatt genom Öresund och Bälten. Kortvariga variationer i Kattegatt, som till exempel tidvatten, importerar inte. Däremot kommer långsamma variationer, med tidsskalor på en vecka och mer, att tränga in från Kattegatt. På sådana längre tidsskalor fungerar Östersjön-Bottenhavet-Bottenviken som en vik av Nordsjön-Kattegatt och fylls och töms på vatten genom Bälten och Öresund i takt med vattenståndet i oceanen.

Både i Kattegatt och i Östersjön är det vanligt med egensvängningar, så kallade seicher. De sätts igång av regionala väderhändelser och kan ge betydande, oftast periodiska vattenståndförändringar (läs mer i kap 3.4)

2.2 Vattenståndsmätning

En utförandebaserad, instrumentell, definition är att vattenstånd är det man mäter med en bra pegel, en vattenståndsmätare. En sådan bör vara utförd så att den filtrerar bort vindvågor (se bilaga 1) och dyning (vågor som inte längre tar emot vindenergi). I vattenståndet ingår alltså inte det vi i dagligt tal kallar vågor.

En bra pegel är utformad så att vågorna dämpas och den mäter därför medelvattennivån under ett tiotal minuter. Traditionellt placeras pegeln i en brunn med ett smalt rör som förbindelse till havet. Vattenståndet i pegelbrunnen följer medelvattennivån i havet på tidsskalan minuter till tiotals minuter. I en del moderna instrument försöker man uppnå samma sak genom medelvärdesbildning av många observationer.

2.3 Observerade högvatten längs Sveriges kust

I Sverige har vi tillgång till mycket långa och väl bevarade mätserier för havsvattenstånd (läs mer i Schöld m. fl., 2017). Figur 1 visar var de oceanografiska mätstationer ligger som omnämns i figur 2 och figur 3.

En lång tidsserie av vattenstånd är en stor och värdefull investering. Utrustningen, bestående av en brunn med en flottör och, tills nyligen, en automatisk, urverksdriven skrivare, har av samvetsgranna tillsynsmän underhållits och drivits under många decennier. Pegelnivån har upprepade gånger mätts in i förhållande till rikets höjdsystem. Om mätplatsen flyttats i samband med renoveringar är det särskilt viktigt med en korrekt inmätning. I figur 2 visas antalet år då observationer utförts på respektive havspegel.

Återkomstvärden för återkomsttiden 100 år visas i figur 3 för 23 mätplatser (för definitioner se bilaga 1). Mätperioderna varierar från station till station. Skattningarna av återkomstvärden är inte helt entydiga utan beror bland annat på vilken sannolikhetsfördelning som använts.

Om värdet för återkomsttiden 100 år ska tas fram för en Målplats¹ kan värdet för någon av stationerna i figur 3 användas som utgångspunkt. Värdet för Grannplatsen², det vill säga den valda stationen, ska sedan justeras för lokala effekter.

2.4 Lokala effekter

Med en *lokal effekt* avses förändringen av vattenståndet från en plats med känt havsvattenstånd till en närbelägen plats med okänt havsvattenstånd. I denna rapport används begreppen Grannplats respektive Målplats.

Begreppet ”närbelägen” blir tämligen brett. Exempelvis är avståndet från mätplatsen i Ringhals till Falkenberg 50 kilometer, medan sträckan från pegeln vid Spikarna utanför Sundsvall till Söderhamnstrakten är närmare 100 kilometer.

Om kustformen och botten djupet vid Målplatsen liknar Grannplatsen, är det sannolikt att vattenstånden är ungefär lika. Om Målplatsen däremot ligger på en avvikande plats,

¹ Målplats= en plats som havsvattenståndet önskas bestämmas för

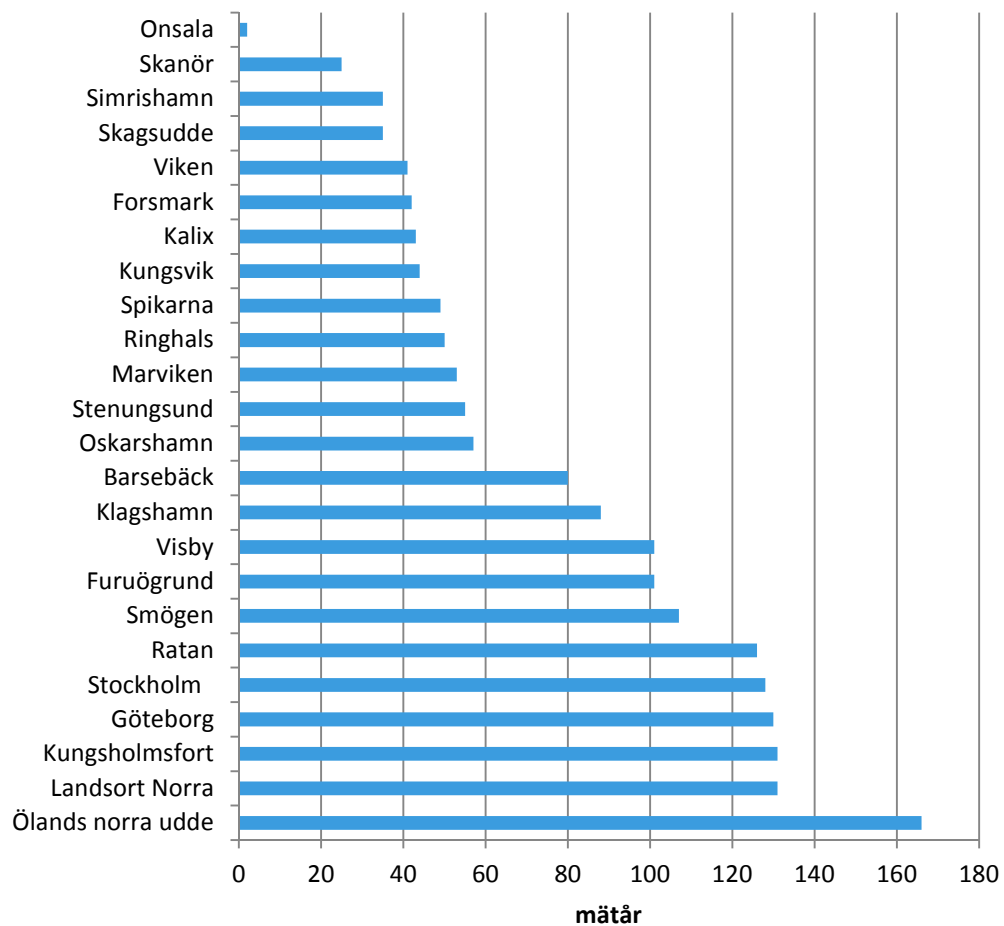
² Grannplats= en plats med känt havsvattenstånd, vanligen en av SMHI:s mätstationer

exempelvis i en vik, på en udde eller på en kust med väsentligt större eller mindre djup än Grannplatsen, tillkommer lokala effekter på vattenståndet.

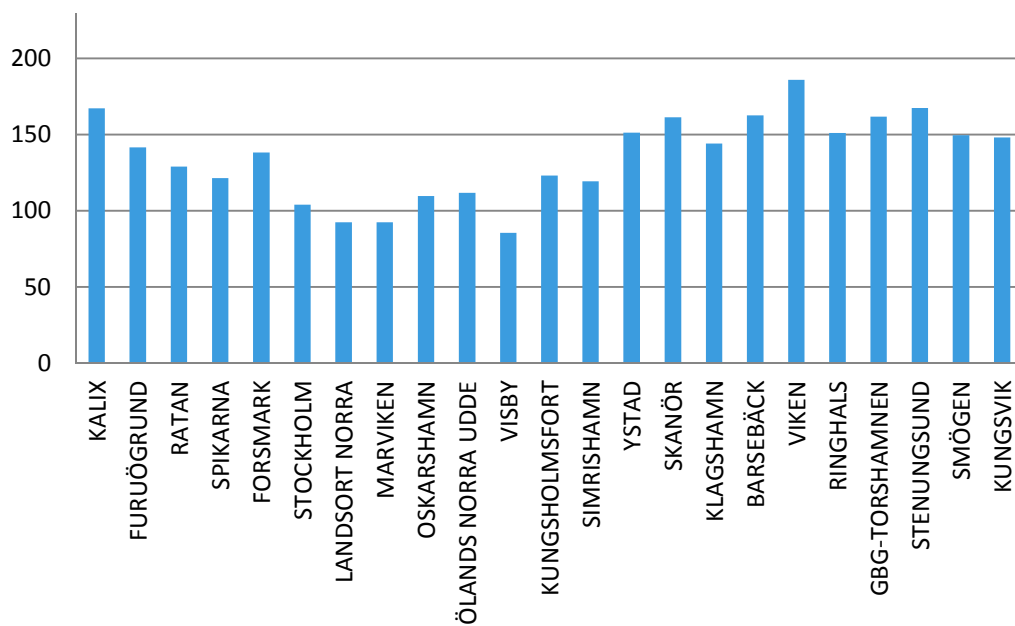
Grannplatsens många mätår ger en stabil statistik över höga och låga vattenstånd. Osäkerheten, vanligen uttryckt som ett konfidenstervall i vattenstånd, halveras varje gång antalet mätår fyrfaldigas. Om en sådan statistik kan förflyttas till Målplatsen, utan att allvarliga fel uppstår, är det värdefullt. Vanligen behöver dock justering göras avseende lokala effekter på mätplatsen och på målplatsen. Ibland har bara den ena av dem någon betydelse. I sällsynta fall behövs ingen justering.



Figur 1. SMHI:s vattenståndsstationer som använts i denna rapport.



Figur 1. Antal mätår (år 2017) vid SMHI:s pågående havspeglar. Några stationer har flyttats kortare sträckor under perioden.



Figur 3. En skattning av återkomstvärden för återkomsttiden 100 år avseende havsvattenstånd (cm). Landhöjning och havsnivåhöjning ingår inte.

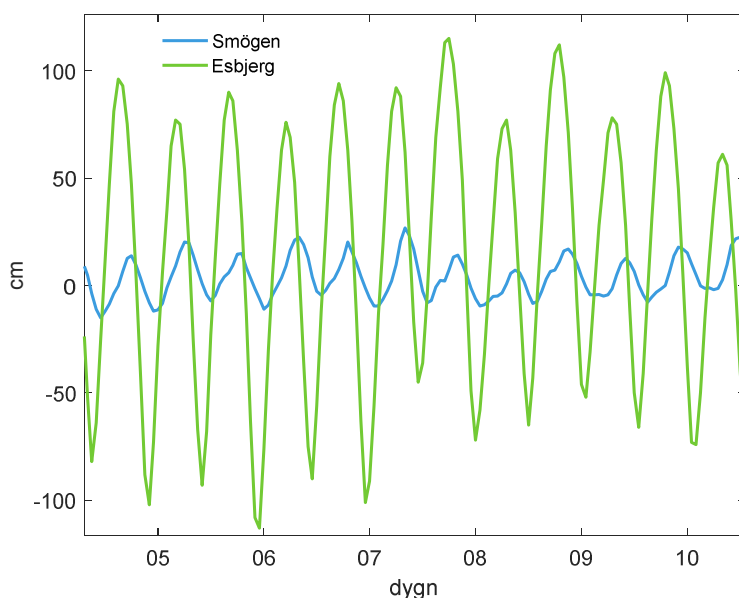
3 Mekanismer som påverkar vattenståndet

3.1 Importerat vattenstånd

Vattenståndsvariationer från Nordsjön gör entré i Skagerrak, Kattegatt (figur 4) och går i viss mån vidare in i Östersjön. Tidvattnet i Skagerrak-Kattegatt är till exempel importerat från Nordsjön, inte skapat lokalt.



Figur 4. Karta över havsområdena och platser omnämnda i texten.

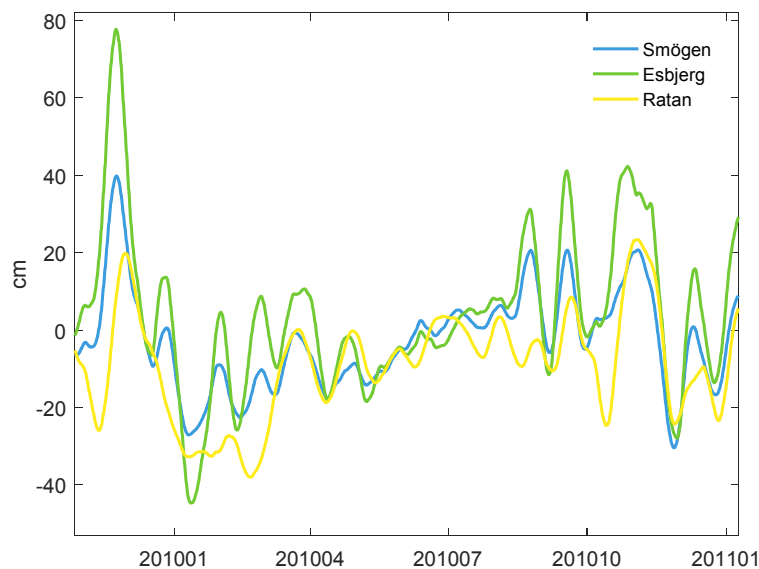


Figur 5. Vattenståndet i Esbjerg på Jyllandskusten och i Smögen på Västkusten under några dygn.

I figur 5 ses hur vattenståndet i Smögen är fördröjt jämfört med i Esbjerg på Jyllandskusten (se karta i figur 6). Fördröjningen, som är knappt tre timmar, är den tid det tar för tidvattenvågen att fortplanta sig in i Skagerrak. Smögen har mycket svagare tidvatten än Esbjerg, vilket beror på att Skagerrak inte har dimensioner som stämmer med den våglängd tidvattnet har. Resonansen blir svag.



Figur 6. Karta som visar var de i texten omnämnda stationerna ligger.



Figur 7. Vattenståndet i Nordsjön-Bottenviken år 2010. Glidande medelvärden över tio dygn. Skalan anger år och månad.

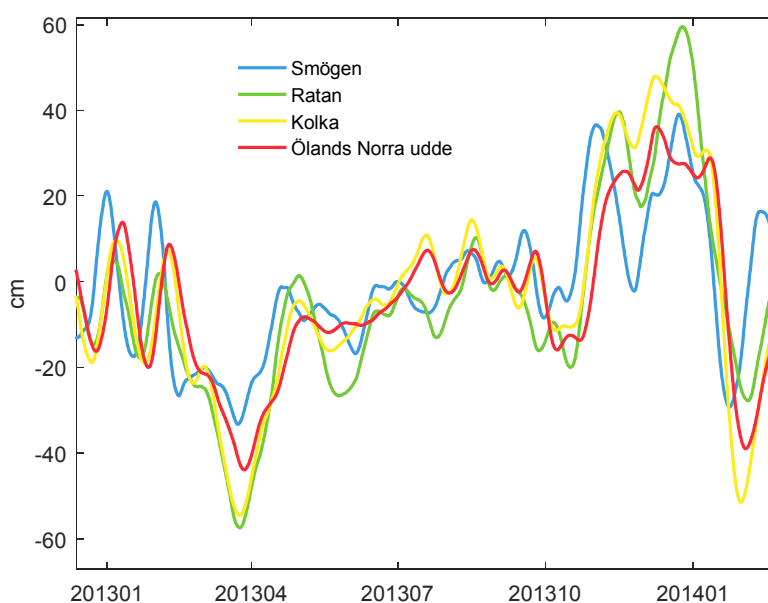
Vattenståndsförändringar med lång tidsskala, veckor och längre, tränger lätt ändå in i Östersjön. I figur 7 visas hur Esbjerg leder vattenståndet. Smögen i Skagerrak och Ratan i Bottenviken följer och därmed hela Östersjön däremellan. De snabba förloppen undertrycks genom att i figuren visa ett glidande medelvärde över tio dygn. Därför ser vi bara förlopp på tidsskalan en dryg vecka och uppåt.

3.2 Regional skala

På tidsskalor från några dygn och längre styrs vattenståndet i svenska farvatten, från Skagerrak till Bottenviken, av det storskaliga vädret. Vattenståndet hinner på sådana tidsskalor jämna ut sig ganska mycket i hela området. Ett exempel visas i figur 8 över hur vattenståndet samvarierar på dessa platser, från Smögen i Skagerrak till Ratan i Bottenviken. Lägg märke till att vattenståndet i Skagerrak leder förändringarna och att Östersjö- och Bottenvikslokalerna följer därefter.

Orsaken är att vattenvolymen i Östersjön och Bottenviken ska tömmas och åter fyllas genom Öresund och Bälten, vilka har en stor men begränsad transportkapacitet. En vattenståndsförändring på en centimeter i Östersjön-Bottenviken kräver in- eller uttransport av fyra kubikkilometer vatten (fyra miljarder kubikmeter). Vattenståndet i Östersjön-Bottenviken anpassar sig därför ganska långsamt till vattenståndet i Kattegatt.

Mätstationernas lägen framgår av figur 6.



Figur 8. Vattenstånden i Sveriges närområde under år 2013. Observationerna är lågpassfilterade med ett glidande medelvärde över tio dygn. Smögen ligger i Skagerrak, Ratan i Bottenviken, Kolka i Estland i Rigabuktens mynning, i höjd med Västervik. Skalan anger år och månad.

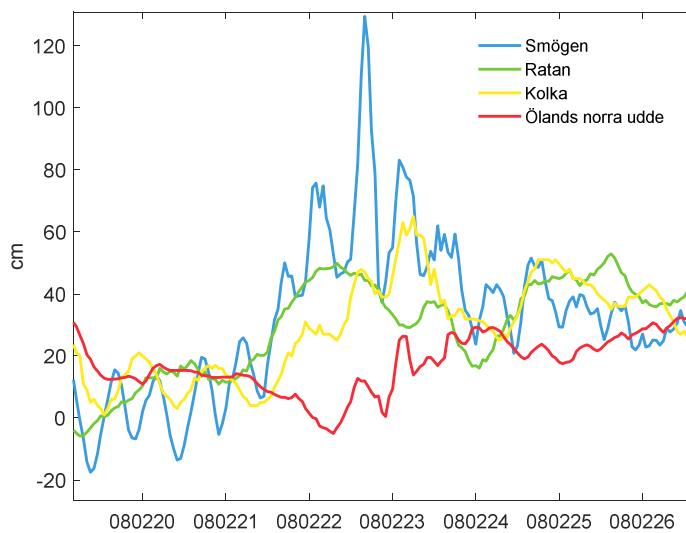
3.3 Lokal skala

Extrema högvatten har en typisk varaktighet på ett fåtal timmar. Ett exempel på en sådan händelse visas i figur 9, och i figur 6 visas var stationerna ligger. I Smögen var nivån 129 centimeter över medelvattenstånd den 22:e februari 2008. Toppen sammanfaller med högsta tidvatten. Det är en slump, men illustrerar att olika fenomen ofta samverkar och leder till extrema vattenstånd, i detta fall tidvatten och väderdrivet vattenstånd. Om den väderdrivna komponenten hade toppat sex timmar senare istället, vid ebb, så hade det sammanlagda vattenståndet varit 30 centimeter lägre (läs mer om höga vattenstånd i Schöld m.fl., 2017).

Figur 9 visar även att det inte finns något samband mellan de snabba vattenståndsförändringarna på dessa fyra lokaler – raka motsatsen till vad vi såg gälla för de långsamma variationerna i figur 5.

Snabba vattenståndsförändringar, bland dem de riktigt extrema fallen, är således lokala händelser. De orsakas av att vinden driver vattnet in mot (eller ut från) kusten och bildar då högvatten (respektive lågvatten). Ju starkare vind desto kraftigare blir effekten.

De periodiska variationerna i Kolkas vattenstånd beror sannolikt på en svängning, en seiche, lokalt i Rigabukten. Vattenståndsvariationerna i Smögen består till en del av tidvatten. Höjden från ebb till flod är cirka 30 centimeter.



Figur 9. Vattenstånd under en februarivecka 2008 för samma lokaler som i figur 8.

3.4 Seicher

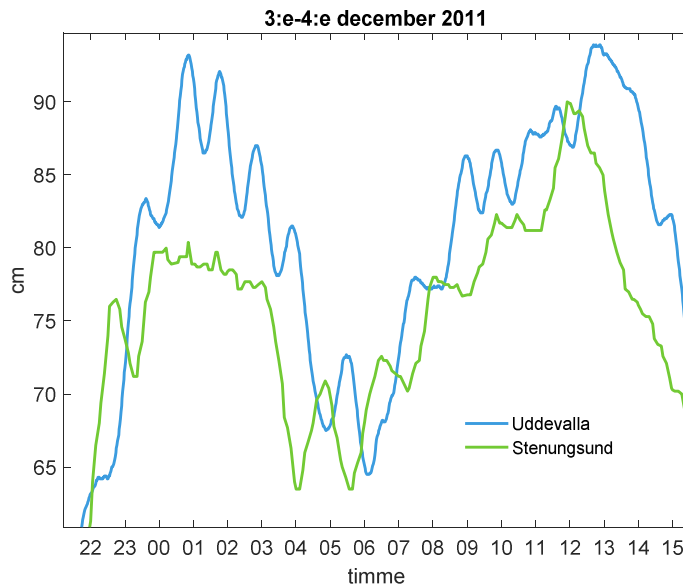
En seiche är en svängning i en vik eller bassäng av något slag. I andra grenar av fysiken kallas ett sådant fenomen för egensvängning, resonans eller stående våg.

I en seiche pendlar vattnets energi mellan lägesenergi och rörelseenergi. Vattenytan hävs och sänks och strömmen, exempelvis i mynningen, växlar regelbundet riktning. Svängningens period beror på vikens djup och geografi och på vilket sätt den sätts igång. Om havsytan utanför viken hävs och åter sänks i en takt som överensstämmer med vikens resonansperiod, så sätts seichen igång som kraftigast. Om ythävningen utanför viken däremot går mycket snabbare eller långsammare, så blir resonansen svag eller uteblir. Seichen kan också startas av vinden genom att den sätter fart på vattnet till exempel in i en vik. När vinden sedan avtar, fortsätter seichen under ett antal svängningsperioder.

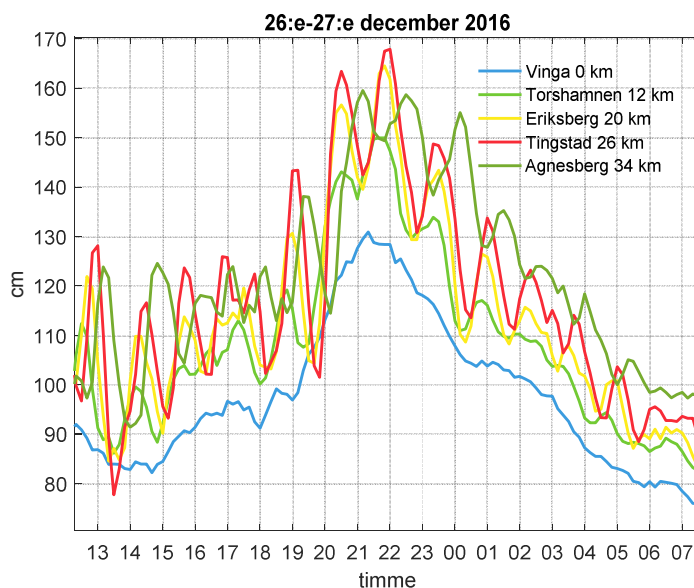
Seicherna kan överlagras och ge mycket komplicerade vattenståndsförlopp och starka strömmar i smala kanaler och sund. Ju mer komplicerad geografin är desto fler, av varandra oberoende, seicher är möjliga.

I fjordar och andra för vinden läade områden är vindens påverkan på vattenståndet, vinduppstuvningen, underordnad.

I figur 10 visas ett exempel på en seiche i det komplicerade fjordsystemet innanför Orust (se karta figur 4). Av någon anledning, kanske en plötslig yttre vattenståndsändring, sätts en seiche igång. Den omfattar Byfjorden vid Uddevalla, men sträcker sig inte längre ut. Vid närbelägna Stenungsund finns inget spår av den. I detta fall är höjden blygsamma fem centimeter, men betydligt kraftigare seicher kan uppstå.



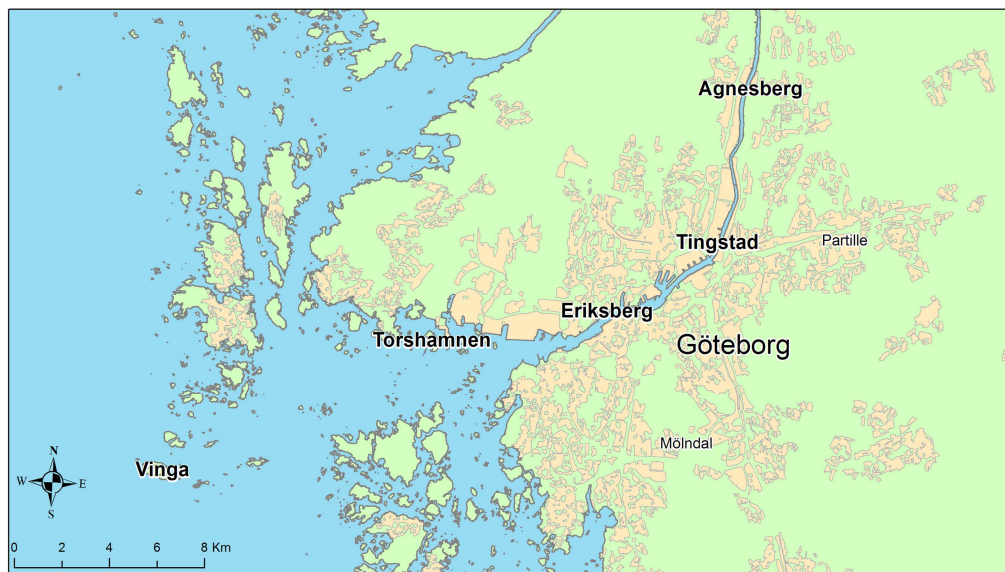
Figur 10. Seicher 3-4 december 2011. För Uddevalla ses en seiche med period på cirka 1 timme och höjden ungefär 5 cm. Seichen var begränsad till Byfjorden vid Uddevalla. Vid Stenungsund förekom en annan seiche med en något längre period, cirka 90 minuter från klockan 04.



Figur 11. Vattenståndet på ett antal olika lokaler under stormen Urd, från Vinga i väster till Torshamnen, vidare över Eriksberg, Tingstad och Agnesberg i Göta Älv. De angivna avstånden i km avser fågelvägen mellan de olika platserna. På x-axeln visas timmar.

Vinduppstuvning och seicher kan uppträda samtidigt såsom visas i figur 11. Under en storm sker en vinduppstuvning från Vinga till Göta Älvs mynning, 10-15 cm till Torshamnen i Göteborgs ytterhamn och över 20 cm till Eriksberg (figur 12). Därtill sätts en seiche igång som tidvis ger närmare 30 cm högre vattenstånd än på Vinga. Seichen har en period på 90 minuter och pågår under många perioder. Den omfattar älven från Torshamnen till Agnesberg, halvvägs till Kungälv. Ute vid Vinga syns inget spår av seichen. Den är således bunden till Göta Älvs mynning. Dess största amplitud observerades i detta fall vid Tingstad. Kombinationen av vinduppstuvning och seich gav

en snabb vattenståndshöjning vid Tingstad , 60 centimeter på en halvtimme från klockan 20 på annandagskvällen (26 december).



Figur 12. Lokaler för vars vattenstånd visas i figur 11.

3.5 Högvatten på en öppen kust

En rak kust, öppen ut mot ett mycket stort hav med konstant djup, är ett bra fall för att belysa vad lokala effekter är. Vattenståndet på en plats vid kusten ändras dels av det väder som passerar och dels av långa vågor som utbreder sig längs kusten. De långa vågorna har vågperioder på timmar och våglängder på 10-100 kilometer. Långa vågor har föga gemensamt med de korta vågor, vindvågor och dyning, som vi ser på vattenytan på hav och sjöar när det blåser. Dessa har perioder på 1-10 sekunder.

De passerande vädersystemen, lågtrycken, verkar främst genom att vinden sätter fart på vattnet in mot kusten där vattnet ansamlas och höjer vattenståndet. En annan effekt är att lufttrycket varierar inom lågtrycket och bidrar till att vattenståndet ändras. När lufttrycket sjunker så höjs vattenståndet och vice versa. Denna effekt har mindre inverkan än vinden.

Vindstyrkan inom ett lågtryck varierar. I lågtryckets öga, där lufttrycket är som lägst, är vinden mycket svag. På ett visst avstånd från ögat finns en zon där vinden är som starkast. Avståndet beror på lågtryckets form, rörelse med mera.

Vattenståndet höjs som mest i starkvindszonen– förutsatt att vindriktningen är sådan att vattnet förs in mot land. Om vindriktningen gör att vattnet förs längs kusten blir det inget högvatten där. Varianter som ligger mellan dessa ytterligheter är givetvis möjliga, det vill säga att vattnet förs snett in mot kusten och ett jämförelsevis svagt högvatten uppstår.

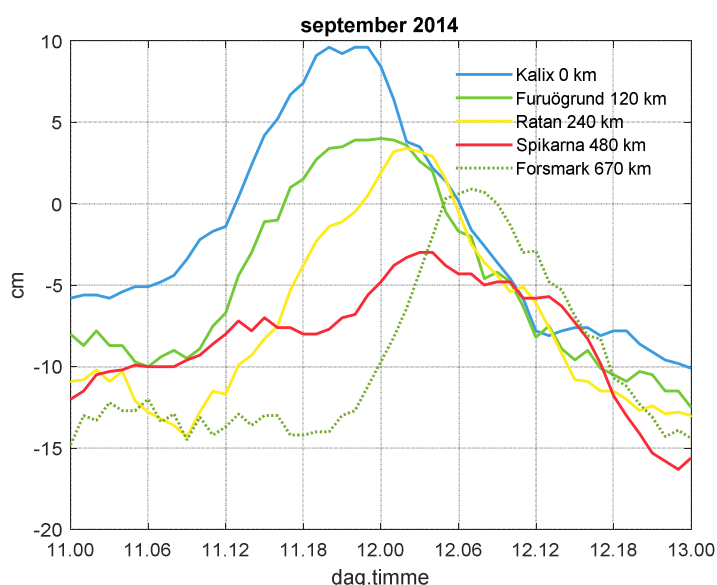
Eftersom lågtrycket rör sig varierar vindriktningen, vindstyrkan och lufttrycket över tid. Lågtrycket kan komma från land och röra sig ut över havet eller vice versa. Det kan även röra sig mer eller mindre parallellt med kusten. Därför uppstår en rik flora av möjliga högvattenhändelser beroende på hur vädersystemet rör sig i förhållande till kusten.

När vädersystemet passerat kommer vattenståndet att sjunka tillbaka till det ostörda läget. Det gör så genom att högvattenhändelsen lämnar området i form av två slags långa vågor. Den ena vågtypen lämnar kusten och fortplantar sig ut i havet medan den andra typen utbreder sig längs med kusten. Våglängden är tiotals till hundratals kilometer. På norra halvklotet utbreder den kustbundna vågen med kusten till höger (på södra halvklotet till vänster). (Riktningarna avser vid betraktelse utifrån rymden). Det innebär att en plats som

inte berörts direkt av det passerande vädersystemet kommer att beröras av den våg som passerar och då höjer vattenståndet.

I figur 13 visas effekten av en sådan kustbunden våg (mätstationernas lägen ses i figur 1). Lägg märke till att vågen utbreder sig söderut. Nordgående kustbundna vågor kan inte förekomma längs Sveriges ostkust och sydgående sådana kan inte förekomma längs Västkusten.

Vattenståndet på en plats vid kusten ändras alltså dels av det väder, vind och lufttryck, som passerar och dels av långa vågor som utbreder sig längs kusten.

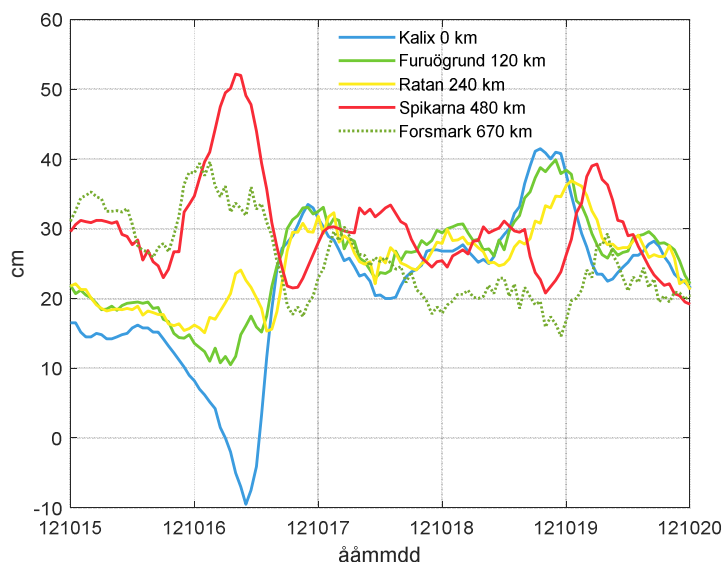


Figur 13. Vattenstånd vid olika mätstationer 11-13 september 2014. En lång våg utbreder sig söderut från Kalix till Forsmark. Skallstrecken på x-axeln anger var 6:e timme. Vi ser att vattenståndet först kulminerar i Kalix runt kl. 21 den 11/9. Tre timmar senare, runt midnatt, kulminerar vattenståndet vid Furuögrund, 120 km söder om Kalix. Vågen har alltså rört sig i 40 km/h med kusten till höger. De andra topparna visar hur vågen fortsätter söderut längs kusten.

Kustens geografi är förstås aldrig så enkel som i idealfallet, med en rak kust och ett oändligt hav med samma djup, utan vattenståndet kommer att modifieras av hur kustlinjen löper och botten djupet.

De svenska farvattnen, från Skagerrak till Bottenviken, är så små att vi inte kan använda förenklingen att havet är mycket större än lågtrycken. Vädersystemen är nämligen ungefär lika stora som våra havsområden, vilket gör att det inte finns någon fjärran, opåverkad del av havet. Ett exempel är att när vinden för in vatten mot Sveriges ostkust, kan samma vind föra ut den från Baltikums västkust, varvid vattenytan i hela området snedställs.

Ett annat exempel är ett vädersystem med nordlig vind som ger lågvatten i Kalix och samtidigt högvatten i södra Bottenhavet, som i figur 14. När vädersystemet passerat och vinden lagt sig, svänger vattenytan fram och tillbaka några gånger. Svängningarna, seicherna, aktiveras hela tiden av vädersystemen och överlagras andra vattenståndsändringar. Ett antal sådana seicher, med var sin svängningsperiod, är möjliga längs och tvärs Östersjön.



Figur 14. Vattenstånd på fem platser i Bottenviken-Bottenhavet. Skälstrecken på x-axeln markerar midnatt. Vi kan se en vattenståndsskillnad på 60 cm byggas upp mellan Kalix och Spikarna vid Sundsvall. Efter kulmen minskar skillnaden och byter därefter tecken. Detta upprepas ett par gånger.

3.6 Högvatten i en vik

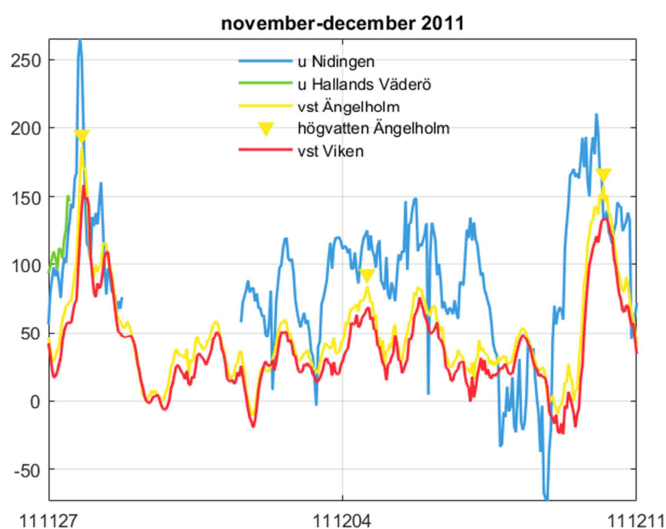
Vattenståndet i en vik följer vattenståndet i havet utanför, men två effekter tillkommer, nämligen vinduppstuvning och seicher. Vi använder ordet vik även för fjordar, bukter och andra vikliknande naturformer. I utvidgad bemärkelse är även Östersjön och Kattegatt vikar.

Vinduppstuvning innebär att komponenten av vind längs viken föser vatten in i (ut ur) viken vilket ger en höjning (sänkning) av vattenståndet jämfört med i mynningen mot havet. Höjningen är mer uttalad i en grund vik än i en djup och mer uttalad i en vik med bred mynning än i en med smal mynning. Ju starkare vindens komponent längs viken är, desto kraftigare vinduppstuvning. Effekten ökar med kvadraten på vindstyrkan. Därför kan den bli mycket kraftig vid kuling och storm.

Figur 15 visar vattenstånd vid Målplatsen Magnarp nära Ängelholm (i Skälderviken), där det finns en kortare mätning, och Grannplatsen Viken vid Höganäs där vattenståndet mätts under många år. Även vindstyrkan på Hallands Väderö och Nidingen visas i figuren. Platsernas lägen framgår av figur 16.

I början av perioden blåser det upp till storm med över 25 meter per sekund på Nidingen. Det blåser faktiskt så hårt att mätningen på Hallands Väderö avbryts. I slutet av perioden kommer ett nytt lågtryck in och mönstret med vinduppstuvning upprepas.

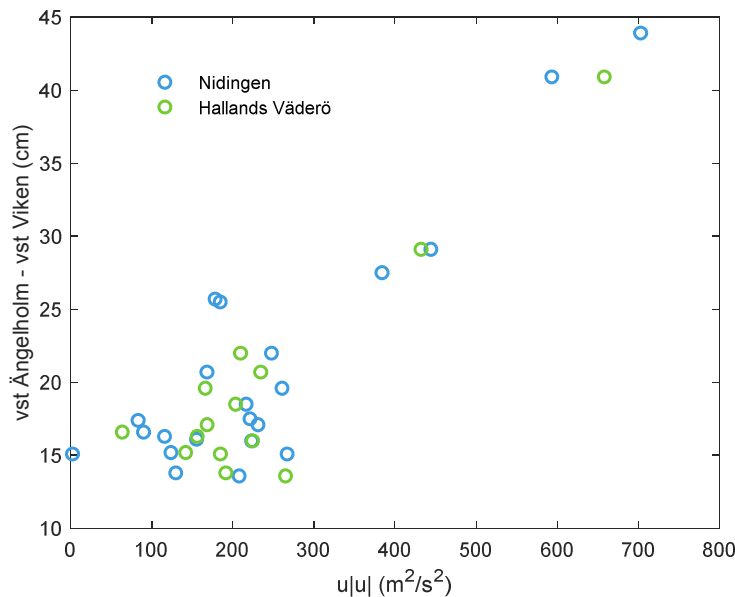
Kurvorna visar att vattenståndet vid Målplatsen, längst inne i Skälderviken, ökar med vindstyrkan längs viken, som vi betecknar med u . Vattenståndet vid Grannplatsen utanför Skälderviken ökar också med vindstyrkan längs viken, men inte lika mycket. Skillnaden dem emellan, vinduppstuvningen, ökar alltså med vindstyrkan u .



Figur 15. Exempel på högvatten i Ängelholm och Viken. Vattenståndet i Ängelholm visas med gul kurva. Trekantar markerar maximum. Det första inträffade den 27 november 2011. Det är det högsta observerade vattenståndet i Ängelholm under perioden mars 2011- maj 2014. De blå och gröna linjerna visar vindens komponent längs Skälderviken, u, på Hallands Väderö respektive Nidingen. Vattenståndet anges i cm och vindstyrkan i dm/s för att få jämförbara kurvor.



Figur 16. Karta med de platser som omnämns i texten. Hallands Väderö och Nidingen är vindmätningstationer.



Figur 17. På y-axeln visas skillnaden i vattenstånd mellan Ångelholm i inre Skälderviken och Viken. På x-axeln visas vindstyrkan i kvadrat för 22 högvatten. Blå ringar avser vindstyrkan vid Nidingen och gröna ringar gäller vindstyrkan på Hallands Väderö. I vissa fall saknas observationer från sistnämnda.

I figur 17 ser vi effekten mer renodlad. Figuren visar vinduppstuvningen mot vindens kraft på vattenytan – vindskjuvspänningen. Denna är proportionell mot vindstyrkan i kvadrat. Det betyder att vinduppstuvningen ökar kraftigt med starkare vind. En fördubbling av vindstyrkan ger en fyrfaldig vinduppstuvning.

Vi har bara tagit med kraftkomponenten *längs* Skälderviken. (En vindkraft *tvärs* Skälderviken ger ingen vinduppstuvning längs viken.) Den maximala vinduppstuvningen är uppritad mot den maximala vindkraften inom tre timmar innan. Vid stark pålandsvind gör vinduppstuvning att vattenståndet längst in i Skälderviken höjs flera tiotals centimeter. Det är tydligt relaterat till vindstyrkan. För i sammanhanget svagare vind, $u < 17$ m/s motsvarande $u^2 < 289$ m²/s² på x-axeln, är sambandet mellan vinduppstuvning och vind obefintligt. Det beror på att vinduppstuvningen blandas med och maskeras av seicher, vilka visserligen kan ha satts igång av vinden, men som sedan ändrar vattenståndet oberoende av vinden.

4 Vågor

Det finns flera olika typer av vågor i våra svenska vatten. I en vid definition kan allting som avviker från normalvattenståndet sägas vara vågor. De kan exempelvis kategoriseras utifrån våglängder eller vågperioder. Våglängden ökar med vågperioden. De längsta vågorna i Östersjön, Kattegatt/Skagerrak skapas av lågtrycksbanor och/eller vindar. Dessa kan bilda stående vågor med en period på uppemot 27 timmar i Östersjöbassängen, vilket kan upplevas som ett avvikande vattenstånd, och omtalas i kapitel 3.4. Tidvattenvågornas dominerande period är drygt 12 timmar och registreras främst längs västkusten. Ett annat exempel på långa vågor är vinduppstuvningsvågor i vikar.

De vågor som diskuteras här är korta vindvågor eller svallvågor, det vill säga, den typ av vågor som kan observeras av ögat under exempelvis blåsiga förhållanden. Denna typ av vågor kan i Östersjön i princip aldrig få en period längre än 10-15 sekunder, beroende på den begränsade stryklängden (se bilaga 1).

Vågors inverkan på kusten skiljer sig från vattenståndets effekt. I grunden är som sagt även vattenståndet en våg, men det vi i dagligtal kallar vågor är korta vågor, vindvågor. Flera faktorer bidrar till hur högt upp på en strand som vågor kan nå. Figur 18 visar vågor under uppbyggnaden av stormen Urd 26 december 2016. Vågorna bryter en bit ut på en långgrund strand, och når högre upp på stranden än vanligtvis.

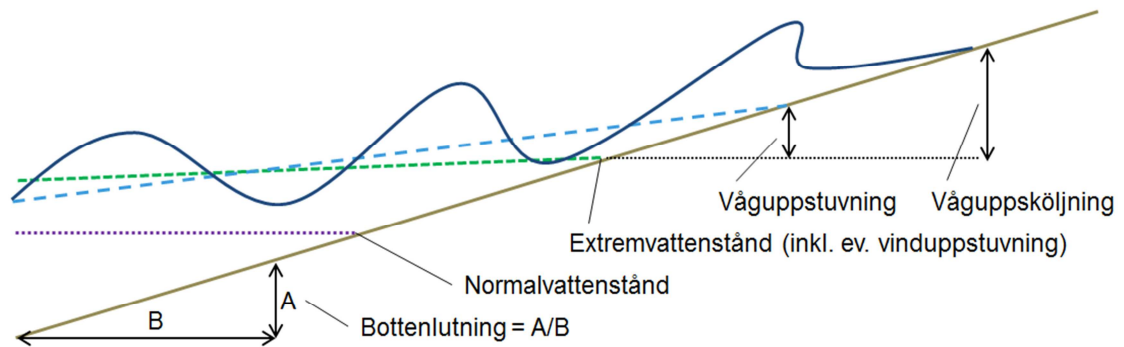
Vågorna utbreder sig längs vattenytan, vars läge vid stranden bestäms av det aktuella vattenståndet, vinduppstuvning och våguppstuvning. Våguppstuvning (eng: *wave setup*) är en lokal vattenståndsökning som skapas vid strandlinjen när brytande vågor rullar in som i figur 18. Om det inte är mycket långgrundt så att i princip all vågenergi försvunnit medan vågorna bryter, kommer vågorna även att skölja upp på stranden (figur 19), vilket kallas våguppsköljning (eng: *wave runoff*). Figur 20 illustrerar några av de termer som diskuteras i detta kapitel. Begreppen våguppstuvning och våguppsköljning diskuteras närmare i avsnitt 4.2.1.



Figur 18. Brytande vågor mot en strand den 26 december 2016 (stormen Urd). Var vågen bryter spelar roll för våguppstuvningen. Foto: Signild Nerheim.



Figur 19. Brytande vågor och våguppsköljning vid en relativt långgrund strand under stormen Urd. Foto: Signild Nerheim.



Figur 20. Principskiss av en strandprofil och uppsköljande våg. Vågorna rullar in vid det aktuella vattenståndet inklusive ev. vinduppstuvning. Våguppstuvning och våguppsköljning relateras till detta vattenstånd. Våguppsköljningen är starkt beroende av våghöjd, våglängd, bottenlutning och strandens materialegenskaper.

4.1 Vågor till havs

Vindvågor bildas när vind blåser över vattenytan. Vågorna som skapas har en vågriktning (den riktning vågen färdas mot) som är parallell med vindriktningen. Om vinden vrider kommer nybildade vågor att följa den nya vindriktningen och lagras ovanpå äldre vågor som skapats på annat håll och fortfarande har samma riktning som tidigare. Eftersom vindarna varierar både i tid och rum, kommer vågor till havs att bestå av en kombination av olika vågor med olika våghöjd, våglängd, vågperiod och vågriktning. De vågor vi kan se med ögat är kombinationen av alla dessa vågor som bildats vid olika tidpunkter.

På grund av denna komplexitet behandlas vågor oftast med statistiska metoder. I många analyser som rör vågor är det den signifikanta våghöjden (H_s) som anges. Denna är definierad som medelvärdet av den högsta tredjedelen vågor ($H_s \equiv H_{1/3}$) i en viss punkt och under en viss period. De högsta vågorna är avsevärt högre än den signifikanta våghöjden H_s . Exempelvis kan de 2 % högsta vågorna på djupt vatten vara mer än 50 % högre än den signifikanta våghöjden.

4.2 Vågor vid kusten och in mot stranden

Vågorna mot kusten blir högst där det är djupt och öppet vatten. Eventuell skärgård utanför den aktuella kustlinjen kommer i regel att leda till att de havsvågor som rullar in tappar energi och minskar i våghöjd.

Vågorna påverkas av botten om djupet är mindre än en halv våglängd. Våghöjden kommer då även att påverkas av djupkurvornas kurvatur. Detta beror på att vågorna ändrar riktning via den s.k. refraktionseffekten och innebär exempelvis att högre vågor kan förväntas vid en udde, jämfört med inne i en vik, även om det grundar upp på samma sätt på båda platserna.

Hur våghöjden påverkas när vågorna rullar in mot stranden beror också på bottenprofilens lutning relativt hur brant vågen är. Ju grundare det blir, desto brantare blir vågen, och vid en viss branthet kommer den att bryta på grund av vattendjupet. När vågorna väl har börjat bryta kommer de att fortsätta förlora energi och våghöjd så länge det fortsätter att grunda upp. Vid en långgrund strand bryter vågorna vid ett större djup (längre ifrån stranden) än vid en mindre långgrund strand. Ju mer långgrund det är, desto mer energi (våghöjd) hinner vågorna förlora innan de når strandlinjen.

4.2.1 Våguppstuvning och våguppsköljning

Vid långgrunda stränder förloras största delen av vågenergin innan vågorna når stranden (se föregående avsnitt). Vågbyggnaden medför dock att vattenståndet ändå ökar vid stranden av våguppstuvningen. Vid den punkt där vågorna börjar bryta (på grund av att de blivit brantare efter att ha påverkats av botten) sjunker vattenståndet. Effekten av våguppstuvning är med andra ord att vattenytan lutar uppåt från den punkt där vågorna börjar bryta och in mot strandlinjen och att det lokala vattenståndet vid strandlinjen blir högre under den tid som vågorna rullar in och bryter. Denna effekt är aktuell även vid brantare bottenprofiler, men i dessa fall dominerar själva uppsköljningen, som är en följd av vågens rörelseenergi. Våguppsköljningen definieras som summan av eventuell våguppstuvning och den höjd som de allra högsta vågtopparna når upp på stranden. Med andra ord är det endast under mycket korta tillfällen som vattennivån når upp till våguppsköljningshöjden.

4.3 Beräkna lokala effekter av vågor

För att få fram effekten av vågorna på en kust är det flera faktorer som behöver beräknas och som alla är starkt beroende av de karakteristika som råder på platsen:

- Våghöjd, längd och period när vågorna kommer in från öppet vatten
- Våguppsköljning och våguppstuvning
- Effekter vid hamnar och pirar

4.3.1 Vågor på djupt vatten

Det enklaste sättet att ta fram vågfältets karakteristika när de faller in mot kusten är genom att använda empiriskt framtagna s.k. nomogram. De visar sambandet mellan stryklängd, vindhastighet, våghöjd och vågperiod (för definitioner se bilaga 1).

Tabell 1. Grov uppskattning av våghöjder för en stryklängd på 100 km med hjälp av nomogram (Gröen och Dorrestein, 1976). Våghöjderna gäller för öppet vatten där vågorna inte påverkas av botten eller kusten.

Vindhastighet (m/s)	Vindens varaktighet (timmar)	Begränsning	Våghöjd (Hc)	Kommentar
5	>12 timmar	Vindens varaktighet	cirka 0.6 m	
10	6 timmar	-	cirka 1.5 m	
10	>24 timmar	Vindens varaktighet	cirka 2.5 m	
15	6 timmar	-	cirka 3.m	
15	12 timmar	Stryklängd	cika 3.2 m	För över 7-8 timmar är våghöjden stryklängdsbegränsad.

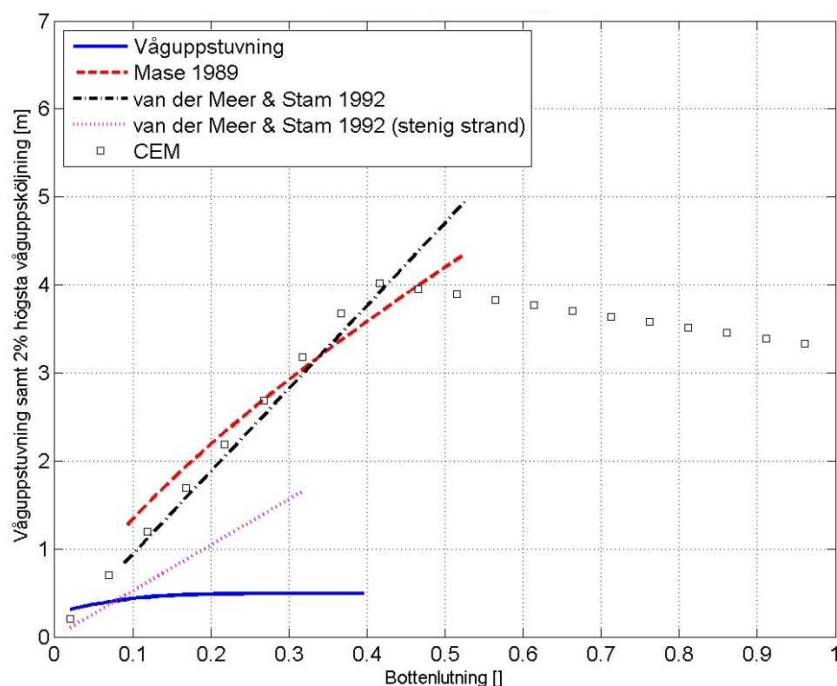
Nomogrammen bygger på vedertagna samband för vågor på djupt och öppet vatten. Våghöjden och vågperioden utläses utifrån stryklängden, vindens varaktighet och aktuell vindstyrka. Tabell 1 visar vindvågers våghöjd för några olika vindhastigheter framtagna med hjälp av Gröen och Dorrestein's nomogram (Gröen och Dorrestein, 1976), givet en

stryklängd på 100 km. Våghöjderna som bestäms enligt denna metod är den karaktäristiska våghöjden H_c , som är en våghöjd som liknar H_s (signifikanta våghöjden, se kap. 4.1) Skillnaden är att den senare tas fram från mätningar medan den förstnämnda tas fram från visuella observationer. Som exempel ger en vind på 10 m/s under 6 timmar en våghöjd på cirka 1.5 m och en period på cirka 4.5 sekunder. Våglängden kan med hjälp av formler för linjär vågteori (U.S. Army Corps of Engineers, 2011, Part II) beräknas till cirka 30 m.

Ett annat alternativ är att analysera statistik från SMHI:s vågdatabas som består av 15 års modellerade vågor i hela Östersjön, Kattegatt och Skagerrak. Vågdata-basen har en rumslig upplösning på 1 nautisk mil och en tidsupplösning på 3 timmar.

4.3.2 Våguppstuvning och våguppsköljning

För att kunna beräkna våguppstuvningen är det nödvändigt att först beräkna hur långt ifrån stranden vågorna bryter på grund av djupet. Därefter beräknas vattenytans lutning, vilken i sin tur kan användas till att beräkna hur högt upp på stranden som vattenytan når. Beräkningsmetoder för våguppstuvning finns exempelvis i *Coastal Engineering Manual* (U.S. Army Corps of Engineers, 2011, Part II). Figur 21 visar ett exempel på våguppstuvning för en reguljär våg som har en våghöjd på 1 m och en vågperiod på 5 sekunder vid bottendjupet 20 m (blå heldragen linje). Våglängden är då cirka 39 m. Våguppstuvningen visas som en blå heldragen linje för olika lutningar. I detta fall blir våguppstuvningen aldrig högre än cirka halva våghöjden, det vill säga, som mest cirka 0.5 m.



Figur 21. Våguppstuvning och de 2 % högsta våguppsköljningarna som funktion av bottenlutningen då den signifikanta våghöjden på 20 m djup är 1m och vågperioden 5 sekunder. Vid mycket långgrunda stränder (till vänster i figuren) dominerar våguppstuvningen, vid brantare stränder sköljer vågorna upp. De högsta värdena förutsätter att stränderna är släta, hårda, täta och obeväxta. Den lila streckade linjen visar våguppsköljningen vid steniga stränder. Kurvorna i figuren bygger på Mase (1989), van der Meer and Stam (1992) samt Coastal Engineering Manual (CEM)(U.S. Army Corps of Engineers, 2011).

Figur 21 visar också våguppsköljningen för samma våg. När en våg slutligen når strandlinjen, kommer den att skölja upp på stranden. Hur högt vågorna sköljer upp beror

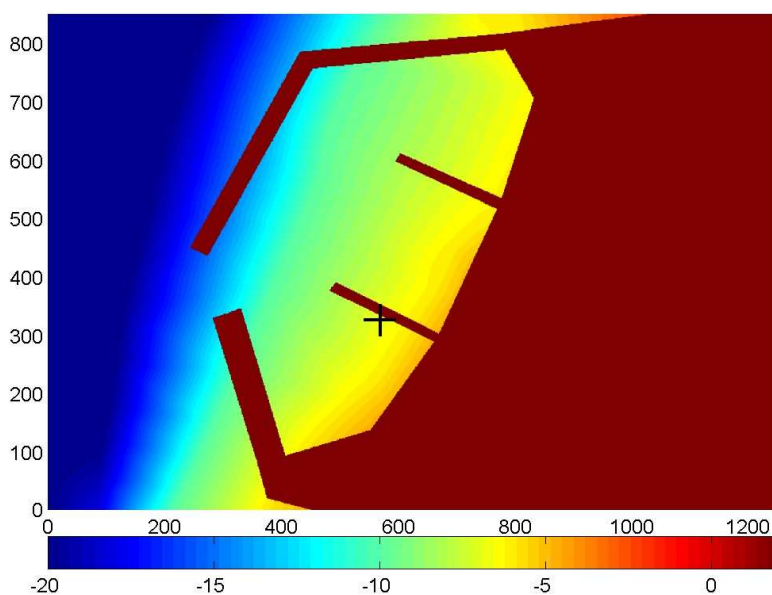
på våghöjden, våglängden och på strandens lutning, samt beväxning, porositet med mera. För att grovt uppskatta våguppsköljningen kan empiriska formler användas. Empiriska beräkningsmetoder för våguppsköljning finns exempelvis i *Coastal Engineering Manual* (U.S. Army Corps of Engineers, 2011, Part VI). Figuren visar exempel på våguppsköljningshöjder för olika botten- och strandprofiler utifrån fyra olika empiriska formler.

Värdena i figuren gäller för de 2 % högsta uppsköljningarna. I medeltal är det alltså bara var femtionde våg som väter stranden upp till våguppsköljningshöjden innan de vänder och rullar tillbaka. Hur hög våguppsköljningen blir beror på hur vågorna bryter vid strandlinjen, vilket i sin tur beror på hur brant bottenlutningen är relativt hur brant vågen är. Den dimensionslösa parameter som beskriver hur vågorna bryter kallas *surf-similarity parameter* och definieras som $\xi \equiv (\text{bottenlutning})/(\text{signifikant våghöjd/våglängd})^{0.5}$. Högst uppsköljning fås då $\xi \approx 2.5$. För vågen i exemplet (där den signifikanta våghöjden är 1 m och våglängden 39 m) blir uppsköljningen som högst vid en bottenlutning på 0.4, eftersom $(0.4)/(1/39)^{0.5} \approx 2.5$. Observera också att de högsta våguppsköljningarna förutsätter hårda, täta, släta och obeväxta stränder. Ett av exemplen (van der Meer & Stam 1992, stenig strand) visar uppsköljningshöjden vid en flack strand bestående av större stenblock. I detta fall blir höjden cirka 50 % lägre. Gräsbevuxna flacka stränder kan sänka uppsköljningen med cirka 10 %. För branta stränder spelar det mindre roll vad stranden består av.

Vid brantare bottenlutningar (se bilaga 1 eller figur 20) kommer våguppsköljningen först att minska för att därefter plana ut vid en höjd på cirka 2.5 ggr den signifikanta våghöjden.

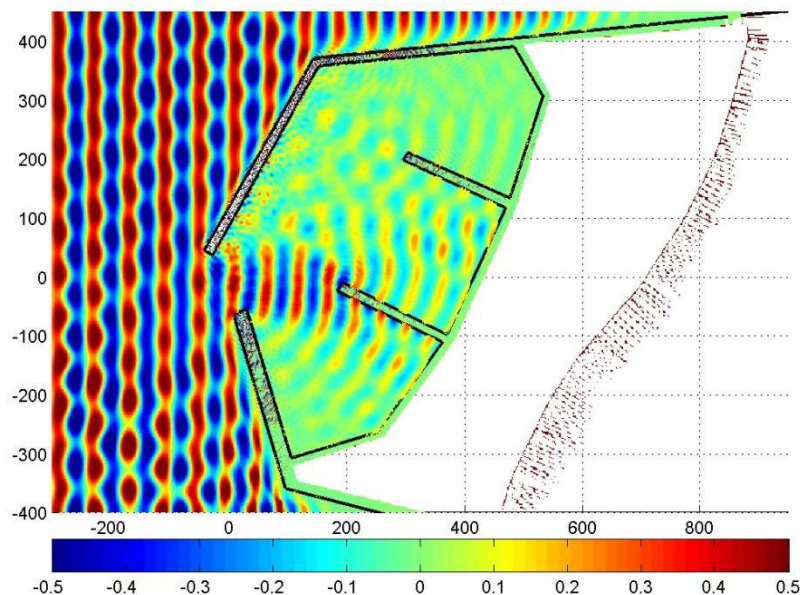
4.4 Vågor i hamnar

I hamnar är det ofta diffraktions- och reflektionseffekter som dominerar vågutbredningen. Diffraktion påverkar vågorna på så sätt att riktningarna ändras kring ändar av spetsiga strukturer, så att vågorna tenderar att propagera vidare från ändarna och längs med strukturerna. Reflektion innebär att vågorna "studsar" tillbaka från täta, hårda väggar med en vinkel som är lika stor som infallsvinkeln. Inne i hamnen bildas ofta stående vågor och hamnen kan då upplevas som "skvalpig".

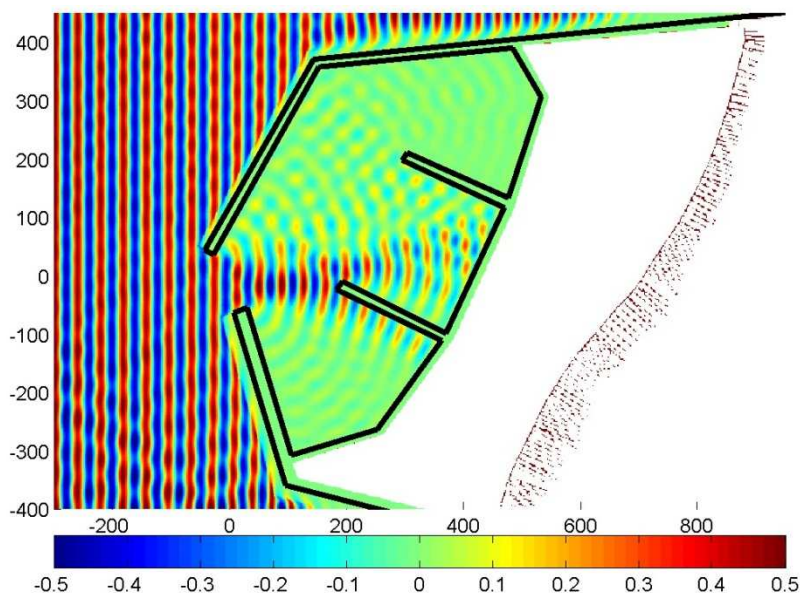


Figur 22. Utformning av en hamn. Avstånd i x- och y-led i meter. Djupet (negativa höjden) i hamnen anges enligt den färgkodade skalan i meter. Vid punkt "+" har tidsserier av vattenytans position loggats.

Figur 22 visar en hamnutformning och vattendjupen i och kring densamma. Med hjälp av beräkningsmodellen SWASH³ har två olika vågsimuleringar utförts. Våghöjden är 1 m, men vågperioden har varierats mellan 6.2 och 5.0 sekunder. Figur 23 visar vågklimatet i hamnen vid inrullande vågor med en period på 6.2 sekunder. Figur 24 visar samma sak då vågperioden är 5.0 sekunder. Vågorna inne i hamnen är något högre för den längre vågperioden. I båda fallen vrids vågorna runt pirarmarna vid inloppet och sprider sig i hela hamnen. Vid den längre vågperioden vrider vågorna mer söderut, vilket troligen beror på högre grad av refraktion. En jämförelse av vågorna under 30 sekunder vid punkt ”+” (se markering i figur 22) visas i figur 25.

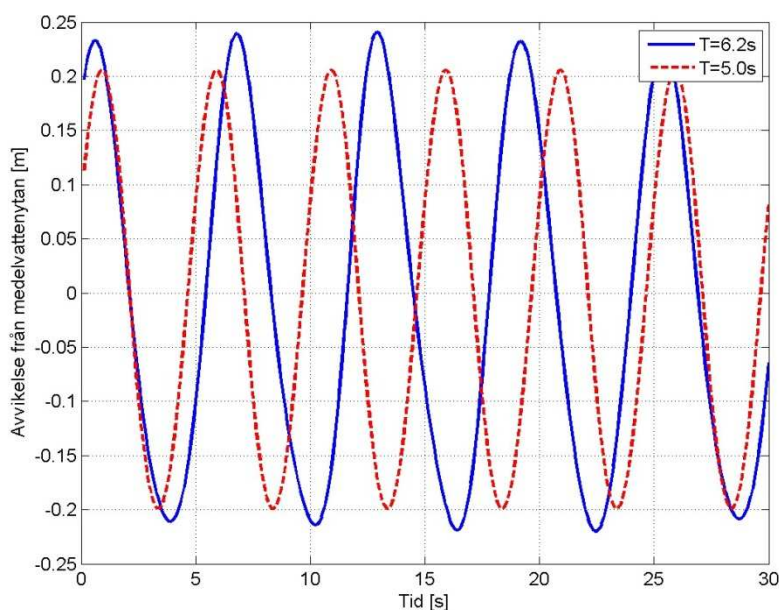


Figur 23. Vågutbredning i en hamn. Inrullande vågor är 1m höga och har en period på 6.2 sekunder. Färgskalan avser avvikelsen från medelvattenytan i meter.



Figur 24. Vågutbredning i en hamn. Inrullande vågor är 1m höga och har en period på 5.0 sekunder. Färgskalan avser avvikelsen från medelvattenytan i meter.

³ <http://swash.sourceforge.net/>



Figur 25. Avvikelse från medelvattenytan vid punkt "+" (se figur 19) som funktion av tiden, för två olika inkommande vågperioder (5.0 respektive 6.2 sekunder).

4.4.1 Kommentar

Ovanstående visar enklare samband för vågor som möter en förenklad kust. I verkligheten kan det finnas olika strukturer som komplicerar bilden. Om en våg sköljer upp över en vall eller liknande, kommer det mesta av vågenergin försvinna på läsidan av vallen. Vågorna på läsidan av vallen blir därmed mycket mindre.

Det är inte möjligt att utifrån en viss given våghöjd i närheten av stranden ge några generella siffror på hur hög våguppsköljningen blir, eftersom naturliga stränder och lokala djupförhållanden varierar starkt från plats till plats. Det är däremot fullt möjligt att kombinera statistik och/eller modellsimuleringar med enklare empiriska överslagsmetoder för att ta fram våguppsköljningen vid specifika stränder, i kombination med exempelvis extremvattenstånd eller klimatscenarier. Detta görs med fördel stegvis, genom att till exempel använda vågstatistik från öppet hav som indata till en simulering av vågpropageringen in mot kusten. Därefter kan exempelvis en vik, udde eller en strand detaljstuderas genom en förfinad simulering i kombination med empiriska metoder.

5 Beräkna sannolikheten för högt vattenstånd

I detta avsnitt beskrivs hur återkomstvärden för olika återkomsttider kan beräknas för en vald plats, Målplatsen, utgående från vattenstånd från en plats, Grannplatsen, med en lång och korrekt mätserie.

Sannolikheten för *långt* vattenstånd beräknas på samma sätt, men efter att tecken på alla observationer har bytts ut. Ett stort negativt värde, ett lågvatten, får då ett stort positivt värde istället.

5.1 Tidsserier av observationer från Grannplatser

Tidsserien måste vara tillräckligt lång för den beräkning som ska göras. Ju längre tidsserien är, desto mindre osäkerhet erhålls i återkomstvärdet (högvattenvärdet) för en given återkomsttid.

Det finns ingen allmän regel som säger hur stor osäkerheten blir i ett återkomstvärde. Osäkerheten beror på hur väl den valda (gissade) sannolikhetsfördelningen passar till observationerna och med vilken metod passningen gjorts. Det finns emellertid ett viktigt samband: Om mätseriens längd fyrfaldigas halveras osäkerheten i återkomstvärdet.

Tidsserien måste vara korrekt och komplett.

- Korrekt betyder bland annat att instrumentet ska ha fungerat klanderfritt och vara rätt inmätt i ditt höjdsystem.
- Kompletta betyder att sannolikheten att en observation saknas inte får vara betingad på (bero på) vattenståndet.

Direkt betingning föreligger om observationer av höga vattenstånd saknas till följd av problem orsakade av vattenståndet, till exempel om din pegel strejkar när vattenståndet går över en viss nivå. Detta leder naturligtvis till att sannolikheten för höga vattenstånd underskattas.

Komplett betyder att observationer inte får saknas systematiskt, eftersom det ger ett systematiskt fel, en *indirekt betingning*. Om observationer exempelvis saknas på vintern på grund av att utrustningen frusit och om vattenståndet ofta är lågt på vintern, kommer sannolikheten för höga vattenstånd att överskattas.

Ofullständiga (icke kompletta) tidsserier kan inte användas. De ger fel återkomstvärden. Att enstaka värden eller kortare perioder saknas har ingen betydelse. Ibland kan en del av tidsserien tas bort så att resten av serien blir komplett – men kortare. Om man misstänker att databortfall gör att direkt eller indirekt betingning föreligger, måste en statistisk analys göras för att bestämma om felet har väsentlig påverkan på resultatet eller inte.

Gör analysen för den närmaste och för den näst närmaste Grannplatsen. Om en av Grannplatserna avviker starkt från Målplatsen behöver ytterligare bedömning göras. Om den ena Grannplatsen ligger mycket närmare Målplatsen bör kanske bara den användas.

5.2 Skattning av den lokala effekten

Vi ska beräkna sannolikheten för högvattenhändelser på Målplatsen från observationer på en eller två Grannplatser. Om en eller flera av dessa platser påverkas av lokala effekter måste åtgärder vidtas.

Lokala effekter kan befaras antingen genom att effekterna ses i mätdata från Målplatsen då de jämförs med data från Grannplatsen, eller om ett eller flera av villkoren som nämndes i avsnitt 2.3 är uppfyllda. En åtgärd är att räkna med en större osäkerhet i återkomstvärdet. En annan åtgärd är att försöka skatta den lokala effekten och justera för den.

5.2.1 Mätning

Den säkraste metoden att justera återkomstvärdet för lokala effekter är att utföra mätningar på Målplatsen. Genom att jämföra dem med samtidiga mätningar på Grannplatserna får du en sann jämförelse, det vill säga en som inte bygger på antaganden inbyggda i numeriska modeller, gissningar av djup, bottenfriktion, vindstyrka med mera.

Mätningen måste utföras under så lång tid att några eller i värsta fall endast något extremt vattenstånd fångas. Ju fler situationer med högvatten, desto bättre blir resultatet. Det innebär i allmänhet mätning under några säsonger. Mätningen behöver inte vara komplett i samma mening som serierna från Grannplatserna. Det räcker att den är komplett över alla högvattenhändelser du är intresserad av.

Mätningen måste vara korrekt utförd. Mätutrustningen måste vara sakkunnigt installerad. Speciellt bör en fullgod pegelbrunn med uppvärmning användas. Utrustningen och mätresultaten måste övervakas och underhållas regelbundet. Den måste vara inmätt i ett

känt höjdsystem. Efter installation och en tids provmätning är det lämpligt att en tredje part, någon annan än installatören, kontrollerar utrustningen och observationerna.

När tillräckligt många observationer samlats, fastställs ett samband mellan högvatten på Målplatsen och på Grannplatsen/-erna, det vill säga den lokala effekten. Sambandet är vanligen någon sorts regression, det vill säga en statistisk modell.

Återkomstvärden från kapitel 5.1 justeras därefter med hjälp av detta samband. Ett exempel kommer längre fram.

5.2.2 Numerisk strömningsmodellering

Med numerisk strömningsmodellering avses att en strömningsmodell används som simulerar vattenrörelsen, vattenstånd med mera lokalt runt Målplatsen och Grannplats/-erna. Ofta används benämningar som CFD-modell, 2D-modell, 3D-modell eller fabrikatet på modellen. De har dock alla samma funktionsprincip, nämligen att lösa ett budgetproblem för vattenmängd, rörelsemängd och ytterligare några poster. Modellen drivs med vattenståndet på Grannplatserna och vinden. Geografi, djup och bottenegenskaper (råhet) läggs in i modellen.

En fundamental egenskap hos numeriska modeller är att de inte kan förbättra ett felaktigt ingångsvärde. Om exempelvis vindstyrkan är felaktig så kommer de beräknade vattenståndshändelserna att bli fel.

Om något av ingångsvärdena i sin tur kommer från en annan modell, till exempel från en prognosmodell för vattenstånd (i stället för från en Grannplats), så gäller naturligtvis även då att den lokala modellens resultat inte kan bli bättre än prognosmodellens resultat. Vår erfarenhet är att felet i prognosen av höga vattenstånd oftast är större än felet i lägre, icke-extrema, vattenstånd.

Ett principiellt problem är att resultat från numerisk modellering inte säger något om hur pass bra de är. Det finns ingen numerisk beräkningsmodell som kan skatta sitt eget fel. Om så hade varit fallet, skulle det förstås ha inkorporerats i modellen. Istället måste en mätning utföras på mållokalen som sedan jämförs med modellresultatet. Eventuellt måste modellen justeras och beräkningen upprepas. Proceduren kallas validering eller kalibrering.

Mätningen måste utföras enligt beskrivningen i kapitel 5.2.1 för att vara användbar. Kraven på mätningen är alltså inte lägre, när den ska användas för kontroll av en modell.

När modellen är uppsatt och kontrollerad ska den användas för att ta fram återkomstvärden. För detta krävs en lämplig metodik, inklusive felskattning.

För att modellera högvatten krävs:

- Korrekt vattenstånd på modellens gräns, rand, mot havet. Detta kallas randvillkor.
- Korrekt vindstyrka och vindriktning i modellområdet.
- Korrekt djup i modellen och tillräckligt hög upplösning av geografin.
- Kontroll, validering, av resultatet mot mätningar på Målplatsen.
- En god metod för att få fram återkomstvärden från modellresultaten

Onödiga saker vid högvattenmodellering:

- Lufttrycket är inte viktigt på den lokala skalan; upp till några hundra kilometer.
- Salthalt och temperatur är inte viktigt för att beräkna högvattenhändelser. Avkräv motivering om den som ska modellera hävdar det. Varje extra parameter som ska modelleras medför mer räknearbete, längre tid och högre kostnad. Om parametern därtill är onödig handlar det om resursslöseri.

Så kallad 3D-modellering är inte nödvändig, eftersom de långa vågor som studeras inte har någon strömvariation i djupled. 3D-modellering är en sann resursslukare. Kräv därför förklaring om den som ska modellera föreslår det.

Efter modellering och kontroll gör man på samma sätt som efter mätning. Ett samband mellan högvatten på Grannplatsen och högvattnet på Målplatsen fastställs, det vill säga den lokala effekten. Återkomstvärden från kapitel 5.1 justeras därefter med hjälp av detta samband.

5.2.3 Direkt beräkning

Det finns enkla skattningar av en del lokala effekter, främst vinduppstuvningen. Man utgår då från egenskaper som djup och bredd på vattenområdet, vindstyrka och vindriktning vid högvatten med mera. Sambanden tas fram genom analys av den tillämpliga fysiken, och ger skattning på vattenståndsförhöjningen (eller –sänkningen), det vill säga den lokala effekten.

Återkomstvärden från kapitel 5.1 **Fel! Hittar inte referensälla.** kan justeras med hjälp av sådana samband.

5.3 Justera för den lokala effekten

Du har nu ett samband mellan högvattnet på Grannplatsen och på Målplatsen. Justera högvattnen på Grannplatsen med någon av metoderna från kapitel 5.2. Du får då en datamängd som representerar högvattnen på Målplatsen, plus de fel din modell tillför. Ingen modell är felfri.

Du kan behöva utvärdera felet hos flera olika varianter av modell och datakälla för att välja den bästa.

5.4 Beräkna återkomstvärden för Målplatsen

Beräkna återkomstvärdet för de återkomsttider du är intresserad av från den för lokala effekter justerade datamängden.

Om du använt två Grannplatser får du två återkomstvärden på Målplatsen för varje återkomsttid. Om de inte är lika, vilket de aldrig är, kan du bilda ett avståndsviktat medelvärde eller förkasta det mer osannolika av dem. Att förkasta värden kräver ett objektivt, logiskt resonemang. Det måste, med andra ord, finnas skäl utöver att man helt enkelt inte gillar värdet ifråga. Ett exempel på hur återkomstvärdet för Målplatsen kan beräknas finns i kapitel 6.

6 Exempel på beräkning av lokalt vattenstånd

I detta avsnitt beskriver vi hur en beräkning kan göras med Falkenberg som exempel. Siffrorna är verklighetsnära, men vi garanterar inte deras riktighet. Syftet är att beräkna återkomstvärdet för vattenstånd med återkomsttiden 100 år i Falkenberg, vår Målplats. Vi har tillgång till en knappt tre år lång observationsserie därifrån.

Observationerna är utförda med en inmätt pegel. Det betyder att vi kan relatera observationerna till ett känt höjdsystem.

Vi har inspekterat vattenståndsmätaren och funnit att den är av acceptabel kvalitet, att den får tillsyn och underhålls. Den sitter inte i en pegelbrunn, vilket gör att den kan vara utsatt för störningar till exempel då det går vågor på mätplatsen (figur 26).



Figur 26. Pegeln sitter vid lotsstationen i Falkenberg, en bit upp i Ätran.



Figur 27. Foto av vattenståndsmätaren i Falkenberg. Den sitter inbyggd i träkonstruktionen i hörnet av bryggan. Djupet är 3 meter på platsen. Foto: SMHI.

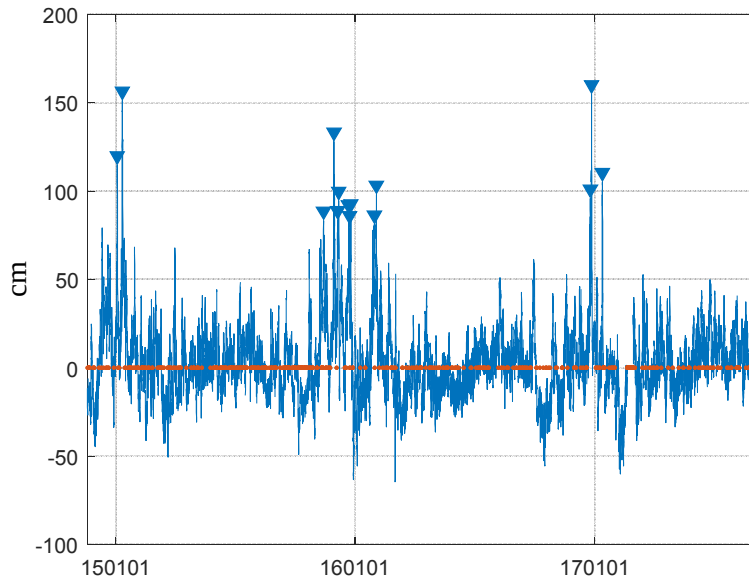
Pegeln sitter på en acceptabel plats (figur 27). Om vi vill beräkna återkomsttiden i Falkenbergs hamn är den utmärkt placerad. Vi bedömer att den inte är utsatt för störningar som ger värden som avviker från vattenståndet i havet närmast Falkenberg med mer än 5-10 cm.

Den har inte varit uppvärmd på vintern. Vi måste därför granska alla observationer noggrant för att hitta eventuella perioder med felaktiga, frysta observationer.

6.1 Utforska observationerna

Observationsserien har en del avbrott och innehåller några uppenbara felaktigheter. Genom okulärbesiktning av hela observationsserien har vi försökt ta bort alla sådana

episoder. Hålen utgör 1691 av sammanlagt 24627 timmar, det vill säga knappt 7 % av tiden. De datahål som därmed uppstod är ganska korta och inte systematiska i tiden (figur 28). Det är därför troligt att datahålen inte ger någon systematisk betingning som påverkar beräkningen av återkomstvärden. Mer konkret uttryckt: Det är inte troligt att det är datahål oftare just när det är högvatten, än annars.



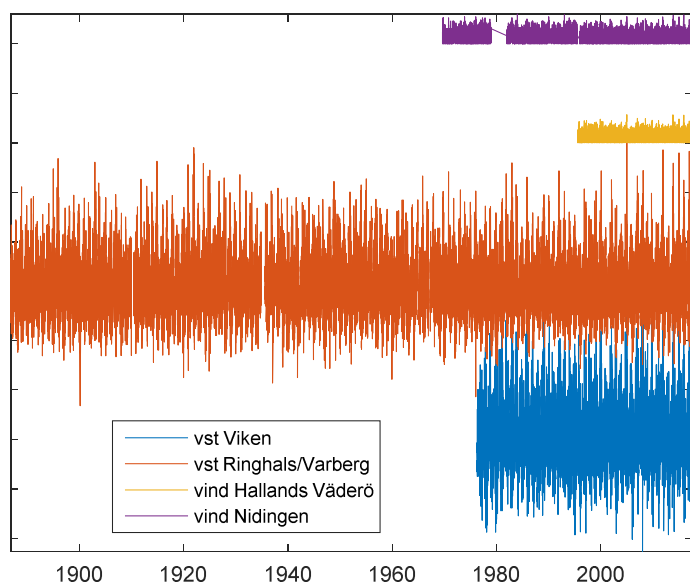
Figur 28. Vattenstånd, i centimeter, mot tid (ååmmdd) i Falkenberg från vintern 2014-2015. De brunröda punkterna (som nästan sammanfaller till ett streck) markerar saknade observationer. Högvatten över 80 cm är markerade med trianglar.

Från Viken till Falkenberg är det 80 km fågelvägen och från Falkenberg till Ringhals är det 50 km (figur 16).

Viken ligger på ett speciellt ställe: I Öresund söder om Skälderviken och Kullen och i Kattegatts sydligaste del. Falkenberg och Ringhals har enklare geografi, med rak kust åt söder och norr.

- Vi kan förvänta oss att vattenståndet i Ringhals är representativt för den raka, öppna Hallandskusten.
- Falkenbergs geografi liknar Ringhals. Detta och närheten dem emellan gör att vi förväntar oss att vattenstånden, inklusive högvatten, är lika varandra.
- Vi kan anta att vattenståndet i Viken är utsatt för lokala effekter, eftersom Öresund öppnar sig som en tratt åt väst till nordväst.

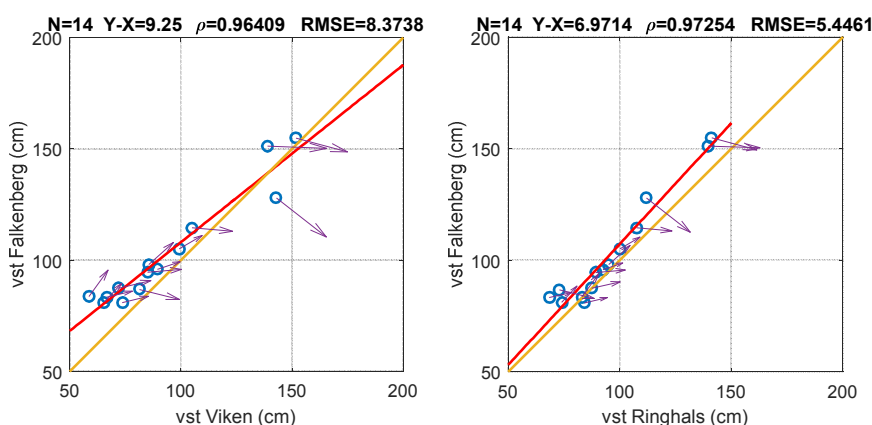
I tillägg till observationerna på Målplatsen, Falkenberg, tar vi nu fram tidsserierna från Grannplatserna; Viken och Ringhals. Vi har i detta fall turen att ha vindobservationer från två lämpliga lokaler, nämligen Nidingen och Hallands Väderö (figur 16). De är lämpliga eftersom de ligger nära Falkenberg och eftersom vindmasterna är helt exponerade mot Kattegatt för vindar från sydsydost till nordnordost – pålandsvind – och därmed mäter den vind som till stor del driver vattenståndet längs kusten.



Figur 29. Vattenstånds- och vindobservationernas utsträckning i tid. Kurvorna, vattenstånd mot tid, har staplats på varandra för att man ska se vilka perioder de täcker; y-axeln är godtycklig.

För Nidingen finns observationer från 1969-09-01. Observationsmetoden har bytts under denna tid. 1995 bytte SMHI till det standardiserade automatsystemet på Nidingen. Det kan alltså finnas skillnader i noggrannhet på vinddata under perioden fram till idag. För Hallands Väderö finns observationer från 1995-08-01. En översikt över observationernas historia visas i figur 29.

På förekommen anledning vill vi varna för att använda inlandsstationer för vinddata, till exempel Trafikverkets mätningar längs vägarna. De är otjänliga för våra ändamål, på grund av läget långt in på land och andra faktorer som rör mätningarnas kvalitet och homogenitet.



Figur 30. Vattenståndet i Falkenberg mot detsamma i Viken respektive Ringhals vid högvattentillfällena, ringar. Regressionslinje, röd, och jämförelselinje, $y=x$, gul. Pilarna visar vinden vid resp. tillfälle (norr uppåt, väst åt höger).

Vi börjar med att leta upp ett antal högvattentillfällen i den rensade, knappt tre år långa tidsserien från Falkenberg. Vi väljer en tröskel på 80 centimeter och finner de 14 högvattnen i figur 25. För att undersöka skillnaden i högvattennivå mellan Falkenberg och Viken respektive Ringhals, ritar vi helt enkelt upp dem mot varandra. Högvattentillfällena behöver ju inte inträffa precis samma klockslag på två olika lokaler,

därför letar vi för varje högvattentidpunkt i Falkenberg upp motsvarande högsta vattenstånd i Viken inom sex timmar. På samma sätt görs för Ringhals.

Resultateten visas i figur 30. De röda regressionslinjerna visar, som väntat, att Ringhals överensstämmer bättre med Falkenberg än vad Viken gör.

Om alla blå cirklar i figur 30 låg på de gula diagonalerna skulle de beräknade värdena vara exakt rätt. Nu gör de inte det; de avviker lite uppåt eller nedåt eftersom det finns en skillnad mellan det observerade, sanna värdet, X , och det beräknade, Y . Vi tar alla sådana avvikelser, kvadrerar dem, bildar medelvärdet och tar roten ur detta. Då får vi medelkvadratavvikelsen "RMSE". Den beräknas alltså som

$$\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - Y_i)^2}$$

där X_i, Y_i är ett av N värdepar.

Ju bättre X och Y samvarierar, desto mindre blir medelkvadratavvikelsen. Den är ett vanligt sätt att uttrycka godhet⁴ i en passning av observationer till en regressionslinje. När vi utvärderar våra olika modellalternativ bör vi vanligen välja den som har minst medelkvadratavvikelse.

Medelkvadratavvikelsen är 8 cm Falkenberg-Viken och 6 cm Falkenberg-Ringhals. Således väljer vi Ringhals som råmaterial och enda Grannplats.

6.2 Bygg en förklaringsmodell

Med ledning av den kunskap vi nu skaffat oss om geografin, observationerna och deras samband, skapar vi en regressionsmodell för att se hur bra högvattnen i Falkenberg förklaras av högvattnen i Ringhals, samt, eventuellt, vinden på Nidingen eller Hallands Väderö. Vi försöker alltså förklara en sak med en eller två andra.

Rent konkret använder vi en så kallad linjär regression. Vi vill undersöka hur bra sambanden

$$vst_{Falkenberg} = \text{konstant} + \alpha \cdot vst_{Ringhals} \quad (a)$$

respektive

$$vst_{Falkenberg} = \text{konstant} + \alpha \cdot vst_{Ringhals} + \beta \cdot U^2 \quad (b)$$

är. U är vindstyrkan från Nidingen eller Hallands Väderö. Vindstyrkan måste kvadreras för att motsvara den kraft med vilken vinden ändrar vattenståndet.

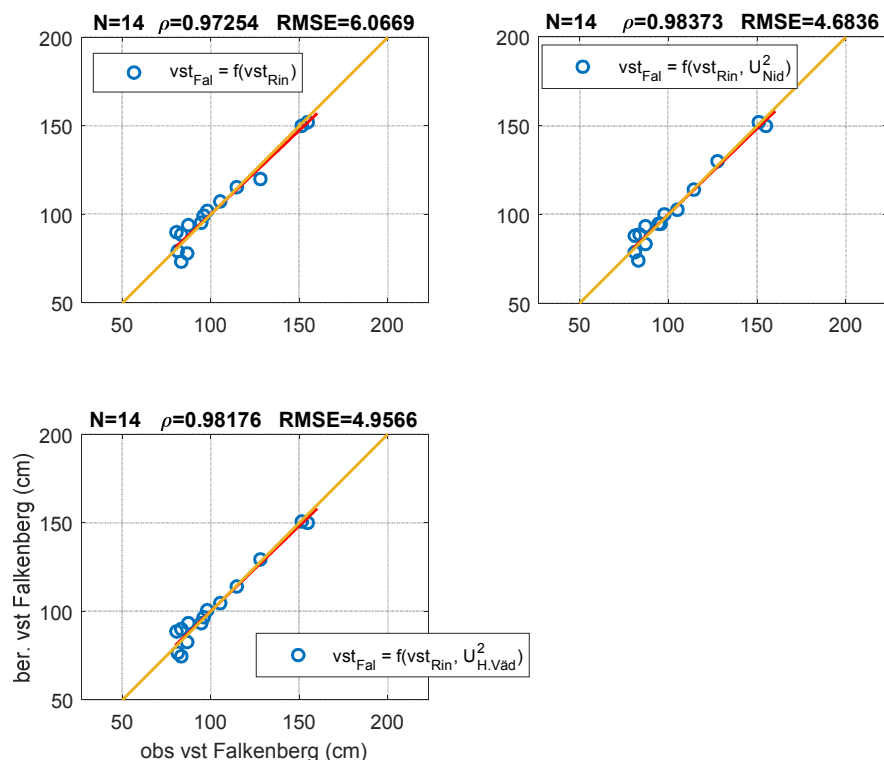
I figur 31 ser vi hur väl tre olika modeller reproducerar 14 högvatten i Falkenberg utgående från högvatten i Ringhals och vinden på Nidingen och Hallands Väderö. På x-axeln ser vi observationen, det sanna värdet. På y-axeln det beräknade värdet.

Med vattenståndet i Ringhals som enda förklarare får vi en medelkvadratavvikelse på 6 cm. Det var detta fall vi såg tidigare. Om vi lägger till vinden på Nidingen som förklarare minskar avvikelsen till 4.7 cm, således en viss förbättring. Tar vi istället vinden på Hallands Väderö blir den 5.0 cm. Skillnaden mellan dessa tre fall är liten. Om vi skulle undersöka den enligt konstens alla regler skulle vi finna att skillnaden inte är signifikant 95 %.

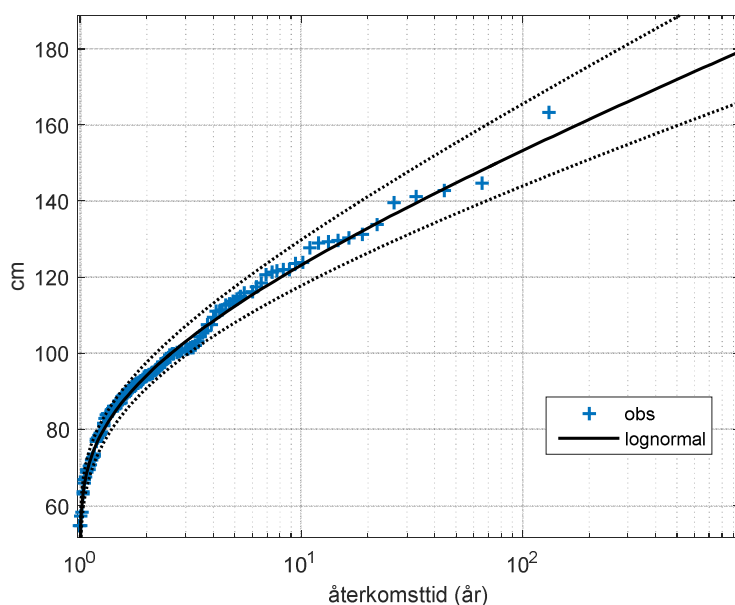
Ett viktigt resultat är att överensstämmelsen mellan observerat och beräknat värde är god även för de båda högsta värdena. Om vi hade haft god överensstämmelse för låga

⁴ Hur pass bra

vattenstånd men dålig för höga skulle vi inte ha litat på vår modell för de intressantaste värdena – de högsta.



Figur 31. Beräknat mot observerat högvatten i Falkenberg. Överst till vänster med vattenståndet i Ringhals som förklarande variabel (a), överst till höger med vattenstånd i Ringhals och vind på Nidingen (b) och underst vattenstånd Ringhals och vind på Hallands Väderö (c). Regressionslinjer är röda och referenslinjerna är gula. N är antalet värdepar (X,Y) och ρ är deras korrelationskoefficient.



Figur32. Återkomstvärde (cm) mot återkomsttid (år) för Ringhals/Varberg. En lognormalfördelning anpassad till 132 årliga högsta högvatten. De streckade linjerna anger ett 95-procentigt konfidsintervall.

Vi har bara en Grannplats, Ringhals/Varberg. Vi finner, med standardförfarande som inte beskrivs här, att en lognormalfördelning passar bra till högvattenobservationerna (figur 32).

Vi kan nu göra på två olika sätt: antingen använder vi vår envariabelregression (a) i figur 31 och får en bra skattning av vattenståndet i Falkenberg under 132 år, eller också tar vi tvåvariabelregressionen (b) och får en något bättre skattning i 48 år. (Det finns vindobservationer från Nidingen för de 48 åren från 1969-1991).

Vi gör sedan en extremanalys på regressionsresultatet och får de återkomstvärden vi önskar.

Vilken modell ska vi välja?

För att avgöra detta ska vi nu skatta osäkerheterna i de båda alternativen.

I figur 32 läser vi av att återkomstvärdet är 153 cm för återkomsttiden 100 år. Tillhörande konfidensintervall är $165 - 144 = 21$ cm brett när 132 år använts för beräkningen. Konfidensintervallet ska tolkas som att sannolikheten att intervallet innehåller det riktiga, okända, värdet är 95 %.

Konfidensintervallets bredd (21 cm) är ungefär fyra gånger återkomstvärdets standardavvikelse, vilken alltså är ungefär 5 cm. Variansen, standardavvikelsens kvadrat, är då 25 cm^2 . Ett fundamentalt samband i statistiken säger att variansen hos en skattning är omvänt proportionell mot antalet observationer som den är gjord av. Om vi alltså beräknar återkomstvärdet från 48 observationsår istället för 132 får vi en högre varians, ett bredare konfidensintervall. Variansen med 48 år blir ungefär $25 \cdot 132/48 = 69 \text{ cm}^2$.

Modell (a) har en varians på runt 50 cm^2 hos det predikterade högvattnet, modell (b) har 40 cm^2 .

Den totala osäkerheten uttryckt som varians är summan av delvarianserna. Vi får

- modell (a) $50 + 25 = 75 \text{ cm}^2$
- modell (b) $40 + 69 = 109 \text{ cm}^2$

Vi får således en mindre osäkerhet genom att använda den enklare modellen (a) med bara vattenståndet i Ringhals/Varberg som förklarare, eftersom den lilla förbättring vinden ger förloras i och med att bara en tredjedel av datamängden kan användas.

Att en enkel modell och en lång tidsserie gav bäst resultat är inte någon regel. Det kan mycket väl vara tvärtom i ett annat fall. Därför måste man genomföra en osäkerhetsskattning för varje fall.

Om man inte kan skatta osäkerheten i sitt resultat betyder det att man saknar kunskap om osäkerheten i de olika beräkningsstegen. Konsekvensen är att resultatet måste behandlas med motsvarande försiktighet och sund skepsis, vilket i allmänhet innebär att användaren av resultatet måste lägga på extra säkerhetsmarginaler.

6.3 Beräkna återkomstvärden för Målplatsen

Utskriften i figur 33 är typisk för en linjär regression i någon av många mjukvaror som finns. Den visar vår modell (a). Vi kan se att $\alpha = 1,08$ och konstanten är -1 , alltså i princip att alla högvatten i Falkenberg är 8 % högre än i Ringhals.

Hur ska vi ta fram återkomstvärdena i Falkenberg? Efter att vi tillämpat modell (a) på vattenståndet i Ringhals har vi en skattning av 132 års vattenstånd i Falkenberg. På det materialet kan vi nu tillämpa en likadan extremvärdesanalys som den vi gjorde för Ringhals, i avsnitt 6.2. Vi får en graf motsvarande den i figur 30, men för Falkenberg.

Kan man, som ett alternativ, ta återkomstvärdena för Ringhals och tillämpa modell (a) bara på dem? Det blir ju en enormt mycket mindre datamängd. I vårt fall handlar det ju bara om att öka ett enda värde, 100-årsvärdet 153 cm, med åtta procent!

Linear regression model:

Falkenberg ~ 1 + Ringhals

Estimated Coefficients:

	Estimate	SE	tStat	pValue
(Intercept)	-1.0538	7.3823	-0.14274	0.88886
Ringhals	1.0834	0.074843	14.476	5.8342e-09

Number of observations: 14, Error degrees of freedom: 12

Root Mean Squared Error: 6.07

R-squared: 0.946, Adjusted R-Squared 0.941

F-statistic vs. constant model: 210, p-value = 5.83e-09

Figur 33. Utskrift från en beräkning av linjär regression.

Ja, i detta fall går det bra. Det beror på att vi använt lognormalfördelningen. Denna har två parametrar, väntevärdet μ och variansen σ^2 , vilka vi skattar från våra högvatten, X . Skattningarna är stickprovsmedelvärdet respektive stickprovsvariansen:

$$\mu \approx \overline{\ln X}$$

$$\sigma^2 \approx \text{Var}(\ln X)$$

Vår modell (a) innebär ju att vi gör omvandlingen $Y = \alpha X = 1.08X$.

För den nya fördelningen, den för Falkenberg, får vi stället följande parametrar i lognormalfördelningen

$$\mu' \approx \overline{\ln Y} = \ln \alpha + \overline{\ln X}$$

$$\sigma^2 \approx \text{Var}(\ln Y) = \text{Var}(\ln X)$$

Eftersom endast väntevärdet och inte variansen ändras, betyder det att fördelningen förskjuts åt höger och med den återkomstvärdet, som alltså även det ökar med faktorn α .

Att man kan justera för den lokala effekten genom att tillämpa en justering bara på Grannplatsens återkomstvärde, i stället för på hela den justerade tidsserien, är ingen allmän regel.

Det gick bra i detta fall tack vare justeringens utseende och lognormalfördelningens egenskaper. För varje fall av regression och extremvärdesfördelning måste man undersöka om det är tillåtet. Man kan dock alltid tillämpa sin justering på hela materialet från Grannplatsen och sedan göra en extremanalys på hela detta material. Det är naturligtvis betydligt mer arbetskrävande. Tänk på att man kan vara tvungen att byta extremvärdesfördelning efter justeringen.

Slutligen: Återkomstvärdet för högvatten i Falkenberg är alltså $153 \cdot 1.08 = 165$ cm med en återkomsttid på 100 år. Variansen av denna skattning är 75 cm^2 , vilket ger ett 95-procentigt konfidensintervall på ± 17 cm.

7 Slutord

I denna rapport har vi definierat ett begrepp, den lokala effekten, som skillnaden mellan vattenståndet vid en plats med känt vattenstånd till en närbelägen plats där man vill veta exempelvis återkomstvärdet för högvatten med en viss återkomsttid. Med närbelägen menar vi avståndet till en plats där vattenståndet observerats med god noggrannhet under många år. I praktiken är avståndet som mest 50-100 kilometer.

Vi har beskrivit översiktligt vad som påverkar vattenståndet, i synnerhet högvatten, och hur olika fenomen kan samverka. Vi har givit några olika exempel på vattenståndshändelser på regional och lokal skala. Ett exempel på den regionala skalan är vattenståndsförändringar med tidsskalan från veckor och längre kommer från Nordsjön och utbreder sig genom Östersjön ända upp till Bottenviken, och ett exempel på den lokala är seicher och vinduppstuvning i Göta Älvs mynning under en storm.

Som en service till läsaren ger vi ett förslag på hur sannolikheten för högt vattenstånd kan beräknas på den plats vi är intresserade av, Målplatsen, genom att använda observationer från en plats i närheten rik på observationer, Grannplatsen. Denna förflyttning av vattenståndsinformation innebär en justering för den lokala effekten.

Förflyttningen, justeringen, kan ske med en statistisk modell, en numerisk strömningsmodell eller enklare fysikaliska samband. I allmänhet måste man kombinera ett par av dessa. Vi ger några grundläggande men allmänna rekommendationer till den som ska ta ställning till de olika modellalternativ som ofta erbjuds.

Vi betonar att det är viktigt att man har goda observationer även från Målplatsen under en eller några säsonger. Detta är nödvändigt för att kontrollera (kalibrera, validera) den justeringsmetod man valt, och för att få underlag till skattningen av metodens osäkerhet. Utan en sådan kontroll är man utlämnad till Hoppets Metod – att hoppas att det blev någorlunda rätt.

Avslutningsvis ger vi ett exempel på beräkning av 100-årsvärdet för vattenstånd i Falkenberg, Målplatsen, utgående från observationer på Grannplatserna Ringhals/Varberg respektive Viken vid Höganäs. Vi har försökt illustrera de viktigaste stegen utan att fördjupa oss i detaljer. Vi försöker även visa på vilka för- och nackdelar som finns med mycket observationer under en kortare tid och färre observationer under en längre tid.

8 Referenser

- Gröen, P. and Dorrestein, R. (1976) *Zeegolven*. KNMI Opstellen op Oceanografisch en Maritiem Meteorologisch Gebied, 11, 124 pp.
- Mase, H. (1989) *Random Wave Runup Height on Gentle Slope*. J. Waterway, Port Coastal and Ocean Engineering, Vol. 115, No. 5, September 1989, Paper No. 23878.
- Schöld, S., Hellström, S., Ivarsson, C.-L., Kållberg, P., Lindow, H., Nerheim, S., Schimanke, S., Södling, J. och Wern, L. (2017) *Vattenståndsdynamik längs Sveriges kust*. SMHI Oceanografi Nr 123.
- U.S. Army Corps of Engineers (2011) *Coastal Engineering Manual (CEM)*, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C.
- van der Meer, J. W. and Stam, C. M. (1992) *Wave Runup on Smooth and Rock Slopes of Coastal Structures*. J. Waterway, Port Coastal and Ocean Engineering, Vol. 118, No. 5, September/October 1992, Paper No. 1626.

Bilaga 1 – Ordlista

Bottenlutning	Här definierad som relationen mellan djupskillnaden över en viss horisontell sträcka. Ju lägre värde, desto mer långgrund.
Dyning	Vågor som inte längre tar emot vindenergi, antingen för att vinden slutat blåsa eller för att vågorna lämnat bildningsområdet.
Fullt utvecklad sjö	Om <i>stryklängd</i> och vindens varaktighet är tillräckligt långa, uppnås ett tillstånd som kallas fullt utvecklad sjö. Vågornas höjd och period kommer då inte längre att öka.
Grannplats	En plats i närheten av <i>Målplatsen</i> med många år av bra vattenståndsobserverationer.
Målplats	Den plats där du vill veta högvattennivåerna.
Pegel	Vattenståndsmätare.
Reguljära vågar	Ett fält med reguljära vågor kännetecknas av att vågorna har samma period, riktning och höjd. Exempel på reguljära vågor är svall. Vågkammarna är långa och vågorna sinusformade.
Seiche	En resonans i ett vattenområde; en vik eller ett helt havsområde som Kattegatt. Även kallat egensvängning eller stående våg.
Stryklängd	Den sträcka vågen färdas medan den växer i <i>våghöjd</i> och <i>vågperiod</i> under påverkan av vind.
Vinduppstuvning	Vindorsakad vattenståndshöjning.
Vindvågor	Vågor som bildas när vinden blåser över vattenytan. Ett fält med vindvågor kännetecknas av att många olika vågor förekommer på samma plats samtidigt.
Våghöjd	Höjdskillnaden mellan vågens topp och dess dal. För <i>reguljära vågor</i> är detta samma som dubbla avvikelsen från medelvattenytan. Toppen av en våg som är 1 m hög ligger därmed 0.5 m över det aktuella (stilla) vattenståndet.
Vågperiod	Tidsintervallet mellan två på varandra följande vågotoppar.
Vågriktning	Den riktning vågen färdas mot.
Våguppsköljning (eng: <i>wave runup</i>)	Om vågor når strandlinjen (det vill säga, om det inte är alltför långgrund) sköljer de upp på stranden. Våguppsköljningen är den vertikala höjd (relativt det aktuella vattenståndet) som vågorna sköljer upp. I detta värde ingår eventuell <i>våguppstuvning</i> .

Våguppstuvning (eng: <i>wave setup</i>)	När vågor rullar in över en långgrund strand och bryter skapas våguppstuvning, vilket innebär en lokal minskning av vattenståndet där vågorna börjar bryta och ett ökat vattenstånd vid den aktuella strandlinjen. Våguppstuvningen är den vertikala höjd som vågorna stugar upp, relativt vattenståndet utan vågor (eller vattenståndet på djupt vatten).
Återkomsttid (återkomstperiod)	Den genomsnittliga tiden mellan två händelser. Låt oss anta att händelserna är "vattenstånd över 88 cm". Om detta på en viss lokal inträffar i genomsnitt vart tionde år så är återkomsttiden tio år.
Återkomstvärde	Det värde som i genomsnitt återkommer med en viss <i>återkomsttid</i> . Till varje återkomstvärde hör en återkomsttid och omvänt.

SMHIs publiceringar

SMHI ger ut sju rapportserier. Tre av dessa, R-serierna är avsedda för internationell publik och skrivs därför oftast på engelska. I de övriga serierna används det svenska språket.

Seriernas namn	Publiceras sedan
RMK (Report Meteorology and Climatology)	1974
RH (Report Hydrology)	1990
RO (Report Oceanography)	1986
METEOROLOGI	1985
HYDROLOGI	1985
OCEANOGRAFI	1985
KLIMATOLOGI	2009

I serien OCEANOGRAFI har tidigare utgivits:

- | | | | |
|---|--|----|--|
| 1 | Lennart Funkquist (1985)
En hydrodynamisk modell för
spridnings- och
cirkulationsberäkningar i Östersjön
Slutrapport | 9 | Barry Broman (1986)
Oceanografiska stationsnät - Svenskt
Vattenarkiv |
| 2 | Barry Broman och Carsten Pettersson.
(1985)
Spridningsundersökningar i yttre
fjärden Piteå | 10 | <i>Vakant – kommer ej att utnyttjas!</i> |
| 3 | Cecilia Ambjörn (1986)
Utbyggnad vid Malmö hamn; effekter
för Lommabuktens vattenutbyte | 11 | Cecilia Ambjörn (1987)
Spridning av kylvatten från
Öresundsverket |
| 4 | Jan Andersson och Robert Hillgren
(1986)
SMHIs undersökningar i
Öregrundsgrepen perioden 84/85 | 12 | Bo Juhlin (1987)
Oceanografiska observationer utmed
svenska kusten med kustbevakningens
fartyg 1986 |
| 5 | Bo Juhlin (1986)
Oceanografiska observationer utmed
svenska kusten med kustbevakningens
fartyg 1985 | 13 | Jan Andersson och Robert Hillgren
(1987)
SMHIs undersökningar i
Öregrundsgrepen 1986 |
| 6 | Barry Broman (1986)
Uppföljning av sjövärmepump i Lilla
Värtan | 14 | Jan-Erik Lundqvist (1987)
Impact of ice on Swedish offshore
lighthouses. Ice drift conditions in the
area at Sydostbrotten - ice season
1986/87 |
| 7 | Bo Juhlin (1986)
15 års mätningar längs svenska kusten
med kustbevakningen (1970 - 1985) | 15 | SMHI/SNV (1987)
Fasta förbindelser över Öresund -
utredning av effekter på vattenmiljön i
Östersjön |
| 8 | Jonny Svensson (1986)
Vågdata från svenska kustvatten 1985 | 16 | Cecilia Ambjörn och Kjell Wickström
(1987)
Undersökning av vattenmiljön vid
utfyllnaden av Kockums varvsbassäng.
Slutrapport för perioden
18 juni - 21 augusti 1987 |

- 17 Erland Bergstrand (1987)
Östergötlands skärgård - Vattenmiljön
- 18 Stig H. Fonselius (1987)
Kattegatt - havet i väster
- 19 Erland Bergstrand (1987)
Recipientkontroll vid Breviksnäs
fiskodling 1986
- 20 Kjell Wickström (1987)
Bedömning av kylvattenrecipienten för
ett kolkraftverk vid Oskarshamnsverket
- 21 Cecilia Ambjörn (1987)
Förstudie av ett nordiskt modellsystem
för kemikaliespridning i vatten
- 22 Kjell Wickström (1988)
Vågdata från svenska kustvatten 1986
- 23 Jonny Svensson, SMHI/National
Swedish Environmental Protection
Board (SNV) (1988)
A permanent traffic link across the
Öresund channel - A study of the
hydro-environmental effects in the
Baltic Sea
- 24 Jan Andersson och Robert Hillgren
(1988)
SMHIs undersökningar utanför
Forsmark 1987
- 25 Carsten Peterson och Per-Olof
Skoglund (1988)
Kylvattnet från Ringhals 1974-86
- 26 Bo Juhlin (1988)
Oceanografiska observationer runt
svenska kusten med kustbevakningens
fartyg 1987
- 27 Bo Juhlin och Stefan Tobiasson (1988)
Recipientkontroll vid Breviksnäs
fiskodling 1987.
- 28 Cecilia Ambjörn (1989)
Spridning och sedimentation av tippat
lermaterial utanför Helsingborgs
hamn område
- 29 Robert Hillgren (1989)
SMHIs undersökningar utanför
Forsmark 1988
- 30 Bo Juhlin (1989)
Oceanografiska observationer runt
svenska kusten med kustbevakningens
fartyg 1988
- 31 Erland Bergstrand och Stefan
Tobiasson (1989)
Samordnade kustvattenkontrollen i
Östergötland 1988
- 32 Cecilia Ambjörn (1989)
Oceanografiska förhållanden i
Brofjorden i samband med
kylvattenutsläpp i Trommekilen
- 33a Cecilia Ambjörn (1990)
Oceanografiska förhållanden utanför
Vendelsöfjorden i samband med
kylvatten-utsläpp
- 33b Eleonor Marmefelt och Jonny Svensson
(1990)
Numerical circulation models for the
Skagerrak - Kattegat. Preparatory study
- 34 Kjell Wickström (1990)
Oskarshamnsverket - kylvattenutsläpp i
havet - slutrapport
- 35 Bo Juhlin (1990)
Oceanografiska observationer runt
svenska kusten med kustbevakningens
fartyg 1989
- 36 Bertil Håkansson och Mats Moberg
(1990)
Glommaälvens spridningsområde i
nord-östra Skagerrak
- 37 Robert Hillgren (1990)
SMHIs undersökningar utanför
Forsmark 1989
- 38 Stig Fonselius (1990)
Skagerrak - the gateway to the North
Sea
- 39 Stig Fonselius (1990)
Skagerrak - porten mot Nordsjön.
- 40 Cecilia Ambjörn och Kjell Wickström
(1990)
Spridningsundersökningar i norra
Kalmarsund för Mönsterås bruk
- 41 Cecilia Ambjörn (1990)
Strömningsteknisk utredning avseende
utbyggnad av gipsdeponi i Landskrona
- 42 Cecilia Ambjörn, Torbjörn Grafström
och Jan Andersson (1990)
Spridningsberäkningar - Klints Bank

- 43 Kjell Wickström och Robert Hillgren (1990)
Spridningsberäkningar för EKA-NOBELs fabrik i Stockviksverken
- 44 Jan Andersson (1990)
Brofjordens kraftstation -
Kylvattensspridning i Hanneviken
- 45 Gustaf Westring och Kjell Wickström (1990)
Spridningsberäkningar för Höganäs kommun
- 46 Robert Hillgren och Jan Andersson (1991)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1990
- 47 Gustaf Westring (1991)
Brofjordens kraftstation -
Kompletterande simulering och analys av kylvattensspridning i Trommekilen
- 48 Gustaf Westring (1991)
Vågmätningar utanför Kristianopel -
Slutrapport
- 49 Bo Juhlin (1991)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1990
- 50A Robert Hillgren och Jan Andersson (1992)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1991
- 50B Thomas Thompson, Lars Ulander, Bertil Håkansson, Bertil Brusmark, Anders Carlström, Anders Gustavsson, Eva Cronström och Olov Fäst (1992).
BEERS -92 Final edition
- 51 Bo Juhlin (1992)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1991
- 52 Jonny Svensson och Sture Lindahl (1992)
Numerical circulation model for the Skagerrak - Kattegatt
- 53 Cecilia Ambjörn (1992)
Isproppsförebyggande muddring och dess inverkan på strömmarna i Torneälven
- 54 Bo Juhlin (1992)
20 års mätningar längs svenska kusten med kustbevakningens fartyg (1970 - 1990)
- 55 Jan Andersson, Robert Hillgren och Gustaf Westring (1992)
Förstudie av strömmar, tidvatten och vattenstånd mellan Cebu och Leyte, Filippinerna
- 56 Gustaf Westring, Jan Andersson, Henrik Lindh och Robert Axelsson (1993)
Forsmark - en temperaturstudie.
Slutrapport
- 57 Robert Hillgren och Jan Andersson (1993)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1992
- 58 Bo Juhlin (1993)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1992
- 59 Gustaf Westring (1993)
Isförhållandena i svenska farvatten under normalperioden 1961-90
- 60 Torbjörn Lindkvist (1994)
Havsområdesregister 1993
- 61 Jan Andersson och Robert Hillgren (1994)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1993
- 62 Bo Juhlin (1994)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1993
- 63 Gustaf Westring (1995)
Isförhållanden utmed Sveriges kust - isstatistik från svenska farleder och farvatten under normalperioderna 1931-60 och 1961-90
- 64 Jan Andersson och Robert Hillgren (1995)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1994
- 65 Bo Juhlin (1995)
Oceanografiska observationer runt svenska kusten med kustbevakningens fartyg 1994

- 66 Jan Andersson och Robert Hillgren (1996)
SMHIs undersökningar utanför Forsmark 1995
- 67 Lennart Funkquist och Patrik Ljungemyr (1997)
Validation of HIROMB during 1995-96
- 68 Maja Brandt, Lars Edler och Lars Andersson (1998)
Översvämningar längs Oder och Wisla sommaren 1997 samt effekterna i Östersjön
- 69 Jörgen Sahlberg SMHI och Håkan Olsson, Länsstyrelsen, Östergötland (2000)
Kustzonmodell för norra Östergötlands skärgård
- 70 **Vakant – kommer ej att utnyttjas!**
- 71 **Vakant – kommer ej att utnyttjas!**
- 72 Fourth Workshop on Baltic Sea Ice Climate Norrköping, Sweden 22-24 May, 2002 Conference Proceedings
Editors: Anders Omstedt and Lars Axell
- 73 Torbjörn Lindkvist, Daniel Björkert, Jenny Andersson, Anders Gyllander (2003)
Djupdata för havsområden 2003
- 74 Håkan Olsson, SMHI (2003)
Erik Årnefelt, Länsstyrelsen Östergötland
Kustzonssystemet i regional miljöanalys
- 75 Jonny Svensson och Eleonor Marmefelt (2003)
Utvärdering av kustzonmodellen för norra Östergötlands och norra Bohusläns skärgårdar
- 76 Eleonor Marmefelt, Håkan Olsson, Helma Lindow och Jonny Svensson, Thalassos Computations (2004)
Integrerat kustzonssystem för Bohusläns skärgård
- 77 Philip Axe, Martin Hansson och Bertil Håkansson (2004)
The national monitoring programme in the Kattegat and Skagerrak
- 78 Lars Andersson, Nils Kajrup och Björn Sjöberg (2004)
Dimensionering av det nationella marina pelagialprogrammet
- 79 Jörgen Sahlberg (2005)
Randdata från öppet hav till kustzonmodellerna (Exemplet södra Östergötland)
- 80 Eleonor Marmefelt, Håkan Olsson (2005)
Integrerat Kustzonssystem för Hallandskusten
- 81 Tobias Strömgren (2005)
Implementation of a Flux Corrected Transport scheme in the Rossby Centre Ocean model
- 82 Martin Hansson (2006)
Cyanobakterieblomningar i Östersjön, resultat från satellitövervakning 1997-2005
- 83 Kari Eilola, Jörgen Sahlberg (2006)
Model assessment of the predicted environmental consequences for OSPAR problem areas following nutrient reductions
- 84 Torbjörn Lindkvist, Helma Lindow (2006)
Fyrskepsdata. Resultat och bearbetnings-metoder med exempel från Svenska Björn 1883 – 1892
- 85 Pia Andersson (2007)
Ballast Water Exchange areas – Prospect of designating BWE areas in the Baltic Proper
- 86 Elin Almroth, Kari Eilola, M. Skogen, H. Søliland and Ian Sehested Hansen (2007)
The year 2005. An environmental status report of the Skagerrak, Kattegat and North Sea
- 87 Eleonor Marmefelt, Jörgen Sahlberg och Marie Bergstrand (2007)
HOME Vatten i södra Östersjöns vattendistrikt. Integrerat modellsystem för vattenkvalitetsberäkningar
- 88 Pia Andersson (2007)
Ballast Water Exchange areas – Prospect of designating BWE areas in the Skagerrak and the Norwegian Trench

- 89 Anna Edman, Jörgen Sahlberg, Niclas Hjerdt, Eleonor Marmefelt och Karen Lundholm (2007)
HOME Vatten i Bottenvikens vatten-distrikt. Integrerat modellsystem för vattenkvalitetsberäkningar
- 90 Niclas Hjerdt, Jörgen Sahlberg, Eleonor Marmefelt och Karen Lundholm (2007)
HOME Vatten i Bottenhavets vattendistrikt. Integrerat modellsystem för vattenkvalitets-beräkningar
- 91 Elin Almroth, Morten Skogen, Ian Sehsted Hansen, Tapani Stipa, Susa Niiranen (2008)
The year 2006
An Eutrophication Status Report of the North Sea, Skagerrak, Kattegat and the Baltic Sea
A demonstration Project
- 92 Pia Andersson editor and co-authors¹, Bertil Håkansson¹, Johan Håkansson¹, Elisabeth Sahlsten¹, Jonathan Havenhand², Mike Thorndyke², Sam Dupont² *Swedish Meteorological and Hydrological Institute¹ Gothenburg University, Sven Lovén, Centre of Marine Sciences²* (2008)
Marine Acidification – On effects and monitoring of marine acidification in the seas surrounding Sweden
- 93 Jörgen Sahlberg, Eleonor Marmefelt, Maja Brandt, Niclas Hjerdt och Karen Lundholm (2008)
HOME Vatten i norra Östersjöns vatten-distrikt. Integrerat modellsystem för vattenkvalitetsberäkningar.
- 94 David Lindstedt (2008)
Effekter av djupvattenomblandning i Östersjön – en modellstudie
- 95 Ingemar Cato¹, Bertil Håkansson², Ola Hallberg¹, Bernt Kjellin¹, Pia Andersson², Cecilia Erlandsson¹, Johan Nyberg¹, Philip Axe² (2008)
¹Geological Survey of Sweden (SGU)
²The Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)
A new approach to state the areas of oxygen deficits in the Baltic Sea
- 96 Kari Eilola, H.E. Markus Meier, Elin Almroth, Anders Höglund (2008)
Transports and budgets of oxygen and phosphorus in the Baltic Sea
- 97 Anders Höglund, H.E. Markus Meier, Barry Broman och Ekaterina Kriezi (2009)
Validation and correction of regionalised ERA-40 wind fields over the Baltic Sea using the Rossby Centre Atmosphere model RCA3.0
- 98 Jörgen Sahlberg (2009)
The Coastal Zone Model
- 99 Kari Eilola (2009)
On the dynamics of organic nutrients, nitrogen and phosphorus in the Baltic Sea
- 100 Kristin I. M. Andreasson (SMHI), Johan Wikner (UMSC), Berndt Abrahamsson (SMF), Chris Melrose (NOAA), Svante Nyberg (SMF) (2009)
Primary production measurements – an intercalibration during a cruise in the Kattegat and the Baltic Sea
- 101 K. Eilola, B. G. Gustafson, R. Hordoir, A. Höglund, I. Kuznetsov, H.E.M. Meier T. Neumann, O. P. Savchuk (2010)
Quality assessment of state-of-the-art coupled physical-biogeochemical models in hind cast simulations 1970-2005
- 102 Pia Andersson (2010)
Drivers of Marine Acidification in the Seas Surrounding Sweden
- 103 Jörgen Sahlberg, Hanna Gustavsson (2010)
HOME Vatten i Mälaren
- 104 K.V Karmanov., B.V Chubarenko, D. Domnin, A. Hansson (2010)
Attitude to climate changes in everyday management practice at the level of Kaliningrad region municipalities
- 105 Helén C. Andersson., Patrik Wallman, Chantal Donnelly (2010)
Visualization of hydrological, physical and biogeochemical modelling of the Baltic Sea using a GeoDomeTM
- 106 Maria Bergelo (2011)
Havsvattenståndets påverkan längs Sveriges kust – enkätsvar från kommuner, räddningstjänst, länsstyrelser och hamnar

- 107 H.E. Markus Meier, Kari Eilola (2011)
Future projections of ecological patterns in the Baltic Sea
- 108 Meier, H.E.M., Andersson, H., Dieterich, C., Eilola, K., Gustafsson, B., Höglund, A., Hordoir, R., Schimanke, S (2011)
Transient scenario simulations for the Baltic Sea Region during the 21st century
- 109 Ulrike Löptien, H.E. Markus Meier (2011)
Simulated distribution of colored dissolved organic matter in the Baltic Sea
- 110 K. Eilola¹, J. Hansen⁴, H. E. M. Meier¹, K. Myrberg⁵, V. A. Ryabchenko³ and M. D. Skogen² (2011)
¹Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Sweden, ²Institute of Marine Research, Norway, ³St. Petersburg Branch, P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russia, ⁴National Environmental Research Institute, Aarhus University, Denmark, ⁵Finnish Environment Institute, Finland
Eutrophication Status Report of the North Sea, Skagerrak, Kattegat and the Baltic Sea: A model study
Years 2001-2005
- 111 Semjon Schimanke, Erik Kjellström, Gustav Strandberg och Markus Meier (2011)
A regional climate simulation over the Baltic Sea region for the last Millennium
- 112 Meier, H. E. M., K. Eilola, B. G. Gustafsson, I. Kuznetsov, T. Neumann, and O. P. Savchuk, (2012)
Uncertainty assessment of projected ecological quality indicators in future climate
- 113 **Vakant – kommer ej att utnyttjas!**
- 114 Domnina, Anastasia¹. Chubarenko, Boris¹ (2012) *Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Kaliningrad, Russia.*¹
“Discussion on the Vistula Lagoon regional development considering local consequences of climate changes
Interim report on the ECOSUPPORT BONUS+project No. 08-05-92421.
- 115 K. Eilola¹, J.L.S. Hansen⁴, H.E.M. Meier¹, M.S. Molchanov³, V.A. Ryabchenko³ and M.D. Skogen² (2013)
¹Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Sweden. ²Institute of Marine Research, Norway. ³St. Petersburg Branch, P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russia. ⁴Department of Bioscience, Aarhus University, Denmark
Eutrophication Status Report of the North Sea, Skagerrak, Kattegat and the Baltic Sea: A model study. Present and future climate
- 116 **Vakant – kommer ej att utnyttjas!**
- 117 Kari Eilola¹, Elin Almroth-Rosell¹, Moa Edman¹, Tatjana Eremina³, Janus Larsen⁴, Urszula Janas², Arturas Razinkovas-Basiukas⁶, Karen Timmermann⁴, Letizia Tedesco⁵, Ekaterina Voloshchuk³ (2015)
¹Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden. ²Institute of Oceanography, Gdansk University, Poland. ³Russian State hydrometeorological University, Sankt-Petersburg, Russia. ⁴Aarhus University, Roskilde, Denmark. ⁵Finnish Environment Institute, Helsinki, Finland. ⁶Coastal and Planning Research Institute, Klaipeda, Lithuania.
Model set-up at COCOA study sites
- 118 Helén C. Andersson, Lena Bram Eriksson, Niclas Hjerdt, Göran Lindström Ulrike Löptien och Johan Strömqvist. (2016)
Översikt av beräkningsmodeller för bedömning av fiskodlingars näringsämnesbelastning på sjöar, vattendrag, magasin och kustvatten
- 119 Ivan Kuznetsov, Kari Eilola, Christian Dieterich, Robinson Hordoir, Lars Axell, Anders Höglund and Semjon Schimanke. (2016)
Model study on the variability of ecosystem parameters in the Skagerrak - Kattegat area, effect of load reduction in the North Sea and possible effect of BSAP on Skagerrak - Kattegat area
- 120 Johannes Johansson, Martin Hansson (2016)
Slutrapport 2015 för uppdraget ”Databaslagring av historiska fys/kemdata från Stockholm Vatten”
”Datavärdskapet Oceanografi och Marinbiologi

- 121 Arnold Andreasson, Patrik Strömberg,
Maria Prager, Nils Nexelius (2016)
Automatisering av nationellt dataflöde
till ICES genom skördning - en
förstudie

- 122 Anders Höglund (2016)
Invasive species in the Baltic Sea A
model study of plankton transport

- 123 Sofie Schöld, Sverker Hellström,
Cajsa-Lisa Ivarsson, Per Kållberg,
Helma Lindow, Signild Nerheim,
Semjon Schimanke, Johan Södling och
Lennart Wern (2017)
Vattenståndsdynamik längs Sveriges
kust

- 124 Johan Södling, Signild Nerheim (2017)
Statistisk metodik för beräkning av
extrema havsvattenstånd



Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 NORRKÖPING
Tel 011-495 80 00 Fax 011-495 80 01

ISSN 0283-7714