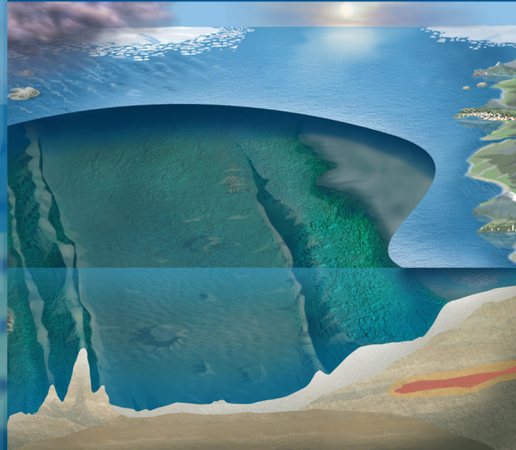


Foreløpig utgave

pr 21.10.11



Forfattere: Dag Myrhaug og  
Bjørnar Pettersen

# Havrommet og havmiljøet

Havromsteknologier

## Innhold:

Innledning	
Havkloden, illustrasjon.....	2
Generelt om havrommet.....	4
Generelt om havmiljøet.....	6
Vær og vind	
Coriolisakselerasjon.....	8
Globale vindsystemer.....	10
Værsystemer.....	12
Bølger	
Generelt om bølger.....	16
Bevegelse av bølger.....	18
Dannelse av bølger.....	20
Energitransport i bølger.....	22
Interferens av bølger.....	25
Bølger som nærmer seg kysten.....	27
Tidevannsbølger.....	30
Oppgaver.....	32
Litteraturhenvisninger.....	34



## Havkloden

**Det er mer enn 10 ganger så mye vann under havoverflaten som land- og fjellmasser over havoverflaten. Jordkloden burde derfor helst vært kalt havkloden eller vannkloden**

Havene dekker omtrent 71 % av jordas overflate. Land- og fjellmassene synes enorme, men dypene i havrommet er enda mer tankevekkende. Den høyeste toppen ligger 8848 meter over havet (Mount Everest), mens den dypeste delen av havbunnen ligger nesten 11000 meter under overflaten (Mariana Trench i Stillehavet).

Den midlere høyden av alle land- og fjellmassene over havnivået er omtrent 840 meter, mens den midlere dybden av havene er rundt 3800 meter. Tenker vi tredimensjonalt, betyr dette at volumet av havvannet er mer enn 10 ganger volumet av land og fjellmassene.

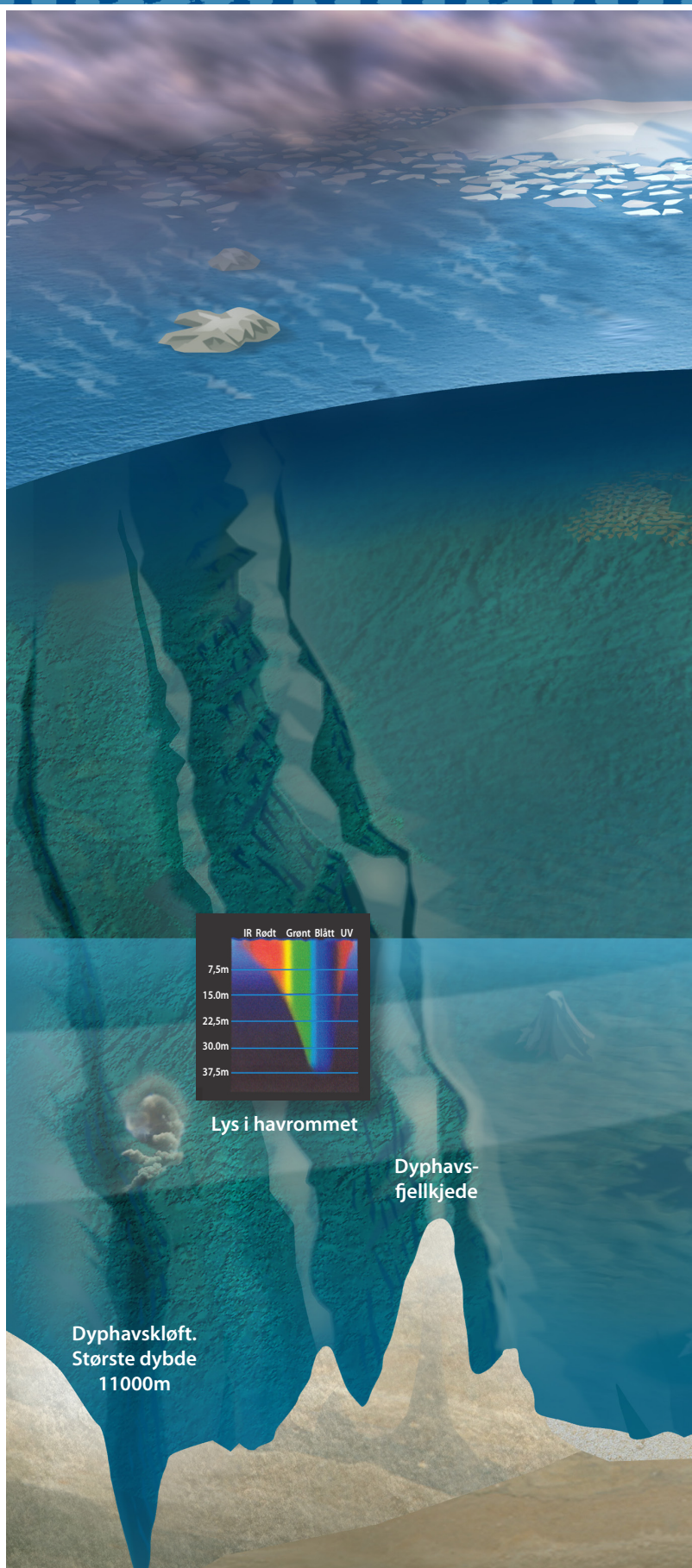
### Enda et eksempel på havets enorme dimensjoner.

Hadde hele klodens overflate vært dekket av vann, ville den gjennomsnittlige havdybden vært 2700 m.

*“Intet er så rummelig som havet,... Men hva havet er for dem, der bor langs stranden, får ingen vite; for de sier ingenting. De lever hele sitt liv med ansiktet vendt mot sjøen. Havet er deres selskap, deres rådgiver, deres venn og deres fiende, deres erhverv og deres kirkegård..*

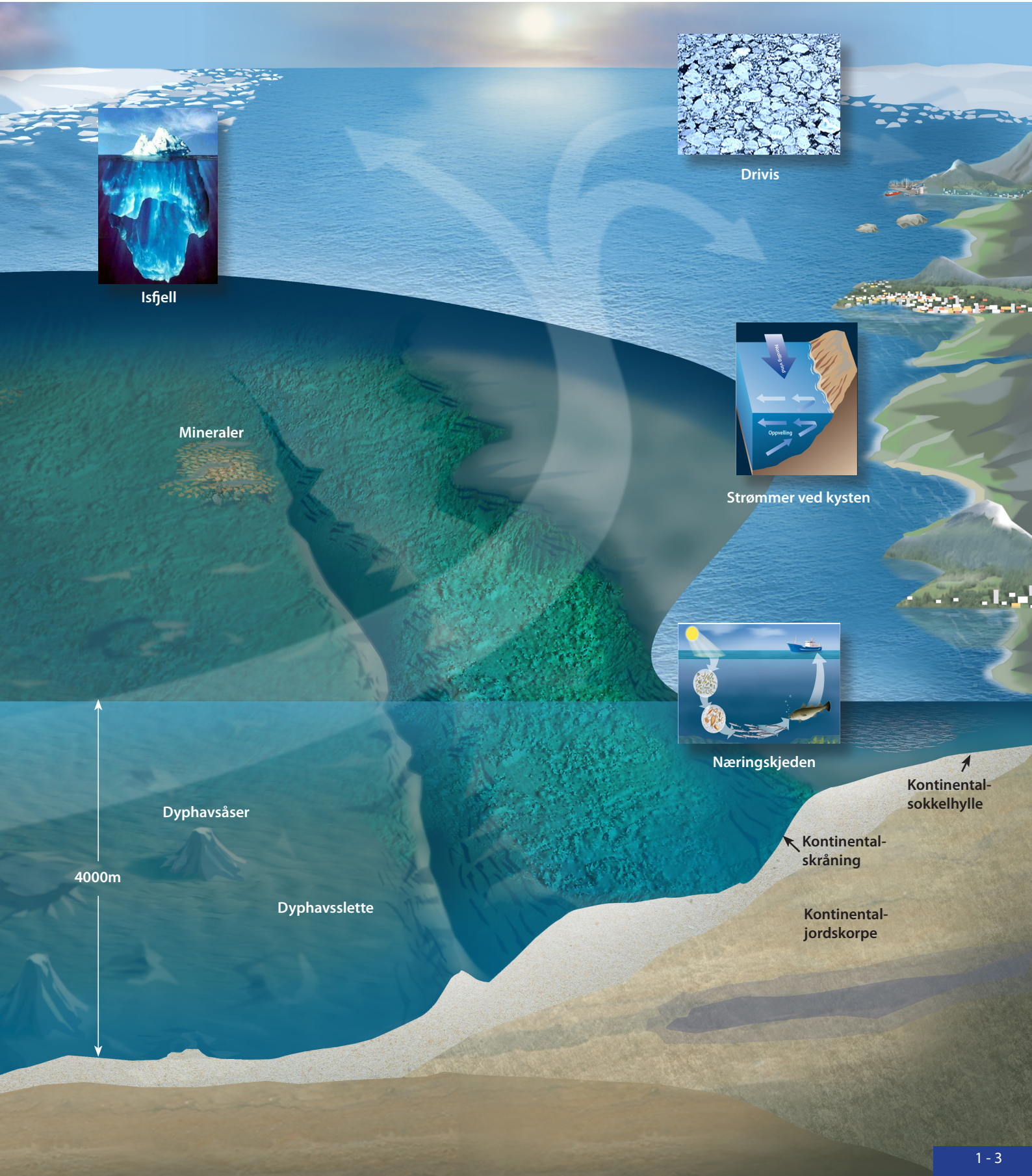
*...ta så en av disse strandboere, flytt ham langt inn i landet mellom fjellene i den yndigste dal du kan finne; gi ham den beste mat, og de bløteste senger. Han vil ikke røre din mat, sove i sengene; men uten å se sig om, vil han klatre fra fjell til fjell, inntil han langt- langt ute skimter noget blått, han kjenner. Da går hans hjerte op; han stirrer mot den lille blå stripe, som glitrer derute, inntil det begynner å glitre blått altsammen; men han sier ingen ting.–”*

Alexander L. Kielland: Garman & Worse, 1880





# Havrommet og havmiljøet

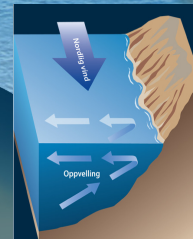


Isfjell

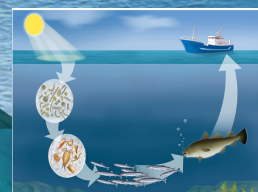


Drivis

Mineraler



Strømmer ved kysten



Næringskjeden

4000m

Dyphavsåser

Dyphavsslette

Kontinental-sokkelhulle

Kontinental-skråning

Kontinental-jordskorpe



# Generelt om havrommet

## Begrepet "havrommet"

**Begrepet "havrommet" er ikke nytt.** Det kalles på engelsk "Ocean Space" og dette uttrykket ble introdusert i tidsskriftet *New Scientist and Science Journal* allerede for 40 år siden. Senere har det blitt mye brukt både i internasjonale traktater og i vitenskapelige sammenhenger.

## Utvinning av olje- og gassressursene i havrommet er ofte ekstremt komplisert

Det skjønner vi av illustrasjonen til høyre, som viser "artists impression" av utbyggingen av et gassfelt, "Ormen Lange", 130 km ute i Norskehavet. Havdybden i området er ca 1000 m og reservoaret ligger ytterligere 1800 m nede i bunnlaget.

Produksjonen foregår i dag fra 6 brønner, men det skal bores enda 18 brønner, flere med horisontal "inn-gang". I tillegg til den store havdybden er det meget vanskelige forhold for plassering av utstyr og rør på havbunnen. Området ligger nederst i en undervanns fjellformasjon (Storegga).

Feltet ble funnet i 1997 og produksjonen startet i 2007. Investeringene vil totalt beløpe seg til 65 mrd. kr. Per 2010 er ca halvparten av dette beløpet brukt.

## Havrommet og verdensrommet - mye som ligner

Når vi har valgt å bruke begrepet "havrommet" i denne boka, er det for å fokusere på det som allerede ble påpekt på forrige side, nemlig at havet utgjør et rom med enorme dimensjoner. Dagens aktiviteter foregår ikke bare på overflaten av dette rommet, men også nedover i dypet og på bunnen, til og med langt under bunnen.

Det stilles på mange vis like store krav til aktiviteter i havrommet som til aktiviteter ute i verdensrommet. På begge steder skal det etableres teknologiske systemer, på begge steder er det like problematisk å skifte ut mekanismer som ikke fungerer, og gjør det like viktig med kreativitet hos de fremtidige mariningeniørene.

## Kontinentalsoklene

Kantene av landmassene har i milliarder av år blitt erodert av havenes bølger. Dessuten har store mengder sedimenter i elvene blitt transportert ut i havene. Alt dette stoffet har blitt avsatt på havbunnen og gitt denne profiler som vist på illustrasjonen foran. Det vi kaller kontinentalsokler, er de områder som ligger nærmest kontinentene. Her er helningen på havbunnen ca 0,5 grader. Soklenes bredde er gjerne 60 km i gjennomsnitt. Bredden varierer imidlertid ganske mye, fra omtrent en kilometer langs kystene mot Stillehavet i Nord- og Syd-Amerika til omtrent 1000 km i de arktiske havområdene.

**Den norske kontinentalsokkelen** er meget stor. Den dekker et område som er omtrent fire ganger så stort som Norges fastland og utgjør omtrent en tredel av den europeiske kontinentalsokkelen.

**Kontinentalskråninger.** Kontinentalsoklene avsluttes ved at helningen på bunnen forandres fra 0,5 grader til omtrent 4 grader. Dette skjer typisk ved en havdybde på ca 130 m. Den nye skråningsvinkelen varer normalt ned til nesten 4 km. Vi kaller disse partiene for kontinentalskråninger. Til slutt flater skråningene ut og vi har kommet ned på bunnen av dyphavene.

## Dyphavene

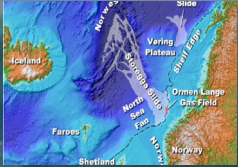
**Flate sletter med åser, fjell og kløfter.** Områdene mellom kontinentalsoklenes skråninger kaller vi dyphav. Her er havbunnene normalt meget flate. De brytes imidlertid av åser med høyder opptil 1000 m over havbunnen, se "artists impression" på forrige side. Det finnes også fjell nede på bunnene. Disse havbunnsfjellene er dannet av utdødde eller fremdeles aktive vulkaner. De ligger ofte i sammenhengende fjellbelter som strekker seg gjennom alle de store havene.

De mest spektakulære formasjonene på havbunnene er imidlertid dyphavskløftene, som kan bli 4–7 km dypere enn havbunnen. Det er slike kløfter som danner de største havdypene på jorda.





Oljeutvinning i arktis

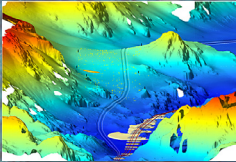


Storegga

Inspeksjon med AUV

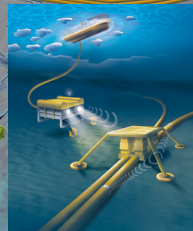


Vrak



Topografi havbunn

Vrak

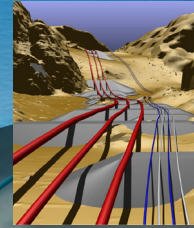


Inspeksjon av installasjoner

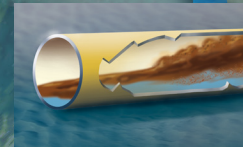
1000 m

1800 m

Horisontal boring på store havdyp



Rør fra Ormen Lange



Rørsystemer



# Generelt om havmiljøet

## Mål

### Etter å ha studert hovedkapittel 1 skal du:

- Forstå hvorfor jordkloden helst burde vært kalt vannkloden
- Ha blitt kjent med begrepet Corioliseffekt
- Forstå hvordan jordas rotasjon genererer globale vindsirkulasjoner og hvorfor passater kommer østfra, mens vinder i Nordsjøen og Norskehavet gjerne kommer vestfra
- Forstå hva som påvirker globale og lokale værsystemer
- Ha blitt godt kjent med sentrale begreper innen bølgelæren og bruk av disse i beregninger
- Ha fått god forståelse av hvordan bølger
  - beveger seg
  - dannes av vind
  - transporterer energi
  - interferer med andre bølger og med strøm
  - oppfører seg når de nærmer seg land
  - dannes av krefter fra sol og måne

Når det gjelder strømmer i havet, vises til kapittel 11, Livet i havet. Også fysiske og andre egenskaper til vannet i havet blir behandlet i kapittel 11.

## Hva mener vi med havmiljøet?

Med miljø mener vi generelt hvilke omgivelser eller forhold som hersker på et sted. Når havmiljøet skal beskrives, må vi dermed først og fremst se nærmere på følgende faktorer:

- Vind og vær
- Bølger
- Strøm
- Havvannets egenskaper
- Forholdene langs kystene, for oss særlig langs norskekysten
- Is og andre forhold som karakteriserer polområdene. For oss er det da naturligvis nordområdene som interesserer mest.

Disse faktorene tas opp på to forskjellige steder i denne boka. Vind, vær, bølger, is og miljøforholdene i nordområdene beskrives videre utover her i kapittel 1, mens de øvrige punktene ovenfor behandles i kapittel 11 (Livet i havet), som en innledning til temaer knyttet til fiskeri og havbruk i kapittel 12.

Begrepet miljø er i dag også aktuelt i andre betydninger enn de som framgår ovenfor. Vi tenker da på de *miljøpåvirkninger* som følger av de teknologiske aktivitetene som denne boka handler om. Slike miljøproblemer tas selvsagt også opp i boka. Dette gjøres imidlertid i tilknytning til de enkelte aktiviteter og ikke her i kapittel 1.

## Utnyttelse av havet

De enorme havområdene inneholder enorme ressurser. Hovedhensikten med denne boka er å beskrive hvordan teknologi kan brukes til å utnytte alle disse ressursene, og hvor viktig kunnskap om fysikk, kjemi og matematikk er i denne forbindelse.

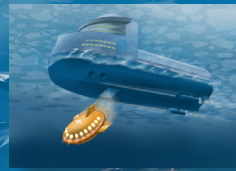
De viktigste ressursene og utnyttelsene av havet, kan grupperes slik:

- **Olje og gass** er gjennom millioner av år dannet av organisk materiale i havet. Dette har blitt begravd i avleiringer nede i bunnen av havrommet og kan utvinnes herfra i form av olje og gass. Hvordan dette gjøres, behandles i kapittel 10
- **Fisk** og havdyr har til alle tider blitt høstet av havet. Dagens fiskeri- og havbruksteknologi tas opp i kapittel 12. Også sjøplanter kan bli en viktig ressurs i framtida.
- **Mineraler** finnes i store mengder i havbunnen, men undersjøisk gruvedrift er foreløpig bare på forsøksstadiet. Det som eventuelt først kommer på tale, er utvinning av mangan, som finnes i form av små moduler liggende på bunnen av dyphavene. Disse inneholder også kobber, kobolt og nikkel.
- **Fornybar energi.** Det er særlig mekanisk energi i form av vind som det er aktuelt å utnytte, men også bølgekraft og tidevannskraft, som er behandlet i kapittel 13. Det er også mulig å utnytte både termisk energi og osmose til produksjon av mekanisk energi, men dette er foreløpig "høyt opp og langt fram". Interesserte elever henvises til internett.
- **Transport** av mennesker og gods skjer mer effektivt på havet enn på andre måter, se kapittel 9.
- **Infrastruktur i kystområder**, se kapittel 14.
- **Fritidsaktiviteter**, se kapittel 17.





Isbryter



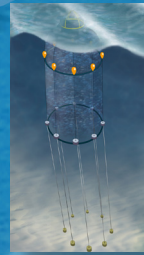
Redningsoperasjoner i nordområdene



Bølgekraft



Miljøvennlige skip



Fiskemerde



Prosessanlegg på land



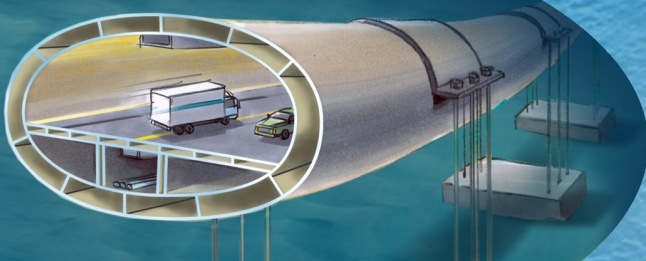
Landbasert bølgekraft



Kystkorvett



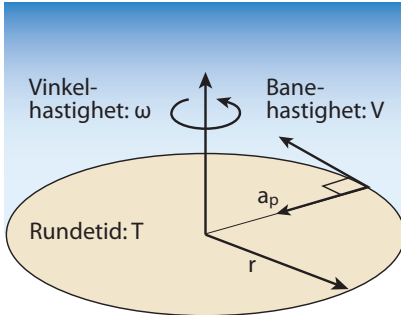
Vindsurfing





## Vær og vind

# Globale vindsystemer



**Repetisjon fra vgs-fysikk:**  
**Sentrale begreper ved rotasjon med konstant hastighet i et horisontalplan**

Vinkelhastighet ved rotasjon:

$\omega = \text{Hel runde} / \text{Rundetid}$

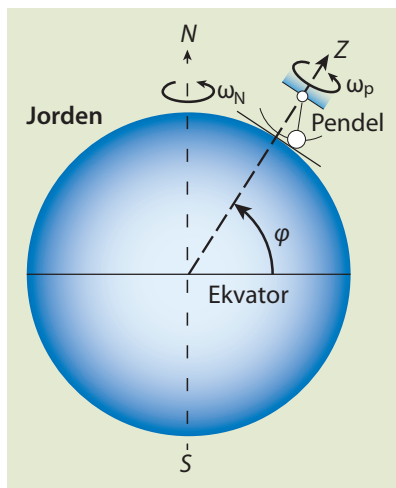
$\omega = 2 \cdot \pi / T \text{ [rad/s} = \text{s}^{-1}\text{]}$

Banehastighet (periferihastighet):

$v = 2 \cdot \pi \cdot r / T = \omega \cdot r$

Sentripetalakselerasjon:

$a_p = v^2 / r = \omega^2 \cdot r = \omega \cdot v$



**Påvisning av lokale jordrotasjoner ved hjelp av Foucaultpendel.** Plasseres en pendel på ulike breddegrader  $\varphi$ , viser den at jordoverflaten under pendelen roterer med forskjellige vinkelhastigheter  $\omega_p$  om en vertikal akse:

$\omega_N = 2 \cdot \pi / (24 \cdot 3600\text{s})$

$= 72,6 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$

$\omega_p = \omega_N \cdot \sin \varphi$

**Jordas rotasjon har stor innvirkning på vindsystemene.** Selv opplever vi vær og vind på en lokal skala, men det finnes globale, sammenhengende vindsystemer. De lokale vær- og vindsystemene påvirkes av disse globale, storskala vind-systemene. For å kunne forstå den globale vindsirkulasjonen må vi ta i betraktning at jorden, inkludert atmosfæren, roterer, og at dette på mange måter påvirker jordas vinder og havstrømmer. Endringer i vindretningene på grunn av denne rotasjonen forårsakes av den såkalte Corioliseffekten. Vi vil nedenfor se at dette er en effekt som framkommer av det faktum at vi lever på en roterende planet, og ser på naturen fra et roterende perspektiv. Temaet kan virke vanskelig. Siden Corioliseffekten er helt sentral for forklaring av vind- og strømretninger på jorda, bør vi likevel se nærmere på fenomenet

## Corioliseffekten

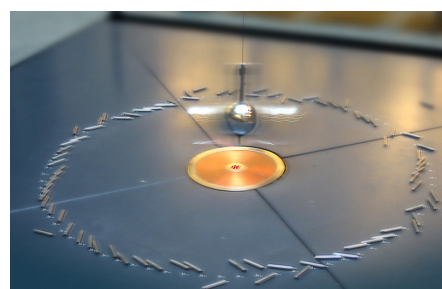
### Rotasjon om en vertikal akse på jordoverflaten.

Tenk deg at du ser på jorda fra et fast punkt i rommet. Jorda roterer rundt sin egen akse én gang i løpet av 24 timer (egentlig 23,9x timer). Allerede i det 18. og 19. århundre viste de franske vitenskapsmennene Laplace og Foucault hvordan bevegelser som foregår i et roterende system kunne uttrykkes matematisk. I 1851 demonstrerte Foucault at jorda roterer rundt svingeplanet til en pendel som var hengt opp i kuppelen i Panthéon i Paris. Han viste at rotasjonen tok mer enn en dag; og at perioden var

$$T_p = 24\text{h} / \sin \varphi$$

hvor  $\varphi$  var breddegraden. Han kalte  $T_p$  en pendeldag. På ekvator er det ingen lokal rotasjon, og  $T_p$  er uendelig. På polene er pendeldagen 24 timer. Det opptrer altså rotasjoner med forskjellige vinkelhastigheter om vertikale akser på punkter som ligger på ulike breddegrader, se nederste figur til venstre. Dette er altså en følge av jordas rotasjon.

Dette fenomenet kan bare forklares ved at de gjentatte banebevegelserne til pendelmassen øyensynlig må foregå slik som prinsipielt vist på øverste figur til høyre. Hele tiden avbøyes bevegelsene mot høyre når vi ser i pendelmassens fartsretning. Vi kan ikke se de enkelte avbøyninger med blotte øye, fordi pendelen må gjøre et meget stort antall svingninger før pendelens svingeplan har rotert en hel omdreining. Avbøyningen i løpet av en fram- og tilbakegående svingning er derfor uhyre liten, men den må være der! Alle kan erfare dette ved å oppholde seg i Realfagsbygget ved NTNU lenge nok.



**Foucaults pendel i Realfagsbygget ved NTNU i Trondheim.**

Pendelen har en masse på 28 kg. Den er hengt opp i en 67 m lang snor og må gjøre xxxxx hele svingninger for at pendelplanet skal ha rotert et helt omløp.



Vi tror vanligvis at avbøyninger i banebevegelsen til et legeme kommer av at det virker krefter på tvers av fartsretningen, slik som når en bil gjør en sving. Men det er ikke tilfelle her. Avbøyningen kan ikke skyldes påvirkning av reelle krefter. Hvordan oppstår de i såfall? Avbøyningen skyldes i stedet det faktum at jorda roterer "under" pendelen på det stedet der den er hengt opp og holder seg svingende i et plan på grunn av tregheten i pendelmassen.

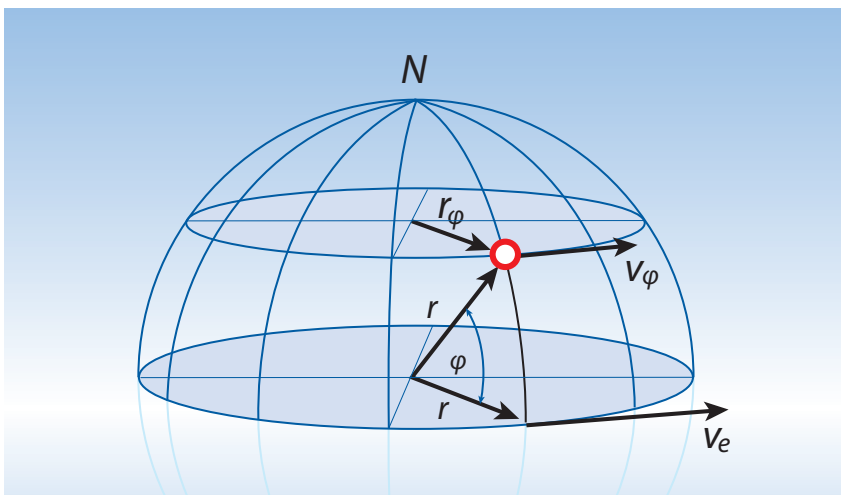
For enkelhets skyld er det likevel mange som tenker seg at det er krefter som sørger for avbøyningen i de enkelte pendelbevegelsene, men at disse er ekstraordinære massekrefter (som ikke har motkrefter). Disse kalles da Corioliskrefter. Siden slike krefter egentlig ikke eksisterer, kalles de også fiktive krefter, men vi velger i stedet å si at rotasjonsavbøyningene skyldes en "Coriolis-effekt" og ikke en Corioliskraft.

Det kan vises at den forklaring som er gitt ovenfor, utgjør halvparten av den totale Corioliseffekten som påvirker alle legemer som er i bevegelse på vår roterende jordoverflate. Den andre halvparten skal vi se nærmere på i det etterfølgende.

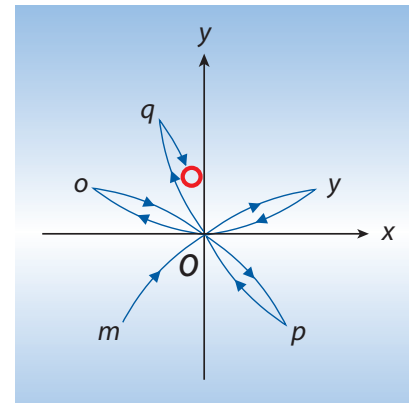
Andre bevis på fenomenet er avbøyninger av vinder og havstrømmer (se senere) og for eksempel det faktum at strømmende vann i elver på den nordlige halvkule har en tendens til å "grave" litt mer på høyre elvebredd enn på venstre. Enda et eksempel: Enveiskjørtede jernbanestrekninger utsettes for større slitasje på høyre skinne enn venstre.

**Forflytning på en roterende jordoverflate.**

Ovenfor har vi sett på den virkningen som jordoverflatens lokale rotasjon om en vertikal akse har på et objekt som beveger seg forbi. Den andre halvparten av Corioliseffekten skyldes at stedet også har en viss periferihastighet mot øst. Denne er avhengig av stedets breddegrad, se figur nedenfor.



La oss se på et fly som flyr fra ekvator mot et mål som ligger rett mot nord fra A mot B, se figur neste side. Ved takeoff får flyet også en hastighetskomponent mot øst. Denne er lik jordas periferihastighet ved ekvator. Hvis flyet flyr mot målet uten bruk av styringsorganene (som en rakett), opprettholdes denne hastigheten mot øst. Landet under begynner imidlertid å bevege seg saktere, og flyet vil komme for langt mot øst, punkt C i stedet for B, se figuren. Kursen utsettes altså for en avbøyning på samme måte som forklart foran for pendelen.



**Rotasjonen av svingeplanet i en Foucault-pendel kan bare forklares ved gjentatte avbøyninger i banebevegelsene.**

Alle svingninger avbøyes mot høyre når vi ser i fartsretningen. Dette gjelder både den fram- og tilbakegående delen hver enkelt svingning. Det gjelder også for alle andre legemer som er i bevegelse på den nordlige halvkulen. På den sydlige halvkule skjer avbøyningene mot venstre.

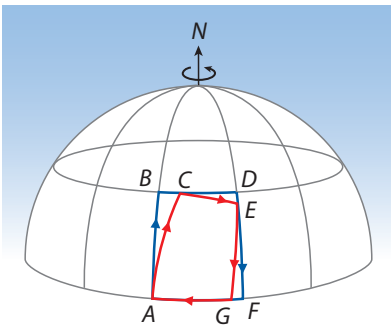
**Periferihastigheter mot øst for punkter på jordoverflaten.**

Jordas rotasjon medfører ikke bare at punkter på overflaten får lokale rotasjoner men også at de beveger seg med en periferihastighet som er avhengig av punktets breddegrad:

$$v_{\phi} = v_e \cdot \cos\phi$$

Her er  $v_e$  = periferihastigheten ved ekvator





— Planlagt rundtur

— Virkelig tur når Coriolis "sagt sitt"

**Kursavbøyninger for et fly som ikke blir styrt underveis**

Ved takeoff fra punktene A, C, E og G rettes flyet mot henholdsvis målene B, D, F og A. (rett nord, rett øst, rett syd og rett vest). Flyet styres ikke underveis og Coriolis-effekten gjør at flyet da i stedet må mellomlande i punktene C, E og G. Flygingen fra G til A skjer imidlertid uten avbøyninger.

**Coriolis-effekten**

Et legeme som beveger seg på jordoverflaten vil få en avbøyning på grunn av den såkalte Corioliseffekten.

Dette skyldes jordas rotasjon. Uttrykt som akselerasjon, blir avbøyningen

$$a_c = 2 \cdot \omega \cdot v \cdot \sin\phi$$

Her er  $\omega$  den vinkelhastighet jorda roterer med [ $s^{-1}$ ],  $v$  er legemets hastighet [m/s] og  $\phi$  er stedets breddegrad. Avbøyningen skjer mot høyre sett i hastighetsretningen for legemer som beveger seg på den nordlige halvkulen og mot venstre for legemer på den sydlige halvkulen.



Skal flyet bevege seg i retning mot målet, må piloten kontinuerlig svinge flyet mot vest for å kompensere for denne effekten. Ikke bare må kursen justeres, men også hastigheten må forandres litt (I retning mot vest). Den nødvendige avbøyning setter seg altså sammen av to ledd: Et ledd som tar utgangspunkt i retningsforandringen (som også forklart for Foucault-pendelen) og et ledd som ivaretar hastighetsforandringen. Det kan vises at disse to leddene er like store. Hvert av dem gir en Coriolisakselerasjon lik  $a_p = \omega \cdot v \cdot \sin\phi$  Den totale Corioliseffekten blir dermed som vist i boksen til venstre. Figuren til venstre gir en sammenstilling av kursavbøyninger som opptrer i en "rundtur" på den nordlige halvkule i et fly uten kursjusteringer under veis.

**Globale vindsirkulasjoner**

**Ekvatorialt lavtrykksbelte.** Vind oppstår når luft beveger seg fra områder med høyt trykk til områder med lavt trykk. Disse forskjellene i lufttrykk skyldes at jorda og atmosfæren varmes ujevnt av sola. Lufta varmes mest opp i tropene, og siden varm, fuktig luft er lett, stiger den opp og etterlater seg et lavtrykksbelte ved ekvator, kalt det ekvatoriale lavtrykksbelte eller stillebelte.

**Subtropisk høytrykksbelte.** Når lufta stiger, mister den store mengder av sin fuktighet. Lufta kan ikke stige uendelig, og må derfor bevege seg nordover og sydover. Lufta avkjøles på vei nordover (1), omtrent ved den 30. breddegrad er luften blitt tung nok til å synke ned til overflaten. Den synkende luften danner et høytrykksbelte, som vi kaller det subtropiske høytrykksbeltet.

**Passater.** Derfra strømmer luften både mot polene (2), og mot ekvator(3). Lufta som beveger seg mot ekvator fullfører da sin syklus, og på veien mot ekvator danner den sterke vinder som vi kaller nordøstlige (4) og sørøstlige (5) passater. Disse sirkulasjonene danner de såkalte Hadleycellene.

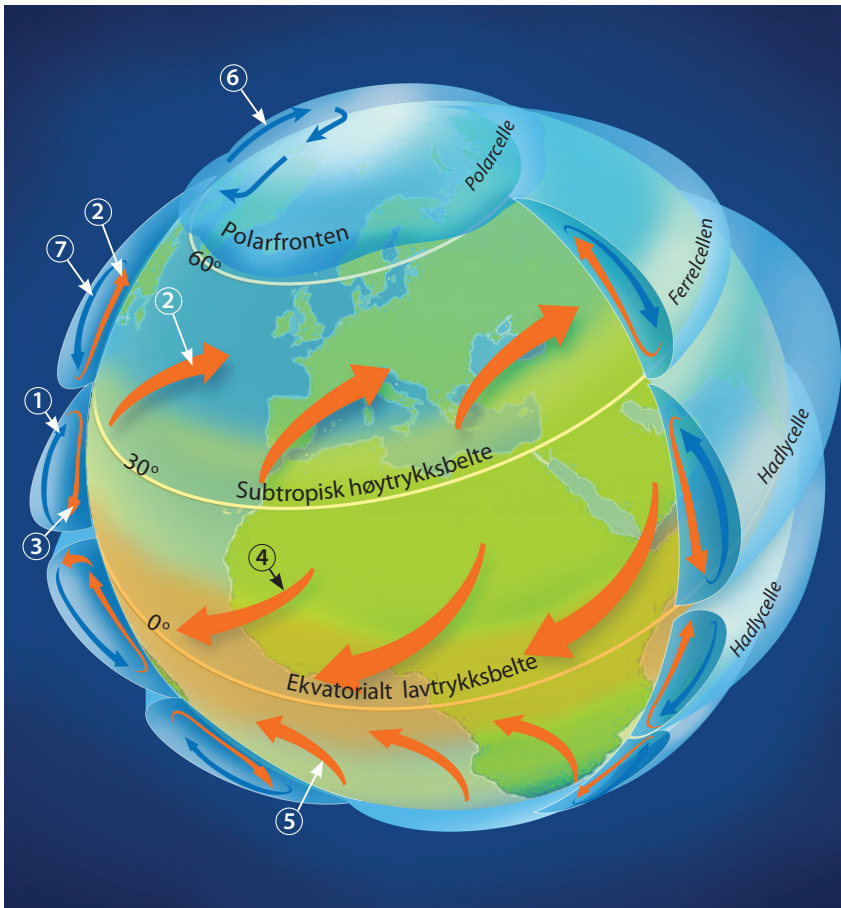
**Polarfronten.** Lufta som beveger seg mot polene (2) fra det subtropiske høytrykksbeltet, møter en kaldere vind som strømmer sydover fra polene, omtrent ved den 60. breddegrad. Dette området kalles polarfronten. Her stiger lufta igjen, før den strømmer delvis mot polen (6) og delvis sydover (7).

Lufta som strømmer sydover fra polarfronten danner en ny sirkulasjons-celle, som befinner seg mellom den 30. og 60. breddegrad. Lufta som strømmer mot polene fra polarfronten (6) synker ned til jordoverflaten nær polene og fullfører en tredje celle, den **polare sirkulasjons-cellen**.

Vi har lært at Corioliseffekten bøyer av vinder mot høyre på den nordlige halvkule. Lufta som beveger seg nordover (2) fra det subtropiske høytrykksbeltet bøyes mot øst på grunn av denne effekten. Vindene som kommer vestfra på grunn av dette, kalles vestavindsbeltet. Lufta som beveger seg fra Nordpolen til polarfronten bøyes mot vest og danner det vi kaller polare østavinder.

**Undringsoppgave:**

Hvordan kan avbøyningen i kursen CE på forrige side forklares, mens kursen GA ikke har noen avbøyning?

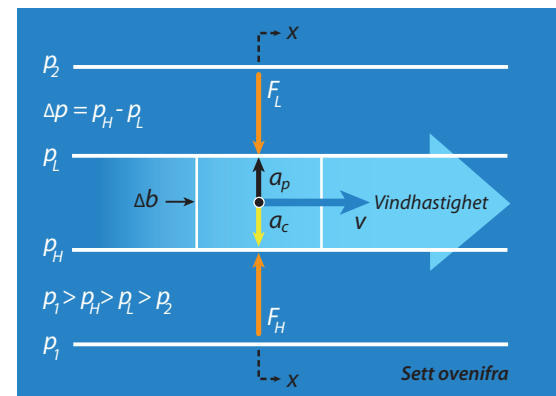
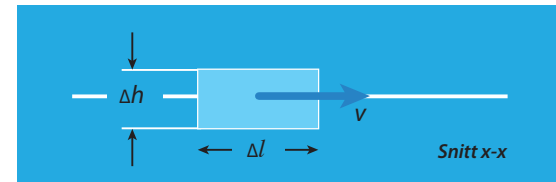


**a. Globale vindsirkulasjoner.**

På hver av jordas halvkluler dannes det tre sykkelringformede celler, hver med en utstrekning på ca 30 breddegrader

**b. Globale høy- og lavtrykks-systemer (i juli).**

Disse er virkninger fra de vindsirkulasjoner som er beskrevet i figur a. Særlig er det subtropiske høytrykksbeltet tydelig.



- Krefter fra lufttrykk
- Akselerasjon fra trykkgradient
- Coriolisakselerasjon
- Vindhastighet v

Trykkrefter på volumet V:

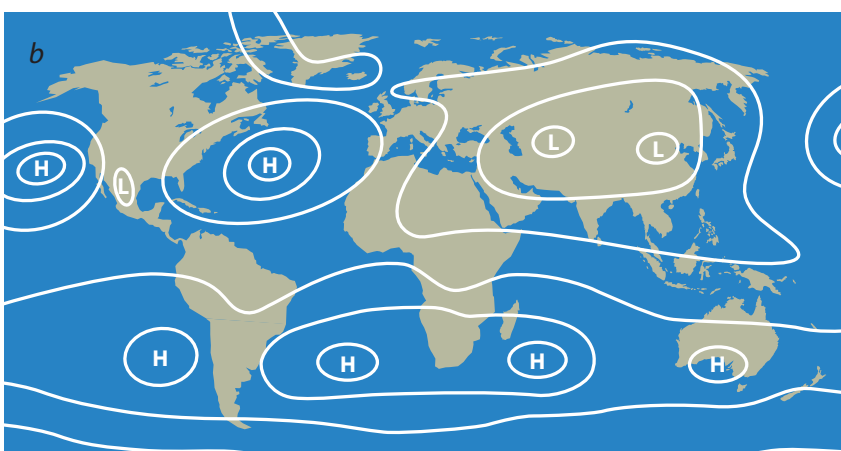
$$\Delta F_p = F_H - F_L = \Delta p \cdot \Delta l \cdot \Delta h$$

Akselerasjon fra trykkreftene:

$$a_p = \Delta F_p / m = \Delta p \cdot \Delta l \cdot \Delta h / (\rho \cdot \Delta l \cdot \Delta h \cdot \Delta b)$$

$$a_p = (\Delta p / \Delta b) / \rho$$

**Geostrofisk balanse og vindhastighet**



**Hvordan blir vindretningen mellom isobarene? Geostrofisk vind.**

Vi skulle kanskje tro at vinden ville blåse fra høyt til lavt trykk i en retning normalt på isobarene. Men slik er det ikke. Corioliseffekten gjør at vinden vil kunne få mange forskjellige retninger, til og med parallelt med isobarene. Dette er forklart nærmere i figuren til høyre. Slik vind kaller vi geostrofisk vind. Det er da full balanse mellom Coriolisakselerasjonen (se side 1-10) og akselerasjonen fra de trykkreftene som lufta utsettes for (geostrofisk balanse). Den vindhastigheten som gir slik balanse, bestemmes dermed av uttrykket

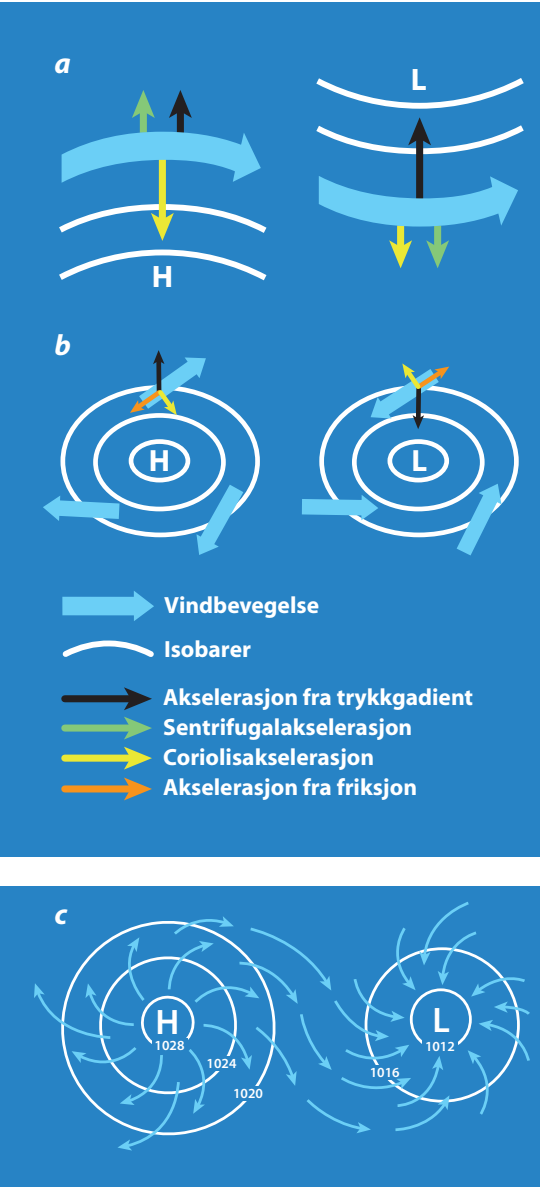
$$2 \cdot \omega \cdot v \cdot \sin\phi = (\Delta p / b) / \rho$$

Dette gjelder først og fremst i høyder hvor virkningen fra friksjonen fra terreng eller havflater er liten. Denne virkningen kommer vi tilbake til på neste side. For enkelhets skyld er det heller ikke tatt hensyn til at isobarene ofte har en viss krumning.



# Vær og vind

## Værsystemer



**a. Geostrofisk vind rundt høytrykk og lavtrykk på den nordlige halvkule**

**b. Vindretninger rundt høytrykk og lavtrykk nær overflaten når det tas hensyn til friksjon (på nordlig halvkule).** Hastighetene er nå mindre og vindretningene er ikke parallelle med isobarene (såkalt gradient vind).

**c. Virkelige strømninger mellom høytrykk og lavtrykk blir gjerne spiralformet.** Eksempler på lufttrykk er påført noen av isobarene

### Hva bestemmer været i Norge?

**Mer om vindretninger i forhold til isobarene.** Det er ikke alltid at vindretningene er parallelle med isobarene, som beskrevet på forrige side. Alle andre retninger kan også bli aktuelle. Disse bestemmes blant annet av trykkgradienten mellom isobarene. Ofte følger vinden krumme baner og det må tas hensyn til sentrifugalkrefter, se øverste figur til venstre. Corioliseffekten spiller også rolle. Denne gir riktignok alltid avbøyninger mot høyre på den nordlige halvkulen, men størrelsen bestemmes av vindhastigheten. Nede ved bakken/havoverflaten er også friksjon av betydning. Den kan redusere vindhastigheten til 2/3 av den geostrofiske hastigheten. Figurene til høyre viser noen eksempler på hvordan forskjellige vindretninger oppstår.

**Forholdene i polarfronten spiller stor rolle.** Været i Norge påvirkes sterkt av lavtrykksområder som dannes nær polarfronten, og høytrykksområdene mellom disse, se figur forrige side. Lavtrykkene kommer mot Norge fra vest og nord, fordi polarfronten ofte bøyes mot nord i Barentshavet. Mellom lavtrykksområdene er det høytrykksområder. Store lavtrykks- eller høytrykksområder kan ha en stabiliserende effekt på været. Høytrykksområder over Norge betyr som regel varmt vær og svake vinder om sommeren, og kald men klar luft om vinteren. Lavtrykksområder gir oss som regel skyer, regn og snø.

**Polare lavtrykk kompliserer værmeldingene.** Fravær av store, stabiliserende lav- og høytrykksområder fører til hyppige forandringer i værforholdene. Særlig de såkalte polare lavtrykkene, som dannes over Nordsjøen, Norskehavet og Barentshavet, beveger seg fort og er spesielt uforutsigbare.

Høy- og lavtrykksområder leder alltid til spesielle luftstrømningsmønstre. På den nordlige halvkule bøyes luft som strømmer fra høy- til lavtrykk mot høyre av Corioliseffekten, og beveger seg derfor i en spiralbane ut av høytrykksområdet, se figur til venstre.

Topografi spiller rolle. På samme måte som høy- og lavtrykksområder påvirker den globale sirkulasjonen, kan lokale forhold og variasjoner over tid påvirke værsystemene. For eksempel sies det at det alltid regner i Bergen, mens det i det sørvestlige Norge er mye sol. Slike lokale variasjoner i værforhold kan ofte forklares ut i fra det lokale landskapets topografi. Fjell kan for eksempel fungere som en barriere for vind, som fører til endringer i vindhastighet og retning. Dette kan resultere i "bølger" i luftstrømmene, og ofte også gi regn og snøfall.

To eksempler på at topografien gir en forandring på vindens hastighet er "randeffekten" og "trakteffekten". Om vi går rundt et hus på en vindfull dag, legger vi merke til at vinden varierer fra sted til sted. Vinden blir ofte sterkere nær hjørnene (randen) fordi huset sperrer for vinden og en del av luften må strømme rundt hushjørnene. Her øker luftstrømmen sin hastighet. Denne effekten blir enda sterkere når to hus ved siden av hverandre leder vinden mellom seg (trakteffekt).

Fjell og åser har samme effekt på vinden, i en større skala. Trakteffekten kan for eksempel observeres der høye, bratte fjell omslutter en fjord og presser vind som kommer fra sjøen mellom seg, og fører til en vesentlig økning i den lokale vindhastigheten.

**Pålandsvind og fralandsvind.** I kystområder kan pålandsvind og fralandsvind forekomme fordi sjøen varmes saktere opp av sola om dagen, mens den mister varme saktere enn landområdene om natten, se figur. Årsaken til dette er vannets høyere varmekapasitet, se hovedkapittel 9. Når landmassen og luften over den gjennom dagen varmes av sola, vil luften bli lettere og stige oppover. Dette fører til et lavtrykk over land, i forhold til over sjøen hvor temperaturøkningen er mindre og tregere. Trykkforskjellen fører til at luften strømmer fra sjøen mot land, og vi får pålandsvind om dagen. Når landmassen om natten avkjøles forttere enn sjøen, gir dette motsatt resultat, og vi får fralandsvind – luft strømmer fra land mot sjøen., se figur

## Værmeldinger

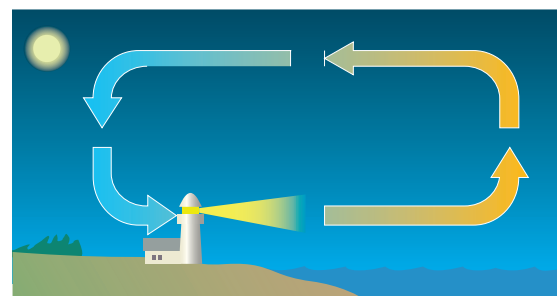
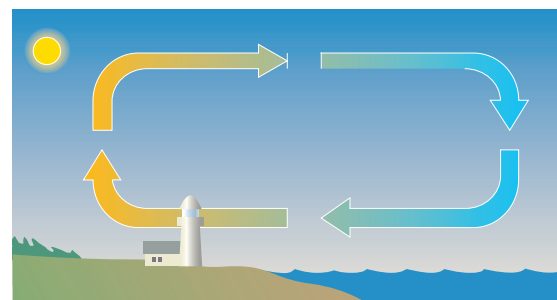
**Værmeldinger.** I hverdagen får vi informasjon om været gjennom værmeldinger. Informasjon om vind, trykk, skyer, regn eller snø formidles hovedsakelig via værtabeller og værkart, se figur neste side. Det brukes ofte piler for å angi vindretninger og hastigheter. Antall haker på pilens hale blir ofte brukt som kode for vindhastigheten, og pilene peker i samme retning som vindstrømmen. I meteorologien navngis vinden ut fra hvilken retning den kommer *fra*, en vestavind kommer altså fra vest. Dette er nyttig som en kortsiktig spådom om værforholdene som kan komme.

Værmeldinger baseres på mange observasjoner, og vi kan finne relevant informasjon om mange flere faktorer enn temperatur, vind og nedbør. På nettsidene til Det Norske Meteorologiske Instituttet (for eksempel [www.met.no](http://www.met.no)), kan vi ofte også finne informasjon om overflatestrømmer i vannet, bølger og satellittbilder.

**Beauforts skala for vindstyrke.** Kunnskap om vindhastigheten er ikke alltid nok. Det er også veldig nyttig å vite hvilken effekt en gitt vindhastighet har på land og til sjøs. Vi kan observere omgivelsene våre ved forskjellige vindhastigheter og sammenligne resultatene for å gi oss et overblikk over vindens effekt. Nettopp en slik sammenligning kan finnes i det vi kaller en Beaufort-skala, som beskriver effekten forskjellige vindhastigheter gir oss på land og til sjøs.

Beaufort-skalaen kan brukes på to måter; den kan fortelle oss hvilke forhold vi kan forvente ved en gitt vindhastighet, men vi kan også anslå vindhastigheten ved å observere hvilken effekt den har på omgivelsene rundt oss. Som vi ser fra Beaufortskalaen, forårsaker vinden bølgeutvikling på sjøen. Sammenhengen mellom vind og bølger kan lett ses på innsjøer, når en blikkstilte sjø plutselig får små krusninger på overflaten idet vinden tar seg opp. Over store vannområder kan sterk vind over tid føre til en utvikling av store bølger, som er av stor betydning for skipsfarten, og design og drift av marine konstruksjoner.

Vind kan ikke bare lage bølger, men forårsaker også overflatestrømmer. Faktisk henger de globale havstrømmene sammen med det globale vindsystemet. Vi kommer til å lære mer om bølger senere i dette hovedkapitlet og om havstrømmer i hovedkapittel 11.



**Dannelse av pålandsvind og fralandsvind**

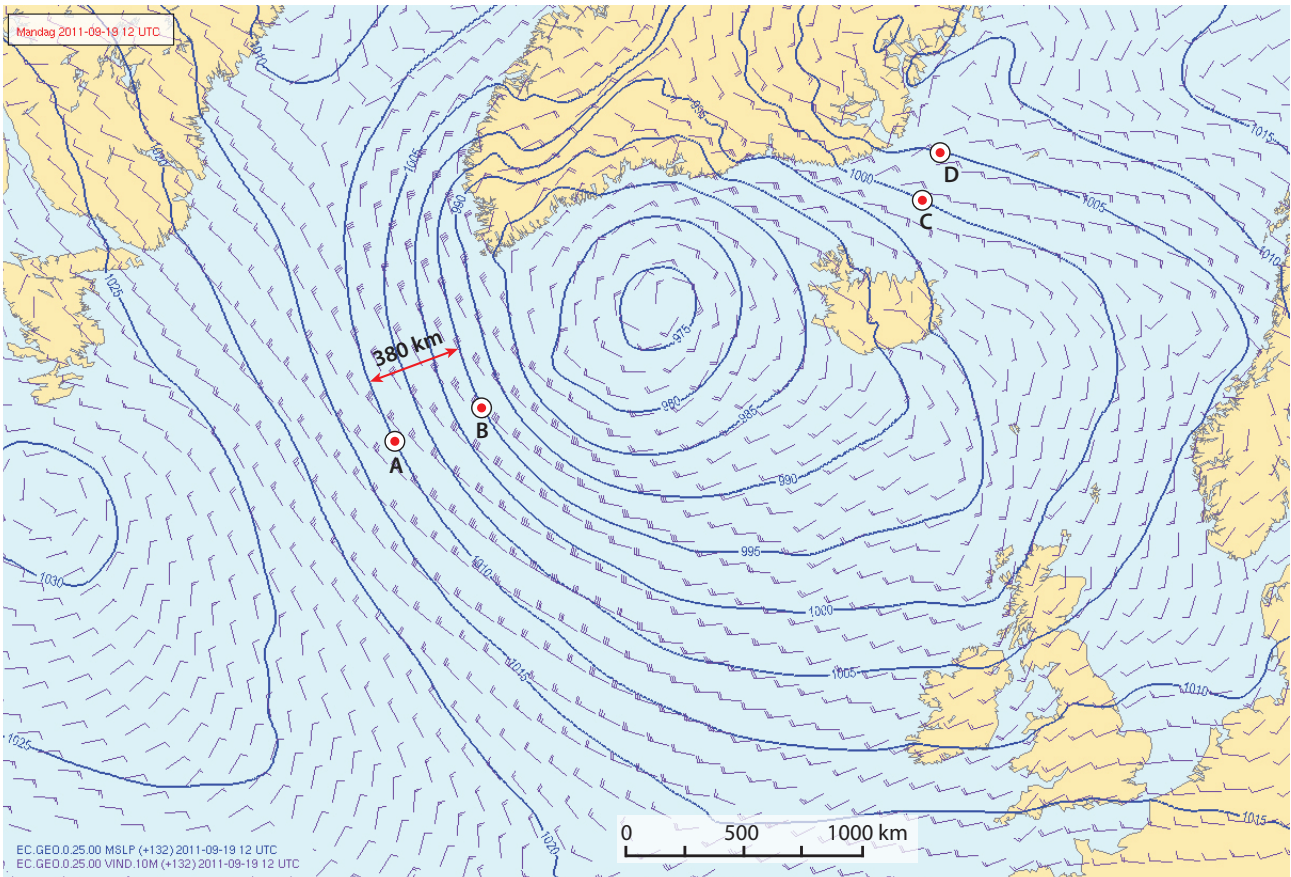


### Kaldfront og varmfront

**Kaldfront:** Vind med kald luft erstatter varm luft. Den kalde lufta er tyngst og blir liggende under den varme, som løftes opp og danner skyer. Det oppstår kraftige vertikale bevegelser som gir regnbyger og kanskje tordenbyger, samt vindfullt vær.

**Varmfront:** Varmere luft skyver bort den kaldere lufta, men blir delvis oppå denne, slik at de vertikale bevegelsene blir mindre enn i en kaldfront. Det vil regne mindre, ofte knyttet til tåke og yr.





**Prognosekart over Norge, Island, Britiske øyer og Grønland.**

Kartet er utarbeidet av Det Norske Meteorologiske Instituttet og gjaldt for 19.09.2011 kl 12 UTC. Vi ser at det er lavtrykk vest for Island og høytrykk ved Newfoundland. Isobarene er tegnet for hver 5 hPa. Vinden gjelder i 10 m høyde. Den angis med en pil som viser retning og med haker som angir hastigheten i knop. Hel strek er da 10 knop og halv strek 5 knop.



**Undringsoppgave:**

Hvor stor omtrent er vindstyrken og bølgehøyden i det området som vi har sett på ovenfor.

**Eksempel. Beregning av hastighet på geostrofisk vind.** Det vises til figur på side 1-11, hvor det er påvist at geostrofisk vind ( $v$ ) opptrer når det er balanse mellom akselerasjoner fra trykkgradienten og Corioliseffekten ( $2 \cdot \omega \cdot v = (\Delta p / \Delta b) / \rho$ ). Vi skal bruke prognosekartet ovenfor til å beregne hastighet på geostrofisk vind syd for Grønland og har merket av en strekning A-B hvor vindretningene er tilnærmet parallelle med isobarene. Vi ser at avstanden mellom isobarene 995 og 1010 hPa, er 380 km. Luft med et trykk på 100 hPa og 0°C har en tetthet tilnærmet lik 1,3 kg/m<sup>3</sup>. Dette gir en akselerasjon fra trykkgradienten lik

$$\frac{\Delta p / \Delta b}{\rho} = \frac{(1010 - 995) \cdot 100 \text{ N/m}^2}{380 \cdot 10^3 \text{ m} \cdot 1,3 \text{ kg/m}^3} = 0,0030 \text{ m/s}^2$$

For jorda er vinkelhastigheten  $\omega = 72,6 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  (se side 1-8). Ifølge uttrykket for akselerasjonsbalansene på side 1-11, blir dermed geostrofisk vindhastighet:

$$v = \frac{0,0030 \text{ m/s}^2}{2 \cdot 72,6 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1} \cdot \sin 62^\circ} = 23 \text{ m/s} = 45 \text{ knop}$$

Dette er en høy hastighet. Det er imidlertid ikke tatt hensyn til friksjon, noe som jo gjør seg gjeldende nede ved overflaten. Her vil derfor hastighetene være betydelig mindre (reduert med opptil 1/3). Det er dermed rimelig over-ensstemmelse med de oppgitte vindhastighetene, som kan avleses ved hjelp av hakene på vindpilene i det aktuelle området (se undringsoppgave til venstre).

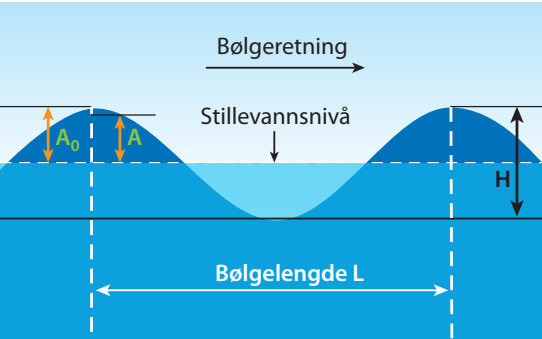


Vindstyrke i Beaufort	Betegnelse	Beauforts skala for vindstyrke		Vindhastighet og bølgehøyde	
		Virkning på land	Virkning til sjøs	m/s	m
0	Stille	Røyken stiger rett opp	Sjøen er speilblank	0 - 0,2	0
1	Flau vind	Vindretningen ses av røykens drift	Krusninger danner seg på havflaten	0,3 - 1,5	0
2	Svak vind	Følbar, rører på trærnes blader	Små, korte, men tydelige bølger med glatte kammer som ikke brekker	1,6 - 3,3	0,1
3	Lett bris	Løv rører seg, lette flagg strekkes	Småbølgene begynner å toppe seg. Det dannes skum som ser ut som glass	3,4 - 5,4	0,1-0,5
4	Laber bris	Løfter støv og løse papirer. Rører på kvister, strekker større flagg	Bølgene blir lengre, med en del skumskavler	5,5 - 7,9	0,5-1,25
5	Frisk bris	Småtrær med løv begynner å svaie	Middelstore bølger som har en mer utpreget langstrakt form og med mange skumskavler. Sjøsprøyt fra toppene kan forekomme	8,0 - 10,7	1,25-2,5
6	Liten kuling	Store grener og mindre stammer rører seg. Vanskelig å bruke paraply. Merker motstand når man går	Store bølger begynner å danne seg. Skumskavlene er større over alt. Gjerne noe sjøsprøyt	10,8 - 13,8	2,5 - 4
7	Stiv kuling	Hele trær rører seg, vanskelig å gå mot vinden	Sjøen hoper seg opp, hvitt skum fra bølgetopper som brekker begynner å blåse i vindretningen	13,9 - 17,1	4 - 6
8	Sterk kuling	Brekker kvister av trærne, tungt å gå mot vinden	Middels høye bølger av større lengde. Bølgekamene er ved å bryes opp til sjørøkk, som driver i tydelig markerte strimer med vinden	17,2 - 20,7	
9	Liten storm	Hele, store trær svaier og hiver, takstein kan blåse ned	Høye bølger. Tette skumstimer driver i vindretningen. Sjøen begynner å "rulle". Sjørøkket kan minske synsvidden	20,8 - 24,4	
10	Full storm	Sjelden inne i landet. Trær rykkes opp med rot, stor skade på hus	Meget høye bølger med lange overhengende kammer. Skummet som dannes i store flak driver med vinden i tette hvite strimer så sjøen får et hvitaktig utseende. "Rullingen" blir tung. Synsvidden nedsettes.	24,5 - 28,4	6 - 9
11	Sterk storm	Meget sjelden, følges av store ødeleggelse	Ualmennelig høye bølger. Små og middelstore skip kan for en tid forsvinne i bølgedalene. Sjøen er fullstendig dekket av lange, hvite skumflak. Overalt blåser bølgekamene til frådelygende skum. Sjørøkket nedsetter synsvidden	28,5 - 32,6	9 - 14
12	Orkan	Forekommer meget sjelden, uvanlig store ødeleggelse	Luften er fylt av skum og sjørøkk som nedsetter synsvidden betydelig. Sjøen er fullstendig hvit av drivende skum	32,7 - 36,9	>14



## Bølger

# Generelt om bølger



**Repetisjon av sentrale begreper og ligninger i bølgelæren, fra fysikken i videregående skoler**  
 Med bølger mener vi **svingninger som brer seg** utover. Bølger kan ofte idealiseres som sinusbølger.  
**Bølgelengde L:** Avstand mellom to nærmeste punkter som svinger i fase, se to eksempler i figuren  
**Bølgehøyde H:** Se figur  
**Bølgeperiode T:** Tiden det tar for en bølgelengde å flytte seg i bølgeretningen forbi et tenkt, stillestående punkt  
**Bølgefrequens:**  $f = 1 / T$   
**Bølgefart:**  $v = L / T = f \cdot L$   
**Bølgeamplitude A:** Se figur  
**Full bølgelengde:**  $A_0$  (se figur)

## Hvordan beskriver vi bølger?

**Form, fart og retning.** Når vi observerer bølger i sjøen, legger vi merke til at alle ser forskjellige ut. Hver bølge har en unik form, fart og retning, og de påvirkes av hverandre. Sentrale begreper for å beskrive bølger skal være kjent allerede fra fysikkfaget i videregående skoler, se repetisjon til venstre.

## Bølger transporterer energi

**Historisk perspektiv.** De fleste havbølger lages av vinden, men enhver annen forstyrrende kraft lager også bølger. Om du kaster en stein i en dam vil det dannes bølger som sprer seg radielt utover. På en større skala kan jordras ved kysten eller et isfjell som raser sammen, skape samme effekten. Disse bølgene er på engelsk kjent som "splash waves" og kan potensielt bli enorme. Et jordskjelv i 1958 utløste et jordskred, hvor 90 millioner tonn stein fra opptil 900 meter over havnivå raste ned i Lituya Bay i Alaska, ga den høyeste "splash wave" mennesker har opplevd. Jordskredet forårsaket en bølge som skadet trær 530 meter over havnivå! Katastrofene i Loen i 1905 og 1936 er kjente, norske eksempler.

I tillegg kan undervannsskred, vulkanutbrudd og forkastninger frigjøre store mengder energi i havet og lage enorme bølger, kalt seismiske sjøbølger eller tsunamibølger. På side 1-5 har vi vist den undersjøiske fjellformasjonen Storegga i Norskehavet. Denne ble dannet for ca 8200 år siden og forårsaket da opptil 15m høye tsunamibølger langs den norske kysten. Kjente eksempler fra vår tid er tsunamiene i Bengalbukta i 20xx og utenfor Japan i 2011.

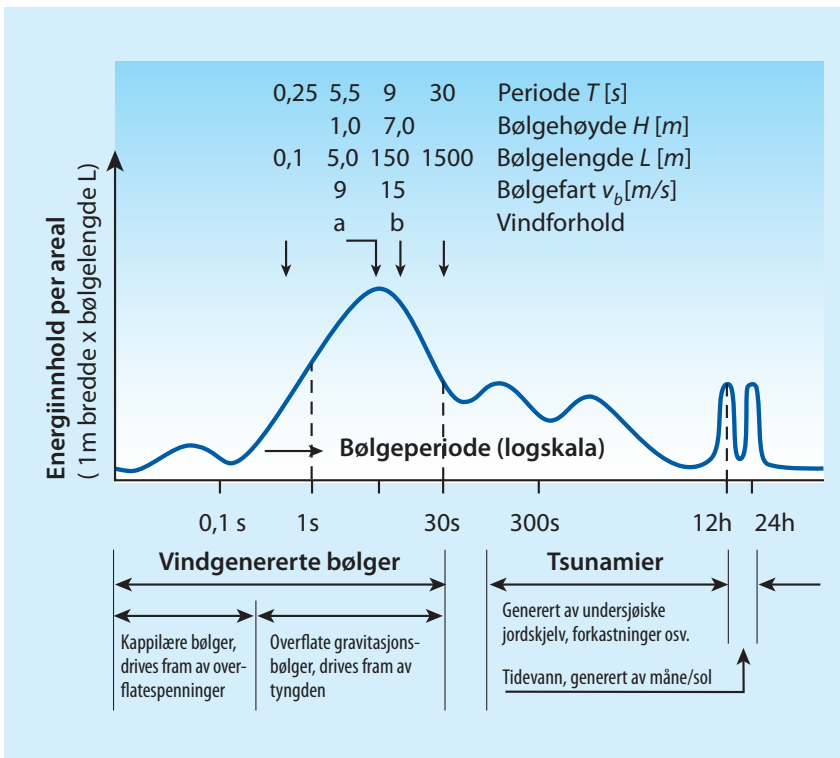
**Kapillære bølger.** De bølgene som er nevnt ovenfor, kjennetegnes ved at det er tyngdekrefter som beskriver både formen og forplantningen. Men bølger kan også dannes på den overflatehinna som alltid er tilstede på vann. De oppstår når spenningen i hinna forstyrres og kalles kapillære bølger. Slike bølger kjennetegnes ved at bølgelengden er meget liten. Dessuten øker bølgefarten når bølgelengde avtar. Det er motsatt av hva tilfellet er for gravitasjonsbølger (tyngdebølger).

**Også tidevann er en bølge.** Går vi over til å se på bølger med store dimensjoner i horisontalplanet, kan nevnes at gravitasjonskraften fra månen og sola også danner bølger. Det er dette vi kaller tidevann, som har de største bølgelengdene som forekommer på jorda.

Menneskelig aktivitet kan også lage bølger, for eksempel er bølger fra skip meget aktuelt for denne boka. Generelt vil all frigjøring av energi kunne lage bølger, som selv lagrer og transporterer energien videre.

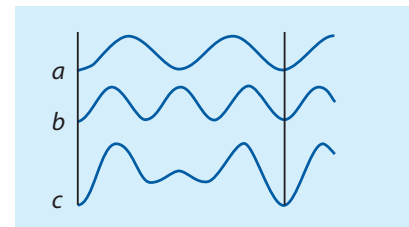
**Hvor mye energi inneholder bølger?** Forskjellige typer bølger inneholder forskjellige mengder energi, og energien har sammenheng med bølgeperioden og bølgehøyden. Dette framgår av figuren øverst på neste side. Du kan lese mer om energi i bølger på side 1-22/23/24.





**Oversikt over energinivå i ulike typer bølger. Eksempler på data for bølger i Nordatlanteren under rolige (a) og gjennomsnittlige (b) vindforhold.**

Figuren viser hvordan energiinnholdet varierer med bølgeperioden. Som det framgår, gjelder energiinnholdet per arealenhet (f.eks. per meter bredde x bølgelengden i meter) og det totale energiinnhold i en bølge finnes ved å multiplisere med dette arealet. Tsunamier kan ha bølgelengder på mer enn 200 km.



**Uregelmessige bølgeprofiler kan beskrives ved summering av sinusbølger ( $c=a+b$ ).** Et annet eksempel er vist på side 1-25

### Matematisk beskrivelse av bølger

#### Sum av sinusbølger kan beskrive kompliserte bølgeprofiler.

For å forstå bølger må vi finne en tilnærming som beskriver virkeligheten på en god måte, og samtidig gjør det mulig å uttrykke den matematisk. Bølger i vann kan beskrives på samme måte som bølger i andre medier, og det finnes metoder i fysikken som lar oss forenkle komplekse bølger. Generelt kan en hvilken som helst bølge beskrives ved å legge sammen en serie enkle, sinusformede bølger. Figuren til høyre viser hvordan to kombinerte sinusbølger kan beskrive den nederste, komplekse bølgen. Jo mer kompleks bølgen er, jo flere sinusbølger trengs for å beskrive den.

Idealiserte bølger finnes ikke i virkeligheten, men hjelper oss å forstå bølgekaraktistikker og kan forklare mange bølgefenomener. Først og fremst er det sinusformen som passer godt til å idealisere bølger, og da særlig havbølger. Men den passer selvsagt ikke til brytende bølger.

Hvordan bølger forflytter seg, er nærmere forklart på neste side. Ofte er bølgefrequensen (f) en spesielt interessant størrelse, siden den forteller oss hvor mange bølger som passerer et fast punkt per tidsenhet. Bølgefrequensen er den inverse av bølgeperioden T:

$$f = 1/T \quad [s^{-1} = \text{Hz}].$$

Perioden (T) brukes kanskje enda oftere enn frekvensen (f) når en bølge skal karakteriseres på en mest mulig kortfattet måte. Perioden forteller altså hvor lang tid det går mellom to bølger.



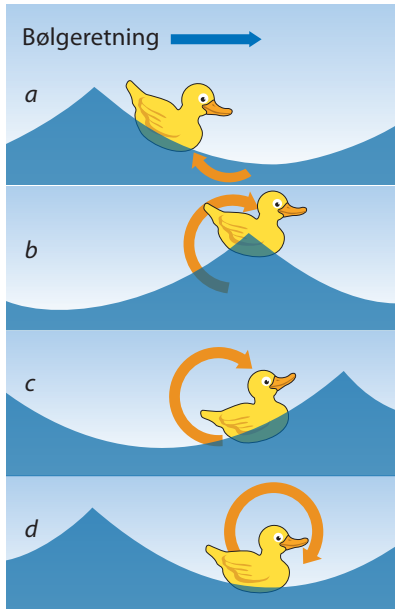
**Surfebølger ligner ikke mye på sinusbølger.** Du kan lese mer om brytende bølger på side 1-27.



#### Undringsoppgave:

Hva er de viktigste krav en surfer stiller til en god surfebølge?

# Bevegelse av bølger



**Bevegelser av et flytende legeme som passerer av en bølge**  
 a. Når en bølgetopp nærmer seg, beveger anda seg opp og bakover.  
 b. Like før bølgetoppen passerer, beveger den seg fortsatt oppover, men nå framover.  
 c. Rett etter at bølgetoppen har passert, beveger den seg fortsatt framover, men nå også nedover.  
 d. Når bølgedalen nærmer seg, vil anda bevege seg nedover og bakover. Totalt har anda beveget seg i nesten en full sirkel.

**I en bølge på dypt vann beveger vannpartiklene seg i sirkler med avtagende radier.**  
 Det at radiene avtar med dybden, har mange praktiske nytteverdier. F.eks. reduserer det bevegelsen til flytende oljeplattformer. Siden det meste av en plattforms oppdriftsvolum befinner seg under bølgebasis, påvirkes den lite av bølger. Ubåter kan unngå store havbølger ved å dykke under bølgeområdet, og det finnes havbruksmerder som kan senkes ned slik at de kan unngå de største bølgebevegelsene i storm.

Om vi ser på sjøen, kan vi se bølger bevege seg bortover. Om vi kaster en stein i stille vann, vil bølgene bevege seg bort fra punktet hvor steinen traff vannet, men veldig lite vann vil forskyves samme retning som bølgene. Heller enn å forflytte masse horisontalt, transporterer bølgene energi.

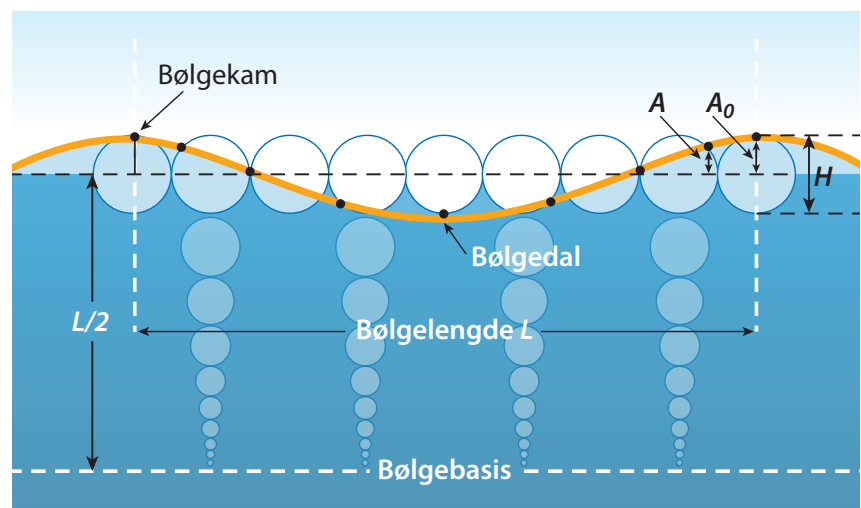
**Energi kan forflyttes uten å forflytte masse.** Hvordan energi forflyttes i bølger, uten å flytte masse, kan visualiseres med et tau. Om vi binder et tau fast i et dørhåndtak, kan vi danne en bølge ved å bevege den andre enden hurtig opp og ned. Alle delene av tauet vil da bevege på seg, men tauet som helhet beveger seg ikke bortover i bølgens retning.

## Banebevegelser for vannpartikler i bølger

Vannpartikler under en bølge beveger seg i lukkede baner (sirkulære på dypt vann, ellipseformede på grunt vann).

For å forstå slike banebevegelser kan vi legge et flytende legeme, for eksempel en liten badeand, i et badekar. Hvis vi så lager bølger i karet, kan vi se at anden ikke bare beveger seg opp og ned med bølgene, men også litt frem og tilbake. Den beveger seg egentlig i en sirkel.

Siden den alltid holder seg på vannoverflaten, har den sirkulære banen som anden beveger seg i, like stor diameter som bølgehøyden. Når vannet på overflaten beveger seg litt, må vannet rett nedenfor også flytte på seg, men jo dypere en vannpartikkel ligger, dess mindre blir den påvirket av bølgebevegelsen ved overflaten. Derfor minker diameteren til sirkelbanen med dybden, som vist i figur nederst. Ved en viss dybde under overflaten blir vannbevegelsene så små at de kan neglisjeres. Denne dybden er ofte omtrent halvparten av bølgelengden, og kalles bølgebasis. Vann over denne dybden befinner seg i det vi kaller bølgeområdet.





## Bølger på dypt vann

Til nå har vi sett på dypvannsbølger, som ikke vil påvirkes av sjøbunnen. Vi snakker om dypvannsbølger når vanddybden er større enn bølgebasis (en halv bølgelengde). Vindgenererte havbølger er som regel dypvannsbølger. Per definisjon er bølgers hastighet  $v_b = L / T$ , hvor  $L$ =bølgelengde og  $T$ =bølgeperiode. For dypvannsbølger kan det vises at det er følgende sammenheng mellom  $T$  og  $L$ :

$$L = g \cdot T^2 / (2 \cdot \pi)$$

Dermed kan bølgehastigheten uttrykkes på tre måter:

$$v_b = L/T$$

$$v_b = \sqrt{g \cdot L / (2 \cdot \pi)}$$

$$v_b = g \cdot T / (2 \cdot \pi)$$

Forholdet mellom bølgelengden  $L$ , bølgeperioden  $T$  og bølgehastigheten er vist i figur til høyre. Vi ser, for eksempel av den midterste ligningen, at **dypvannsbølger generelt beveger seg hurtigere jo større bølgelengden er**, slik som figuren selvsagt også viser.

**Gruppehastighet.** Ofte kommer bølger til havs i grupper på 5-8. Som i beatusmusikk med to frekvenser lagt oppå hverandre, framkommer et lignende fenomen når to havbølger med nesten samme bølgelengde og bølgeperiode tilfeldigvis blir overlappet hverandre. Både de individuelle bølgene og bølgegruppen beveger seg, men med forskjellig hastighet. På en tilsynelatende gåtefull måte kan enkeltbølger da ankomme og forlate gruppen. Du kan lese litt mer om dette fenomenet på side 1-23. På dypt vann er gruppehastighet lik halvparten av bølgehastigheten.

## Bølger på grunt vann

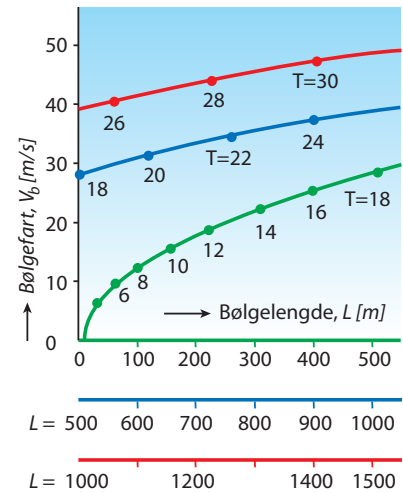
I kystregionene er vannet ofte grunt nok til at sjøbunnen påvirker vannets banebevegelse under bølgene. Bølger i vann der vanddybden er mindre enn 1/20 av bølgelengden kalles gruntvannsbølger. På grunn av samspillet mellom sjøbunnen og vannets banebevegelse, avhenger hastigheten til gruntvannsbølgene bare av  $g$  og vanddybden  $d$ , som vist nedenfor.

$$v_b = \sqrt{g \cdot d} \text{ [m/s]}$$

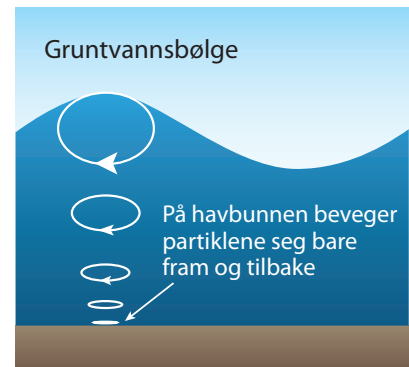
Banebevegelsene til vannpartiklene er vist i figur til høyre. Som vi ser, karakteriseres gruntvannsbølger av ellipseformede baner i stedet for sirkulære.

## Overgangsbølger

Bølger som beveger seg over vanddybder mellom 1/2 til 1/20 av bølgelengden, kalles overgangsbølger. De har egenskaper fra både gruntvanns- og dypvannsbølger. Bølgehastigheten til overgangsbølgene avhenger delvis av bølgelengden og delvis av vanddybden.



**Sammenheng mellom bølgelengde  $L$ , bølgeperiode  $T$  og bølgehastighet  $v_b$  for bølger på dypt vann.** Periode er påført direkte på grafene.



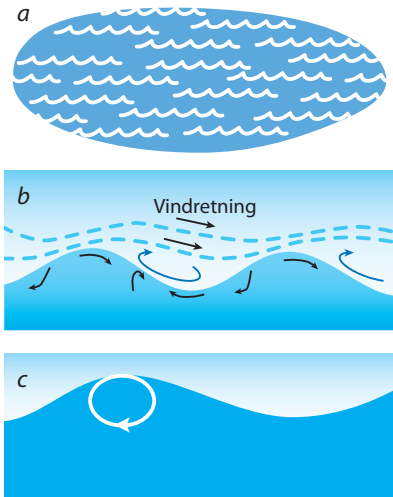
**Bølger på grunt vann.** Vannpartiklene beveger seg i ellipseformede baner. Med økende dybde blir ellipsene etter hvert mindre og flatere



## Undringsoppgave:

Hvordan kan andas fire ulike posisjoner markeres i sirkelen øverst og lengst til venstre på forrige side?

# Dannelse av bølger



**Tidlige stadier i bølgedannelse**

**a. Krusninger.** Bølgedannelsen starter med at vind påvirker vannoverflaten. Friksjonskrefter vil lage krusninger. Disse bølgene får energi fra vinden, mens overflatespenninger er styrende for geometri og oppførsel.

**b. Vinden får "bedre tak".** Krusningene medfører strømninger i vannet og virvler med over- og undertrykk i luftlaget over den "påbegynte" bølgen.

**c. En ny, liten bølge er klar for videre vekst.** Energioverføring fra vinden fortsetter og bølgestørrelsen vokser. Når bølgelengden er blitt noen cm, har profilen fått sin karakteristiske form, som nå blir styrt av tyngden.

**Bølgevekst begrenses av bryting. Brytende bølge av type "spilling breaker".** Fra [1.9].

Denne typen karakteriseres av at skumskavler dannes oppe ved bølgekammen. Skummet renner nedover fronten av bølgen, ikke ulikt et snøskred. Dette er den vanligste type brytende bølger som dannes på dypt vann, men den forekommer også på strender. Skumskavler har på engelsk det beskrivende navnet "whitecap". Andre typer, se side 1-27.

**De fleste bølger dannes av vind,** men vi skal senere også se på bølger som oppstår av jordskjelv (tsunamier). Det vises forøvrig også til side 1-16.

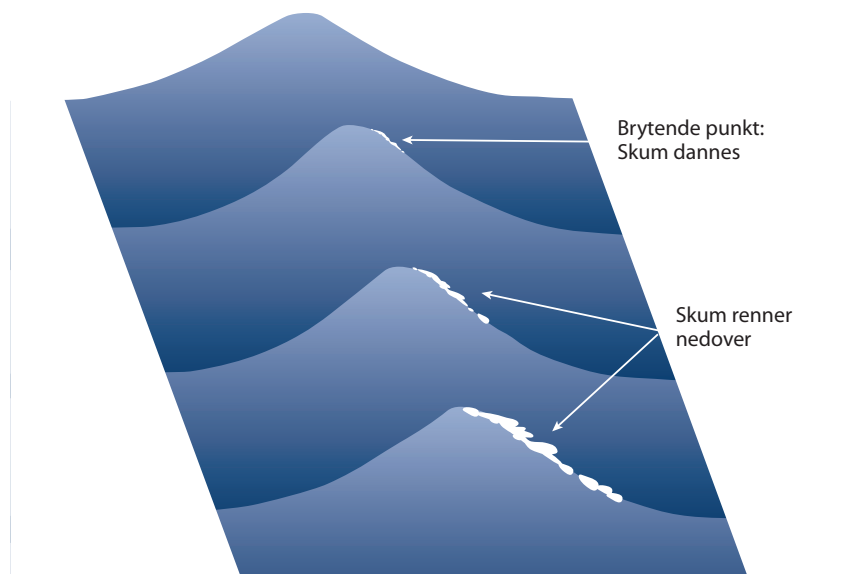
## Vind som kilde for bølger

Se for deg et stille, bølgefritt havområde hvor det begynner å blåse. På grunn av friksjon mellom vinden og havoverflaten dannes det først krusninger, se figur a til venstre. Disse små bølgene gir en ruere overflate, vinden "får bedre tak" og begynner å danne bølgelignende profiler som vist i figur b. Her ser vi strømningene i lufta og vannet i denne tidlige fasen, med både overtrykk og undertrykk over bølgen. Vindens påvirkning øker og det blir overført mer energi fra vinden til bølgene. Etter hvert dannes det symmetriske bølger som vist i figur c, med bølgelengder på noen cm.

**Overføring av energi.** Etter hvert som bølgene tar opp mer energi fra vinden, vil bølgehøyden, bølgelengden og bølgefarten øke. Bølgeformen forandrer seg også, ved at bølgene blir brattere. Når bølgehastigheten kommer opp i vindhastigheten, blir det ikke lenger noen energioverføring fra vinden til bølgene, og bølgen har nådd sin maksimale hastighet og størrelse ved den gitte vindstyrken.

**Brytende bølger.** Hvis en bølges helning (H/L) oppnår den kritiske verdien  $1/7$  før den oppnår samme hastighet som vinden, vil imidlertid bølgen bryte. se figurer side 1-26. Når bølgene tar opp energi fra vinden, resulterer det i bølgevekst, mens bølgebryting reduserer energiinnholdet i bølgene og resulterer i mindre bølgehøyder. Se figur nedenfor.

**Dønninger.** Bølger som dannes i et havområde beveger seg ofte ut av området i form av bølger med lange, lave bølgetopper. Slike bølger kallas dønninger. Dønninger kan bevege seg fort over lange avstander uten å miste særlig mye av sin energi. Disse bølgene opptrer ofte i grupper, som nevnt på side 1-19.



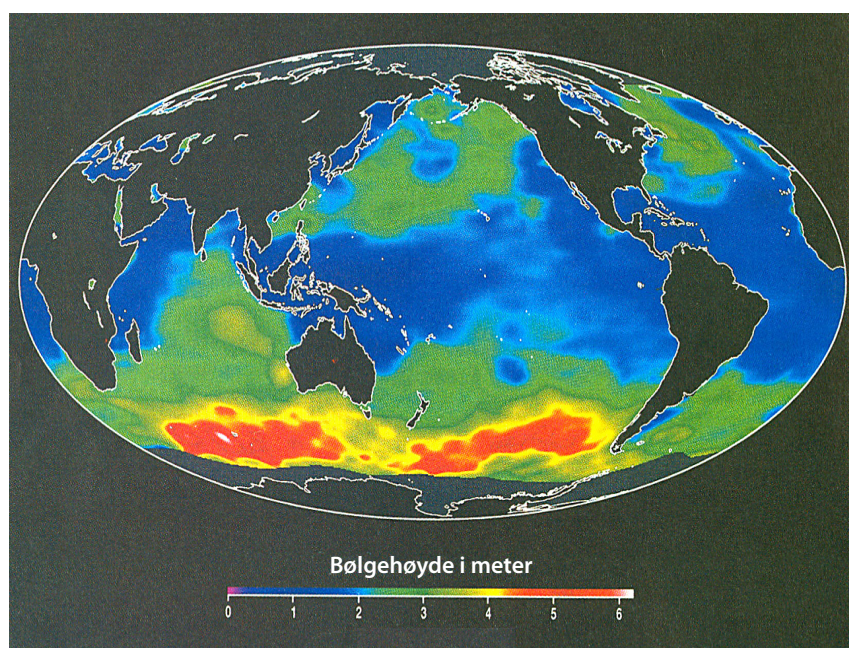


## Hva bestemmer bølgenes størrelse?

Bølgers størrelse og energiinnhold bestemmes hovedsakelig av hvor stor vindhastigheten er, og hvor lenge vinden blåser i én retning. Derfor er det ut fra værdata mulig å beregne energien i bølger innenfor et visst område.

I virkeligheten endrer vindens retning og hastighet seg i tid og rom, og derfor kan vi ofte se bølger av forskjellig størrelse, form og hastighet i samme område.

**Meget høye bøyer på den sydlige halvkulen.** Først i kapitlet lærte vi om globale og lokale vinder. Ettersom de aller fleste havbølger er dannet av vinden, gjenspeiles de globale vindene i den globale bølgedistribusjonen. Figuren nedenfor viser et kart over bølgehøyder basert på satellittdata fra en typisk dato.



*Fordeling av bølgehøyder på den sydlige halvkule for en dato med typisk vær. Fra [1.x]  
Bølgehøyder på mer enn 5 m opptrer hyppig i områdene mellom Australia og Antarktis. Du kan lese mer om store bølger på side 1-26.*

Bølgene er spesielt høye på den sydlige halvkule, fordi det her er mindre landmasse og dermed lengre havstrekninger hvor bølgene kan hente opp energi fra vinden. I tillegg er vestavinds-beltet mellom 40° og 60° syd like aktivt som vestavindsbeltet på den nordlige halvkule. Sluttresultatet blir derfor at vi her finner de høyeste gjennomsnittlige vindhastighetene og dermed også bølgehøydene på jorda.

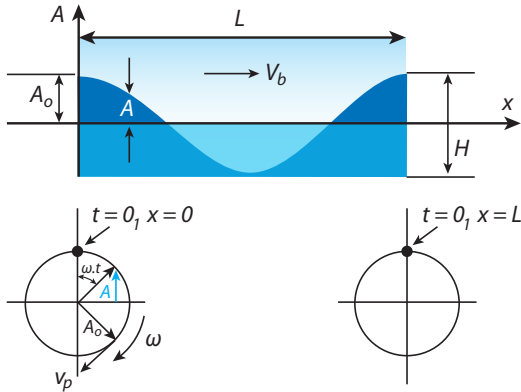
**Bølger på den nordlige halvkulen.** Vestavindsbeltet på den nordlige halvkule gir også relativt høye bølger. På grunn av olje- og gassutvinningen er forholdene i Nordsjøen og Norskehavet spesielt interessante. Kartet ovenfor gir ingen informasjon om disse områdene, men vi ser av tabellen i faktaboksen på side 1-17 at 3,5 m er en gjennomsnittlig bølgehøyde. Vi kan også vise til kart på side 13-xx, hvor det framgår at 40-60 kW per m bølgebredde er årsgjennomsnittet for bølgenes effekttransport i havområdene utenfor Norge. Ved hjelp av ligning side 1-21 kan vi da beregne tilhørende bølgehøyde til 3-3.5 m (se oppgave 1.4). Under de stormer som hyppig opptrer i disse farvannene, særlig om vinteren, kan bølgehøydene imidlertid fort bli 4-5 ganger så store, se fakta-boksen side 1-17.



### Undringsoppgave:

Hvordan lages bølger i et "badeland"

# Energitransport i bølger



**Beskrivelse av en sinusbølge ved hjelp av ligning. Fra [1.4]**  
 En sinusbølge kan beskrives på flere måter, men ligningen nedenfor er den mest brukte:

$$A = A_0 \cdot \cos(x \cdot k - \omega \cdot t)$$

Her er:

$A$  = amplitude på stedet  $x$  ved tidspunktet

$A_0$  = full amplitude =  $H / 2$

$x$  = stedsangivelse fra startposisjonen  $x = 0$

$k$  = bølgetall =  $2 \cdot \pi / L$  [ $m^{-1}$ ]

$\omega$  = sirkelfrekvens =  $2 \cdot \pi / T$  [ $s^{-1}$ ]

$T$  = bølgeperiode =  $L / v_b$  [ $s^{-1}$ ]

$v_b$  = bølgehastighet [ $m/s$ ]

Tre ligninger for  $v_b$ :

$$v_b = L / T$$

$$v_b = \omega / k$$

$$v_b = \sqrt{g \cdot L / (2 \cdot \pi)}$$

$v_p$  = partiklenes banehastighet =  $\omega \cdot r = \omega \cdot A_0$

Vi har allerede flere ganger presisert at bølger transporterer energi og ikke noe annet når de forplanter seg. Dette skal vi studere nærmere nedenfor.

Aller først skal vi imidlertid se nærmere på hvordan bølger kan beskrives når de beveger seg. Dette kan gjøres på flere måter, men det vanligste er å bruke et ligningssystem som vist til venstre og som forklares videre i eksemplet på side 1-24.

## Energiinnhold i bølger

Energien i en bølge omfatter:

- Potensiell energi, som kommer av at halvparten av bølgen er hevet over stille vannsnivået mens den andre halvparten er trykket ned i forhold til stille vannsnivået
- Kinetisk energi, som kommer av at vannpartiklene under bølgen beveger seg i sirkelbaner

**Potensiell energi i bølger.** Vi vet fra fysikken at potensiell energi til et legeme generelt kan skrives

$$E_p = m \cdot g \cdot h = \rho \cdot V \cdot g \cdot h$$

Her er  $V$ =legemets volum og  $h$ =høyden som legemets tyngdepunkt har over et valgt nullnivå for den potensielle energien. Vi kan nå bruke denne ligningen til å lage et uttrykk for den potensielle energien til et element med volum  $dV = A \cdot B \cdot dx$ . Her er  $A$ =amplitude,  $B$ = bølgens bredde og  $dx$  er tykkelsen på volum-elementet. Den samlede potensielle energien i bølgen finner vi så ved multiplisere med  $\rho$ ,  $g$  og tyngdepunkthøyden  $A^2$ , og så summere sammen alle elementene. Dette kan tilnærmet gjøres manuelt, men kan også bestemmes ved integralregning. Interesserte elever kan gjennom oppgave 1.xx vise at den potensielle energien i en bølge dermed blir:

$$E_p = \rho \cdot g \cdot B \cdot A_0^2 \cdot L / 4$$

Den potensielle energien per  $m^2$  av bølgen finnes ved å dividere med  $B \cdot L$ , og vi får

$$E_p = \rho \cdot g \cdot A_0^2 / 4 \quad [J/m^2]$$

**Kinetisk energi i bølger.** Også her kunne vi starte med en av de vanligste ligningene i fysikken, nemlig uttrykket for den kinetiske energien til et legeme med massen  $m$ , volumet  $V$  og farten  $v$ :

$$E_k = \frac{1}{2} m \cdot v^2 = \frac{1}{2} \rho \cdot g \cdot V \cdot v^2$$

Vi har tidligere forklart at vannpartiklene under en bølge beveger seg i sirkulære baner med minkende radier nedover i vanddyppet. Vi kunne derfor bruke ligningen ovenfor til å finne



den kinetiske energien i hver av disse sylindrene og så summere disse. Dette vil imidlertid kreve en del matematikk, og vi skal i stedet peke på et fenomen som vi ofte ser i fysikken for legemer som både har potensiell og kinetisk energi. Legemene "ordner" seg da ofte slik at den samlede energi fordeler seg med halvparten på hver av disse energiformene. Vi har i fysikkfaget vist at dette for eksempel er tilfelle med satellitter i bane rundt jorda. Også for energien i vannbølger gjelder det at den potensielle og kinetiske energien er like store. Den gjennomsnittlige kinetiske energien per flateenhet i en vannbølge kan derfor også uttrykkes slik:

$$E_k/(B \cdot L) = 1/4 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2$$

**Samlet energi i en bølge.** Ifølge avsnittene foran, blir:

$$E_b/(B \cdot L) = (E_p + E_k)/(B \cdot L) = 1/2 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \quad [J/m^2]$$

Det vises til eksempel på neste side med beregning av den samlede energien i en karakteristisk "Nordsjø-bølge".

## Energitransport i bølger, effektoverføring

**Hvor stor effektressurs har bølger?** Å kunne beregne energiinnholdet i bølger er interessant i seg selv, men enda mer interessant er det å kunne beregne hvor mye energi den overfører per tid, altså den effekt den overfører. For eksempel for et bølgekraftverk er det denne størrelsen som betyr mest.

Som kjent er effekt = energi / tid. Skal vi beregne en bølges effekt, må vi derfor trekke inn bølgehastigheten i beregningene.

Den enkleste måten å gripe an problemet på, er å tenke seg en "vegg" som bølgen skal passere, og så bestemme hvor mye energi som passerer "veggen" per tid. Tiden som bølgen bruker på å passere "veggen", er lik bølgeperioden T. Dette gir:

$$P = E_{tot}/T = 1/2 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \cdot B \cdot L/T \quad [J/s=W]$$

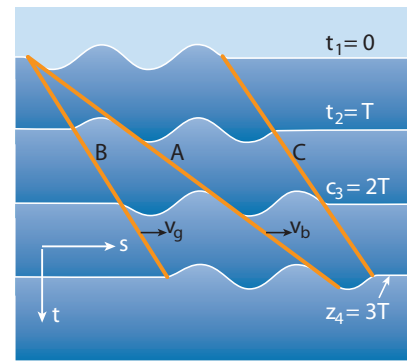
Innfører vi  $T = L/v_b$ , blir effekt per m bredde for en enkeltbølge:

$$P/B = 1/2 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \cdot v_b \quad [W/m]$$

I praksis er vi sjelden interessert i virkningen fra bare en eneste bølge. I stedet bør vi betrakte flere bølger som følger etter hverandre. Da må vi være klar over at bølger kan interferere. Ser vi på flere bølger, altså en gruppe bølger, kan det vises at den gjennomsnittlige farten til disse er lik halvparten av farten til den individuelle bølgen. Dette gjelder for bølger på dypt vann. Det vil føre for langt å bevise dette, så vi må nøye oss med å slå fast at den gjennomsnittlige effekten som per m bredde overføres med bølger i uregelmessig sjø, er

$$P/B = 1/2 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \cdot v_b/2 = 1/4 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 \cdot v_b \quad [W/m]$$

Det vises for øvrig til eksempel på neste side.



**a. Skjematisk beskrivelse av fenomenet gruppefart for en gruppe bølger (bølgetog)**  
**b. Gradvis destruktiv og konstruktiv interferens i to overlagrede bølger. Fra [1.4]**

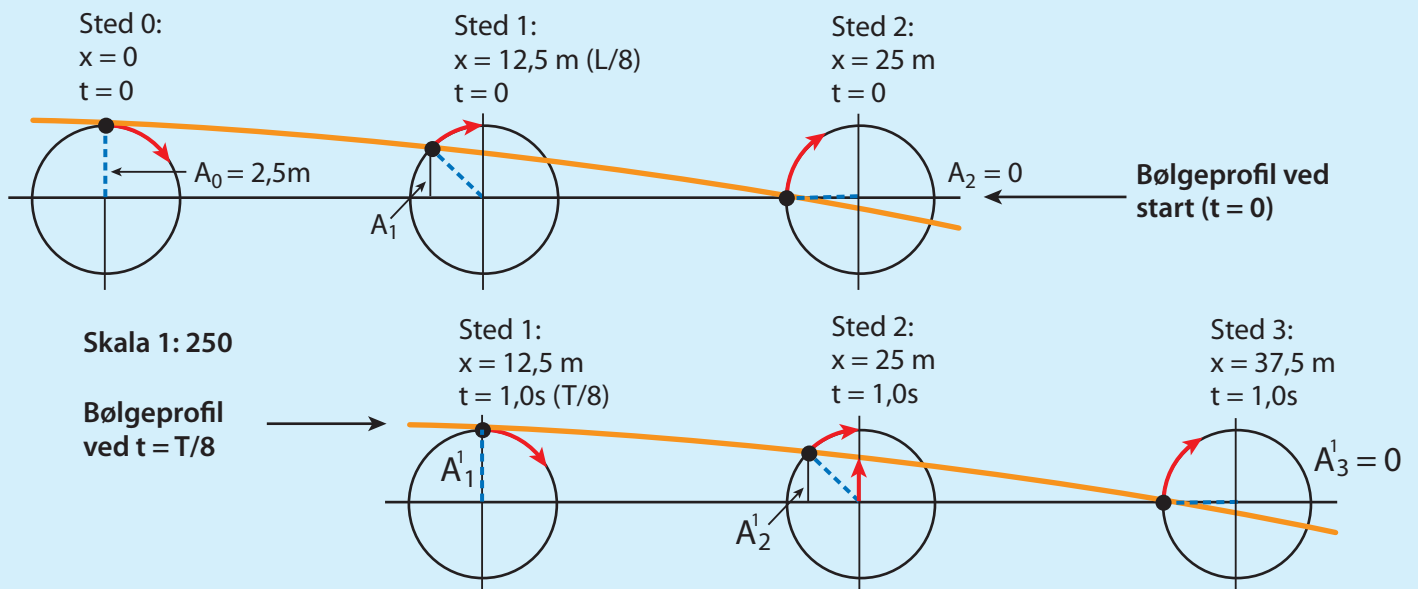
I en bølgetank genereres det en bølgegruppe med to bølger. Like etter at bølgene ble generert, er bølgemønsteret som vist for tidspunktet  $t_1$ . Etter at gruppen har forplantet seg et stykke nedover i tanken, begynner den første bølgen å forsvinne, samtidig som en ny bølge oppstår ved slutten av bølgegruppen. Denne prosessen pågår hele tiden. Bølgen forsvinner i fronten av bølgegruppen og oppstår ved slutten av denne. Dette betyr at energien i bølgene transporteres med en gruppefart som er mindre enn bølgefarten til en enkeltbølge. Vi kan tenke oss at energien til bølgegruppen er samlet mellom de to grafene B og C. Grafenes helning er et uttrykk for forplantningsfarten ( $v = ds/dt$ ). Grafene B og C (for gruppen) svarer derfor til en mindre fart enn graf A (for en enkeltbølge). Det kan vises at for bølger på dypt vann er gruppefarten lik halvparten av bølgehastigheten ( $v_g = v_b/2$ ), men vi kan ikke bruke plass på å gjennomføre dette beviset. Spesielt Interesserte elever henvises til [1.4]

### Eksempel, bølgebevegelse og bølgeenergi

En typisk Nordsjøbølge kan ha følgende data (på dypt vann): Bølgelengde  $L = 100$  m, bølgehøyde  $H = 5$  m ( $A_0 = 2,5$  m), bølgehastighet  $v_b = 12,5$  m/s og periode  $T = L/v_b = 8,0$  s.

- Tegn i skala 1: 250 en firedel av bølgen i en startposisjon. Da gjelder:  $A = A_0 = H/2$  (full amplitude),  $x = 0$  og  $t = 0$ . Tegn også inn tre sirkler som viser partikkelbevegelsen i overflaten.
- Tegn, i samme skala, beliggenhet og profil etter at den samme bølgedelen har beveget seg  $1/8$  bølgelengde.
- Beregn bølgetall og sirkelfrekvens  $\omega$
- Kontrollberegn og sammenlign med opptegningene: Amplituden på stedet  $x = 12,5$  m ( $L/8$ ) i startbølgen, og amplituden på stedet  $x=25$  m etter at bølgen har beveget seg  $1/8$  bølgelengde etter start.
- Beregn bølgeenergi per  $m^2$  og bølgeeffekt per m bredde

#### Løsning a og b



c) Bølgetall  $k = 2 \cdot \pi/L = 2 \cdot \pi/(100 \text{ m}) = 0,0628 \text{ m}^{-1}$

Sirkelfrekvens  $\omega = 2 \cdot \pi/T = 2 \cdot \pi/8,0 \text{ s} = 0,785 \text{ s}^{-1}$

d)  $A_1 = A_0 \cdot \cos(k \cdot x - \omega \cdot t) = 2,5 \text{ m} \cdot \cos(0,0628 \cdot 12,5 - 0,785 \cdot 0) = 2,5 \text{ m} \cdot \cos_{0,785} = 2,5 \text{ m} \cdot \cos(\pi/4) = 1,77 \text{ m}$

$A_2 = A_0 \cdot \cos(k \cdot x - \omega \cdot t) = 2,5 \text{ m} \cdot \cos(0,0628 \cdot 25 - 0,785 \cdot 1,0) = 2,5 \text{ m} \cdot \cos(1,57 - 0,785) = 1,77 \text{ m}$

I disse tilfellene hadde det vært lett å bestemme amplitudene direkte av figurene. Men det er ikke alltid tilfelle, se oppgave 1.1.

e) Bølgeenergi  $E_b/(B \cdot L) = 0,5 \cdot \rho \cdot g \cdot A_0^2 = 0,5 \cdot 1025 \text{ kg/m}^3 \cdot 9,8 \text{ m/s}^2 \cdot (2,5 \text{ m})^2 = 31,4 \text{ kJ/m}^2$

Bølgeeffekt  $P_b/B = E_b/(B \cdot L) \cdot v_b/2 = 31,4 \text{ kJ/m}^2 \cdot 12,5 \text{ m/s} \cdot 0,5 = 196 \text{ kW/m}$



# Interferens av bølger

**Repetisjon fra fysikk i videregående skoler.** Når bølger løper sammen, vil de påvirke hverandre, noe som resulterer i et forandret bølgemønster. To bølger som kolliderer, gir en ny bølge med utslag som er summen av utslagene hos hver av enkelt bølgene, regnet med fortegn. Som illustrert til venstre, skiller vi mellom tre forskjellige typer bølgeinterferens: konstruktiv, destruktiv og blandet interferens.

## Konstruktiv og destruktiv interferens

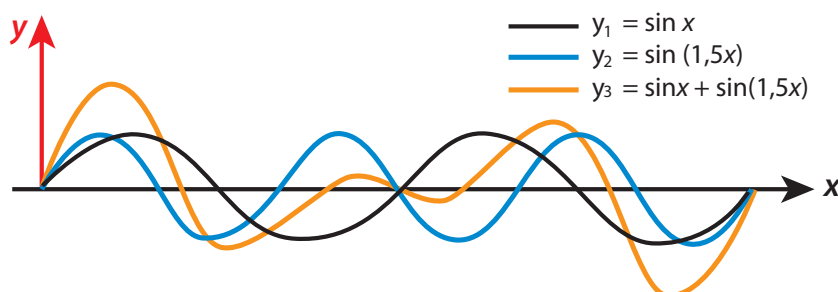
Konstruktiv interferens oppstår når bølgetog med samme bølgelengde og hastighet møter hverandre i samme fase. Her blir bølgehøyden summen av bølgehøydene til hver av de individuelle bølgene.

Destruktiv interferens forekommer når bølger med samme bølgelengde og bølghastighet møter hverandre når de er i motfase, det vil si at bunnen av en bølgedal møter en annen bølge i de øyeblikk denne har sitt maksimale utslag. Bølgene vil nulle hverandre ut, og resultatet blir stille vann i området der bølgetogene møtes. Det er slik for eksempel de fleste bølgekraftverk arbeider. Disse består da av et svingesystem som lager destruktiv interferens med de innkomne bølgene, se side 13-xx.

## Blandet interferens

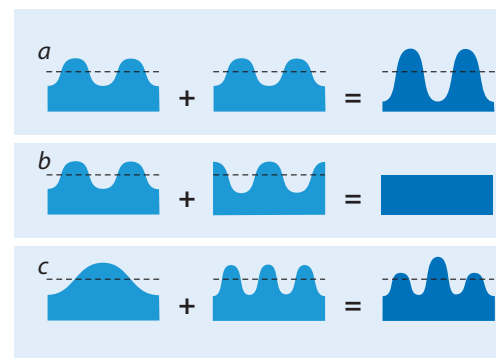
Blandet interferens er når to bølgetog med forskjellige bølgehøyder og/eller bølgelengder kommer fra forskjellige retninger. Dette fører til en blanding av konstruktiv og destruktiv interferens, som gir et mer komplekst bølgemønster. Eksempler på blandet interferens er vist nedenfor og i illustrasjon c ovenfor.

Blandet interferens er det som oftest forekommer på sjøen, siden vinden som oftest danner ulike bølger med forskjellige bølgeretninger. Resultatet blir da slike komplekse bølgemønstre som vi ofte ser på sjøen, se figur til høyre



### Interferens av bølger beregnet med lommeregner. Fra [1.1]

Utgangsbølgene har bølgelengde  $L_1$  og  $L_2 = 1,5 \cdot L_1$ . Dette gir blandet interferens (rød bølge) med ny bølgeprofil



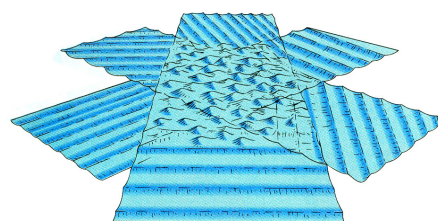
### Interferens av bølger.

#### a. Konstruktiv interferens.

Bølger med samme bølgelengde og fart kolliderer når de er i samme fase.

**b. Destruktiv interferens.** Bølger med samme lengde og fart kolliderer når de er i motfase

**c. Blandet interferens.** To eller flere bølger med ulike lengder, fart og/eller retninger kolliderer. Det tilfellet som er illustrert blir behandlet videre i oppgave 1.x



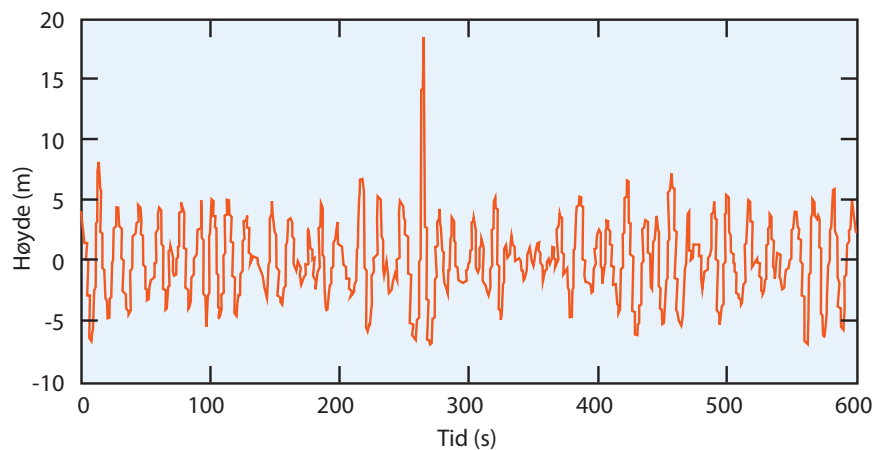
**Uregelmessige bølger på havoverflaten framkommer ved interferens mellom ulike langkammede bølger med forskjellig bølgeretning. Fra [1.x]**

## Monsterbølger

**Hvor store kan bølger bli?** I begynnelsen av 1900-tallet framkom en regel som er blitt kalt "60 fots regelen, og som sa at bølgers teoretiske maksimumshøyde ikke kunne overskride 60 fot (18,3 m). I 1935 ble imidlertid en amerikansk marinetanker, USS Rampano, "fanget" i en tyfon vest i Stillehavet. Mannskapet klarte å måle at bølgehøyden var 34 m ! Målingen var basert på visuelle observasjoner fra mannskapet, men kan likevel betraktes som relativt nøyaktig.

### Målinger av bølgehøyder ved oljeplattformen Draupner i Nordsjøen 1. jan 1995.

Bølgen med bølgehøyde på 25,6 m blir kalt nyttårsbølgen eller Draupnerbølgen og må være dannet av en serie konstruktive interferenser.



Selv ikke store tankskip er trygge hvis de møter interaksjonen mellom Angulhas-strømmen og bølger fra Antarktis på sitt verste.

**Monsterbølgen i Nordsjøen.** Selv om mange i historiens løp hevder å ha opplevd lignende "monsterbølger", som kommer ut av intet, ble de bekreftet for første gang 1. jan.1995. ved Draupnerplattformen i Nordsjøen. Draupnerbølgen, også kjent som "nyttårsbølgen", ble da målt med en bølgehøyde på 25,6 meter, mens ingen andre bølger i samme område og tidsrom var høyere enn 9 m. Målingen ble gjort med en nedoverrettet laserpekesensor. Målinger av bølgehøydene noen minutter rundt Draupnerbølgen er vist i figur ovenfor.

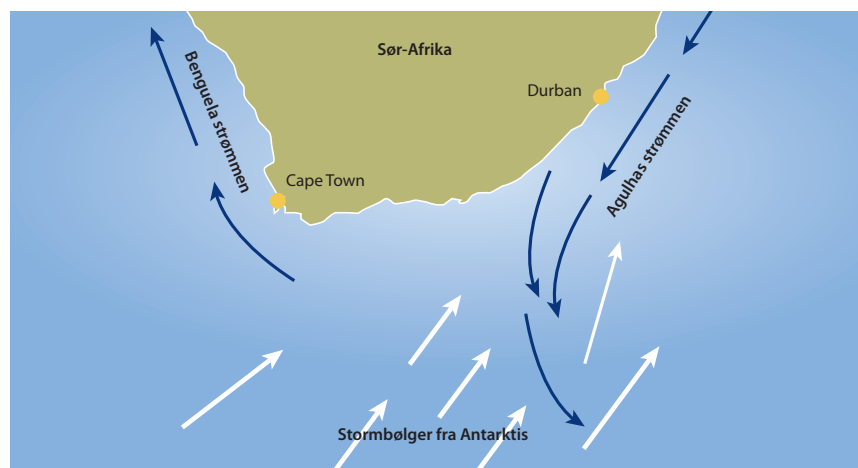
Selv med dagens tilgang på bølgedata og satellitter som er laget for å observere havet, er det fortsatt ikke mulig å forutse slike monsterbølger. Årsaken antas å være et ekstraordinært tilfelle av bølgeinterferens. Fler bølger arbeider sammen, og legger seg oppå hverandre med konstruktiv Interferens og danner en, ekstremt stor bølge.

### Møte mellom bølger og strøm kan også gi enormt store bølger.

Øyer og grunner later til å hjelpe til med utvikling av monsterbølger, og samspill mellom sterke strømmer og bølger kan også spille en rolle. Et eksempel er vist nedenfor.

### Angulhasstrømmen møter antarktiske stormbølger.

På grunn av strømmen blir bølgene brattere og kortere, og blir da samtidig høyere fordi bølgeenergien blir begrenset til et mindre område.





# Bølger som nærmer seg kysten

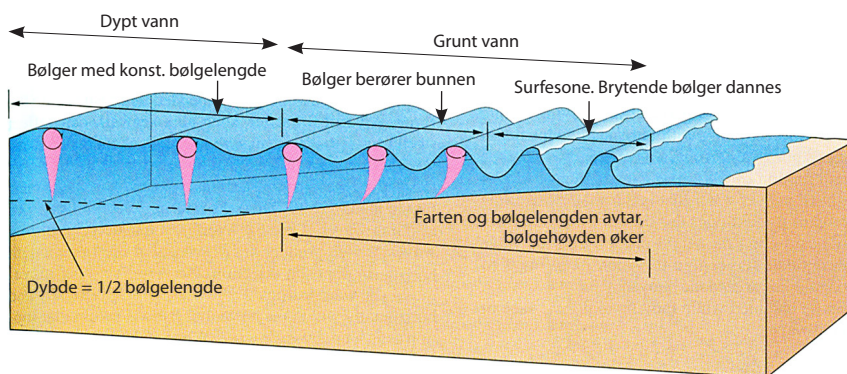
Hva skjer når dønningene beveger seg bort fra deres opp-rinnelse-sområde, og nærmer seg grunt vann? Da for andres både bølgeprofil og bølgeretning.

## Forandring av bølgeprofiler

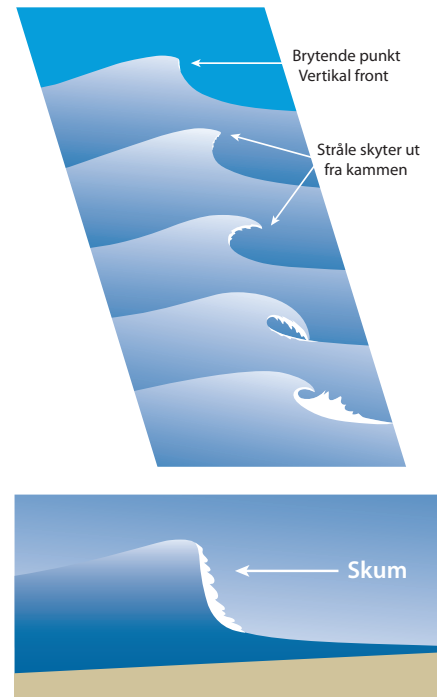
### Overgangsbølger, bølgehøyden øker, fart og bølgelengde avtar.

Se for deg dønninger som beveger seg mot kysten, mens bunnen gradvis stiger. Når vanddybden blir mindre enn halve bølgelengden, for andres dønningene til overgangsbølger, se side 1-19. Med minkende vanddybde, vil bunnen begynne å forstyrre den sirkulære banebevegelsen til vannpartiklene i bølgen. Dette fører til en minkende bølgehastighet, og de etterfølgende bølgene kommer nærmere. Dermed minker bølgelengden. Underveis vil bølgene minste noe energi til friksjonsvarme, men det meste av energien bevares. Dermed må bølgene bli høyere, samtidig som altså hastigheten og bølgelengden avtar.

**Gruntvannsbølger, brytende bølger.** Når vanddybden blir mindre enn  $1/20$  av bølgelengden, blir bølgene til gruntvannsbølger. Farten avhenger nå kun av vanddybden. Når bølgenes helning ( $H/L$ ) når det kritiske forholdet  $1/7$ , bryter bølgen. Dette kommer av at bølgepartiklenes hastighet nær bunnen er blitt betydelig redusert, mens partiklene på overflaten ikke har fått redusert hastigheten sin like mye. Derfor blir vannpartiklene på bunnen av bølgen "løpt fra" av partiklene lenger oppe. Denne brytningen frigjør energi fra bølgen. På denne måten kan bølger transportere energi fra sjøområdene de stammer fra, og til grunnere vann. Forandringen av bølger som nærmer seg kysten er illustrert i figur nedenfor, forskjellige former for brytende bølger er vist i marginen.



**Profiler for bølger som nærmer seg stranda. Fra [1.11].** Området som egner seg for surfing, finner vi der hvor bølgene begynner å bryte. Dette skjer når vanddybden blir ca  $1,3xH$ . Da vil bølgen ha fått en helning på ca  $1/7$ .

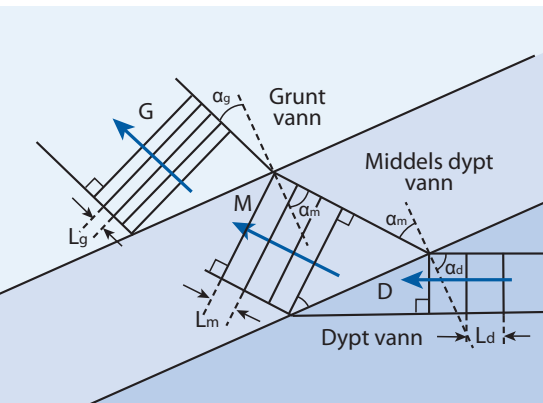
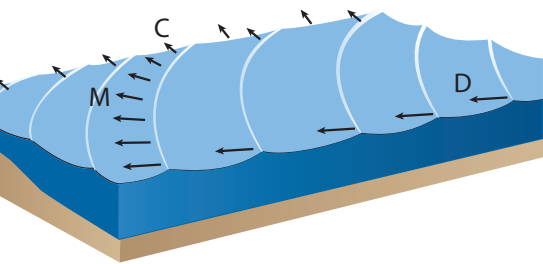


### Brytende bølger fra [1.9]

a. En "plunging breaker" oppstår både på dypt vann og på strender med relativt bratt helning på sjøbunnen. I begge tilfeller løper vannet på toppen av bølgen bokstavelig talt fra de nedre delene av bølgen. Bølgetoppen skyter ut som en stråle, og krøller seg framover uten noe vann under.

b. En "surging breaker" oppstår bare på strender. Den karakteriseres av at bølgefronten stadig blir brattere etter hvert som bølger nærmer seg stranden. Når den har kommet tett opp til strandlinjen, "skyter" den nederste del av fronten fram.

c. "Spilling breaker", se side 1-20



**Refraksjon for bølger som nærmer seg stranda. Repetisjon fra fysikken i vgs.**

**a. Oversikt. Fra 1.3]**

Tre bølgestråler, D, M og G, er markert for vann dyp som avtar innover mot strandlinja.

**b. Detaljer av bølgestrålene D, M og G, sett ovenfra.** Retningsforandringene skyldes at bølgefarten stadig avtar når bølgen nærmer seg strandlinja (jf. side 11-11 om brytning av lydølger).

**Bølgeretninger/bølgestråler rundt en odde og en bukt.**

Odden må absorbere mer bølgeenergi enn bukta per meter strand

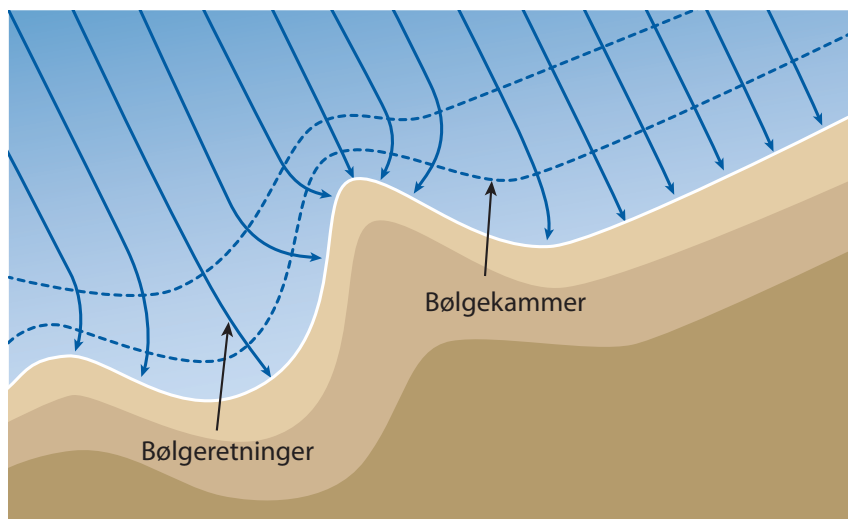
## Forandring av bølgeretninger

**Bølger refraksjon.** Når vi studerer bølger som kommer inn på stranda, ser vi at bølgekammene er parallelle med strandlinja. Det er usannsynlig at alle bølgene som kommer fra havet skulle bevege seg i 90° vinkel med kystlinja. Derfor må retningen til bølger som nærmer seg strandlinja på en eller annen måte forandres før bølgene når land. Dette fenomenet, at bølgene forandrer retning for å nærme seg strandlinja vinkelrett, kalles bølgererefraksjon.

Se for deg en bølge som skrått nærmer seg en bunn som skråner oppover mot stranda. Den ene siden av bølgen vil da påvirkes av bunnen først, og senke farten, mens resten av bølgen fortsetter i bølgens opprinnelige fart og retning. På denne måten "bøyes" bølgen mot den grunnere delen av skråbunnen, se figur nedenfor.

## Hvorfor egner buker seg godt til oppankring av båter?

Kystlinjer vil aldri være helt rette og bølgererefraksjon gir en ujevn fordeling av bølgeenergien langs kysten, se nederste figur i marginen. Pilene viser bølgenes forplatingsretninger. Som vi ser, konvergerer bølgestrålene når de beveger seg mot en odde, mens de konvergerer når de beveger seg inn i en bukt. Bølgeenergien konsentreres derfor rundt pynter og odder, noe som fører til erosjon. Den lave bølgeenergien i buker gjør at disse generelt er gode steder for oppankring av en båt.



## Tsunamier

En tsunami er en av de mest fryktede bølgene på jorda. Uttrykket tsunami kommer fra japansk.

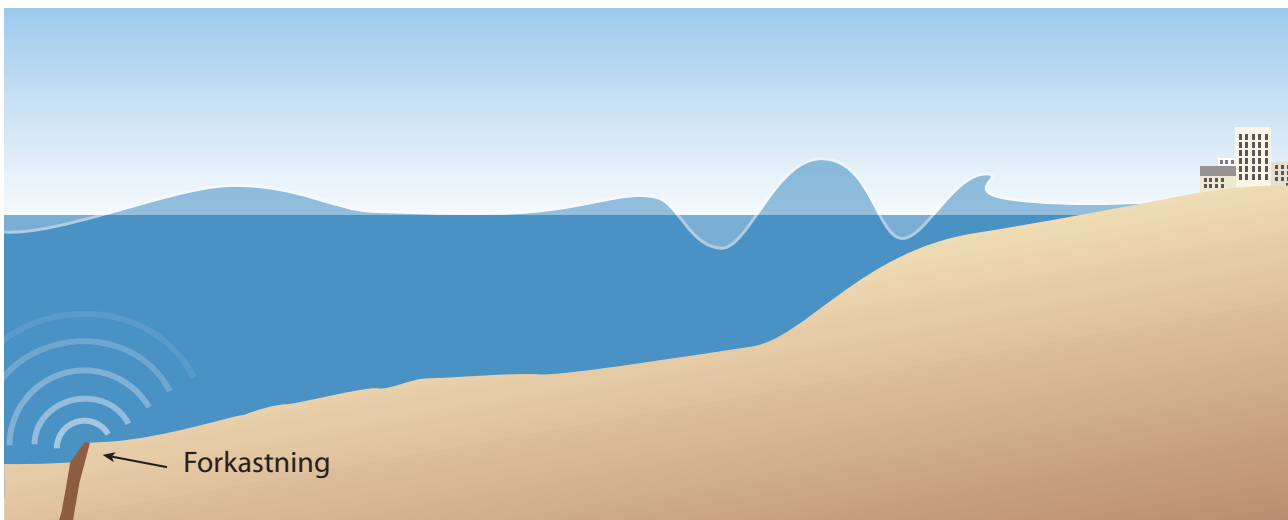
**Dannelse av tsunamier.** Tsunamier utløses vanligvis av seismiske hendelser, som en forkastning eller utbrudd av jordskjelv under vann. Vi kan derfor si at tsunamier er seismiske havbølger. Det er som oftest forkastninger som forårsaker de største tsunamiene. Da bevegelse store områder av havbunnen vertikalt. Dette kan gi enorme forandringer av volumene i havbassenget og i neste omgang brå forandringer i vannstanden ved havnivå. Horisontale forkastninger vil vanligvis ikke føre til en tsunami. Derimot kan undervannsskred utløst av jordskjelv, eller vulkanutbrudd under vann, forårsake store tsunamier. "Splash wave" fra kystnær jordskred kan også gi en form for tsunami. Bølgehøyde og fart for en tsunami framgår av eksempel.



### Hvordan kan en tsunami være så ødeleggende med bare

**0,5 m bølgehøyde?** Når en tsunami nærmer seg kysten, vil bølgehastigheten minke, akkurat som for alle andre bølger som nærmer seg land med stadig mindre vandyp. Bølgehøyden øker, men på grunn av den store bølgelengden vil ikke bølgen bryte. I stedet oppfører tsunamier seg som ekstremt høyt tidevann. *Vannstanden kan øke opptil 40 m*, og vanlige bølger kan legges oppå den økte vannstanden igjen. Når en tsunamis bølgedal når kysten, vil vannet fort trekke seg tilbake, og vannstanden kan være flere meter under vannstanden ved lavvann.

Tsunamibølger er ikke enslige bølger, men opptrer som en serie bølger som ofte forårsaker flere dramatiske stigninger og tilbaketrekninger av vannet. Den første bølgen trenger heller ikke nødvendigvis være den største.



**Eksempel. Bølgefart og bølgelengde for en tsunami som er dannet med en periode  $T=40$  min og en bølgehøyde  $H = 1$  m på et havdyp lik 4000 m**

- Beregn bølgelengden og bølgefarten på åpent hav. Begrunn. hvorfor du da bruker uttrykket for bølgefart på grunt vann.
- Beregn bølgelengden og farten når bølgen kommer inn mot en strand og når dybden er 6 m.
- Eksemplet fortsettes i oppgave 1.8, med bestemmelse av bølgehøyde ved 6 m vanddybde og vurdering av om bølgen har begynt å bryte eller ikke

*Utvikling av en tsunami.*

### Løsning

- a) Siden  $v_b = L/T$ , vil uttrykket for bølgefarten på grunt vann på side 1-19 gi en bølgelengde: og bølgefart

$$L = \sqrt{g \cdot d} \cdot T = \sqrt{9,8 \text{ m/s}^2 \cdot 4000 \text{ m}} \cdot (40 \cdot 60 \text{ s}) = 475 \text{ km}$$

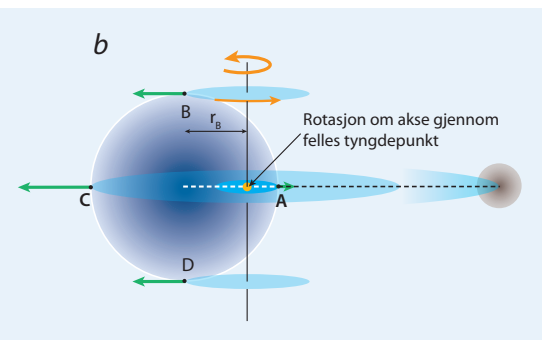
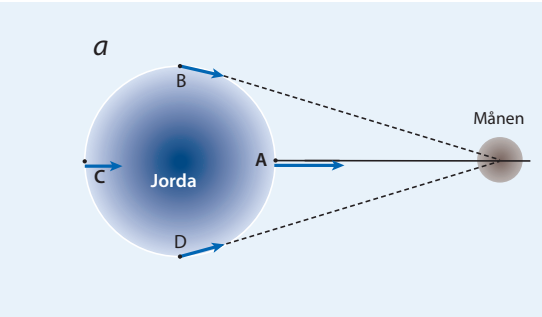
$$v_b = L/T = 475 \text{ km}/(40 \cdot 60 \text{ s}) = 0,198 \text{ km/s} = 713 \text{ km/h}$$

Siden grunt vann defineres som dybde mindre enn  $L/20$ , altså mindre enn ca 24 km for denne bølgen, vil 4 km vanddybde klart måtte betraktes som grunt vann

- b)  $L = \sqrt{g \cdot d} \cdot T = \sqrt{9,8 \text{ m/s}^2 \cdot 6 \text{ m}} \cdot (40 \cdot 60 \text{ s}) = 18,4 \text{ km}$

$$v_b = L/T = 18,4 \text{ km} / (40 \text{ min}) = 0,46 \text{ km/min} = 27,6 \text{ km/h}$$

# Tidevannsbølger



Tidevann er et meget komplekst fenomen som oppstår på grunn av gravitasjonskreftene fra månen og solen. Vi legger merke til tidevannet ved at vannstanden i havet endrer seg gjennom dagen. Vannstanden både øker og minker ca. to ganger daglig der det halvdaglige tidevannet dominerer. I noen deler av verden forekommer høyvann bare en gang per dag, dette kaller vi daglig tidevann.

## Månens innvirkning på tidevannet

**Månens gravitasjonskraft.** For å forstå tidevannet begynner vi med en forenklet modell av det systemet som jorda, månen og sola utgjør. Først ser vi på gravitasjonskraften fra månen og ser bort i fra jordas rotasjon. Månens gravitasjonskraft trekker på jordas overflate, og jo mindre avstand det er mellom et sted et sted på jorda og månen, jo sterkere blir gravitasjonskraften, se figur a.

**Jorda og månen roterer rundt en felles akse.** Jorda og månen er ikke stillestående i rommet, men roterer rundt en akse gjennom jordas og månens felles tyngdepunkt, se figur b. Denne rotasjonen betyr at det virker sentrifugalkrefter på jorda i retning som vist i figur b.

### Tidevann forårsaket av månen

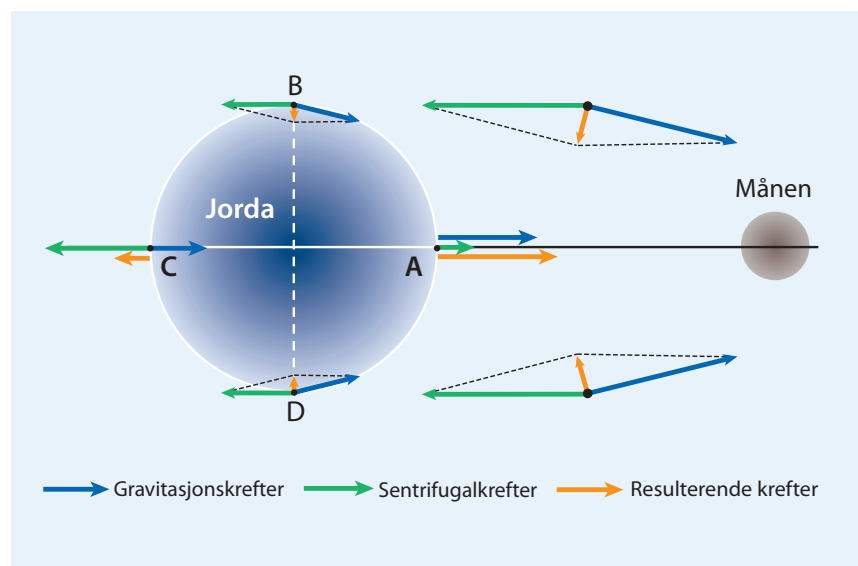
**a. Gravitasjonskrefter på jorda fra månen.** Fra fysikkene vet vi at en gravitasjonskraft mellom to legemer er omvendt proporsjonal med kvadratet av avstanden mellom dem. Dette gir krefter med relative størrelser som vist.

**b. Sentrifugalkrefter i rotasjonssystemet jord / måne.** Jorda roter både om sin egen akse (i løpet av 24 timer) og om en akse gjennom felles tyngdepunkt for de to legemene (i løpet av ca 27 døgn). Sistnevnte rotasjon gir sentrifugalkrefter som ifølge fysikken er proporsjonale med  $r$  og dermed får størrelser og retninger som vist med grønt.

**c. Samlet virkning av gravitasjons- og sentrifugalkrefter.**

Alle kreftene er vektorer og må settes sammen til resulterende krefter (oransje) etter regler for vektorsummasjon.

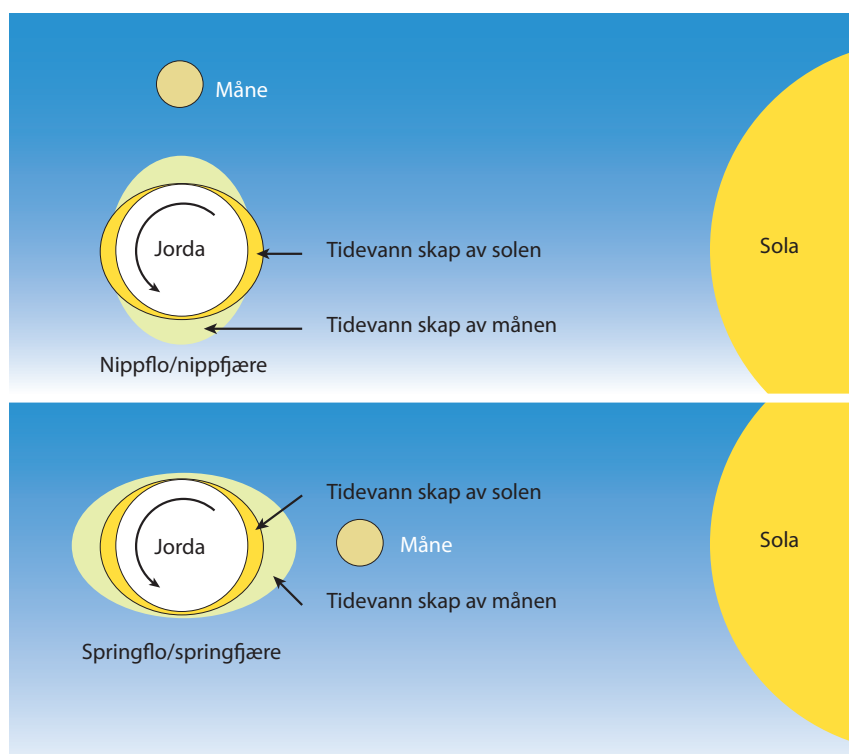
**Tidevannskrefter.** Resulterende krefter framkommer ved å summere de vektorer som er dannet av gravitasjonskraften og sentrifugalkraften på de enkelte steder. I figur c ser vi at på punkt A, stedet på jorda som er nærmest månen, virker den resulterende, tidevannsgenererende krafta rett mot månen, mens den virker vekk fra månen på den andre siden av jorda (punkt C). I punktene B og D, har resultanten en komponent som virker mot sentrum av jorda. I figur på neste side er vist med gul farge hvordan vanndybdene ville variert rundt jorda på grunn av innvirkning fra månen.



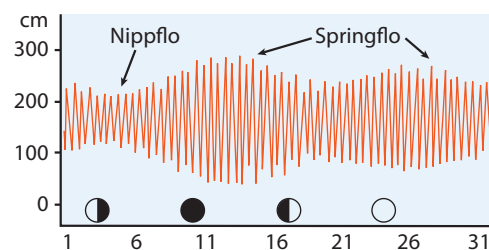


**Solas innvirkning på tidevannet.** Også sola har et gravitasjonstrekk på jorda. Gravitasjonskrafta fra sola er litt mindre enn halvparten av gravitasjonskrafta fra månen. Jorda og månen roterer hele tiden rundt hverandre og rundt sola, noe som fører til at gravitasjonskreftene på jorda fra sola og månen hele tiden er i forandring.

Tidevannet på jorda er sterkest når både sola, månen og jorda ligger i en rett linje, siden gravitasjonskreftene fra sola og månen da virker i samme retning (se nederste figur). Når månen, jorda og sola står i denne posisjonen kalles tidevannet springflo. Tidevannet er svakest når aksene mellom jorda og månen og aksene mellom jorda og sola står normalt på hverandre. Dette kalles nippflo. Forandringen mellom nipp- og springflo kan ses på en tidslinje som viser vannhøyden ved et gitt sted, som vist i figur øverst i margen.



**Tidevannets variasjoner kan betraktes som bølger.** Mens jorda roterer i løpet av 24 timer, vil enhver punkt på jorda hele tiden forandre sin posisjon i forhold til sola og månen. dermed kan vi se på tidevannet som bølger som beveger seg over jordas overflate med store bølgelengder og perioder på omtrent et halvt døgn. Refleksjon av tidevannsbølger fra forskjellige landmasser, samt resonans i havbassengene, gjør at noen deler av verden opplever tidevann som varierer bare en gang per døgn. Du kan finne ut mer om tidevann på nettet.



### Daglige registreringer av flo og fjære i Tromsø.

Springflo og nippflo opptrer to ganger i måneden

### Posisjoner av jord, måne og sol ved dannelse av nippflo og springflo. Fra [1.3]

Samvirket mellom tidevannskreftene fra måne og sol er størst ved nymåne og fullmåne. Da har vi springflo og springfjære. Siden månen bruker ca 29,5 døgn på et omløp, skjer dette ca hver 14.dag. Omtrent 7 døgn senere er samvirket mellom sol og måne på sitt svakest, da har vi nippfjære (nippflo og nippfjære).



### Undringsoppgave:

Hvorfor er ikke døgnets to høyvann like store? Dette framgår tydelig av figuren øverst i margen.

# Oppgaver

## Oppgave 1.1

Kontinentalsokkelen utenfor Norges kyst kan typisk beskrives som følger: Først kommer en "hulle" som har en helning på 0,5 gr. og strekker seg ned til ca 130 m dybde, deretter en "sokkelskråning" som har en helning på ca 4 gr. og strekker seg ned til havbunnen. Denne har en dybde på ca 4 km.

- Beregn kontinentalhyllens bredde (utstrekning langs langs bunnen)
- Beregn "skråningens" bredde

## Oppgave 1.2

En bølge har spesifikasjoner som gitt på side 1-24. Bølgeprofil er vist i en startposisjon ( $t = 0$  ved  $x = 0$ ). Et bølgekraftverk ligger så langt fra bølgens startposisjon at et karakteristisk punkt i kraftverket gir  $x = 467$  m.

- Hva må du sette inn for  $x$  og  $t$  hvis du skal bruke ligningen  $A = A_0 \cdot \cos(k \cdot x - \omega \cdot t)$  til å bestemme bølgens amplitude i det nevnte punktet 35 s etter at den forlot startpunktet? Hvor stor er amplituden da?
- Hvor lang tid går det deretter før neste fulle anplitude kommer fram til kraftverket?

## Oppgave 1.3

Et sportsfly skal fly fra et sted med breddegrad xxxxxx gr. og til en flyplass som ligger 200 km rett østover. Flyets hastighet er 300 km/h og kursen korrigeres ikke underveis.

- Beregn Coriolisakselerasjonen som flyet utsettes for under turen. Vi regner med at denne er like stor ved ankomst som ved start
- Hvor stort kursavvik har flyet fått når det kommer fram? Ligger ankomstpunktet syd eller nord for målet?

## Oppgave 1.4

Vi ser på en bølge med bølgelengde  $L = 50$  m og bølgehøyde  $H = 1,0$  m, som beveger seg på dypt vann. Beregn:

- Bølgehastighet, periode og frekvens
- Energiinnhold per flateenhet

- Totalt energiinnhold for en enkeltbølge med bredde 1 m
- Effektoverføring per meter bredde for et bølgetog (bruk gruppefart)

## Oppgave 1.5

Gjør de samme beregninger som i oppgave 1.4 for en bølge med bølgelengde  $L = 150$  m og bølgehøyde  $H = 6,0$  m

## Oppgave 1.6

En bølge, dannet under storm, har en bølgelengde  $L = 300$  m. En gruppe av slike bølgene overfører en effekt lik 5000 kW/m. Beregn:

- Bølgefarten og bølgehøyden
- Energiinnholdet per flateenhet
- Totalt energiinnhold for en enkeltbølge med bredde 1 m

## Oppgave 1.7

Ifølge kart på side 13-xx er årsgjennomsnittet for effekttransport for bølger utenfor Norges kyst 40 – 60 kW/m. Vi antar at bølgeperiodene er henholdsvis 7 s og 8 s for disse bølgene.

- Hvor store bølgehøyder svarer til disse gjennomsnittsverdiene for effekttransporten?

## Oppgave 1.8

Vi skal se nærmere på tsunamien som ble beregnet i eksemplet på side 1-29. Data for tsunamien var  $T = 40$  min og  $H = 1$  m på et havdyp 4000 m. Vi beregnet at dette svarte til  $L = 475$  km og  $v_b = 713$  km/h på åpent hav og  $L = 18,4$  km og  $v_b = 27,6$  km/h ved en strand med dybde 6 m. For å kunne beregne bølgehøyden på denne dybden, antar vi tilnærmet at den effekt som overføres med tsunamien er konstant under forplantningen. Dermed kan vi bruke det uttrykket for  $P/B$  som er gitt på side 1-23.

- Beregn den bølgehøyden som tsunamien får ved en vanddybde på 6 m
- Vil tsunamien ha begynt å bryte?
- Beregn forholdene for 5 og 4 m dyp og estimer når tsunamien bryter
- Hvilke feilkilder har beregningene?



**Oppgave 1.9**

Gjenta de samme beregninger som i eksemplet på side 1-29 og i oppgave 1.8.a-c) for en tsunami med  $T=10$  min

**Oppgave 1.10**

En dønning med bølgehøyde 2,0 m og bølgelengde 100 m kommer fra dypt hav mot en strand. Dybden avtar da plutselig til 5 m. Beregn:

- På dypt vann: Bølgefart og overført effekt pr m for en enkeltbølge.
- Bølgefart i området med 5 m dybde
- Bølgehøyden i dette området, forutsatt at effektransporten er redusert til 90 % av den opprinnelige (spør Dag)

**Oppgave 1.11**

Det vises til figur nederst på side 1-18.

- Beregn banefarten for partikler som beveger seg i de øverste sirklene for den bølgen som er beskrevet i oppgave 1.4
- Hvor stor er banefarten i % av bølgehastigheten

**Oppgave 1.12**

Det vises til avmerket område C-D i Norskehavet på kartet på side 1-14.

- Beregn geostrofisk vindhastighet som i eksemplet på side 1-14
- Hvor stor var vindhastigheten utenfor Mørekysten denne dagen ifølge prognosekartet? Hvilken retning hadde vinden?
- Noen ganger oppgis lufttrykk i enheten millibar (mbar) i stedet for hPa. Vis at disse to enhetene er like store.

**Oppgave 1.13**

Tegn opp på rutepapir et bølgetog med tre sinusbølger med bølgehøyde 2 cm og bølgelengde 4 cm. Begynn med bunnen av en bølgedal. Tegn under denne en ny bølge med bølgehøyde 2 cm og bølgelengde 12 cm. Begynn også denne med bunnen av en bølgedal.

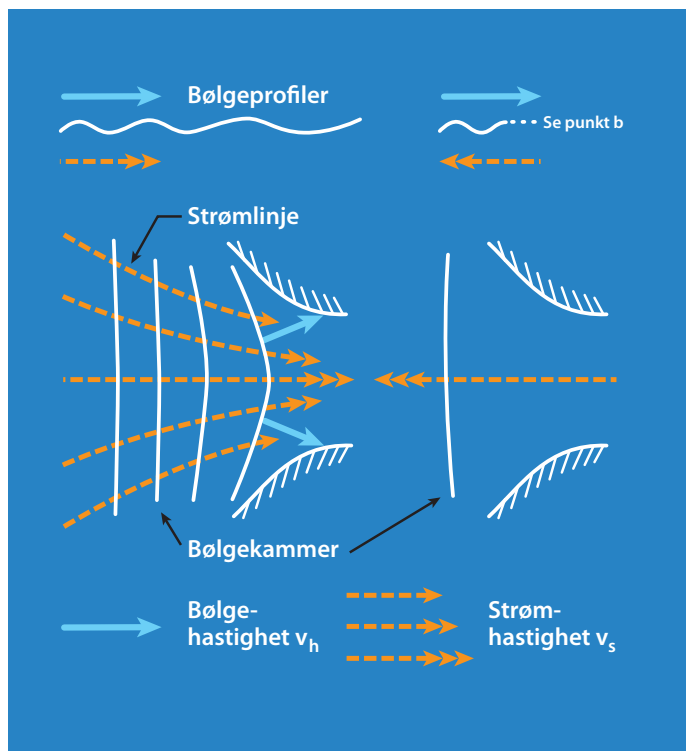
- Bestem bølgemønsteret som framkommer når disse to bølgene summeres (blandet interferens). Bruk herunder en tredje tidsakse.

- Hvordan stemmer din framstilling med figur c øverst på side 1-25?

**Oppgave 1.14**

Vi skal se litt på vekselvirkning mellom bølger og strøm ved inngangen til en fjord. I den venstre figuren nedenfor går strømmen inn i fjorden og bølgene forplanter seg også innover. (medstrøm). Bølgelengden vil da komme til å øke, samtidig som bølgehøyden avtar og bølgenes retning forandres som figuren viser. I figuren til høyre går både strøm og bølger utover (motstrøm).

- I figuren til høyre er skissert en strømlinje og en bølgekam. Fullfør figuren ved å skissere beliggenhet og kurveform for ytterligere 4 strømlinjer og 3 bølgekammer. Vis også retninger av forplantningshastighetene.
- Skisser hvordan bølgeprofilen forandrer seg innover i fjorder når det er motstrøm



## Litteraturhenvisninger

- 1.1 Petter Callin, Jan Pålsgård, Rune Stadsnes, Cathrine Wahlstrøm Tellefsen:  
Ergo, Fysikk 1 og 2.  
H.Aschehoug & Co. 2007
- 1.2 Per Jerstad, Bjørn Sletbak, Arne Auen Grimenes, Reidun Renstrøm:  
Rom Stoff Tid, Fysikk 1 og 2.  
J. W. Cappelens Forlag AS. 2007
- 1.3 Godfrey Boyle:  
Renewable Energy. Second Edition.  
Oxford University Press in Association with The Open University. 2004
- 1.4 Bjørnar Pettersen:  
Marin Teknikk 3, Hydrodynamikk. Kompendium i fag TMR4247.  
Institutt for marin teknikk, NTNU. 2007
- 1.5 Fridtjov Irgens:  
Dynamikk. 4.utgave.  
Tapir forlag. Trondheim. 1999
- 1.6 Black Holes in Deep Ocean Space.  
Greenpeace, 2008
- 1.7 Leo H. Holtuijsen:  
Waves in Oceanic and coastal Waters.  
Delft University of Technology and UNESCO-IHECambridge University Press. XXXX
- 1.8 Wikipedia, the free encyclopedia
- 1.9 Pål Furset Lader:  
Geometry and Kinematics of BreakingWaves.  
Doktor ingeniør (Ph.D) avhandling ved NTNU. 2002
- 1.10 Dag Myrhaug:  
Oceanography. Wind and waves.  
Kompendium i fag TMR4230 ned Instutt for marin teknikk, NTNU. 2006
- 1.11 The Tasa Collection Shorelines.  
Macmillan Publishing, New York (Tasa Graphic Arts)
- 1-12 Harold V. Thurman, Elizabeth A. Burton:  
Introductory Oceanography.  
Ninth Edition Prentice Hall. 2001