JORDENS PULS

Et læreverk i Geofag 2 (REA3043)

Forfatter:
Elisabeth Engum

Jordens puls

Et læreverk i Geofag 2 etter LK20 (REA3043)

Elisabeth Engum

1. August 2026

Innholdsfortegnelse

1. Introduksjon til Geofag 2 **3**
- 1.1. Hva er geofag? . . . 3
- 1.2. Atmosfærens historie . . . 4
- 1.3. Havets historie . . . 4
- 1.4. En kort introduksjon til kryosfæren . . . 5

2. Innledning til atmosfærefysikk **7**
- 2.1. Atmosfærens sammensetning . . . 7
- 2.2. Lufttrykk . . . 7
- 2.3. Luftens tetthet . . . 8
- 2.4. Hydrostatisk balanse . . . 9
- 2.5. Atmosfærens inndeling . . . 10
- 2.6. Troposfæren . . . 11
- 2.7. Stratosfæren . . . 12
- 2.8. Atmosfærens grenselag . . . 12

3. Stråling **15**
- 3.1. Begreper om stråling . . . 15
- 3.2. Svartlegemestråling og strålingslovene . . . 16
- 3.3. Absorpsjon i atmosfæren . . . 17
- 3.4. Strålingsbalanse . . . 17
- 3.5. Utstråling ved toppen av atmosfæren . . . 19
- 3.6. Fordeling av solinnstråling og jordrotasjon . . . 19
- 3.7. Solinnstråling ved jordoverflaten . . . 20
- 3.8. Strålingsbalanse ved jordoverflaten . . . 21
- 3.9. Oppsummering strålingsbalanse . . . 21
- 3.10. Strålingsfordeling . . . 22

4. Drivhuseffekten **25**
- 4.1. Historisk tilbakeblikk . . . 25
- 4.2. Temperatur på jorden uten atmosfære . . . 26
- 4.3. Ettlagsmodell av drivhuseffekten . . . 28
- 4.4. Absorpsjon av stråling i atmosfæren . . . 29
- 4.5. Drivhusgassenes egenskaper . . . 29
- 4.6. Ettlagsmodell for drivhuseffekten versjon 2 . . . 32
- 4.7. Emissivitet . . . 34
- 4.8. Oppsummering drivhuseffekten . . . 34

5. Ozonlaget **37**
- 5.1. Produksjon av ozon . . . 37
- 5.2. Transport av ozon . . . 38
- 5.3. Nedbrytning av ozon . . . 39
- 5.4. Stratosfærisk inversjon . . . 39
- 5.5. Ozon i troposfæren . . . 39
- 5.6. UV-indeks . . . 39

5.7. Tidligere eksamensoppgaver 41

6. Varmetransport og energioverføring i atmosfæren 43
6.1. Vanndamp spiller en nøkkelrolle i atmosfærens dynamikk 43
6.2. Varmetransport i atmosfæren 45

7. Atmosfærens stabilitet - går luften opp eller ned? 49
7.1. Vertikal stabilitet i atmosfæren 49
7.2. Adiabatisk avkjøling og oppvarming 50
7.3. Duggpunkttemperatur 54
7.4. Oppsummering 55

8. Skydannelse og nedbør 57
8.1. Hvordan dannes en sky? 57
8.2. Klassifisering av skyer 60
8.3. Fra skydråpe til nedbør 63
8.4. Ulike typer nedbør 64

9. Vind 69
9.1. Drivkreftene 69
9.2. Lokale og regionale vindsystemer 75
9.3. Oppsummering 78

10. Temperatur 81
10.1. Strålingsfordeling 82
10.2. Hav- og vindstrømmer transporterer varme 83
10.3. Høyde over havet 83
10.4. Lokalklima 84
10.5. Klimasoner 85

11. Sirkulasjon i atmosfæren 87
11.1. Strålingsubalanse skaper termiske lavtrykk og høytrykk 87
11.2. Atmosfærisk sirkulasjon på en ikke-roterende jord 90
11.3. Global sirkulasjon på en roterende klode 91
11.4. Global atmosfærisk sirkulasjon 93
11.5. Globale vindsystemer ved bakken 94
11.6. Termalvind 96
11.7. Global sirkulasjon nær tropopausen 97
11.8. Rossbybølger 99
11.9. Polarfronten – møteplassen for luftmasser 101

12. Fronter og ekstratropiske lavtrykk 103
12.1. Luftmasser 103
12.2. Hva er en front? 104
12.3. Polarfronten som front 111
12.4. Ekstratropiske lavtrykk 112

13. Ekstremvær 117
13.1. Tropiske lavtrykk 117
13.2. Polare lavtrykk 123
13.3. "Bombesykloner" 125
13.4. Atmosfæriske elver 126
13.5. Tornadoer 128
13.6. Ekstrem nedbør og tørke, hetebølger og kuldebølger 130

14.Værvarsling **137**
14.1.Observere vær . . . 137
14.2.Værvarsling – et historisk tilbakeblikk . . . 142
14.3.Moderne værvarslingsmodeller . . . 142
14.4.Værkart . . . 146
14.5.Vertikale profiler . . . 152
14.6.Oppsummering om værvarsling som prosess . . . 154
14.7.Feltarbeid i videregående skole - hvordan kan elever observere vær selv? . . . 154

15.Introduksjon til havet **159**
15.1.Introduksjon til havet . . . 159
15.2.Batymetri . . . 160
15.3.Havvannets egenskaper: Tetthet, temperatur og salinitet . . . 163
15.4.Lagdeling i havet . . . 170
15.5.Vannmasser og T-S-diagrammer . . . 171

16.Havstrømmer og sirkulasjon i havet **179**
16.1.Overflatestrømmer . . . 179
16.2.Dypvannsdannelse og termohalin sirkulasjon . . . 184
16.3.Konvergens, divergens og oppvelling . . . 189
16.4.Topografisk styring og batymetri . . . 191
16.5.Observasjon og modellering av havet . . . 191
16.6.Oppsummering . . . 193
16.7.Oppgaver . . . 193

17.Bølger og tidevann **195**
17.1.Bølger – energi i bevegelse . . . 195
17.2.Tidevann – månenes og solens trekkraft . . . 198
17.3.Modellering og observasjon . . . 204
17.4.Kystprosesser og forming av landskapet . . . 205
17.5.Bølger og tidevann i jordsystemet . . . 205

18.Naturfarer knyttet til havet **207**
18.1.Stormflo . . . 207
18.2.Stormbølger . . . 209
18.3.Tsunamier . . . 211
18.4.Meteotsunamier . . . 213
18.5.Sammenligning av ulike typer bølgefarer . . . 213
18.6.Kysterosjon . . . 214
18.7.Marine hetebølger . . . 216

19.Sjøis og innlandsiser **219**
19.1.Sjøis . . . 219
19.2.Innlandsisen på Grønland . . . 223
19.3.Innlandsisen i Antarktis . . . 226
19.4.Polynyaer . . . 227

20.Snø og snøskred **229**
20.1.Snø - en viktig del av kryosfæren . . . 229
20.2.Snøskred . . . 234

21.Permafrost **241**
21.1.Permafrost . . . 241
21.2.Hva er permafrost? . . . 241

21.3. Utbredelse . . . 244
21.4. Dannelse og opprettholdelse av permafrost . . . 245
21.5. Permafrost som karbonlager . . . 248
21.6. Permafrost og klimaendringer . . . 250
21.7. Permafrostforskning . . . 254
21.8. Fremtidsutsikter . . . 257
21.9. Oppgaver til permafrost . . . 258

22. Naturlig klimavariabilitet **259**
22.1. Jordens bane rundt solen og årstidene . . . 259
22.2. Variasjoner i innstrålingen fra solen - Milancović-sykluser . . . 260
22.3. Variasjoner i global albedo . . . 262
22.4. Variasjoner i utstrålingen fra solen - solflekker . . . 264
22.5. Platetektonikk . . . 265
22.6. Variasjoner i gassinnholdet i atmosfæren . . . 266
22.7. Istider og mellomistider . . . 268
22.8. Tidligere eksamensoppgaver og sammensatte oppgaver . . . 269

23. Naturlige klimavariasjoner **271**
23.1. Klimaforandringer gjennom jordens historie . . . 271
23.2. Naturlige årsaker til klimaendringer . . . 274
23.3. Repetisjonsoppgaver til kapittelet . . . 286
23.4. Kildeliste til dette kapittelet . . . 286

24. Vekselvirkninger og oscillasjoner **289**
24.1. Innledning . . . 289
24.2. Vekselvirkninger mellom atmosfære, hav og kryosfære . . . 289
24.3. Hva er klimaoscillasjoner? . . . 291
24.4. El Niño–Southern Oscillation (ENSO) . . . 291
24.5. Den nordatlantiske oscillasjon (NAO) . . . 294
24.6. Den arktiske oscillasjon (AO) . . . 297
24.7. Indian Ocean Dipole (IOD) . . . 299
24.8. Ulike oscillasjoner . . . 300
24.9. Oppgaver . . . 301

25. Klimaforskning - datainnsamling **305**
25.1. Observasjoner - målinger av dagens klima . . . 305
25.2. Proxydata - arkivene fra fortidens klima . . . 306
25.3. Metoder for å tolke proxydata . . . 309
25.4. Eksempler på analyse av isborekjerner og havbunnssedimentkjerner . . . 312

26. Klimamodellering - fremtidsklima **317**
26.1. Klimamodeller og fremtidsklima . . . 317
26.2. Tilbakekoblingseffekter . . . 317
26.3. Toboksmodellen: En forenklet tilnærming . . . 318
26.4. Varmeopptak i dyphavet og klimaets treghet . . . 319
26.5. Klimamodeller: Fra enkle til komplekse . . . 319
26.6. IPCC og dobling av CO_2 . . . 320
26.7. Globalt oppvarmingspotensial . . . 320
26.8. Utviklingen av klimamodeller . . . 320
26.9. Fremtidsscenarioer: SSP-banene . . . 321

27. Konsekvenser av klimaendringer **323**
27.1. Konsekvenser for vær og atmosfære . . . 323

27.2. Sammensatte hendelser . . . 327
27.3. Konsekvenser for is og snø (Kryosfæren) . . . 328
27.4. Isras og brekollaps . . . 330
27.5. Konsekvenser i havet . . . 332
27.6. Konsekvenser for ferskvann . . . 335
27.7. Vippepunkter i klimasystemet . . . 336
27.8. Klimarisiko og naturkrisen . . . 337
27.9. Tidligere eksamensoppgaver . . . 338

28. Energiressurser **349**
28.1. Energi og effekt . . . 349
28.2. Energiressurser fra atmosfæren . . . 349
28.3. Energiressurser fra havet . . . 353
28.4. Bærekraftig utnyttelse og fremtidsutsikter . . . 356

29. Bærekraftige løsninger **359**
29.1. Bærekraftig problemløsning . . . 359
29.2. Klimarisiko . . . 360
29.3. Tilpasning til klimaendringer . . . 360
29.4. Bærekraftige løsninger . . . 361
29.5. FNs bærekraftsmål . . . 361

30. Referanser **365**

Vedlegg **371**

A. Eksamensoppgaver **371**
Høsten 2025 . . . 371
Våren 2025 . . . 394
Høsten 2024 . . . 413
Våren 2024 . . . 434
A.1. Informasjon om målestasjonen . . . 461
A.2. Analysekart . . . 461
A.3. Satellittbilete . . . 462
A.4. Observasjonar . . . 464
A.5. Radarplott . . . 464
A.6. Jetstraum . . . 465

B. Feltarbeid i geofag **469**
B.1. Feltarbeid knyttet til atmosfæren . . . 469
B.2. Feltarbeid knyttet til havet . . . 472
B.3. Feltarbeid knyttet til kryosfæren . . . 473
B.4. Planlegging og rapportering av feltarbeid . . . 475
B.5. Oppsummering . . . 475

C. Modeller i geofag **477**
C.1. Digitale modeller (eksempler) . . . 477
C.2. Fysiske modeller (praktisk arbeid i klasserommet) . . . 478
C.3. Oppsummering . . . 482

D. Enheter og numeriske verdier **485**

E. Tillegg til kapitlene **487**
E.1. Tillegg til kapittel 2 . . . 487
E.2. Tillegg til kapittel 3 . . . 487
E.3. Tillegg til kapittel 4 . . . 489

F. Eksempel på hvordan man tolker analysekart **493**
F.1. Et større bilde . . . 493
F.2. Satellittbilder . . . 497
F.3. Observert vær . . . 497

Offisielle lenker **499**

Til læreren **501**
Forslag til tempoplan . . . 501

Forord

Dette er starten på noe som skal bli et læreverk i Geofag 2. Boken er ikke ferdig enda, det er enkelte kapitler som er tomme, eller som bare inneholder stikkord, men gir et signal om hvordan den er tenkt bygget opp. De ulike kapitlene vil markeres med dato for siste oppdatering.

> **Forsiktig**
>
> *11.oktober 2025:* Kapittel 1–16 er nå mer eller mindre ferdige, men de er ikke korrekturlest. Det kan plutselig mangle et ikke, eller en venstre har blitt en høyre, eller det mangler et tall eller komma. Korrekturlesingen blir det ikke tid til før jeg er ferdig med alle tema som jeg tenker må være med. Det kan fortsatt bli en endring i temaene og rekkefølgen på kapitlene som kommer etter kapittel 16, men det nærmer seg den strukturen jeg tror jeg ender på. Kapitlene her er preget av stikkord, oppsamling av tanker og ideer, men ingen struktur.
> *26.januar 2026*: Det er utvidet i noen av kapitlene, men er fortsatt langt unna å være ferdig.

Læreverket er skrevet av Elisabeth Engum. Kapittel 23 er skrevet av Turid Siqveland.

Innimellom er det brukt eksterne ressurser, som er samlet i referansene på slutten av dette verket. Hvis du vil henvise til de delene det er brukt eksterne ressurser, så bør du også henvise til de samme kildene. Hvis du vil henvise til det *jeg* har skrevet, bør du ta med informasjonen nedenfor i kildehenvisningen din. Dette gjelder også om du bruker informasjon herfra under skriftlig eksamen.

- Elementtype: Bok
- Forfatter: Elisabeth Engum
- Tittel: Jordens puls - Et læreverk i Geofag 2 etter LK20 (REA3043)
- Dato: 2026
- Utgave: 0.80
- Utgiver: PGelisa på tur

Personlig bruker jeg HVL sin APA 7th edition som siteringsstil. Da vil en kildehenvisning integrert i teksten se ut som vist her (Engum, 2026), og i kildelisten som vist under:

Engum, E. (2026). Jordens puls – Et læreverk i Geofag 2 etter LK20 (REA3043) (0.80). PGelisa på tur.

Ta gjerne kontakt om du oppdager feil! LinkedIn eller GitHub

Lykke til med Geofag 2!

mvh Elisabeth Engum

1. Introduksjon til Geofag 2

1.1. Hva er geofag?

> Geofag handler om å forstå jordsystemene, både hvordan de virker sammen og hver for seg, og hvordan de former jorda over tid. Geofaglige undersøkelser i faget skal bidra til at elevene utvikler en helhetlig forståelse av jorda som system og menneskets plass i jordsystemene. Videre skal faget bidra til kunnskap om hvordan menneskene kan påvirke og leve med klimaendringer og naturfarer, og bidra til en mer bærekraftig ressursutnyttelse. Fordypning i geofaglige problemstillinger forbereder elevene til videre studier og deltakelse i arbeids- og samfunnsliv. (*Læreplan i geofag (GFG01-03)*, 2024)

I geofag jobber vi med jordsystemene geosfæren, atmosfæren, hydrosfæren, kryosfæren og biosfæren. Geofag 2 går i dybden på atmosfæren, havet og kryosfæren. I tillegg ser vi på hvordan disse jordsystemene vekselvirker med, og ikke minst hvordan geosfæren, den resterende hydrosfæren og biosfæren påvirker atmosfæren, havet og deler av kryosfæren. Jordens energibalanse er også påvirket av strålingsbalansen ved toppen av atmosfæren.

Jordsystemer i Geofag 2

Begrep 1.1. ***Atmosfæren*** *består av det tynne gasslaget omkring jordoverflaten. Atmosfæren strekker seg til minst 700 km over jordoverflaten, men 99,99997 % av atmosfærens gasser befinner seg under 100 km. Presser vi hele atmosfæren sammen til den får samme trykk og temperatur som ved havnivået, så vil tykkelsen på laget bare bli omtrent 8 km. I masse tilsvarer dette vannlag på 10 m, eller et lag med gneis på omtrent 3,5 m. På tross av dette er atmosfæren med dens egenskaper viktig for alt liv på jorden.*

Begrep 1.2. ***Havet*** *består av den sammenhengende vannmengden som omgir det vi kaller fastland på jorden. Havet utgjør nesten 71 % av jordens overflateareal. Havet består av omtrent 96,5 % vann og 3,5 % natriumklorid (salt). Resten er både faste stoffer og gasser. Midlere havdyp er omtrent 3800 meter. Norge har verdens nest lengste kystlinje, og omtrent 80 % av Norges befolkning bor innenfor 10 kilometers avstand fra kysten. 37 % av hele klodens befolkning bor nærmere enn 100 kilometers avstand fra kysten, befolkningstettheten er her mer enn dobbel så stor som den globale middelverdien*[1]*.*

Begrep 1.3. ***Kryosfæren*** *er den delen av jordoverflaten som er frosset. Det betyr de områdene der det finnes vann i fast form. Kryosfæren består av innlandsis, isbreer, snødekke, tele, permafrost, havis, og islagte innsjøer. I geofag er kryosfærens landformdannende prosesser plassert i Geofag 1, det samme gjelder den delen av kryosfæren som inngår i vannets kretsløp med tanke på ferskvannshydrologi. I Geofag 2 ser vi særlig på kryosfærens viktighet i klimasystemet, klimaforskning og ikke minst med tanke på naturfarer.*

[1] https://www.unep.org/topics/ocean-seas-and-coasts/regional-seas-programme/coastal-zone-management

1.2. Atmosfærens historie

Atmosfærens historie er fascinerende, og strekker seg over milliarder av år. Helt siden jorden ble dannet for omtrent 4,6 milliarder år siden har atmosfæren gjennomgått store endringer.

I begynnelsen var atmosfæren svært forskjellig fra det vi kjenner i dag, hovedsakelig bestående av hydrogen og helium. Etter hvert som jorden ble kaldere, ble tyngre gasser som karbondioksid og vanndamp mer fremtredende. I løpet av de neste hundrevis av millioner år, førte intens vulkansk aktivitet til at vi fikk en atmosfære som i stor grad bestod av karbondioksid, nitrogen og vanndamp. Denne sammensetningen var avgjørende for å opprettholde en drivhuseffekt som hindret jorden i å fryse, til tross for at solen var svakere enn i dag.

Et vendepunkt i atmosfærens historie skjedde for omtrent 2,4 milliarder år siden. Da fikk vi en stor fremvekst av cyanobakterier (blågrønnalger) som via fotosyntese produserte oksygen fra karbondioksid og vann. Over tid førte dette til en betydelig økning i atmosfærens oksygeninnhold, en hendelse man senere har kalt *"den store oksygenkatastrofen"*. Økningen i oksygen gjorde det mulig for mer komplekse livsformer å oppstå, inkludert flercellede organismer. Samtidig fjernet oksygenet mye av metanet i atmosfæren, som førte til en nedkjøling av jorden og muligens bidro til den huronianske istiden for omkring 2,4 til 2,1 milliarder år siden.

I løpet av de siste hundre millioner årene har atmosfæren nådd en relativt stabil tilstand, med en sammensetning som ligner dagens: 78% nitrogen, 21% oksygen og små mengder andre gasser som argon og karbondioksid. Denne balansen har vært avgjørende for utviklingen og opprettholdelsen av livet på jorden slik vi kjenner det. Likevel har menneskelige aktiviteter i den industrielle tidsalder ført til betydelige endringer i atmosfærens sammensetning, spesielt når det gjelder drivhusgasser som karbondioksid, noe som har konsekvenser for jordens klima.

I Geofag 2 skal du lære om prosesser i atmosfæren som er viktige for oss i dag, og hvordan atmosfæren er i endring grunnet både naturlige og menneskapte prosesser.

1.3. Havets historie

Da jorden ble dannet, var overflaten dekket av en smeltet magmasjø. Etter hvert som jordoverflaten ble avkjølt, begynte vanndamp fra jordens indre å sive ut fra vulkaner og geotermiske kilder. Vanndampen kondenserte, falt ned som regn, og over millioner av år dannet dette de første verdenshavene.

Gjennom tidene har havnivået variert betydelig, hovedsakelig på grunn av endringer i jordens klima. Under istider har store mengder vann vært bundet opp i isbreer og innlandsis, noe som har ført til lavere havnivå. I mellomistidene, som den vi lever i nå, smelter isen og havnivået stiger. Disse syklusene har hatt stor innvirkning på utformingen av kystlinjer og kontinentalsokler.

Havet har i milliarder av år vært svært viktig for utviklingen av liv på jorden. De første livsformene oppsto sannsynligvis i havet for over 3,5 milliarder år siden. Gjennom evolusjonen har marine organismer tilpasset seg et bredt spekter av habitater, fra grunne kystområder til dype havgroper. Havets biologiske mangfold har gjennomgått flere store endringer, inkludert masseutryddelser og perioder med rask evolusjon.

Verdenshavene har vært viktige for transport, handel, matproduksjon og rekreasjon. I nyere tid har vi begynt å forstå havets avgjørende rolle i jordens klimasystem og de potensielle konsekvensene av menneskeskapte påvirkninger som forurensning og overfiske. I Geofag 2 vil vi se på dynamiske prosesser i havet, og forstå hvordan disse vekselvirker med de andre jordsystemene og ikke minst hvordan menneskene påvirker og blir påvirket av de dynamiske prosessene i havet.

1.4. En kort introduksjon til kryosfæren

Kryosfæren, som omfatter alle former for frossent vann på jordoverflaten, har en lang og fascinerende historie på planeten vår. Gjennom millioner av år har kryosfæren gjennomgått betydelige endringer, ofte i takt med skiftende klimaforhold. Studier av kryosfærens historie gir oss verdifull innsikt i jordens klimafortid og hvordan den kan påvirke fremtiden vår.

I løpet av jordens historie har det vært flere perioder med omfattende nedising, kjent som istider. Den siste istiden, kjent som Weichsel-istiden, begynte for omtrent 115 000 år siden og nådde sitt maksimum for rundt 20 000 år siden. I denne perioden var store deler av den nordlige halvkule dekket av tykke lag med is, og havnivået var betydelig lavere enn i dag. Etter hvert som klimaet ble varmere, begynte isen å smelte, og for omtrent 11 700 år siden markerte dette starten på den nåværende mellomistiden, Holocen.

Studier av kryosfærens historie avslører også hvordan endringer i blant annet jordens bane rundt solen, kjent som Milankovitch-sykluser, har påvirket klimaet og utbredelsen av is på jorden. Disse syklusene, sammen med andre faktorer som drivhusgasskonsentrasjoner og endringer i havstrømmer, har bidratt til de vekslende periodene med istider og mellomistider gjennom jordens historie. I Geofag 2 skal vi prøve å forstå kryosfærens fortid og dens samspill med klimasystemet, for å bedre forberede oss på fremtidige endringer og tilpasse oss et klima i endring.

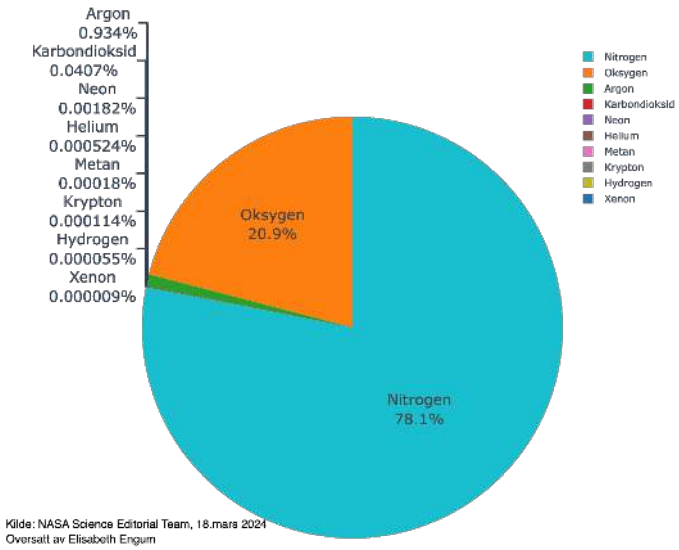
2. Innledning til atmosfærefysikk

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren

2.1. Atmosfærens sammensetning

Atmosfæren er definert som gassene som omgir jordkloden, altså det luftlaget vi har rundt kloden. Når vi snakker om atmosfæren i geofag, så skal vi se på de lagene av atmosfæren som er nærmest jordoverflaten, da de har størst påvirkning på oss mennesker. Men før vi går inn i atmosfærefysikken, så må vi bli kjent med en del viktige begreper og prosesser innenfor atmosfæren.



Figur 2.1.: Atmosfærens sammensetning. Kilde til data: NASA 2024. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024.

Atmosfæren vår består for det meste av nitrogen- og oksygengass. Det finnes også mange andre gasser i atmosfæren, der andelen av disse gassene er små sammenlignet med nitrogen og oksygen. Noen av gassene i atmosfæren er ganske konstante over tid, mens andre varierer grunnet ulike kjemiske prosesser og hendelser. Enkelte av gassene i atmosfæren er også drivhusgasser, altså gasser som kan absorbere langbølget stråling. Vi kommer tilbake til drivhusgassene i Kapittel 4.

2.2. Lufttrykk

Du hører ofte meteorologer (og gjerne familiemedlemmer?) snakke om høytrykk og lavtrykk og at det påvirker været som er eller kommer. Luftmolekylene er i konstant bevegelse, som gjør at de kolliderer

med hverandre eller andre objekter hele tiden. Hver gang et molekyl treffer et annet, så virker det en kraft fra molekylet. Hvis vi summerer kreftene som luftmolekylene virker på en flate, så kan vi finne trykket.

Lufttrykk er **trykket som luften utøver på alt rundt seg**. Det oppstår fordi luft faktisk har masse og veier noe. Siden det er mange kilometer med luft over oss, trykker all denne luften nedover mot bakken, akkurat som vann presser mot bunnen av et basseng.

$$\text{trykk} = \frac{\text{kraft}}{\text{areal}}$$

$$P = \frac{F}{A}$$

SI-enheten for trykk er Pascal (Pa).

Enheten for lufttrykk

På meteorologenes værkart er enheten for lufttrykk oppgitt i mb (millibar) eller hPA (hektopascal). Disse to benevningene er likeverdige, 1mb = 1hPa.
Gjennomsnittstrykket ved havnivå er:

$$101325\text{Pa} = 1013,25\text{hPa} = 1013,25\text{mb} = 1\text{atmosfære}$$

2.2.1. Variasjoner i lufttrykk

Lufttrykket minker med høyden over havet (se Figur 2.4 b). Dette er helt naturlig, siden lufttrykket er knyttet til hvor mye luft du har over deg, jo høyere opp i atmosfæren du kommer, dess mer av luften er under deg, og mindre over.

Vi kan også ha variasjoner i samme høyde. Det høyeste lufttrykket ved bakken som er målt er omtrent 1085 mb, dette er målt vinterstid i Sibir. Det laveste lufttrykket ved bakken er målt inni tropiske orkaner og er målt til omtrent 870 mb. I Norge er det høyeste trykket som er målt 1061 mb, og det laveste 938 mb (Harstveit et al., 2024).

2.2.2. Høytrykk og lavtrykk

Et høytrykk er et område der lufttrykket er høyere enn områdene rundt, og et lavtrykk er et område der lufttrykket er lavere enn områdene rundt.. Det er viktig at man sammenligner med områder som er i samme høyde over havet. Et høytrykksenter kan ha ulike verdier avhengig av hvor på kloden man er og hvilken tid på året det er. Det betyr at selv om gjennomsnittstrykket på havoverflaten er 1013 mb, så kan et høytrykksenter ha verdien 1000 mb hvis omgivelsene har veldig lavt trykk. Vi kommer tilbake til høytrykk og lavtrykk i kapittel 9 og kapittel 11.

2.3. Luftens tetthet

Vi bruker ofte begrepet ***tetthet*** i geofag, fysikk og kjemi. Tettheten beregnes ut fra masse og volum:

$$\text{tetthet} = \frac{\text{masse}}{\text{volum}}$$

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Når vi ser på luftpakker med samme volum, så er endringer i tetthet knyttet til endringer i *massen*. Det er særlig tre faktorer som påvirker luftens tetthet: Trykk, temperatur og fuktighet. Lufttettheten kan beregnes ved *tilstandslikningen*:

$$\rho = \frac{P}{R \cdot T} \tag{2.1}$$

- ρ = tettheten til luft (den greske bokstaven uttales rho)
- m = masse
- V = volum
- P = trykket i luften
- R = den spesifikke gasskonstanten, som blant annet varierer med innhold av fuktighet (gasskonstanten for vanndamp er større for vanndamp enn luft)
- T = lufttemperaturen (oppgitt i K) [1]

Ved bakkenivå er gjennomsnittstettheten av luft 1,2 kg/m^3. Denne verdien beskrives ofte som ρ_0.

Tabell 2.1.: Oversikt over faktorer som påvirker luftens tetthet

Faktor	Påvirkning på tetthet
Trykk	Når trykket øker, vil luften komprimeres og tettheten øker. Lufttrykket avtar med høyden over havet, slik at luften blir tynnere jo høyere opp man kommer.
Temperatur	Luften i atmosfæren består av ulike gasser. Når temperaturen til en gass øker, så øker den indre kinetiske energien i gassen, og volumet til gassen øker. Det fører til at tettheten av gassen vil minke når temperaturen øker.
Fuktighet	Vannmolekylet H_2O har lavere molekylvekt enn N_2 og O_2[2]. Dette fører til at mye vanndamp i luften gir lavere tetthet. Fuktig luft er derfor lettere enn tørr luft.

2.4. Hydrostatisk balanse

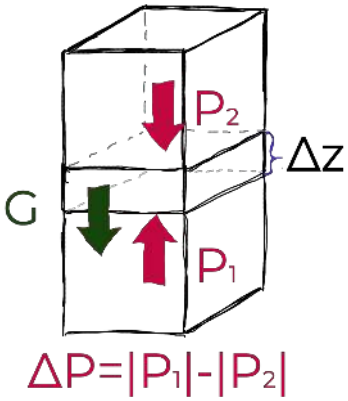
Gravitasjonen fra jorden virker på luftmolekylene og trekker dem ned mot bakken. Trykkforskjellene, der det er høyere trykk ved bakken enn i høyden, gir en oppdrift. Når atmosfæren er i *hydrostatisk balanse*, er det balanse mellom gravitasjonskreftene og oppdriften. Den hydrostatiske balansen er gitt i formel 2.2.

$$\frac{\Delta P}{\Delta z} = -\rho \cdot |g| \tag{2.2}$$

[1] Når man gjør beregninger med temperatur, så må man alltid regne i K. I geofag 2 skal vi ikke gjøre mange beregninger, så vi kommer primært til å holde oss til °C når vi snakker om lufttemperatur. Sammenhengen mellom Kelvin og Celcius er gitt ved x°C = $(x + 273,15)$K Det betyr at om vi får vite at temperaturen øker med 1 grad, så er det samme temperaturforandring om vi bruker Celsius eller Kelvin.

[2] Hvis du vil se nærmere på molekylvekt, så kan du studere periodesystemet i vedlegg E.1.1.

der $g = 9,81 m/s^2$ er tyngdeakselerasjonen og z er høyden over havet. Δz står for forskjeller i z-verdi, altså høyden over bakken. Minustegnet viser at trykket avtar med høyden. Oppdriften skyldes en trykkgradient (altså forskjeller i trykk), der vi har høyere trykk nærmere bakken (i figur 2.2 er $P_1 > P_2$). Vi får dermed en vertikal trykkgradientkraft som virker oppover (altså fra høyere trykk mot lavere trykk), mens gravitasjonen (G) virker nedover.



Figur 2.2.: Hydrostatisk likevekt. NB Feil i figuren, det skal stå $\Delta P = |P_2| - |P_1|$

2.5. Atmosfærens inndeling

(a) Fullmånen sett fra satelitt ved atmosfærens ytter-grense. Bilde: NASA

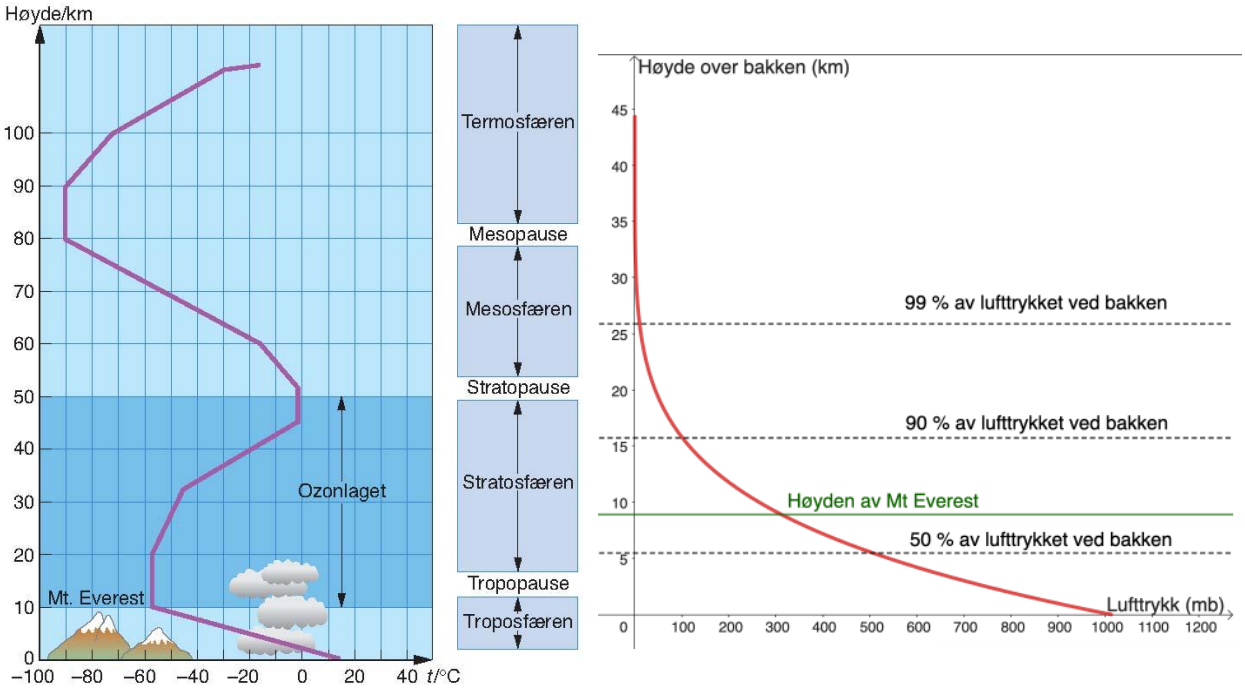
Atmosfæren kan deles inn i flere lag basert på temperaturvariasjoner:

- **Troposfæren**: Det nederste laget, hvor mesteparten av vær-fenomenene finner sted. Temperaturen synker med høyden i dette laget.
- **Stratosfæren**: Laget over troposfæren, hvor temperaturen er rel-ativt stabil før den begynner å stige igjen. Dette laget inneholder ozonlaget som beskytter oss mot UV-stråling.
- **Mesosfæren**: Her synker temperaturen igjen med høyden.
- **Termosfæren**: I dette laget stiger temperaturen kraftig på grunn av absorpsjon av høyenergetisk stråling fra solen.

Trykket i atmosfæren er høyest ved jordoverflaten og avtar eksponentielt med høyden. Dette skyldes at luftmolekylene trekkes mot jorden av gravitasjonskraften, og dermed er det flere molekyler nær overflaten enn høyere oppe i atmosfæren. Trykkforskjeller i atmosfæren er en viktig drivkraft for vind og værfenomener.

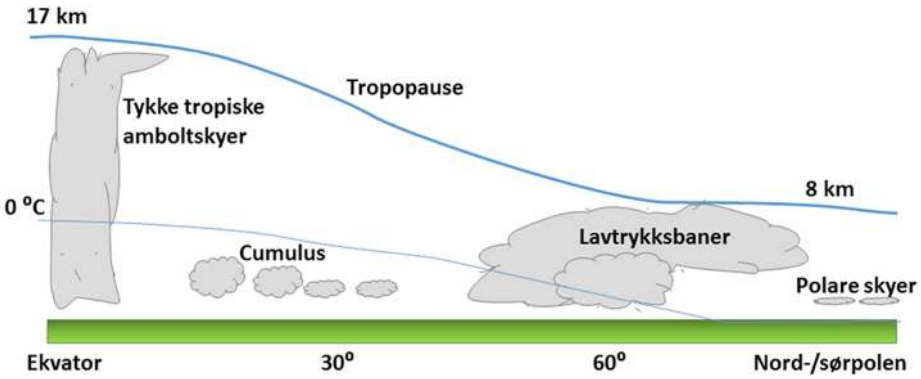
Temperaturvariasjoner i atmosfæren er et resultat av hvordan solstråling absorberes, reflekteres og re-emitteres av jorden og atmosfæren. Drivhuseffekten, forårsaket av gasser som karbondioksid og vanndamp, bidrar til å holde på varmen nær jordoverflaten. Forståelse av atmosfærens struktur, trykk- og temperaturforhold er grunnleggende for å studere værfenomener, klimaendringer og samspillet mellom jorden og atmosfæren. Dette skal vi se nærmere på i kapitler utover i boken.

Trykkvariasjoner og temperaturforskjeller er begge fenomener som påvirker ***tetthetsforskjellene*** i atmosfæren. Tetthetsforskjeller er svært viktige for sirkulasjonen i atmosfæren, som vi kommer tilbake til i Kapittel 11.



Figur 2.4.: a) Temperaturfordelingen i atmosfæren, og b) Trykkfordelingen i atmosfæren. Vi ser at trykket avtar svært raskt med høyden. På toppen av Mount Everest er trykket langt under halvparten av lufttrykket ved havnivå.

2.6. Troposfæren



Figur 2.5.: "En skjematisk framstilling av de viktigste skysystemene. Figuren viser et tverrsnitt som går fra ekvator til nordpolen (eventuelt sørpolen), og som strekker seg fra bakken opp til tropopausen, som er grensen mellom troposfæren, der været finner sted, og stratosfæren, der ozonlaget holder til." Figur 3a i Kristjánsson & Alterskjær (2016)

Vi begynner med å se på troposfæren. Troposfæren er den nederste delen av atmosfæren, og den delen av atmosfæren som vi skal jobbe mest med i Geofag 2. Det er i troposfæren vi finner det meste av *været*. Troposfæren er den delen av atmosfæren under det som kalles *tropopausen*. Figur 2.5 viser hvordan tropopausen er høyere rundt ekvator, og lavere jo nærmere polene vi kommer. Figur 2.4 a) viser at temperaturen avtar med høyden i troposfæren. I Del 7.1 vil vi komme tilbake til hvordan denne temperaturfordelingen påvirker stabiliteten i atmosfæren. I troposfæren avtar temperaturen i gjennomsnitt med ca.6°C per km (fuktig luft). Luften i troposfæren er relativt ustabil og turbulent, og kan bevege seg oppover, nedover og til sidene.

2.7. Stratosfæren

Stratosfæren er laget som ligger mellom tropopausen (8 – 17 km over bakken) og stratopausen (omtrent 50 km over bakken), altså laget som ligger over troposfæren. Figur 2.4 viser at temperaturen i stratosfæren øker med høyden. Ozonlaget er en del av stratosfæren og er en viktig årsak til at stratosfæren har denne temperaturprofilen. Ozonlaget beskytter oss mot UV-stråling, og vi kommer nærmere tilbake til ozonlaget i Kapittel 5.

(a) Solnedgang fotografert av en satelitt. Det er tydelige lag i atmosfæren på et slikt bilde. Kilde: NASA

Figur 2.7.: Polare stratosfæreskyer fotografert 22.desember 2023 i Øygarden kommune. Foto: Elisabeth Engum

I stratosfæren øker temperaturen med høyden. Dette gjør at stratosfæren er svært stabil dynamisk sett. Det betyr at det er lite konveksjon og turbulens i stratosfæren, som fører til at det er lite skyer og *vær* i stratosfæren. Men ingen regel uten unntak; i kalde regioner kan vi noen ganger oppleve **polare stratosfæreskyer**. Siden det er lite turbulens og skydannelse i stratosfæren, så prøver gjerne langdistanseflyene å fly i den nederste delen av stratosfæren. De stabile forholdene gjør at det er vanskeligere for flyene å fly høyere oppe i stratosfæren.

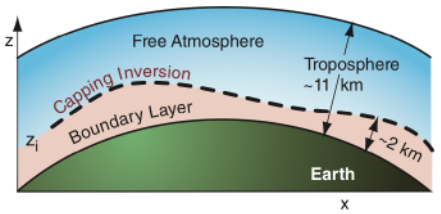
2.8. Atmosfærens grenselag

Atmosfærefysikk

Oppgave 2.1.

a. Du har en luftpakke med $\rho = 1,2 kg/m^3$(tetthet). Lufttrykket i luftpakken (P) ved bakken er 1013 mb. Anta at det er hydrostatisk balanse i atmosfæren (likning 2.2). I hvilken høyde (z) trykket er redusert til 800 mb?

Den aller nederste delen av atmosfæren kalles gjerne *atmosfærens grenselag*. Dette laget er mellom 300 m og 2 km. Dette laget er den delen av atmosfæren som er mest påvirket av jordoverflaten. Luften er mest påvirket av friksjonen fra underlaget, og temperaturen er mest påvirket av forskjeller mellom dag og natt. Det er mer turbulens her, fordi det preges av at bakken varmes opp ulikt fra solinnstrålingen ved ulike overflater (vi kommer tilbake til dette når vi skal jobbe med albedo i kapittel 4.6).



(a) Illustrasjon av atmosfærens grenselag ("boundary layer"). Kilde: Stull (2017)

b. Du har samme luftpakke som i oppgave a. Temperaturen (T) ved bakken er 20°. Bruk informasjonen til å beregne den spesifikke gasskonstanten (R) til luftpakken. Hva blir temperaturen når trykket er redusert til 800 mb?

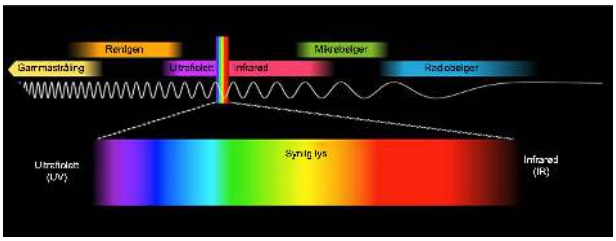
3. Stråling

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for strålingsbalanse, strålingsfordeling og strålingspådriv og bruke disse til å forstå den globale sirkulasjonen i atmosfæren

Vi kan alle kjenne hvordan solen varmer og gir energi til jordsystemet. Solen sender sin energi til jorden ved hjelp av elektromagnetisk stråling. Vi må derfor se nærmere på hvordan strålingen påvirker jordsystemene våre.

Repetisjon om elektromagnetisk stråling fra Vg1 Naturfag



Figur 3.1.: Elektromagnetisk spekter fra NTB. CC BY-NC 4.0. Hentet hos NDLA den 6.april 2024.

Gå til 1) NDLA Elektromagnetiske bølger, 2) NDLA Egenskaper hos ulike EM-bølger og 3) NDLA Forsøk: Elektronsprang og absorpsjonsspekter (simulering)
Viktige moment fra Vg1 Naturfag som du trenger for å forstå dette kapittelet:

- Kortbølget stråling er mer energirik enn langbølget stråling
- Ulike gasser absorberer ulike bølgelengder

3.1. Begreper om stråling

Strålingsfysikken er en del av Fysikk 1. Men det er et par begreper fra strålingsfysikken dere også må kunne i Geofag 2.

Strålingsbegreper

Begrep 3.1. ***Absorpsjon*** *Absorpsjon av elektromagnetisk stråling betyr at strålingen svekkes ved at deler av den trenger inn i et annet stoff (for eksempel en gass). Strålingsenergien overføres da til bevegelsesenergi (og økt temperatur) i det stoffet som absorberer strålingen.*

Begrep 3.2. ***Emisjon*** *Emisjon i strålingsfysikken betyr at elektromagnetisk stråling sendes ut fra et objekt, sånn at objektet mister energi. Det er altså et fagbegrep for å sende ut stråling.*

Begrep 3.3. ***Refleksjon*** *Refleksjon betyr at strålingen kastes tilbake når den treffer en flate. Lys som sendes tilbake fra en snødekket overflate er eksempel på refleksjon. Det er ingen energitap*

ved ren refleksjon.

Begrep 3.4. ***Albedo*** *Albedo er et mål på hvor stor evne en overflate har til å reflektere innkommende stråling. En albedo på 0,35 betyr at 35 % av strålingen reflekteres tilbake.*

Begrep 3.5. ***Spredning*** *Spredning oppstår når stråling spres uforutsigbart i mange ulike retninger. Det er ingen endring i energi, men siden strålingsen spres i mange retninger vil strålingsintensiteten blir redusert.*

Begrep 3.6. ***Transmisjon*** *Transmisjon betyr at strålingen går gjennom et stoff uten å bli påvirket. Det er ingen endring i energi, og vi sier at stoffet som strålingen går gjennom er* gjennomsiktig *for stråling.*

Strålingsbegrep

Oppgave 3.1.
Lag et tankekart som du kan bruke for å huske og forstå de ulike strålingsbegrepene.

3.2. Svartlegemestråling og strålingslovene

Alle objekter som har en temperatur over det absolutte nullpunkt (–273,15 °C eller 0 K), sender ut elektromagnetisk stråling. Denne strålingen kalles termisk stråling eller varmestråling. Mengden og typen stråling som sendes ut avhenger av objektets temperatur og egenskaper ved overflaten.

Et svart legeme er et idealisert legeme som absorberer all innkommende stråling[1], uavhengig av bølgelengde og innfallsvinkel. Når et svart legeme er i termisk likevekt, vil det sende ut stråling med et karakteristisk spektrum som kun avhenger av legemets temperatur. Denne typen stråling kalles svartlegemestråling.

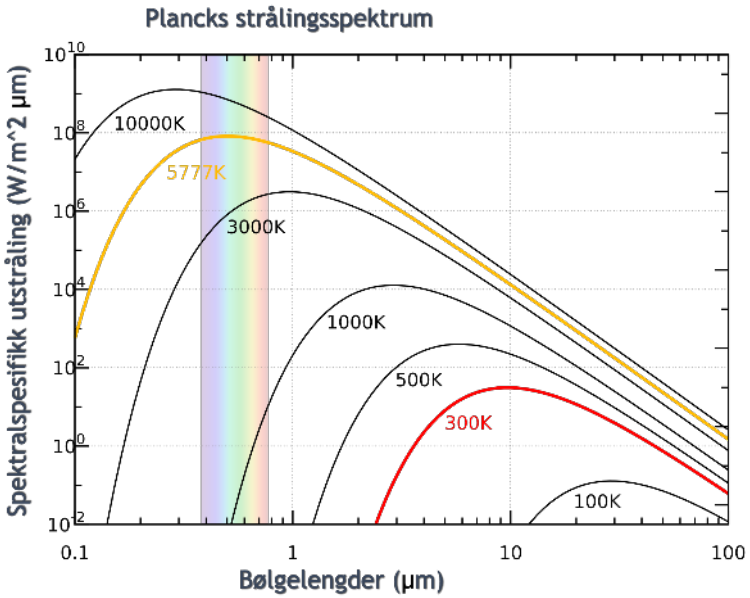
Intensiteten og bølgelengdefordelingen til svartlegemestrålingen beskrives av Plancks strålingslov. Ved lave temperaturer sender svarte legemer ut det meste av strålingen i den infrarøde delen av spekteret. Etter hvert som temperaturen øker, vil mer av strålingen sendes ut ved kortere bølgelengder, og objektet vil til slutt gløde i et synlig, rødlig lys.

Stråling fra et legeme er avhengig av temperaturen på to måter. Bølgelengden blir kortere ved høyere temperatur som forklarer at solen med sin høye temperatur primært sender ut kortbølget stråling. I tillegg øker intensiteten når temperaturen øker. Den mest kortbølgete strålingen stoppes ytterst i atmosfæren, blant annet ved ozonlaget, mens resten av den kortbølgete strålingen fra solen passerer relativt lett gjennom atmosfæren. Jordoverflaten, som har en mye lavere temperatur, sender ut stråling med mye lengre bølgelengder, infrarød stråling, som ofte kalles varmestråling. Stråling ved slike bølgelengder absorberes av enkelte gasser i atmosfæren og bidrar til å heve temperaturen i atmosfæren (dette er drivhuseffekten, og vi kommer tilbake til det i kapittel 4).

3.2.1. Utstråling fra svarte legemer

Selv om svarte legemer er en idealisering, kan mange objekter tilnærmet beskrives som svarte legemer. Solen er et godt eksempel på et objekt som stråler som et svart legeme, med en overflatetemperatur på ca. 5800 K. Jordens overflate og atmosfære sender også ut stråling tilnærmet som et svart legeme, med en effektiv temperatur på ca. 255 K (–18 °C), se Figur 3.2. Vi ser at den totale strålingsintensiteten øker med økende temperatur, og at vi får kortere og kortere bølgelengder når temperaturen øker.

[1] Et svart legeme har derfor en albedo lik 0,00. All strålingen absorberes og ingenting reflekteres.



Figur 3.2.: Svartlegemespekter. Den spektrale intensiteten til svart stråling ved forskjellige temperaturer. Den gule kurven tilsvarer strålingen fra Solen og den røde strålingen fra en varm jordklode. Bildekilde: Wikipedia, oversatt til norsk av Elisabeth Engum, 2024.

Utstrålingstetthet[2]

Utstrålingstetthet er et mål på hvor mye energi som sendes ut hvert sekund pr. kvadratmeter. I følge Stefan-Boltzmanns lov er utstrålingstettheten U til et svart legeme gitt ved:

$$U = \sigma T^4 \tag{3.1}$$

Her er $\sigma = 5{,}67 \cdot 10^{-8} \frac{W}{m^2 \cdot K^4}$ Stefan-Boltzmann konstanten og T er overflatetemperaturen målt i kelvin.

Utstrålingstettheten vil være lik arealet under Planckkurvene som vi så på i figur 3.2[3].

3.3. Absorpsjon i atmosfæren

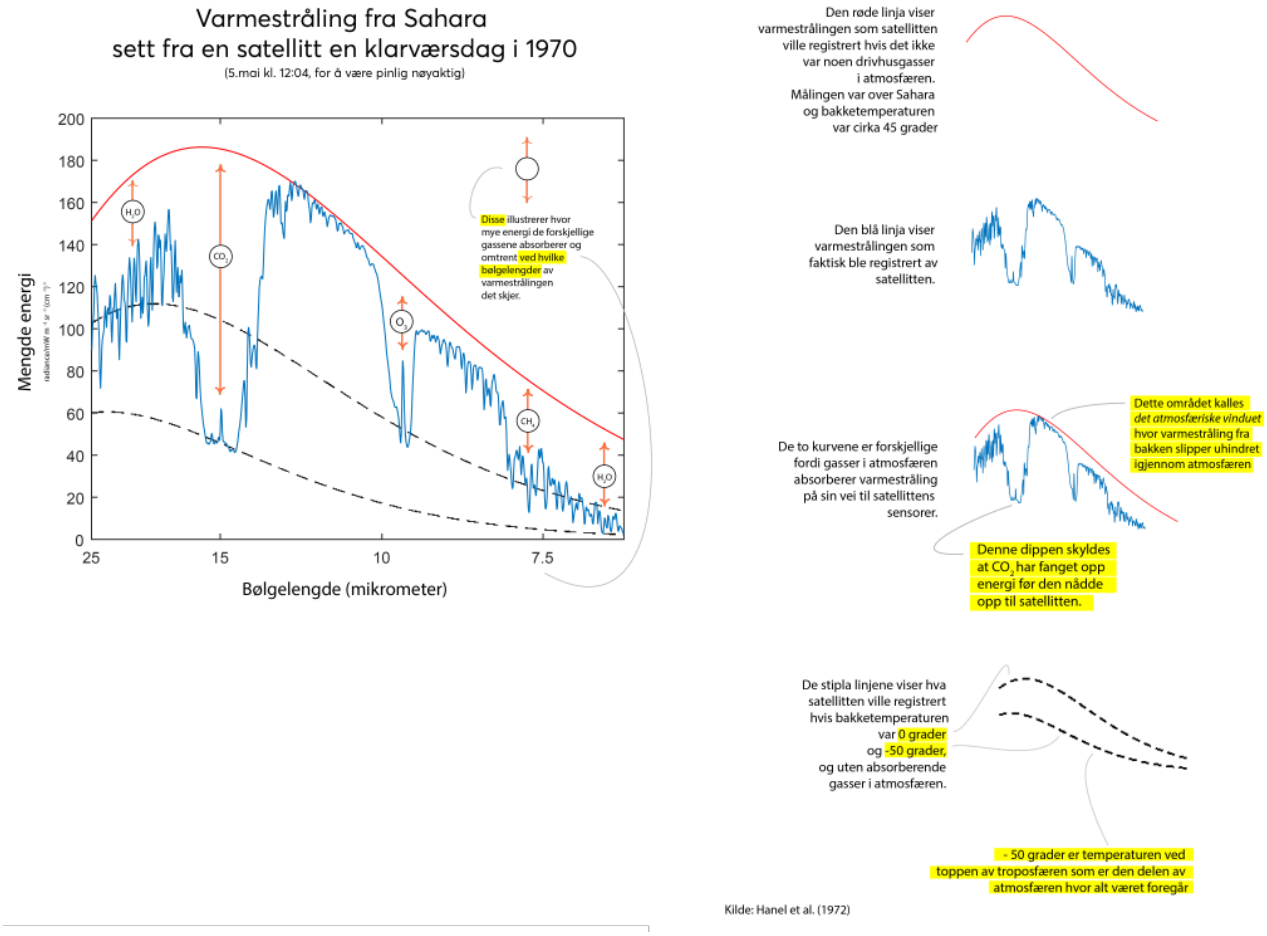
Absorpsjon av stråling

Oppgave 3.2.
Studer informasjonen i Figur 3.3. Bruk den kompetansen du har nå til å skrive en tekst som forklarer de ulike prosessene som er illustrert i figuren.

3.4. Strålingsbalanse

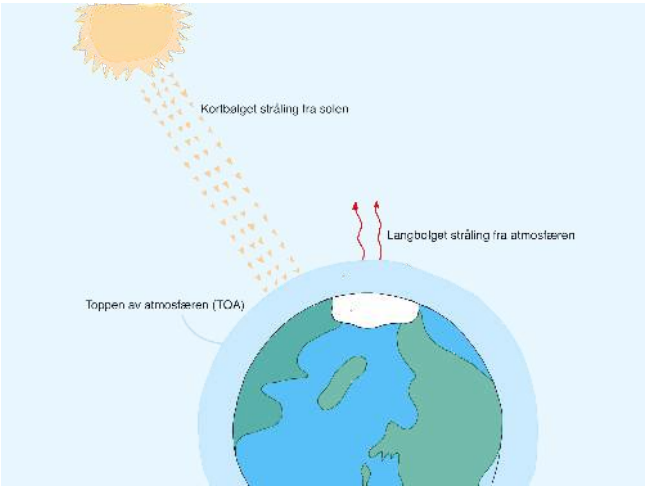
Solen er hoveddrivkraften i klimasystemet vårt. Solstrålene som kommer inn mot jorden, treffer først det ytterste laget i atmosfæren. Dette kaller vi toppen av atmosfæren, og forkortes typisk TOA ("Top

[2]Forståelse av utstrålingstetthet er en del av læreplanen i Fysikk 1, og forventes ikke at dere skal kunne i Geofag 2. Dette kan dere derfor se på som tilvalgsstoff i Geofag 2.
[3]I Oppgave 3.2 skal du studere Figur 3.3. Legger du merke til at solspekteret er ganske likt et svartlegemespekter?



Figur 3.3.: Figur er laget av Eilif Ursin Reed i Cicero, hentet den 7.april 2024 hos Skeie (2018).

Of Atmosphere"). Når vi snakker om en energibalanse eller en strålingsbalanse, så stråler det like mye energi inn i jordsystemene som det som stråler ut igjen. Strålingsbalanse betyr ikke at det stråler inn like mye på hele jordkloden, men at jordkloden som helhet mottar og sender ut like mye energi eller stråling.



Figur 3.4.: Strålingsbalanse ved toppen av atmosfæren betyr at det stråler like mye energi inn i atmosfæren som det stråler ut igjen. Energien fra solen er primært kortbølget stråling, mens det som stråler ut fra toppen av atmosfæren er primært langbølget stråling. Illustrasjon av Elisabeth Engum, 2024

3.5. Utstråling ved toppen av atmosfæren

https://ceres.larc.nasa.gov/images/toa_spinning_globes_1080p.mp4

Animasjonen viser den reflekterte kortbølgete solstrålingen fra toppen av atmosfæren til venstre, samt den emitterte langbølgete utstrålingen fra atmosfæren til høyre.

Utstråling ved TOA

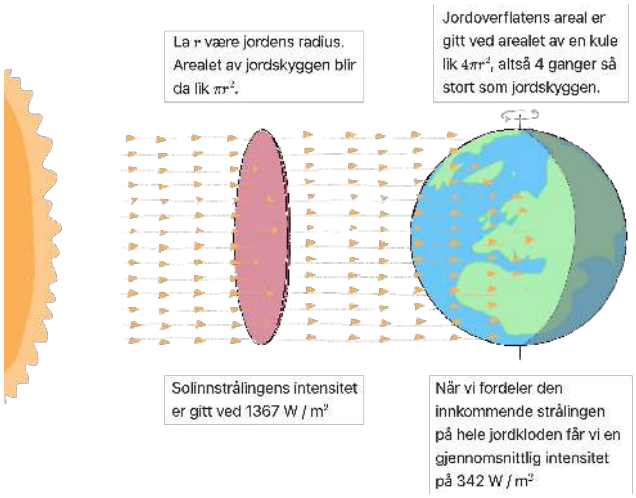
Oppgave 3.3.
Studer denne animasjonen. Ser du sammenheng mellom mønstrene i de to mønstrene? Prøv å beskrive mønstrene i utstråling så godt du kan. Vi kommer tilbake til årsakene senere i kapittel 11.

3.6. Fordeling av solinnstråling og jordrotasjon

Strålingen fra solen treffer en roterende jordklode. Det betyr at den solinnstrålingen som stoppes av *jordens skygge*, skal fordeles på hele jorden.

Sirkelarealets størrelse på bildet over representerer det arealet som solinnstrålingen treffer jordoverflaten med, vi kaller det jordskyggen. Solinnstrålingen har en gjennomsnittlig intensitet på 1361 W/m^2. Denne verdien kalles solarkonstanten.

Jordens samlete areal er omtrent lik overflatearealet av en kule. Overflatearealet av en kule er lik $4\pi r^2$, altså 4 ganger så stort som arealet av en sirkel. Den strålingen som treffer jorden skal altså fordeles på et areal som er 4 ganger så stort. Den gjennomsnittlige solinnstrålingen per m^2 på jordoverflaten er dermed 340 W/m^2.

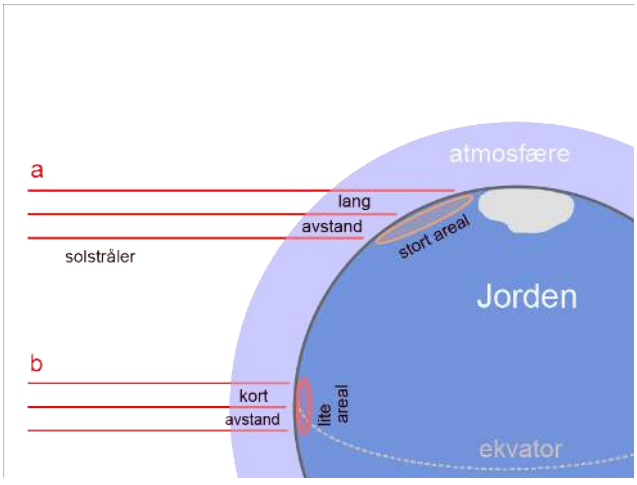


Figur 3.5.: Solinnstrålingen fordeles rundt ved hjelp av jorden rotasjon.

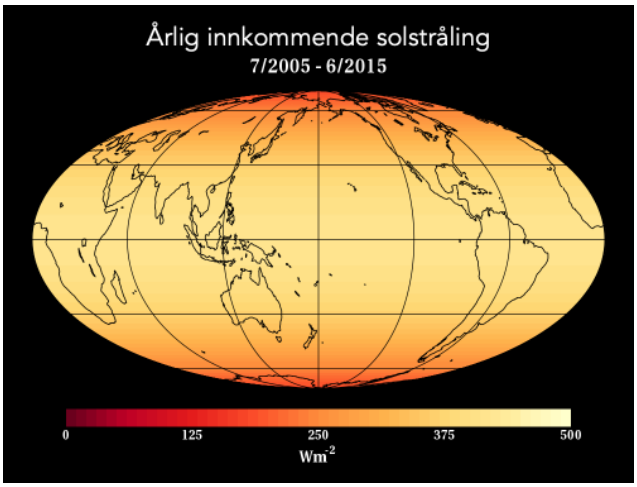
3.7. Solinnstråling ved jordoverflaten

Den kuleformete jordkloden fører til at det blir lavere intensitet av stråling ved polene enn vi får ved ekvator. Ved ekvator har solstrålingen kortere vei gjennom atmosfæren. Dette fører til at det er mindre del av strålingen som absorberes, spres eller reflekteres på vei mot jordoverflaten (som vi studerte i oppgave 3.2).

Strålingen treffer også mer normalt på jordoverflaten, som gjør at den strålingen som kommer gjennom atmosfæren er fordelt på et mindre areal enn det som skjer nærmere polene. Samlet sett gjør dette at strålingsintensiteten er mye større per kvadratmeter nær ekvator enn ved polene. Dette er illustrert i figur 3.6.



Figur 3.6.: Geografisk fordeling av strålingsintensitet.



Figur 3.7.: Gjennomsnittlig innkommende solstråling ved TOA 2005–2015. Bilde: The CERES Science Team ved NASA Langley Research Center i Hampton, Virginia, USA

Figur 3.7 viser hvordan resultatet i årlig solinnstråling blir fordelt ved toppen av atmosfæren. Vi ser tydelig at det strålingsintensiteten ved ekvator er mye høyere enn ved polene. Benevningen er i W/m^2.

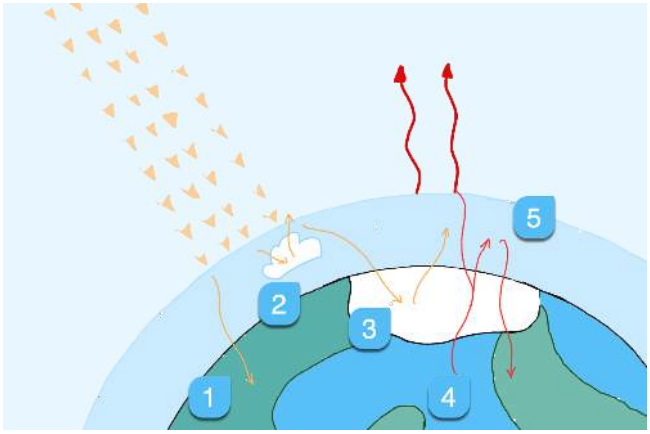
3.8. Strålingsbalanse ved jordoverflaten

Overflatetemperaturen på jorden er avhengig av strålingsbalansen, eller energibalansen ved **jordoverflaten**. Også her er strålingsbalansen balansen mellom innkommende og utgående stråling (eller innkommende og utgående energi).

Den innkommende strålingen kommer både fra solen og fra atmosfæren over bakken. Den delen av innkommende solstråling som blir absorbert av jordoverflaten gjør bakken varmere. Jordoverflaten sender ut varmestråling basert på temperaturen, med lengre bølgelengde enn solstrålingen. Noe av solstrålingen som treffer jordoverflaten blir derimot reflektert tilbake, siden jorden ikke er et perfekt svart legeme. En stor del av varmestrålingen som sendes ut fra jordoverflaten, absorberes av drivhusgasser i atmosfæren[4].

Vi tar nå utgangspunkt i Figur 3.4 og zoomer inn mot det som skjer i atmosfæren. Vi ser fortsatt grenseflaten ved TOA. Punktene under refererer til markeringene i figur 3.8.

1. En stor del av den kortbølgete strålingen som treffer TOA går gjennom atmosfæren og absorberes av jordoverflaten.
2. Noe av solstrålingen reflekteres av gasser og skyer i atmosfæren, som da gjør at kortbølget stråling sendes ut fra atmosfæren igjen.
3. Og en del av solstrålingen reflekteres også av overflater på jordoverflaten med høyt albedo som for eksempel snø og is.
4. Jordoverflaten sender ut langbølget stråling basert på sin temperatur.
5. En stor del av den langbølgete strålingen som jorden sender ut blir absorbert i atmosfæren. Atmosfæren vil også stråle ut langbølget stråling basert på sin temperatur, som gjør at det sendes langbølget stråling tilbake til jordoverflaten. Noe langbølget stråling sendes også ut mot TOA.



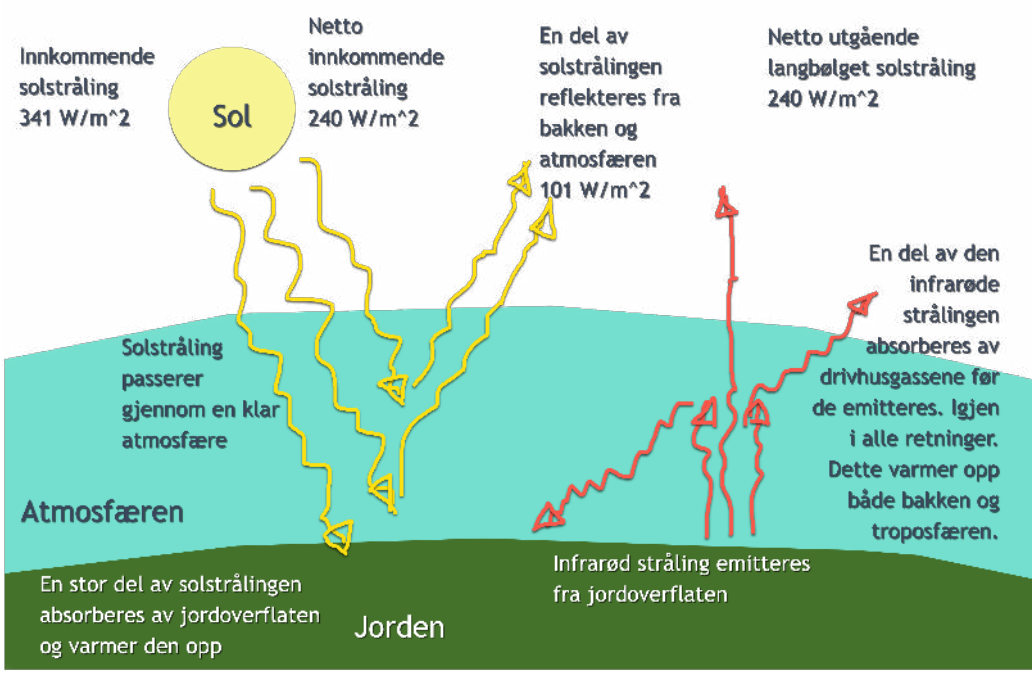
Figur 3.8.: Energibalansen i atmosfæren. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024

3.9. Oppsummering strålingsbalanse

Når vi sier at jorden er i strålingsbalanse, så betyr det at det stråler inn like mye energi som det stråler ut igjen. Den totale energien som klimasystemet mottar fra solen er like stor som den totale energien som klimasystemet stråler ut igjen til verdensrommet med. Det samme gjelder atmosfæren. Den vil også være i en strålingsbalanse om den mottar like mye stråling som den sender ut igjen, og — ikke overraskende — det samme gjelder jordoverflaten.

Illustrasjon 3.9 viser mye av det samme som Figur 3.8, men den inkluderer også gjennomsnittlig energi for jordens samlede strålingsbalanse.

[4]Dette gjenkjenner dere gjerne som drivhuseffekten? Vi skal jobbe mer med drivhuseffekten i kapittel 4.



Figur 3.9.: Illustrasjon av strålingsbalansen (Elisabeth Engum, 2024)

Oppgaver

Oppgave 3.4.

a. Forklar begrepet strålingsbalanse.

b. Gjør rede for hvilke faktorer som påvirker strålingsbalansen.

c. Gjør rede for hvordan den absorberte kortbølgete energien fordeles og omdannes til langbølget varmestråling som sendes ut fra jorden.

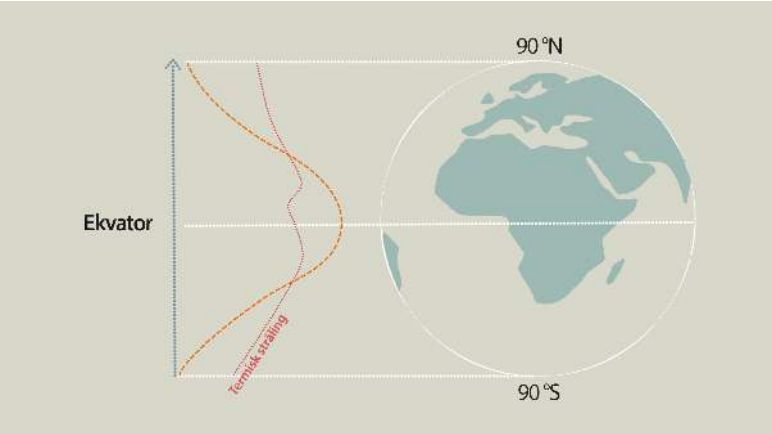
d. Lag din egen illustrasjon som viser de viktigste komponentene i jordens strålingsbalanse. Inkluder kortbølget innstråling fra solen, refleksjon fra skyer og jordoverflaten, absorpsjon av stråling i atmosfæren og på jordoverflaten, samt langbølget utstråling fra jorden. Bruk piler for å vise retningen på energiflyten og beskriv kort hver prosess.

3.10. Strålingsfordeling

Vi har sett på at solinnstrålingen til jorden er ujevnt fordeling over breddegradene, med mye større innstråling ved ekvator enn ved polområdene. Utstrålingen er basert på overflatetemperaturen på jordoverflaten. Og selv om vi synes at temperaturforskjellen mellom polområdene og ekvator er svært stor, så gir det ikke like stor forskjell i utstrålingen av termisk stråling. Utstrålingen følger dermed ikke samme mønster som utstrålingen.

Figur 3.10 viser at det er mindre utstråling ved polene enn ved ekvator. Vi ser også at utstrålingen ved polområdene i gjennomsnitt er mye større enn innstrålingen, mens det ved ekvator er motsatt, at innstrålingen er større enn utstrålingen.

Vi sier derfor at vi har et *strålingsoverskudd* ved ekvator, og et *strålingsunderskudd* ved polene. Områdene ved strålingslikevekt, altså der innstrålingen og utstrålingen er like stor, finner ved omtrent 38°*N* og 38°*S*.



Figur 3.10.: Fordeling av innstråling og utstråling med breddegrad. Kilde: UiB

Flere Oppgaver til Kapittelet

Oppgave 3.5 (Svartlegemestråling og strålingslovene)**.**

a. Forklar hvorfor solen sender ut mest kortbølget stråling, mens jorden sender ut mest langbølget stråling. Bruk begrepet svartlegemestråling i forklaringen din.
b. Hva ville skjedd med den totale energien som jorden stråler ut dersom gjennomsnittstemperaturen på jorden økte? Hvilken strålingslov beskriver dette forholdet?

Oppgave 3.6 (Albedoeffekten)**.**

a. Ranger de følgende overflatene fra høyest til lavest albedo: nysnø, asfalt, havvann og grønn skog. Begrunn rangeringen din.
b. Klimaendringer fører til at is og snø smelter i Arktis. Forklar hvordan denne endringen i overflate påvirker strålingsbalansen i Arktis. Hva slags tilbakekoblingsmekanisme er dette et eksempel på?

Oppgave 3.7 (Strålingsoverskudd og energitransport)**.**

a. Figuren som viser fordeling av inn- og utstråling med breddegrad, viser et strålingsoverskudd i tropene og et strålingsunderskudd ved polene. Dersom denne energiforskjellen ikke ble jevnet ut, hva ville skjedd med temperaturene i disse to områdene over tid?
b. Jordens klimasystem transporterer denne overskuddsenergien fra ekvator mot polene. Hvilke to hoveddeler av klimasystemet står for denne energitransporten?

4. Drivhuseffekten

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for strålingsbalanse, strålingsfordeling og strålingspådriv og bruke disse til å forstå den globale sirkulasjonen i atmosfæren
- gjøre rede for hvordan numeriske modeller i geofag bygges opp og videreutvikles, og beskrive hvordan modellene brukes innenfor værvarsling, havmodellering og klimaforskning
- gjøre rede for klimasystemet på ulike skalaer i tid og rom og vurdere antropogen klimapåvirkning

Drivhusgasser er atmosfæriske gasser som kan absorbere langbølget stråling og skape *drivhuseffekten*.

De viktigste drivhusgassene

Vanndamp H_2O
Vanndamp er den viktigste drivhusgassen. Vanndampen står for omtrent 73% av drivhuseffekten. Vanndampen kommer naturlig opp i atmosfæren fra fordampning fra verdenshavene og fra bakken. Vanndampen forsvinner også naturlig fra atmosfæren ved at den kondenserer og faller ut som nedbør. Vanndampen har relativt kort oppholdstid i atmosfæren (se Del E.3.1 om du ikke husker vannets kretsløp).
Karbondioksid CO_2 kommer naturlig opp i atmosfæren ved celleånding eller forråtnelse av vegetasjon, mikrobiologiske organismer og plankton i havet. I tillegg har vi menneskeskapte tillegg av karbondioksid til atmosfæren ved forbrenning av fossilt brensel. Naturlig opptak av karbondioksid fra atmosfæren ved fotosyntese fra vegetasjon og planteplankton.
Metan CH_4 kommer naturlig inn i atmosfæren fra metanproduserende mikrobiologiske organismer, som vi for eksempel finner i myrer og andre våtmarksområder. Vi mennesker slipper også ut metan gjennom utvinning og energiproduksjon, samt husdyrhold. Metan fjernes hovedsakelig fra atmosfæren ved kjemisk reaksjon med hydroksid(OH)-radikaler.

Se video om drivhuseffekten fra UiB.

4.1. Historisk tilbakeblikk

Allerede i 1824 forsto de franske vitenskapsmennene Jean Baptiste og Joseph Fourier at det er jordens atmosfære som gjør at det er mulig å leve på jorden (P. Bhandari, 2018). De mente at temperaturen ville vært mye lavere om vi ikke hadde hatt en atmosfære. Han forklarte det med å sammenligne det med en boks med glass over. Luften i en slik boks blir oppvarmet om solen skinner gjennom glasset. Dette var den første teorien om en *teppeeffekt*. De visste derimot ikke hvorfor det var sånn, eller hvilke gasser som var involvert.

I 1856 gjorde den amerikanske vitenskapskvinnen Eunice Foote en rekke eksperimenter som støttet teorien. Hun påviste i sitt arbeid (Foote, 1856) at vanndamp og karbondioksid påvirket solstrålenes evne til å varme opp luften. Hun kunne ikke forklare det hun så i eksperimentene. Noen år seinere

designet den britiske forskeren John Tyndall et apparat som kunne måle om en gassky kunne absorbere infrarød stråling, eller varmestråling.

I 1896 gjorde den svenske fysikeren og kjemikeren Arrhenius (1896) beregninger som viste hvordan økende vanndamp i atmosfæren gir en positiv tilbakekobling på temperaturen, altså at økende temperatur gir mer vanndamp, som gir enda høyere temperatur. Han forklarte også at vekslingen mellom istider og varmere perioder oppstod som respons på endringer i atmosfærens CO_2-innhold. Arrhenius anslo at en dobling av CO_2-innholdet ville gi en temperaturøkning på 5 – 6 °C.

4.2. Temperatur på jorden uten atmosfære

Figur 4.1.: Illustrasjon av en jordklode uten drivhusgasser. Bildet er laget av Elisabeth Engum med hjelp fra Dall-E (Versjon 8.april 2024).

Du har sannsynligvis hørt at dersom jorden ikke hadde hatt flytende vann og en atmosfære, så ville jordkloden vært som en snøball ('Snowball Earth'). For å utforske hvorfor det ville vært sånn skal vi se på en modell av jordkloden uten atmosfære. Vi skal se på en **energibalansemodell**. I en energibalansemodell er det balanse mellom energien som kommer inn i systemet og den som går ut av systemet, altså at det tilføres like mye energi som går ut. Siden denne energien er strålingsenergi kalles det gjerne også for en strålingsbalansemodell.

Modellen vi skal jobbe med finnes her.

Energibalansemodellen

Oppgave 4.1.
I denne oppgaven skal du bruke energibalansemodellen fra Senter for klimadynamikk, Universitetet i Bergen (2023).

a) Varier temperaturen ved å dra i glideren og observer hva som forandrer seg i modellen.

Naturen forsøker alltid å komme i termisk[1] likevekt. Temperaturen til et legeme, i dette tilfellet jorden, vil øke eller minke til vi oppnår balanse mellom utstrålt effekt og innstrålt effekt. La albedo ha den opprinnelige verdien 0.31 og varier temperaturen til du balanserer strålingen inn og ut fra jordoverflaten.

b) Hvilken temperatur ville jordoverflaten hatt uten atmosfære ifølge denne modellen?

Navnet albedo kommer fra det latinske ordet for hvit og brukes som et mål på hvor stor del av sollyset som reflekteres. Snø, is og lys sand har høy albedo, mens åpent hav, pløyd jord og asfalt er eksempler på overflater med lav albedo.
Trekk litt i glideren slik at albedo får en lavere verdi.

c) Hva skjer i modellen?

d) Hvordan må du justere temperaturen for å få modellen i balanse nå?

e) Kan du tenke deg noen endringer - både menneskeskapte og naturlige - som gjør at jordens albedo minker?

4.2.1. Mer om energimodellen ovenfor

Vi skal jobbe med noen enkle modeller i Kapittel 4. I disse modellene gjør vi en forenkling og behandler jorden som et svart legeme. Da blir strålingsspekteret (sammensetningen av bølgelengder) og intensiteten til strålingen kun bestemt av temperatur. I modellen skal vi jobbe med intensitet, også kalt strålingstetthet, som har enheten W/m^2.

I modellen over er pilen "varmestråling" beregnet med Formel 3.1. Siden denne energimodellen ikke har en atmosfære vil all utstrålt effekt komme uhindret ut i verdensrommet.

Innstrålingstetthet

I denne modellen står solen som eneste bidrag til energi inn til jordoverflaten. Solarkonstanten $\Omega = 1367 W/m^2$ gir solintensiteten i jordens avstand fra solen, slik den er målt med satellitter. Siden jorden er tilnærmet en kule, vil ikke hele jordoverflaten bli truffet av samme intensitet i sollyset, samt at halve kloden til enhver tid vil være i skyggen på nattsiden. Vi beregner derfor en gjennomsnittsverdi for innstrålingstettheten fra solen.

Jordskyggen (se tilbake til figur 3.5), som er det arealet som til enhver tid samler solstråler, er en sirkel med radius lik jordens $A_{skygge} = \pi \cdot r_{jord}^2$. Jorden snurrer slik at den innstrålte effekten over tid fordelt på hele kuleflaten med areal $A_{Overflate} = 4\pi \cdot r_{jord}^2$. Vi ser at det totale arealet for jordoverflaten er nøyaktig 4 ganger så stort som arealet av jordskyggen.

Hvis vi går videre fra det vi ser i figur 3.5, så ser vi at gjennomsnittlig innstrålingstetthet blir $\bar{I}_{sol} = \frac{\Omega}{4}$

På grunn av albedoeffekten blir deler av denne energien reflektert. Albedoeffekten er representert av α i vår modell og er et tall mellom 0 og 1. $\alpha = 1$ betyr at 100% blir reflektert og $\alpha = 0$ tilsvarer ingen refleksjon. Den delen av solstrålingen som reflekteres blir modellert med $I_{reflektert} = \alpha \cdot \frac{\Omega}{4}$

Andelen solinnstråling som blir absorbert av jordoverflaten blir da $I_{absorbert} = (1 - \alpha) \cdot \frac{\Omega}{4}$. De tre I_{sol}, $I_{reflektert}$ og $I_{absorbert}$ er representert ved de tre ulike delene av den gule pilen i modellen over.

Strålingsbalanse - utledning av likevektstemperatur uten atmosfære (tilvalgsstoff)

Dersom innstrålt effekt er større enn utstrålt effekt vil temperaturen øke. Når temperaturen øker, øker også utstrålt effekt til det er balanse mellom de to. Tilsvarende vil temperaturen minke om utstrålt effekt er større enn innstrålt effekt.

Når jordoverflaten er i termisk likevekt må den absorberte innstrålingen balanseres av utstrålingen som kan uttrykkes med følgende likning:

$$(1 - \alpha) \cdot \frac{\Omega}{4} = \sigma \cdot T^4$$

[1]Ordet termisk betyr at det handler om temperatur. Termisk likevekt betyr likevekt i temperatur.

Løst for T gir det likevektstemperaturen som:

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)\Omega}{4\sigma}}$$

Alle temperaturer er gitt i Kelvin. Vi regner om til celsiusgrader ved å trekke fra 273.15. Du kan gjøre den samme beregningen selv ved å kopiere Python-koden nedenfor:

```
import numpy as np
alpha = 0.306    # globalt albedo
sigma = 5.6703E-8  # Stefan-Boltzmann-konstanten
Omega = 1367     # solarkonstanten
tempUtenAtm = np.power((1-alpha)*Omega/(4*sigma), 1/4)
print(f"Temperaturen uten atmosfære blir {(tempUtenAtm-273.15):.2f} grader C")
```

```
Temperaturen uten atmosfære blir -18.84 grader C
```

4.3. Ettlagsmodell av drivhuseffekten

Vi skal se på en enkel modell for å studere grunnleggende egenskaper ved drivhuseffekten. Vi utvider energibalansemodellen fra forrige delkapittel til å inkludere en enkel atmosfære.

I denne enkle modellen av drivhuseffekten lar vi atmosfæren være ett lag som har samme temperatur overalt. Vi ser fortsatt på strålingsbalanse og hvordan temperaturen på bakken og temperaturen i atmosfæren henger sammen.

Sollyset består for det meste av kortbølget stråling. I denne modellen har vi forenklet klimasystemet ved at ingen innstråling absorberes i atmosfæren. Noe av strålingen fra solen reflekteres, og resten absorberes av jordoverflaten. Jordoverflaten sender ut energi som langbølget stråling, der noe går gjennom atmosfæren og ut i verdensrommet, mens en større del blir absorbert i atmosfæren. Atmosfæren sender energien sin både ut mot verdensrommet, men også ned mot overflaten. Jordoverflaten får dermed energi både fra sollyset direkte og fra varmestråling fra atmosfæren i denne modellen.

Du kan åpne modellen på lenken her: https://ektedata.uib.no/twobox/ettlagsmodell/

Absorpsjon av drivhusgasser

Oppgave 4.2.
Bruk ettlagsmodellen ("Modell uten atmosfære") til å undersøke og svare på oppgavene:

a) Studer figuren i modellen og sjekk om du er enig med beskrivelsen av modellen over. Skriv om teksten og bruk begrepene fra kapittel 3: absorpsjon, refleksjon og emisjon.

b) Du skal nå få hele systemet i balanse, du må sikkert bruke flere steg. Juster temperaturen i atmosfæren til atmosfæren er i energibalanse (se på de store pilene). Gjør tilsvarende for temperaturen på bakken. Gjenta til både atmosfære og overflate er i balanse samtidig. (Det kan være vanskelig å treffe nøyaktig, så vi er interessert i omtrentlige verdier.)

c) Hvilken global gjennomsnittstemperatur fant du på jordoverflaten? Og hvilken gjennomsnittstemperatur fant du for atmosfæren?

d) I Oppgave 4.1 fant du antagelig at en jord uten atmosfære og drivhuseffekt ville hatt en gjennomsnittstemperatur på omtrent –18-19 °C. Sammenlign denne temperaturen

med den du fant for atmosfæren i ettlagsmodellen nå. Kan du tenke deg hvorfor denne forskjellen i temperatur ut mot verdensrommet er viktig for å forklare drivhuseffekten?

e) Hva endres i modellen om du endrer på glideren merket emissivitet[2] og hvordan må du endre temperaturene for å få systemet i energibalanse?

f) Hvilke endringer i naturen tror du blir modellert av å endre emissiviteten slik du gjorde i e)?

4.4. Absorpsjon av stråling i atmosfæren

I kapittel 3 så vi på svartlegemestråling, og hvordan strålingsintensiteten endrer seg med temperatur. I figur 3.3 så vi også at enkelte bølgelengder absorberes av atmosfæren, enten fra innkommende solstråling eller fra utgående langbølget stråling.

I Figur 4.2 ser vi innkommende solstråling og utgående termisk stråling (strålingen fra jorden) i det øverste båndet. Her ser vi at strålingen ikke følger svartlegemestrålingen.

Absorpsjonsbånd

Oppgave 4.3.
Studer hvilke bølgelengder som absorberes av de ulike gassene (vanndamp, karbondioksid, oksygen og ozon, metan, nitrogenoksider). Hva forteller dette deg?

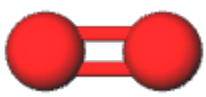
4.5. Drivhusgassenes egenskaper

Hvorfor er det sånn at noen gasser er drivhusgasser og andre ikke? Vi skal se på egenskapene som gjør en gass til en drivhusgass. Hvordan kan atmosfæren absorbere infrarød stråling og hvorfor er CO_2 en drivhusgass, men ikke O_2?

Infrarød stråling har lengre bølgelengde og derfor også lavere frekvens og energi enn synlig lys. Energi fra infrarød stråling kan absorberes på ulike måter, der den viktigste er å øke molekylenes vibrasjonsenergi. For at dette skal skje må to forutsetninger være til stede.

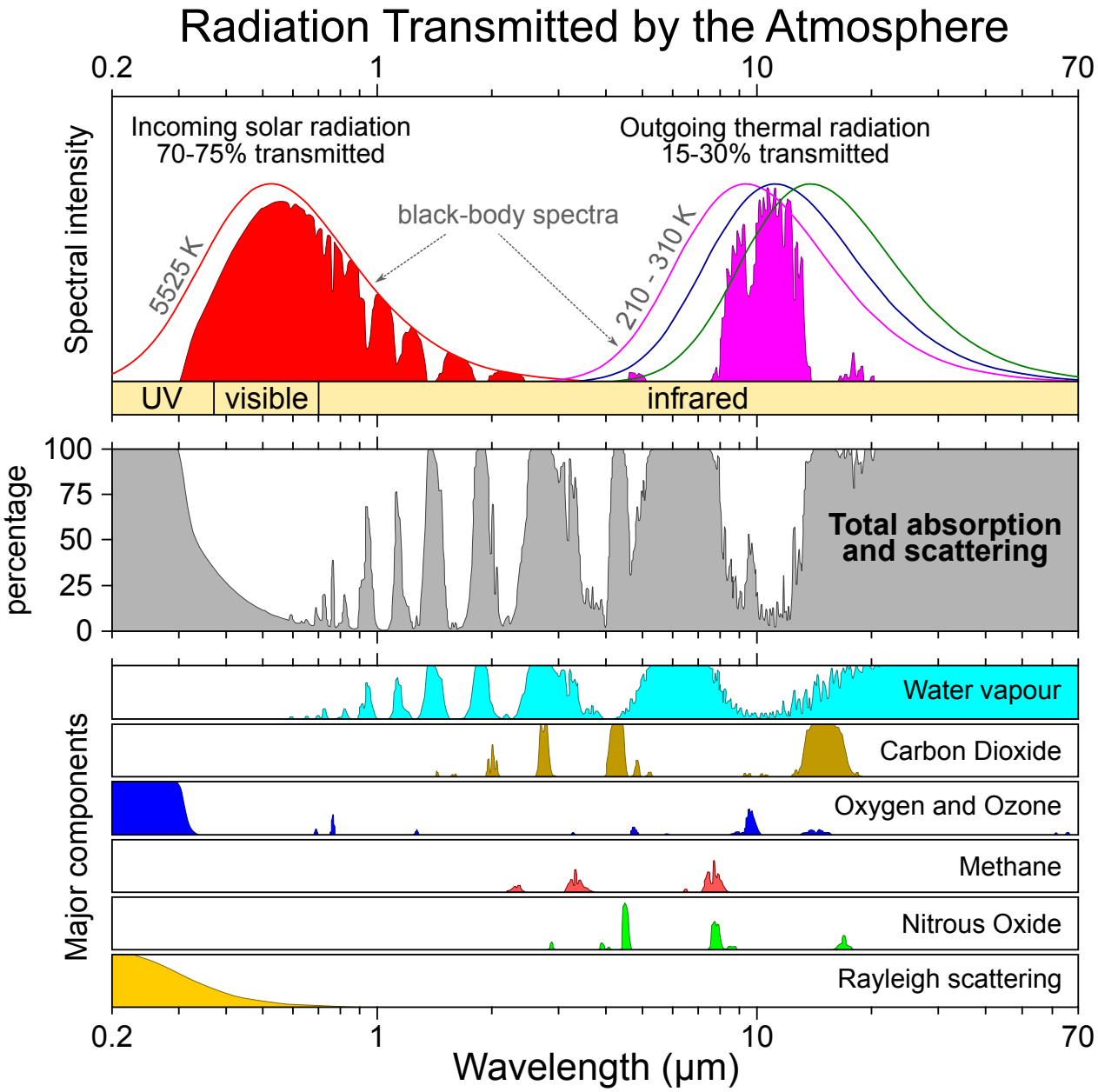
For det første må frekvensen til strålingen resonnere med molekylenes naturlige vibrasjonsfrekvenser. Den elektromagnetiske strålingen må ha en energi som er nøyaktig likt energien tilknyttet molekylets vibrasjonsfrekvens.

For det andre må vibrasjonen forandre dipolmomentet til molekylet. Et molekyl har et dipolmoment dersom en asymmetrisk fordeling av elektroner skaper en elektrisk negativ del og en elektrisk positiv del. En vibrasjon kan skape, eller endre, en slik dipol som gir et varierende elektrisk felt rundt molekylet. Elektromagnetisk stråling kan vekselvirke med dette feltet og dermed overføre energi til molekylet. Den økte energien medfører at temperaturen på gassen stiger.



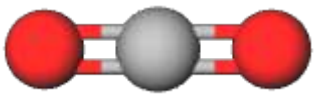
Figur 4.3.: Bilde av et O_2-molekyl. ©https://molview.org/

[2] "Emissivitet representerer et legemes strålingsevne og er forholdet mellom den energien legemet sender ut i form av elektromagnetisk stråling, og den energien et svart legeme ved samme temperatur ville ha sendt ut." Hentet den 30.mars 2024 fra https://snl.no/emissivitet



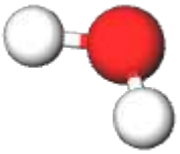
Figur 4.2.: Absorpsjonsbånd. Kilde: Wikipedia-brukere (2023)

Atmosfæren består i hovedsak av nitrogen N_2 (78%) og oksygen O_2 (21%) som bidrar forsvinnende lite til oppvarming av atmosfæren. Begge er symmetriske to-atomige gasser som betyr at de bare kan vibrere på én måte (symmetrisk strekk). Denne vibrasjonen skaper ikke et dipolmoment og vekselvirker derfor dårlig med stråling[3].



Figur 4.4.: CO_2-molekyl. ©https://molview.org/

Karbondioksid CO_2 er derimot et treatomig molekyl som kan vibrere på tre ulike måter[^03_drivhuseffekten-6]. Siden CO_2 er et lineært molekyl vil kun to av disse vibrasjonsmåtene gi varierende dipol og bare én av disse igjen har samtidig en frekvens som tilsvarer infrarød stråling som sendes ut fra jordoverflaten. Likevel er CO_2 en viktig drivhusgass da andre gasser i liten grad absorberer stråling på samme bølgelengde.



Figur 4.5.: H_2O-molekyl. ©https://molview.org/

Den drivhusgassen som absorberer mest energi i atmosfæren er vanndamp. Vannmolekylet er vinklet og er en dipol i utgangspunktet. Dipolen gjør vanndamp mer effektiv til å ta opp energi. Flere av vibrasjonsmåtene skaper et variabelt dipolfelt som vekselvirker med infrarød stråling. I tillegg virker det elektriske krefter mellom nabomolekyler (hydrogenbindinger) som gjør at vannmolekyler kan vibrere i forhold til hverandre som skaper enda flere måter å absorbere strålingsenergi på. Dere kan selv undersøke de ulike vibrasjonsmåtene hos vannmolekylene hos Molcalc. Dere kan velge ulike vibrasjonsfrekvenser fra listen (I spektroskopi bruker man størrelsen bølgetall med enheten er cm^{-1}. Bølgetall og frekvens er proporsjonale størrelser).

Vibrasjonsenergi er den viktigste, men ikke eneste, mekanismen for å forklare absorbsjon av infrarød stråling. I tillegg vil rotasjonsenergi, dopplereffekten og kollisjoner mellom molekylene kunne påvirke. I tillegg til vanndamp og CO_2, er også blant annet metan (CH_4), lystgass (N_2O) og fluorerte gasser (KFK m.m.) viktige drivhusgasser.

4.5.1. H_2O står for 73% av drivhuseffekten, så hvorfor så stort fokus på CO_2?

Gassenes levetid i atmosfæren er et viktig stikkord for å svare på spørsmålet. Levetiden til en gass er definert som den tiden det tar før gassmassen i reservoaret er byttet ut med en annen gass. Levetiden vil dermed også påvirkes av omløpshastigheten gassen har inn og ut av atmosfæren. For å forstå gassenes påvirkning på oppvarmingspotensialet, så må vi også forstå begrepet tilpasningstid. Tilpasningstiden er den tiden det tar før 37 % (eller $\frac{1}{e}$) av tilført gass er igjen i reservoaret, hvis man stopper videre tilførsel. Gasstilførsel vil kunne påvirke nedbrytningen eller sluket av gassene. Hvis det ikke er noe påvirkning, så vil tilpasningstiden og levetiden være lik. Men for mange gasser er tilpasningstiden ulik levetiden.

[3]Du kan se vibrasjonene i oksygenmolekylet her.

Eksempelvis går nedbrytningsfarten for metan ned når det tilføres mer metan, som betyr at levetiden går opp. Det er motsatt for lystgass.

Beregninger av tilpasningstiden til CO_2 er kompliserte, det er mange ulike sluk som virker over svært ulike tidsskalaer. Tilpasningstiden for CO_2 påvirkes også av størrelsen på pulsutslippet, jo større det er, dess lengre er tilpasningstiden. Etter et pulsutslipp på 5000 milliarder tonn C vil det fortsatt være igjen 40 % av gassen etter 1000 år. Et pulsutslipp på 100 milliarder tonn C vil ha en tilpasningstid på ca. 70 år, og en levetid på 4 år. Levetiden er knyttet til en stadig utveksling av CO_2 mellom atmosfæren, vegetasjonen, vannet og jordsmonnet.

Vanndamp H_2O har derimot svært kort oppholdstid i atmosfæren, omtrent 10 døgn. Den korte oppholdstiden er knyttet til at gassen er nær metningspunktet i atmosfæren, som betyr at det ikke skal tilføres mye vanndamp, før det blir overmettet, og kondenserer ut.

For å oppsummere: Den relativt lange levetiden til enkelte drivhusgasser (inkludert CO_2 og metan) gjør at de regulerer mengden av andre drivhusgasser som vanndamp med en relativt kort levetid i atmosfæren, og de kan *drive* en klimaendring. Vanndamp og andre drivhusgasser med kort levetid i atmosfæren forsterker effekten av de menneskeskapte drivhusgassene.

Klimadrivere og –forsterkere

Oppgave 4.4.

a) Gjør rede for hva en klimadriver og en klimaforsterker er

b) Skriv et kort essay med tittelen "Hvorfor bry seg med CO_2-utslipp når vanndamp står for stort sett hele drivhuseffekten?"

4.6. Ettlagsmodell for drivhuseffekten versjon 2

Du finner modellen på følgende nettside: https://ektedata.uib.no/twobox/ettlagsmodell_likevektstemperatur/

Du ser at det er flere ulike matematiske uttrykk i denne modellen. Utledningen av de matematiske uttrykkene finner du nedenfor. Utledningen er ganske matematisk, og er mer matematisk enn det forventes at dere skal kunne i Geofag 2. Se derfor på det nedenfor som tilvalgsstoff.

I modellen vår behandler vi bakken som et svart legeme, det vil si den absorberer og sender ut energi like effektivt på alle bølgelengder. Utstrålingstettheten fra jorden kan derfor modelleres med Stefan-Boltzmanns strålingslov.

$$U_{jord} = \sigma \cdot T_{jord}^4$$

Siden enkelte bølgelengder absorberes i atmosfæren (som vist i Figur 4.2) sier vi gjerne at atmosfæren er et *grått* legeme. Det betyr at uttrykkene for innstrålt og utstrålingstetthet blir multiplisert med det vi kaller emissivitet $\epsilon = 0.77$, som betyr at atmosfæren i denne modellen absorberer 77 % av innstrålt varmestråling og sender ut energien sin med 77% av effekten som et svart legeme med tilsvarende temperatur ville gjort. For atmosfæren modifiserer vi derfor Stefan-Boltzmanns lov med emissiviteten

$$U_{atmosfre} = \epsilon \sigma T_{atmosfre}^4$$

For å beregne temperaturen i atmosfæren og på bakken antar vi strålingsbalanse og setter opp en likning for både bakke og atmosfæren. Det er også mulig å sette opp et uttrykk for toppen av atmosfæren mot verdensrommet, men i modellen holder det med to likninger og to ukjente. Vi tar

hensyn til at atmosfæren stråler ut energi både oppover og nedover og får følgende to likninger for strålingsbalansen:

$$\epsilon\sigma T_{jord}^4 = 2 \cdot \epsilon\sigma T_{atmosfre}^4$$

$$\frac{(1-\alpha)\Omega}{4} + \epsilon\sigma T_{atmosfaere}^4 = \sigma T_{jord}^4$$

Løser vi likningssettet får vi:

$$T_{jord} = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)\Omega}{4\sigma(1-\frac{\epsilon}{2})}}$$

$$T_{atmosfre} = \frac{T_{jord}}{\sqrt[4]{2}}$$

Størrelsene som inngår er albedo, α, emissivitet, ϵ, solarkonstanten, Ω og Stefan-Boltzmanns konstant, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} W/m^2K^4$.

Temperaturene er gitt i størrelsen absolutt temperatur (Kelvin).

```
import numpy as np
alpha = 0.306 # globalt albedo
sigma = 5.6703E-8 # Stefan-Boltzmann-konstanten
Omega = 1367 # solarkonstanten
emissivitet = 0.77
tempJord = np.power((1-alpha)*Omega/(4*sigma*(1 - emissivitet/2)), 1/4)
tempAtmos = tempJord / np.power(2, 1/4)
print(f"Temperaturen med atmosfære blir {(tempJord-273.15):.2f}C ved bakken og {(tempAtmos-273.1
```

```
Temperaturen med atmosfære blir 14.03C ved bakken og -31.67C i atmosfæren.
```

Tabell 4.1.: Albedoverdier

Overflate	Albedo
Nysnø	0,90
Gammel skitten snø	0,40
Havis	0,5–0,7
Ørken	0,40
Tørr, grå jord	0,35
Grønt gress	0,25
Dyrket mark	0,20
Svart jord	0,10
Skog	0,08–0,18
Hav	0,06
Ny asfalt	0,05

I Tabell 4.1 finner du albedoverdier for ulike overflater. Du vil få bruk for disse verdiene i oppgavene under.

4.7. Emissivitet

I delkapittel 3.2 jobbet vi med stråling som emitteres av svarte legemer. Atmosfæren og drivhusgassene er ikke svarte legemer, som betyr at de ikke følger strålingslovene fullt ut. Vi må derfor vite noe om begrepet *emissivitet*. Emissivitet (ϵ) er forholdet mellom den energien som et legeme sender ut, og den energien som det ville sendt ut ved den samme temperaturen om det var et svart legeme. Forenklet sett kan vi si at emissiviteten til atmosfæren vår er 0,77. Det betyr at atmosfæren i gjennomsnitt absorberer og emitterer 77% av den strålingsenergien som et svart legeme ville gjort ved samme temperatur.

Oppgaver om ettlagsmodellen og drivhuseffekten

Oppgave 4.5.

a) Velg deg noen verdier for albedo og undersøk hvilken gjennomsnittstemperatur denne modellen gir dersom jorden hadde vært f. eks totalt dekket med gress eller ørken.

b) Studer listen over albedoverdier og diskuter hva som kan ligge i påstanden "Å vurdere om skogplanting er et klimatiltak kan være komplisert å regne ut og avhenger blant annet av hvilken type skog som plantes og hvor den plantes".

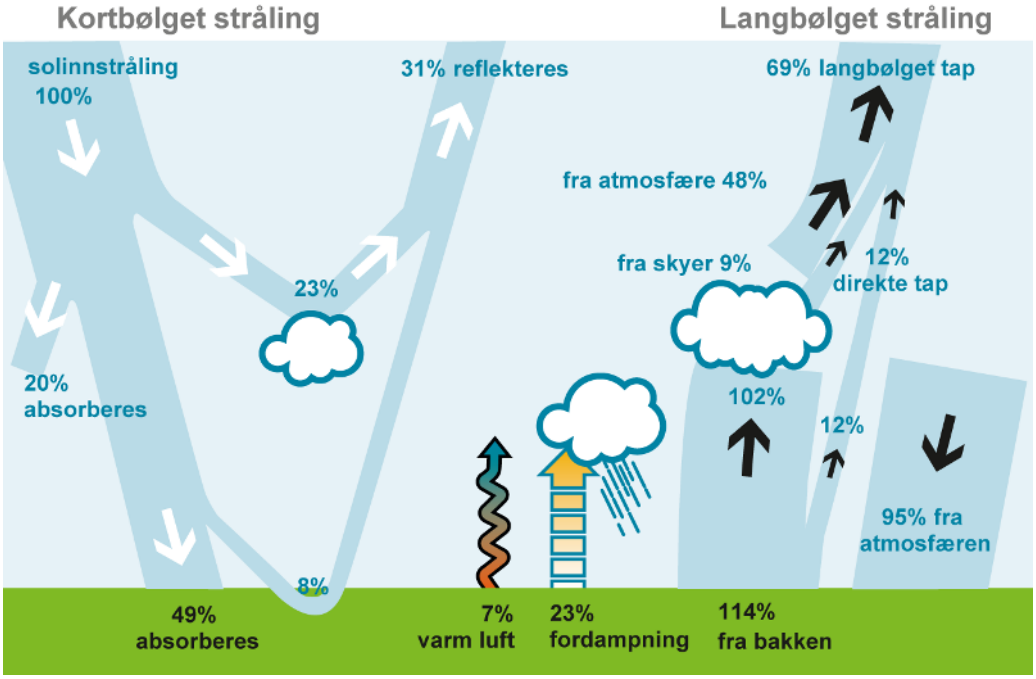
c) Tilbakestill modellen til de opprinnelige verdiene (1367, 0.306 og 0.77) og noter ned temperaturen. Undersøk så hvor mye du må endre **emissiviteten** for å øke temperaturen med 1.2°C.

d) Du skal lære mer om tilbakekoblingsmekanismer i et senere kapittel. En tilbakekoblingsmekanisme kan for eksempel være at økt drivhusgass gir økt temperatur som smelter snø, som gir lavere albedo, som igjen fører til at temperaturen øker ytterligere. Hvor mye må du endre **albedoen** for at den totale effekten av begge endringene i c. og d. blir 2.8°C?

Oppgave 4.6.
Skriv et refleksjonsnotat over hva du har lært om albedo, emissitivitet og drivhuseffekten gjennom Oppgave 4.2 og Oppgave 4.5.

4.8. Oppsummering drivhuseffekten

Figur 4.6 viser jordas energibalanse, som styres av innstråling fra solen, atmosfærens sammensetning og refleksjon fra bakke og atmosfære. Omlag halvparten av solinnstrålingen blir absorbert av jordas overflate. Denne energien transporteres til atmosfæren ved å varme opp luften nær bakken (rød-blå pil), fordampning (gul pil) og ved langbølget stråling (sorte piler) mot atmosfæren. Her absorberes nesten all langbølget stråling fra underlaget, med unntak av en liten del (12 %) som slipper gjennom atmosfæren og ut i verdensrommet. Den absorberte energien fra underlaget varmer opp atmosfæren som så selv sender ut langbølget stråling mot verdensrommet fra oversiden og tilbake mot underlaget fra undersiden. Den langbølgete utstrålingen mot verdensrommet fra toppen av atmosfæren (69 %) er vesentlig mindre enn det som sendes ut fra bakken (114 %) mot atmosfæren. Denne reduksjonen i oppoverrettet langbølget utstråling fra bunn til topp kalles drivhuseffekten og den sørger for at gjennomsnittstemperaturen nær bakken blir ca 18 °C høyere enn den ellers ville vært. Størrelser er gitt i prosent av gjennomsnittlig solinnstråling. Figuren er basert på IPCC FAQ, figur 1.1, 2007 (Kvamstø & Sorteberg, 2021).



Figur 4.6.: Jordens energibalanse. Illustrasjon: Kvamstø & Sorteberg (2021)

Repetisjon drivhuseffekten

Oppgave 4.7.
Gå sammen to og to. Ta utgangspunkt i Figur 4.6 og bruk det du har lært om drivhuseffekten i kapittelet til å forklare alle prosessene du ser i figuren.

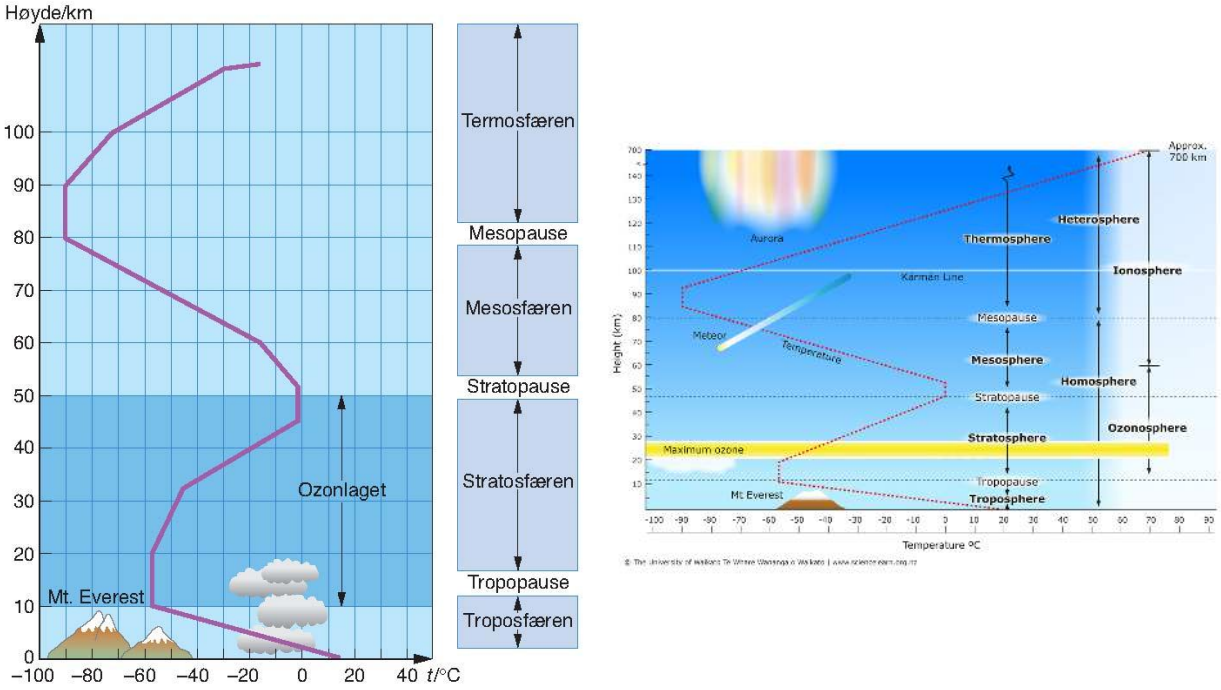
5. Ozonlaget

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for strålingsbalanse, strålingsfordeling og strålingspådriv og bruke disse til å forstå den globale sirkulasjonen i atmosfæren
- gjøre rede for klimasystemet på ulike skalaer i tid og rom og vurdere antropogen klimapåvirkning

Ozon er en gass som består av tre oksygenatomer - O_3. Det er høyest konsentrasjon av ozon mellom 10 og 50 km over bakken. Dette området kalles *ozonlaget* og spiller en viktig rolle i å beskytte livet på jorden.

I kapittel 1 så vi på de ulike inndelingene i atmosfæren, og hvordan stratosfæren gjenkjennes ved at temperaturen stiger med høyden.



Figur 5.1.: a) Atmosfærens lag, av Norheim, B. NDLA CC BY-NC-SA 4.0. b) Vertikal fordeling av atmosfærens lag basert på temperatur. Illustrasjon: ©The University of Waikato Te Whare Wānanga o Waikato

5.1. Produksjon av ozon

Ozon dannes naturlig i stratosfæren ved at oksygenmolekyler (O_2) spaltes av energirik UV-stråling fra solen (med $\lambda < 240nm$)[1] og danner oksygenatomer (O). Disse atomene reagerer så med andre

[1] λ er bølgelengde

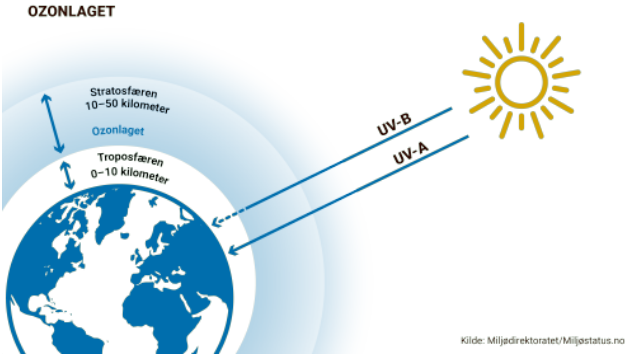
oksygenmolekyler og danner ozon (O_3). Prosessen kan beskrives med følgende kjemiske reaksjoner:

$$O_2 + \text{UV-stråling} \rightarrow O + O \tag{5.1}$$

$$O + O_2 \rightarrow O_3 \tag{5.2}$$

I kapittel 4.4 og figur 4.2 ser vi at de korteste bølgelengdene er fullstendig absorbert og spredt i atmosfæren, og aldri når bakken. De korteste bølgelengdene som solen emitterer absorberes høyere opp i atmosfæren, blant annet av oksygen som vi ser i reaksjonslikning 5.1 ovenfor. De korteste bølgelengdene som treffer jordoverflaten er stort sett UVA-stråler, takket være ozonet som dannes i stratosfæren (som vist i reaksjonslikning 5.2).

Ozon som dannes i stratosfæren absorberer det meste av den skadelige UV-B strålingen fra solen. Uten ozonlaget ville mer av denne strålingen nådd jordoverflaten og kunne skadet levende organismer. Ozonlaget fungerer dermed som et naturlig UV-filter for jorden.



Figur 5.2.: Illustrasjon av hvordan ozonlaget bremser UV-B-stråling fra solen. Kilde: Miljødirektoratet (2023)

Når ozon absorberer UV-B-stråler, så spaltes samtidig ozonmolekylet opp (se reaksjonslikning 5.3).

$$2O_3 + \text{UV-B} \rightarrow 2(O + O_2) \rightarrow 3O_2 \tag{5.3}$$

Konsentrasjonen av ozon er høyest i stratosfæren fordi betingelsene for ozondannelse er optimale her. Det er rikelig med energirik UV-stråling til å spalte oksygenmolekyler, samtidig som det er nok oksygen tilgjengelig til å reagere med oksygenatomene og danne ozon. På samme måte dannes det mer ozon over ekvator enn over polene, fordi strålingsintensiteten er høyere her.

5.2. Transport av ozon

Selv om produksjonen av ozon er størst ved ekvator, er ozonlaget tykkest over polområdene. Transporten i stratosfæren fører ozon med seg fra tropene til polare strøk. Transporten av ozon er mest effektiv om vinteren når temperaturforskjellen mellom polområdet og tropene er størst.

Vil du vite mer?

Hvis du vil vite mer om sirkulasjon i stratosfæren, så kan du søke etter informasjon om "Brewer-Dobson-sirkulasjonen" og "den kvasi-biennale svingningen" (eller forkortelsen QBO).

5.3. Nedbrytning av ozon

Ozon bryter naturlig ned i kjemiske reaksjoner, eksempelvis av UV-stråling som vist i Formel 5.3. Nedbrytning av UV-stråling er for langsom til å bryte ned ozon i samme takt som produksjonen. Frie radikaler er veldig effektive i å bryte ned ozon, da de frie radikalene ikke brukes i prosessen. Eksempler på effektive radikaler er nitrogen-, hydrogen-, klor- og bromforbindelser.

Kjemisk nedbrytning ved frie radikaler:

$$\mathrm{R} + O_3 \rightarrow \mathrm{R}O + O_2$$

$$\mathrm{R}O + O \rightarrow \mathrm{R} + O_2 \tag{5.4}$$

R representerer et vilkårlig fritt radikal. Likning 5.4 viser hvordan radikalet ikke forbrukes i reaksjonen og dermed kan bryte ned mange ozonmolekyler før det inngår i en annen kjemisk reaksjon. Vi kaller det en *katalytisk prosess*.

Det finnes flere naturlige kilder til frie radikaler. Et par eksempler er listet opp nedenfor:

- Lystgass N_2O: frigjøres ved mikrobiologiske prosesser og forbrenningsprosesser
- Metylklorid CH_3Cl: dannes i havet og frigjøres til atmosfæren
- Kloratomer kan sendes til atmosfæren ved vulkanutbrudd
- Brom finnes naturlig i en rekke innsjøer som bromid

5.4. Stratosfærisk inversjon

Når ozonlaget absorberer energirik UV-stråling, varmes gassene opp. Dette er en av de viktigste årsakene til at vi får en *inversjon* i stratosfæren, altså at temperaturen stiger med høyden. Inversjonen i stratosfæren er med på å stabilisere atmosfæren vår, slik at det er vanskeligere for luft å strømme opp fra troposfæren inn i stratosfæren.

Denne stratosfæriske inversjonen er viktig for å forstå sirkulasjon i atmosfæren, som vi kommer til i kapittel 11.

5.5. Ozon i troposfæren

I de lavere lagene av atmosfæren, nærmere bakken, er ozonkonsentrasjonen mye lavere. Her dannes ozon hovedsakelig gjennom kjemiske reaksjoner mellom nitrogenoksider (NOx) og flyktige organiske forbindelser (VOC) under påvirkning av sollys. Denne typen bakkenært ozon regnes som luftforurensning og kan være skadelig for helse og miljø i høye konsentrasjoner.

5.6. UV-indeks

Hvorfor er ozonlaget viktig?

Ozonlaget kalles i enkelte anledninger for jordens solbriller. Siden ozonlaget absorberer kortbølget UV-stråling, beskytter det mennesker og økosystemer som ikke tåler den kortbølgete strålingen. Tykkelsen på ozonlaget varierer gjennom årstidene, da produksjonen av ozon avhenger av solinnstråling, og transport av ozon avhenger av årstid.

NILU[2] har en egen tjeneste for varsling av UV-indeks, https://uv.nilu.no/, og Yr.no har inkludert UV-varsel på sine sider også (se figur 5.3). Men hva er UV-indeksen?

Figur 5.3.: Eksempel på UV-varsel fra yr.no. Hentet den 8.april 2024.

UV-indeksen forteller noe om hvor mye UV-stråling som treffer en person ved bakken. Det betyr at det avhenger av både direkte UV-stråling, og indirekte UV-stråling ved refleksjon fra eksempelvis snø og is. Dermed er UV-indeksen avhengig av både tykkelsen på ozonlaget, mengden skyer på himmelen, aerosoler i atmosfæren og albedo til underlaget på bakken.

Tabell 5.1.: Tabell er hentet fra Store Norske Leksikon 8.april 2024

Indeks	Styrke	Sikker soltid for utsatt hudtype	Tilsvarer	Tiltak
1–2	Lav	1 dag	Vinter i Norge	Ingen
3–5	Moderat	1–2 timer	Påske i Norge; vår/høst i Sør-Norge; mai–august i Nord-Norge	Klær, solhatt, solbriller
6–7	Sterk	30–60 minutter	Sør-Norge i juni–juli; høyfjellet i mai; Spania vår–høst	Klær, solhatt, solbriller; ta pauser i perioden kl. 1200–1500; solkrem med høy faktor (15) og UVA-beskyttelse

[2]NILU er et forskningsinstitutt som tidligere var et luftforskningsinstitutt. I dag forsker NILU på langt flere områder enn ren luftforskning, men der fokuset er på klima- og miljøforskning.

Indeks	Styrke	Sikker soltid for utsatt hudtype	Tilsvarer	Tiltak
8–10	Svært høy	15–30 minutter	Isbre/høyfjell med snø juni–juli; Middelhavet om sommeren	Klær, solhatt, solbriller; unngå solen kl. 1200–1500 og søk skygge
>10	Ekstrem	5–15 minutter	Kanariøyene/Alpene om sommeren; områder nær ekvator; grenseverdi for solarier	Klær, solhatt, solbriller påkrevd; unngå solen kl. 1200–1500

5.7. Tidligere eksamensoppgaver

Oppgaver

Oppgave 5.1. Eksamensoppgave høsten 2018 oppgave 3 **Ozonmengde og fordeling av ozon i atmosfæren**
På 1980-tallet oppdaget forskere at ozonmengden over Antarktis var alarmerende lav. Man fant ut at hovedårsaken til nedbrytingen av ozon var såkalte KFK-forbindelser. Det ble gjort en betydelig innsats for å stanse denne nedbrytingen, og i 1987 ble Montrealprotokollen undertegnet av nesten alle medlemslandene i FN. Avtalen gikk ut på at medlemslandene forpliktet seg til å fase ut alle kjemiske forbindelser som kunne bidra til reduksjonen i ozonlaget. I de senere årene har man imidlertid sett en økning av KFK- forbindelser i atmosfæren og enkelte datterprodukter av disse. Etter flere år med undersøkelser peker nå pilene mot områder i Asia som mulige kilder til utslipp.

a. Gjør rede for mulige årsaker til at utslipp av KFK-forbindelser i Asia kan føre til en reduksjon av ozonmengden over Antarktis.

b. Forklar mulige årsaker til de naturlige variasjonene gjennom året i ozonmengden over Antarktis.

c. Vurder påstanden: «Ozonlaget er på sitt tynneste over Antarktis, og dette vil bidra til en sterkere oppvarming i dette området enn andre steder på jorda.»

6. Varmetransport og energioverføring i atmosfæren

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren
- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling

For å forstå hvordan strålingsfordelingen på jordkloden kan sette i gang bevegelse, som altså er kinetisk energi, så må vi først se på hvordan energi kan overføres i atmosfæren. En viktig del av energiovergangene i atmosfæren handler også om faseoverganger av vann mellom fast, flytende og fast form. Vi skal derfor starte med å se litt nærmere på vanndampen i atmosfæren.

6.1. Vanndamp spiller en nøkkelrolle i atmosfærens dynamikk

Vanndamp utgjør bare en liten del av atmosfærens masse. I varme, fuktige, tropiske strøk kan det komme opp i 4 %, mens det i polare strøk vil være bare en brøkdel av en prosent. Vanndampen har likevel en enorm betydning for vær og klima.

6.1.1. Metning og relativ fuktighet

Tenk deg en lukket boks med flytende vann i bunnen. Vannmolekyler vil fordampe og gå over i gassform i luften over. Mengden vanndamp luften kan "holde på" er sterkt avhengig av temperaturen. Varm luft kan inneholde mye mer vanndamp enn kald luft før den blir **mettet**. Når luften er mettet, er det balanse mellom fordampning og kondensasjon.

Relativ fuktighet (**RF**) er et mål på hvor nær luften er metning. Den oppgis i prosent:

$$RF = \frac{\text{faktisk mengde vanndamp}}{\text{maksimal mengde vanndamp ved den temperaturen}} \times 100\%$$

En RF på 100 % betyr at luften er mettet. Hvis temperaturen i mettet luft synker, vil den overskytende vanndampen kondensere og danne dråper (dugg eller skyer). Temperaturen der dette skjer, kalles **duggpunktstemperaturen** (T_d).

Figur 6.1.: Kurven viser hvor mye vanndamp luft kan inneholde ved ulike temperaturer før den blir mettet. Legg merke til den eksponentielle veksten.

Oppgave: Vanndamp og duggpunkt

Oppgave 6.1.
Bruk figur 6.1 til å løse oppgaven, sammen med en kalkulator. Du kan lese av verdier på grafene. Grafene viser mengden vanndamp på to måter. Den venstre y-aksen viser **partialtrykket** til

vanndampen i pascal (Pa). Dette er trykket vanndampen alene utøver, som en del av det totale lufttrykket. Den høyre y-aksen viser **absolutt fuktighet** i gram per kubikkmeter (g/m^3), som er massen av vanndamp i et gitt volum luft. Selv om enhetene er forskjellige, beskriver de begge den samme fysiske mengden – hvor mye vanndamp det er i luften. Det er en direkte sammenheng mellom trykket en gass utøver og massen av gassen i et volum ved en gitt temperatur.
En varm ettermiddag måles temperaturen i luften nær bakken til 20 °C og den relative fuktigheten til 75 %.

a) Omtrent hvor mange gram vanndamp per kubikkmeter (g/m^3) kan luften maksimalt inneholde ved denne temperaturen?

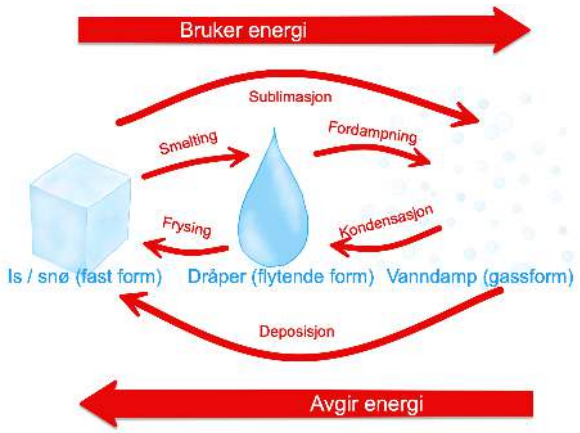
b) Hvor mange gram vanndamp per kubikkmeter inneholder luften faktisk denne ettermiddagen?

c) Utover kvelden og natten synker temperaturen. Ved hvilken temperatur vil det begynne å danne seg dugg på bakken? (Hint: Finn duggpunktstemperaturen).

d) Anta at temperaturen synker helt ned til 8 °C. Hvor mye vanndamp, målt i g/m^3, vil da ha kondensert ut av luften som dugg eller tåke?

6.1.2. Varmeutveksling ved faseovergang

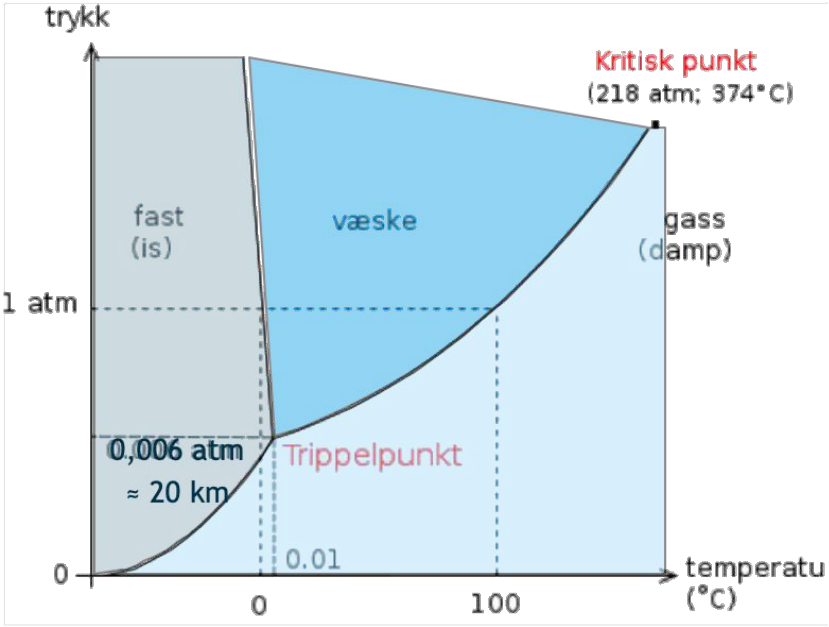
En ting som er ganske spesielt med vann i atmosfæren er at vi kan finne vann i alle fasetilstander i atmosfæren – gassform (vanndamp), flytende form (skydråper) og fast form (iskrystaller). Alle faseovergangene er også knyttet til energioverføringer, se figur 6.2. Det kreves energi å smelte vann fra fast form til dråper eller vanndamp, mens det frigjøres energi når vanndamp kondenserer til dråper eller iskrystaller. Energioverføringene ved faseoverganger gjør at temperaturen i vannet som kondenserer eller fordamper ikke endrer seg, all energioverføringen er knyttet til selve faseforandringen.



Figur 6.2.: Energi og faseoverganger for vann. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024

Figur 6.2 viser at energi er bundet opp i vanndamp. Denne energien kaller vi for *latent varme*. Denne energi kan frigjøres gjennom kondensasjon eller deposisjon. Energi som frigjøres gjennom kondensasjon og deposisjon vil kunne sette i gang sterkere oppover– og nedovergående bevegelser i luften. Latent varme frigjøres når luft stiger og avkjøles. Dette blir veldig viktig når vi senere skal se på skydannelse og ekstremvær.

I tillegg til å se på faseovergangene, kan det være viktig å se på å se på vannets naturlige aggregattilstander (fasetilstander) ved ulike temperaturer og trykk. Figuren nedenfor skiller seg fra det vi finner i figur 6.1 fordi vi også ser på temperaturer lavere enn 0°C og høyere enn 100°C. Noe av det som er fascinerende er at vi kan finne vann i alle tre aggregattilstander samtidig ved lavt nok trykk og en temperatur på 0,01°C. Dette er verdier vi kan finne like over tropopausen.



Figur 6.3.: Trippelpunktet for vann viser den nøyaktige kombinasjonen av trykk (611 Pa) og temperatur (0,01 °C) der is, flytende vann og vanndamp kan eksistere samtidig i likevekt. Det kritiske punktet for vann markerer trykk og temperatur (22,06 MPa og 374 °C) der grensene mellom væske og gass forsvinner, og vann går over i en superkritisk fase. Husk at 1 atm = 1013 hPa = 101300 Pa

6.2. Varmetransport i atmosfæren

Det er fire måter varme kan transporteres i atmosfæren:

Varmetransport i atmosfæren

Begrep 6.1 (Konduksjon – eller varmeledningsevne)**.** *Konduksjon er overføring av varme fra et sted med høy temperatur til et sted med lav temperatur. Ulike stoffer har ulik konduktivitet*[1]*, altså evne til å lede varme.*

Begrep 6.2 (Konveksjon)**.** *Konveksjon er det å flytte varme ved at det strømmer gass eller væske fra et sted til et annet, for eksempel at luft tar med seg varme fra et sted til et annet. I meteorologi snakker vi om konveksjon når vi varme flytter seg vertikalt, altså altså varm luft stiger og tar med seg varmen høyere opp i luftlagene. Årsaken til konveksjon er tetthetsforskjeller knyttet til temperaturforskjeller.*

Begrep 6.3 (Adveksjon)**.** *Adveksjon brukes om horisontal transport av luft, som inneholder både varme og fuktighet. På samme måten som ved konveksjon, flyttes varme ved at det strømmer gass eller væske fra et sted til et annet, horisontalt. Årsaken til adveksjon er luft- og havstrømmer, altså at varmen flyttes med enten vind eller havstrømmene.*

Begrep 6.4 (Stråling)**.** *Stråling er den eneste måten man kan overføre energi på uten å bruke et* medium*. Strålingsenergi ble beskrevet i Kapittel 3.*

Praktisk forståelse av begrepene

Eksempel 6.1. Konduksjon : Når du setter en gryte på en induksjonsplate, så overføres varme

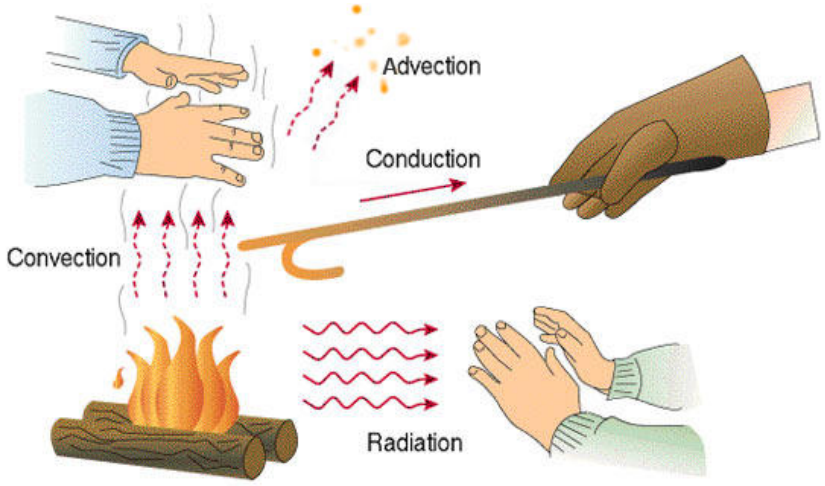
[1]Se verdier i Store Norske Leksikon: https://snl.no/varmeledningsevne

fra kokeplaten til gryten via induksjon (som er pensum i fysikk og ikke geofag). Men den varme gryten vil så lede varme til maten oppi gryten ved konduksjon! Legger du hånden din i vann, så overføres varme fra deg til vannet, eller fra vannet til deg, via konduksjon. Varme kan overføres mellom ulike objekter, eller mellom områder i samme objekt, med ulik temperatur. Varmen vil alltid gå fra der det er høy temperatur til lav temperatur.

Eksempel 6.2. Konveksjon : Varm luft er lettere enn kald luft. Denne vil derfor kunne stige oppover hvis luften er varmere enn omgivelsene. Varm luft som stiger vil derfor transportere varme (og fuktighet) oppover i atmosfæren. Noen av dere har kanskje hørt om *konvektiv nedbør* i geografi-faget på Vg1. Da løftes varme og fuktighet oppover i atmosfæren, som fører til at vi får kondensert skydråper. Varmen er flyttet fra et sted til et annet ved luften. (I tillegg får vi her frigjort energi ved kondensasjon, det skal vi se nærmere på i Del 6.2.)

Eksempel 6.3. Adveksjon : Adveksjon er viktig for eksempelvis orografisk nedbør eller enkelte former for tåke. Varm fuktig luft som blåser inn over et kaldt landområde vil være et eksempel på adveksjon.

Eksempel 6.4. Stråling : Hvis vi ser på kokeplaten fra Eksempel 6.1, så fikk vi der en overføring av varme ved direkte kontakt mellom gryten og maten oppi. Gryten som er varmet opp på kokeplaten vil også sende ut stråling knyttet til temperaturen, på samme måten som vi så på i Kapittel 3. Denne strålingsvarmen som vi kan kjenne om vi holder hendene noen centimeter fra gryten, er altså varmeoverføring via stråling.



Figur 6.4.: Fire måter vi kan ha varmeoverføring rundt et bål

Oppgave: Varmetransport ved et bål

Oppgave 6.2.
Se for deg at du sitter ved et bål en kjølig kveld for å varme deg. Varmen fra bålet overføres til deg og omgivelsene på flere forskjellige måter. Bruk begrepene konduksjon, konveksjon, adveksjon og stråling til å svare på spørsmålene under.

a) Du kjenner varmen i ansiktet selv om du sitter et par meter unna bålet og det er vindstille. Hvilken form for varmetransport er dette?

b) Røyken og gnistene fra bålet stiger rett oppover. Hvilken prosess er det som får den varme luften til å stige?

c) Du finner en pinne av metall for å dytte på kubbene i bålet. Etter kort tid blir håndtaket

på metallpinnen ubehagelig varmt. Hvordan har varmen forflyttet seg fra flammene til hånden din?

d) Det begynner å blåse. Vinden blåser den varme luften fra bålet sidelengs mot deg. Hva kaller vi denne horisontale transporten av varme?

Oppgave: Varmetransport i hverdagen og været

Oppgave 6.3.
Forklar hvilken type varmetransport (konduksjon, konveksjon, adveksjon, stråling) som er mest dominerende i hver av situasjonene under. Begrunn svaret ditt kort.

a) En solrik sommerdag blir asfalten på en parkeringsplass veldig varm.

b) Du koker poteter. Vannet i bunnen av kjelen varmes opp av kokeplaten, sirkulerer oppover, og varmer potetene.

c) En mild og fuktig luftmasse fra Atlanterhavet blåser inn over den kalde kysten av Norge om vinteren og fører til en midlertidig temperaturstigning.

d) Du tar på et kaldt dørhåndtak av metall og kjenner at hånden din umiddelbart blir kaldere.

7. Atmosfærens stabilitet - går luften opp eller ned?

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for strålingsbalanse, strålingsfordeling og strålingspådriv og bruke disse til å forstå den globale sirkulasjonen i atmosfæren
- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren

Hvorfor dannes noen skyer som flate, grå tepper, mens andre tårner seg opp som enorme "blomkålhoder"? Hvorfor kan det være kaldere i en dalbunn enn oppe i fjellsiden en klar vinternatt? Svarene finner vi i atmosfærens fysiske egenskaper og den vertikale stabiliteten.

For å forstå vær med skyer, nedbør og vind, må vi forstå fysikken som styrer luften rundt oss. I dette kapittelet skal vi se på atmosfærens stabilitet.

Atmosfærisk stabilitet beskriver luftens tendens til enten å bevege seg vertikalt eller å holde seg i ro. For å vurdere stabiliteten, sammenligner vi temperaturen til en stigende "pakke" med luft med temperaturen til den omkringliggende, stasjonære luften.

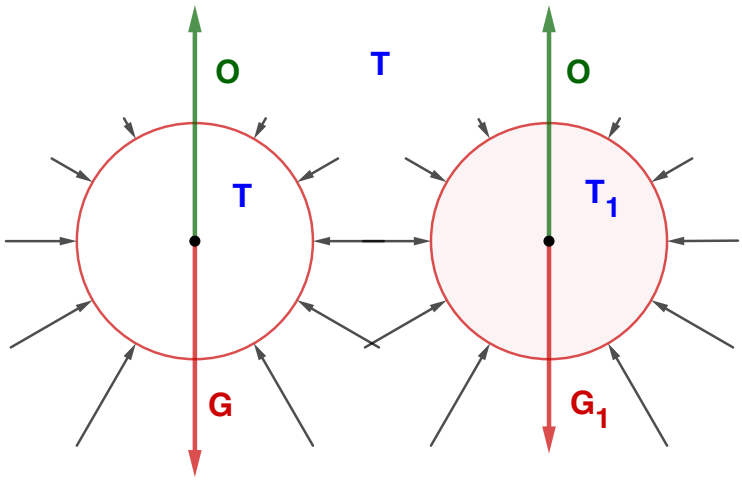
7.1. Vertikal stabilitet i atmosfæren

I kapittel 1 så vi at trykket i atmosfæren avtar eksponentielt når høyden over bakken øker (Figur 2.4), og vi jobbet med hydrostatisk balanse (Formel 2.2 og Figur 2.2). I kapittel 6.1.1 så vi også på hvordan vanndampmengden vil avta med høyden, siden trykket avtar med høyden.

Vi starter med å ta for oss to luftpakker som er i samme nivå som vist i figur 7.1.

Figuren illustrerer Arkimedes' prinsipp for to luftpakker med likt volum, plassert i omgivelser med temperatur T.

- **Krefter som virker:** Begge luftpakker påvirkes av to vertikale krefter: **oppdrift** (O), som skyldes høyere lufttrykk ved bunnen enn på toppen, og **tyngdekraft** (G), som skyldes luftpakkens masse.
- **Temperaturforskjell:** Luftpakken til venstre har samme temperatur som omgivelsene (T), mens luftpakken til høyre er varmere (T_1).
- **Tetthet og tyngdekraft:** Siden den høyre luftpakken er varmere ($T_1 > T$), utvider luften seg og får lavere tetthet. Med lavere tetthet følger lavere masse, og dermed er tyngdekraften (G) som virker på den, svakere enn på pakken til venstre. Oppdriften (O) er derimot lik for begge, siden den kun avhenger av volumet og tettheten til luften som er fortrengt.
- **Resultat:** For den varme luftpakken til høyre er oppdriften nå større enn tyngdekraften. Nettokraften er rettet oppover, og luftpakken stiger. For pakken til venstre er kreftene i balanse, og den forblir i ro.



Figur 7.1.: To luftpakker med samme volum, i samme vertikale nivå, men med ulike temperaturer. eller Arkimedes' prinsipp for to luftpakker. Den varme luftpakken til høyre har lavere tetthet og vil dermed stige. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024

7.1.1. Stabil eller ustabil luft?

Hvis luften fortsetter å stige etter at den har flyttet seg oppover, sier vi at luften er **ustabil**. Luft som fortsette å synke etter den er flyttet nedover er også ustabil. Figur 7.1 viser tydelig at luftpakkens tetthet sammenlignet med omgivelsene er avgjørende for å si om luften er stabil eller ustabil. Fra tabell 2.1 og tilstandslikningen 2.1 ser vi at kald og tørr luft har større tetthet enn varm og fuktig luft. Dette er viktig å ha med for å kunne forstå hvordan høytrykk og lavtrykk oppstår.

7.1.2. Hvorfor starter vi med vertikal stabilitet?

Vertikal stabilitet i atmosfæren er et viktig konsept innen meteorologi og klimavitenskap. Det handler om det er lett å sette i gang vertikale bevegelser i luften eller ikke, og vertikal bevegelse har stor betydning for skydannelse, nedbør og turbulens. Stabiliteten i atmosfæren blir hovedsakelig bestemt av temperaturgradienten, altså temperaturforskjellen med høyden. Når temperaturen avtar raskt med høyden, er atmosfæren ustabil. Dette tillater varm luft å stige oppover, noe som fører til konveksjon, skydannelse og potensielt kraftig nedbør. På den annen side, når temperaturen avtar sakte eller til og med øker med høyden (en inversjon), er atmosfæren stabil. Dette gjør at vi får lite bevegelser vertikalt, noe som ofte fører til rolige værforhold og klar himmel.

Meteorologer vurderer statisk stabilitet ut fra vertikale profiler av temperatur og fuktighet. Hvis atmosfæren er ustabil, så er det mye større sannsynlighet for dannelse av konvektive skyer, byger og tordenvær.

7.2. Adiabatisk avkjøling og oppvarming

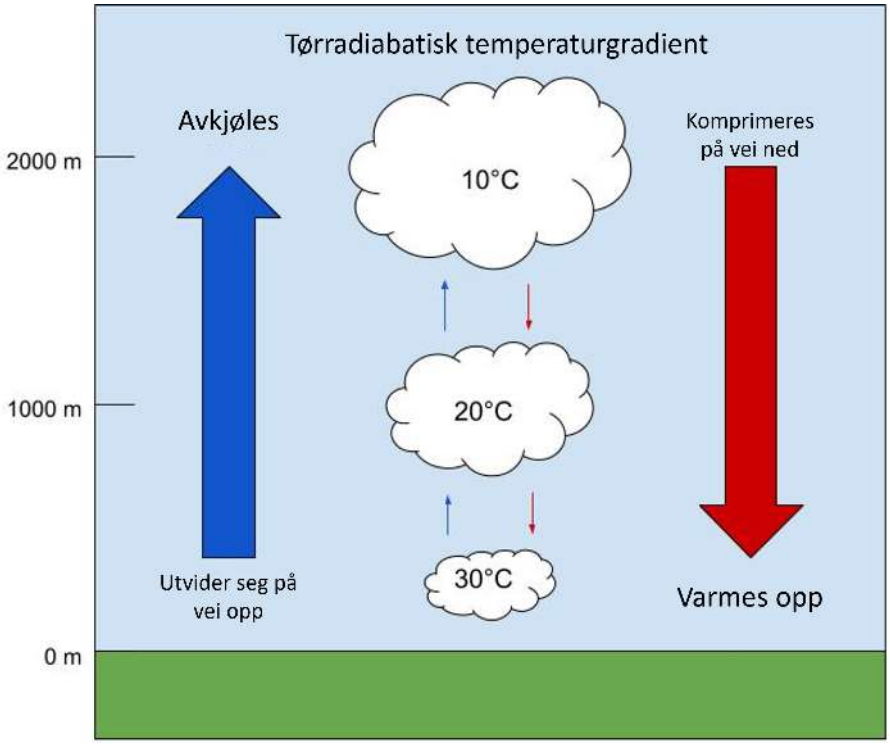
Når en luftpakke stiger, synker trykket rundt den. Pakken utvider seg, og dette arbeidet krever energi, som tas fra luftpakken selv. Resultatet er at **luftpakken avkjøles uten å miste varme til omgivelsene**. Dette kalles en **adiabatisk prosess**. Motsatt vil en synkende luftpakke bli komprimert av økende trykk og varmes opp adiabatisk.

Vi snakker ofte om adiabatiske prosesser når vi jobber med værsystemer og klimaprosesser.

Adiabatiske prosesser

Begrep 7.1 (Adiabatiske prosesser)**.** *En adiabatisk prosess er en endring i et system der det ikke utveksles varme med omgivelsene. I atmosfæren skjer dette når en luftmasse beveger seg vertikalt uten å blande seg med omkringliggende luftmasser. Dette skjer for eksempel når luft stiger og synker i atmosfæren. Når luft stiger, vil den avkjøles, og når den synker, vil den varmes opp. Adiabatiske prosesser er viktig for å forstå hvordan skyer dannes og hvorfor vi får nedbør.*

Når vi snakker om adiabatiske prosesser i atmosfæren, må vi skille mellom mettet og umettet luft, der mettet luft inneholder så mye vanndamp som den kan holde ved en gitt temperatur (som vist i figur 6.1). Umettet luft inneholder mindre vanndamp enn mettet luft.



Figur 7.2.: Tørr-adiabatisk løft. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024

Vi har to viktige adiabatiske temperaturgradienter:

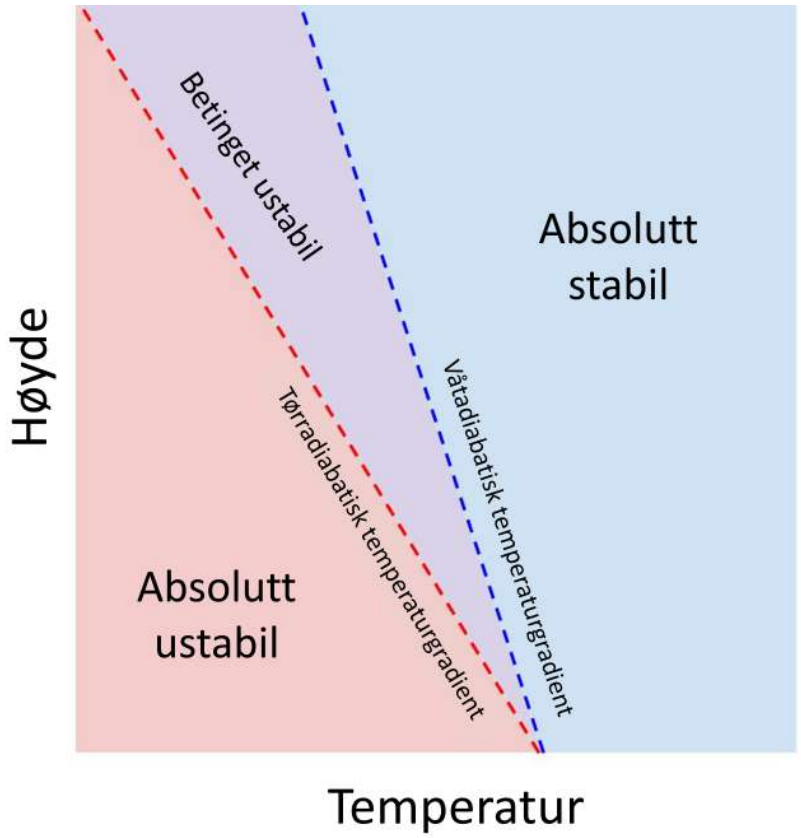
1. **Tørr-adiabatisk temperaturgradient / "tørradiabaten"** (**DALR**[1]): Beskriver avkjølingsraten for en *umettet* luftpakke. Den er konstant, ca. **10** °C per 1000 meter eller ca. **1** °C per 100 meter.
2. **Fuktig-adiabatisk temperaturgradient / "fuktigadiabaten"** (**MALR**[2]): Beskriver avkjølingsraten for en *mettet* luftpakke. Når mettet luft stiger og avkjøles, kondenserer vanndampen. Denne kondensasjonen frigjør latent varme (som vist i figur 6.2, som motvirker noe av den adiabatiske avkjølingen. Derfor er MALR lavere enn DALR, ca. **6** °C per 1000 meter (eller ca. **0.6** °C per 100 meter) i gjennomsnitt.

7.2.1. Stabilitetsforholdene

For å avgjøre om atmosfæren er stabil eller ustabil, må vi sammenligne den adiabatiske avkjølingen av en luftpakke med den faktiske temperaturprofilen i omgivelsene, kalt **miljøgradienten** (**ELR**[3]).

[1]Dry Adiabatic Lapse Rate
[2]Moist Adiabatic Lapse Rate
[3]Environmental Lapse Rate

1. **Absolutt ustabil atmosfære** (**ELR > DALR**) En stigende luftpakke (både umettet og mettet) vil alltid være varmere og lettere enn omgivelsene. Den vil akselerere oppover av seg selv. Dette fører til sterk vertikal bevegelse og kan danne tordenskyer (Cumulonimbus).
2. **Absolutt stabil atmosfære** (**ELR < MALR**) En stigende luftpakke vil alltid bli kaldere og tyngre enn omgivelsene. Hvis den blir løftet, vil den synke tilbake så snart løftekraften forsvinner. Dette gir rolig vær og kan føre til lagdelte skyer (Stratus) eller tåke. En **inversjon**, der temperaturen stiger med høyden (ELR er negativ), er en ekstremt stabil tilstand.
3. **Betinget ustabil atmosfære** (**MALR < ELR < DALR**) Dette er den vanligste tilstanden. Atmosfæren er stabil for umettede luftpakker, men ustabil for mettede. En luftpakke må først løftes (f.eks. over et fjell) til den blir mettet (når duggpunktet). Hvis den fortsetter å stige, vil den følge fuktig-adiabaten og kan bli varmere enn omgivelsene, og dermed stige videre av seg selv.



Figur 7.3.: De tre stabilitetstilstandene. Stabiliteten avgjøres ved å sammenligne temperaturen til en stigende luftpakke (rød stiplet linje hvis den er umettet, og blå stiplet linje om den er mettet) med temperaturen til den omkringliggende luften. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024

Vurder stabiliteten

Oppgave 7.1.
Tenk deg at du måler følgende temperaturer i atmosfæren (ELR):

- Ved bakken (0 m): 15 °C
- Ved 1000 m: 9 °C
- Ved 2000 m: 3 °C

En umettet luftpakke ved bakken har også temperaturen 15 °C.

a) Hva er miljøgradienten (ELR) i °C/1000 m?

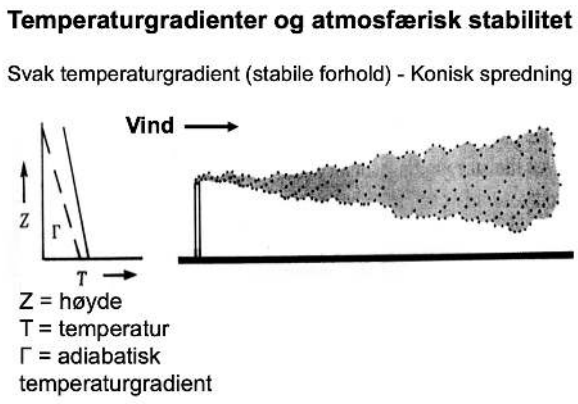
b) Hva vil temperaturen til luftpakken være ved 1000 m hvis den blir løftet dit? (Husk DALR).

c) Sammenlign temperaturen til pakken og omgivelsene ved 1000 m. Vil pakken fortsette å stige av seg selv, eller vil den synke tilbake?

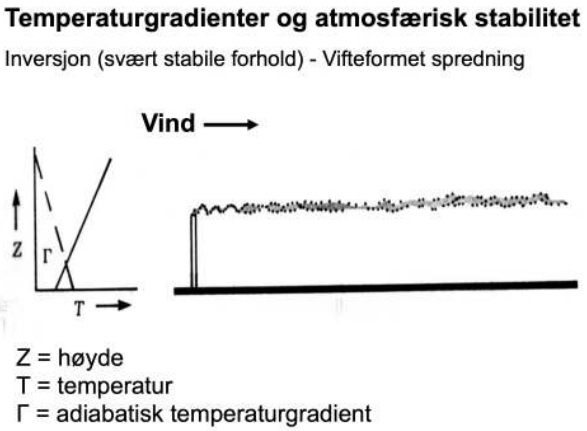
d) Er denne atmosfæren stabil eller ustabil for umettet luft? Begrunn svaret.

Hvordan påvirker stabiliteten spredning av forurensning?

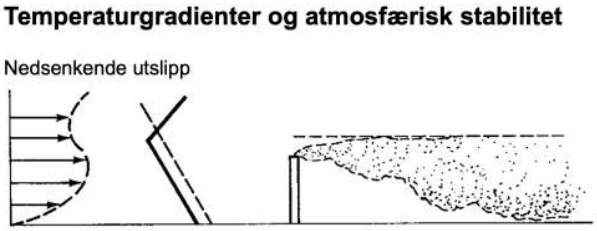
Oppgave 7.2. I denne oppgaven skal du forklare sammenhengen mellom hvordan røyken fra en skorstein med utgangspunkt i stabilitetsforholdene i atmosfæren i de ulike situasjonene nedenfor.



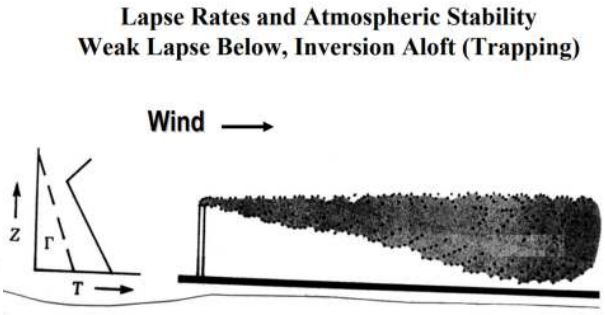
(a) Svak temperaturprofil



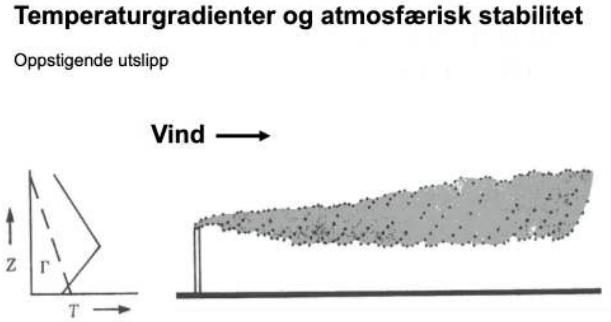
(b) Inversjon



(c) Inversjon i høyden



(d) Inversjon i høyden

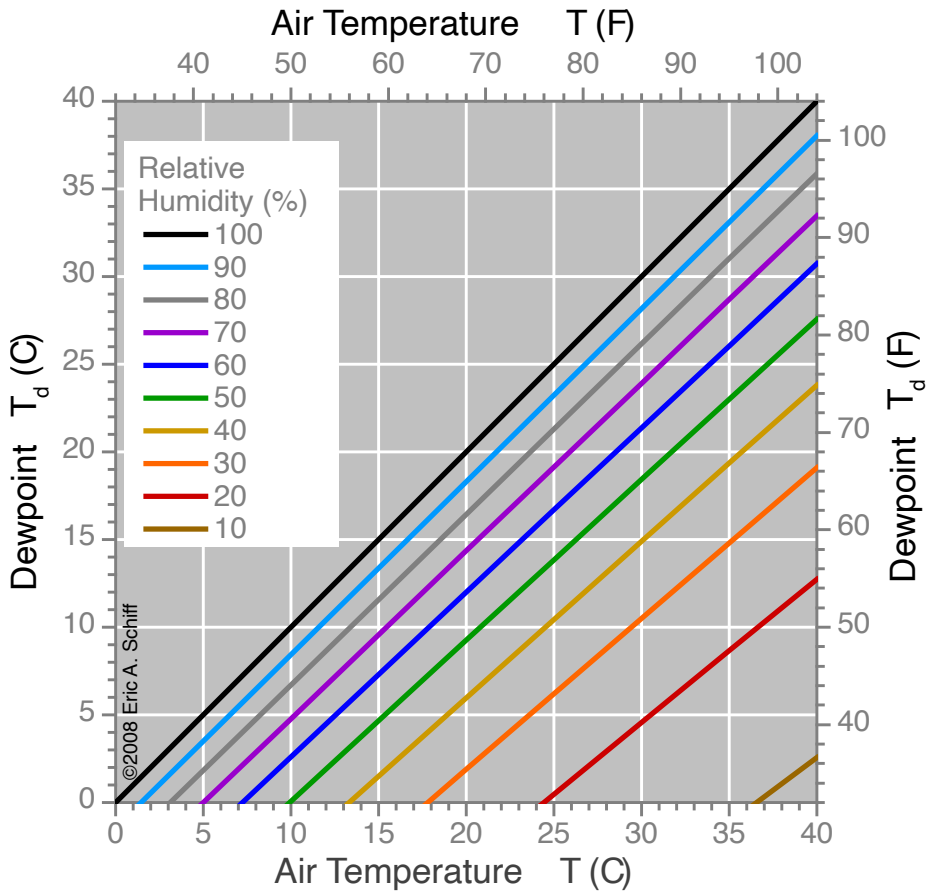


(e) Inversjon ved bakken

7.3. Duggpunkttemperatur

Duggpunkttemperatur

Begrep 7.2 (Duggpunkttemperatur)**.** *Duggpunkttemperaturen til en luftpakke er den temperaturen som luftpakken må avkjøles til, ved konstant lufttrykk, for at vanndampen skal kondensere til vann. Altså den temperaturen som skal til for at luften går fra å være umettet til mettet.*



Figur 7.5.: Duggpunkt som funksjon av temperatur og relativ fuktighet. Kilde: Av Easchiff – Eget verk, CC BY-SA 4.0, https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=3334334

Figur 7.5 viser hvordan duggpunktet endrer seg med temperaturen og relativ fuktighet. Duggpunktet er en viktig parameter for å forstå hvor mye fuktighet det er i luften, og hvor mye fuktighet luften kan holde. Høy relativ fuktighet betyr at luften er nær mettet, mens lav relativ fuktighet betyr at luften er tørr. Figuren viser eksempelvis at en luftpakke med en temperatur på ca. 20°C og en relativ fuktighet på 50% har en duggpunkttemperatur på ca. 9°C. Dette betyr at luftpakken må avkjøles til 9°C for at vanndampen skal kondensere til vann. Figuren viser også at en luftpakke med en temperatur på 20°C og duggpunkttemperatur på 15°C har en relativ fuktighet på litt over 70%.

Oppgave: Bruk av duggpunktdiagram

Oppgave 7.3.
Bruk figuren som viser sammenhengen mellom temperatur, relativ fuktighet og duggpunkt Figur 7.5 til å løse oppgavene under.

a) En varm sommerdag er temperaturen 25 °C og den relative fuktigheten er 60 %. Les av diagrammet og finn duggpunkttemperaturen.

b) I et klasserom måles temperaturen til 22 °C og duggpunktet til 12 °C. Hva er den relative fuktigheten i rommet?

c) Tenk deg luften fra oppgave a) (T = 25 °C, med duggpunktet du fant). I løpet av natten synker temperaturen til 14 °C. Vil det dannes dugg på bakken? Begrunn svaret ditt ved å bruke definisjonen av duggpunkt.

d) En tåkete morgen er den relative fuktigheten nær 100 %. Hvis lufttemperaturen er 5 °C, hva er da duggpunkttemperaturen?

7.3.1. Hva skjer med duggpunkttemperaturen når luft stiger?

Når en umettet luftpakke stiger, følger temperaturen i pakken den tørradiabatiske temperaturgradienten, som innebærer at temperaturen synker med omtrent 1 °C per 100 meter oppstigning. Duggpunkttemperaturen synker også med høyden, men mye langsommere—ofte rundt 0,2 °C per 100 meter (eller ca. 2 °C per kilometer). Hvis luftpakken stiger høyt nok, vil temperatur og duggpunkt møtes, og da settes kondensasjonen i gang. Høyden hvor dette skjer, kalles løfte-kondensasjonsnivået (LCL, lifting condensation level). Dette nivået tilsvarer vanligvis skybasen, altså den høyden der skyer begynner å dannes.

For å regne ut høyden der skyer dannes (skybasen) ut fra temperatur, duggpunkttemperatur og adiabatiske prosesser, benyttes den tørr-adiabatiske hevingsprosessen frem til temperaturen i en stigende luftpakke når duggpunktet: Dette skjer ved det såkalte løfte-kondensasjonsnivået (LCL).

Beregning av skybase (LCL)

En enkel tommelfingerregel/formel:[4]
Skybase (i meter) = (Temperatur ved bakken (°C) – Duggpunkt ved bakken (°C)) × 125 m/°C

$$LCL = (T - T_d) \cdot 125 m/°C \tag{7.1}$$

Eksempel: Antar temperaturen ved bakken er 20 °C, og duggpunktet er 10 °C. Finn høyden der skyene starter å dannes (skybasen):

$$Skybase = (20°C - 10°C) \cdot 125 m/°C = 1250 m$$

7.4. Oppsummering

Atmosfærens oppførsel styres av grunnleggende fysiske lover. Forholdet mellom trykk, temperatur og tetthet (tilstandsligningen) forklarer hvorfor varm luft stiger. Vanndampens evne til å kondensere og frigi latent varme er en kritisk faktor som påvirker temperaturen i stigende luft. Ved å sammenligne

[4] $\frac{T-T_d}{LCL} = \frac{0{,}8\,^\circ\mathrm{C}}{100\,\mathrm{m}} \iff LCL = (T - T_d) \cdot \frac{100\,\mathrm{m}}{0{,}8\,^\circ\mathrm{C}} = (T - T_d) \cdot 125\ \mathrm{m/^\circ C}$

temperaturen til en stigende luftpakke (styrt av tørr- og fuktig-adiabatene) med temperaturen til omgivelsene (miljøgradienten), kan vi bestemme om atmosfæren er stabil, ustabil eller betinget ustabil. Denne stabiliteten er avgjørende for om vi får rolige, lagdelte skyer eller dramatiske, vertikalt utviklede bygeskyer, som vi bare får ved ustabile forhold.

Figur 7.6.: Cumulunimbus. Bildekilde: Bernard DUPONT 14.nov 2015, Wikimedia Commons

8. Skydannelse og nedbør

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren
- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling

Skyer er mer enn bare hvite dotter på himmelen; de er synlige bevis på komplekse prosesser som foregår i atmosfæren. De er avgjørende for jordens energibalanse og vannets kretsløp. Men hvordan blir usynlig vanndamp til en synlig sky, og hva skal til for at det begynner å regne fra den?

I dette kapittelet skal vi utforske den fascinerende reisen fra et enkelt vannmolekyl til en regndråpe. Vi ser på de tre grunnleggende ingrediensene som må til for å danne en sky, de ulike måtene luften kan løftes på for å starte prosessen, og hvordan vi klassifiserer det store mangfoldet av skyer vi ser på himmelen. Til slutt ser vi på de to hovedprosessene som får skydråper til å vokse seg store nok til å falle som nedbør.

Hvordan kondenserer vanndamp?

- Vanndamp kondenserer på en flate hvis flaten har lavere temperatur enn vanndampen, slik du kan se når speilet på badet dugger etter en varm dusj.
- Kondensasjon skjer når luften er mettet på vanndamp, det vil si at luftens relative fuktighet er 100%.
- I atmosfæren skjer kondensasjonen vanligvis på små partikler, såkalte kondensasjonskjerner, for eksempel støv eller salt.
  - Uten slike kondensasjonskjerner må luften enten bli svært overmettet (opptil 400%), eller temperaturen synke under 0 °C, før vanndampen spontant kondenserer.

8.1. Hvordan dannes en sky?

For at en sky skal dannes, trengs tre grunnleggende ingredienser:

1. **Vanndamp:** Atmosfæren må inneholde usynlig vanndamp (husk at vanndamp er vann i gassform, og er dermed ikke synlig).
2. **Kondensasjonskjerner:** Små partikler i luften (som støv, salt eller pollen) som vanndampen kan kondensere på.
3. **Avkjøling:** Luften må avkjøles til sitt duggpunkt, slik at vanndampen går over til flytende form (kondenserer).

Kondensasjonskjerner

- En kondensasjonskjerne er en bitte liten partikkel i atmosfæren, typisk omtrent 0,2 µm (mikrometer) i diameter.
  - Til sammenligning er en typisk skydråpe om lag 0,02 mm, mens regndråper vanligvis er rundt 2 mm i diameter.
- Kondensasjonskjerner er nødvendige for at vanndamp skal kondensere til dråper slik at skyer og nedbør kan dannes. Eksempler på naturlige og menneskeskapte kondensasjonskjerner er støv, leire, sot, svart karbon fra gress- og skogbranner, sjøsalt, sot fra industriutslipp, eksos, sulfat fra vulkansk aktivitet og partikler fra planteplankton.
- Noen kondensasjonskjerner fungerer spesielt godt som iskjerner. Iskrystaller kan dannes på slike partikler allerede ved rundt –10 °C. Uten iskjerner må temperaturen synke helt til –40 °C før iskrystaller dannes spontant.
- Iskrystaller i atmosfæren er viktige for skydynamikken og for dannelse av både snø og regn.

8.1.1. Aerosoler

Aerosoler er bittesmå partikler i fast stoff eller væske. De er så små at oppdriften klare å holde dem svevende i luften med veldig liten fallhastighet. Størrelsen på partiklene varierer fra mindre enn 10 nanometer til over 100 mikrometer i diameter.

Tabell 8.1.: Primære aerosoler i atmosfæren

Type	Beskrivelse
Sjøsprøyt (salt fra sjøvann)	Partikler som dannes fra sjøsprøyten som man får fra bølger ved kraftige vinder
Mineralstøv	Partikler fra jordoverflaten som virvles opp av vinden. Halvparten av mineralstøvet i atmosfæren kommer fra Saharaørkenen.
Vulkansk aske	Røyken med vulkansk aske kan nå helt opp i stratosfæren. Dette gjelder ikke de andre aerosol-kildene. Disse aerosolene kan derfor leve mye lengre i atmosfæren enn de andre.
Biologiske aerosoler	Pollen, sopp, bakterier, virus. Skogbranner slipper også ut småpartikler til atmosfæren.
Menneskeskapte aerosoler	Støv fra veier, industri, byggeplasser gir store partikler. Vi danner også mindre partikler ved forbrenning av fossilt brensel.

Tabell 8.2.: Aerosoler som dannes av gasser

Kilde	Beskrivelse
Naturlige svovelgasser	Fra havet: Planteplankton skiller ut dimetylsulfid. Denne oksiderer når den kommer i atmosfæren og danner svolveldioksid SO_2. Fra land: Råtnende vegetasjon og dyr danner naturlig H_2S. Vulkaner slipper ut SO_2 direkte. Gassene kan reagere med andre stoffer og dannet sulfataerosoler.
Menneskeskapte gassutslipp	Menneskelig aktivitet fører til både flere sulfataerosoler, nitrataerosoler og karbonholdige aerosoler.
Gasser fra vegetasjon	Trær og vegetasjon slipper ut flyktige organiske gasser (som blomsterlukten). Disse kan danne nye partikler.

Den absolutt vanligste måten luften avkjøles på i atmosfæren, er ved at den stiger. Som vi så i Kapittel 7, vil en luftpakke som stiger, utvide seg på grunn av lavere trykk. Denne utvidelsen krever energi, som tas fra luften selv, og temperaturen synker (adiabatisk avkjøling). Når luften avkjøles til duggpunktet, begynner vanndampen å kondensere på kondensasjonskjernene, og en sky er født.

Det er hovedsakelig fire mekanismer som får luft til å stige:

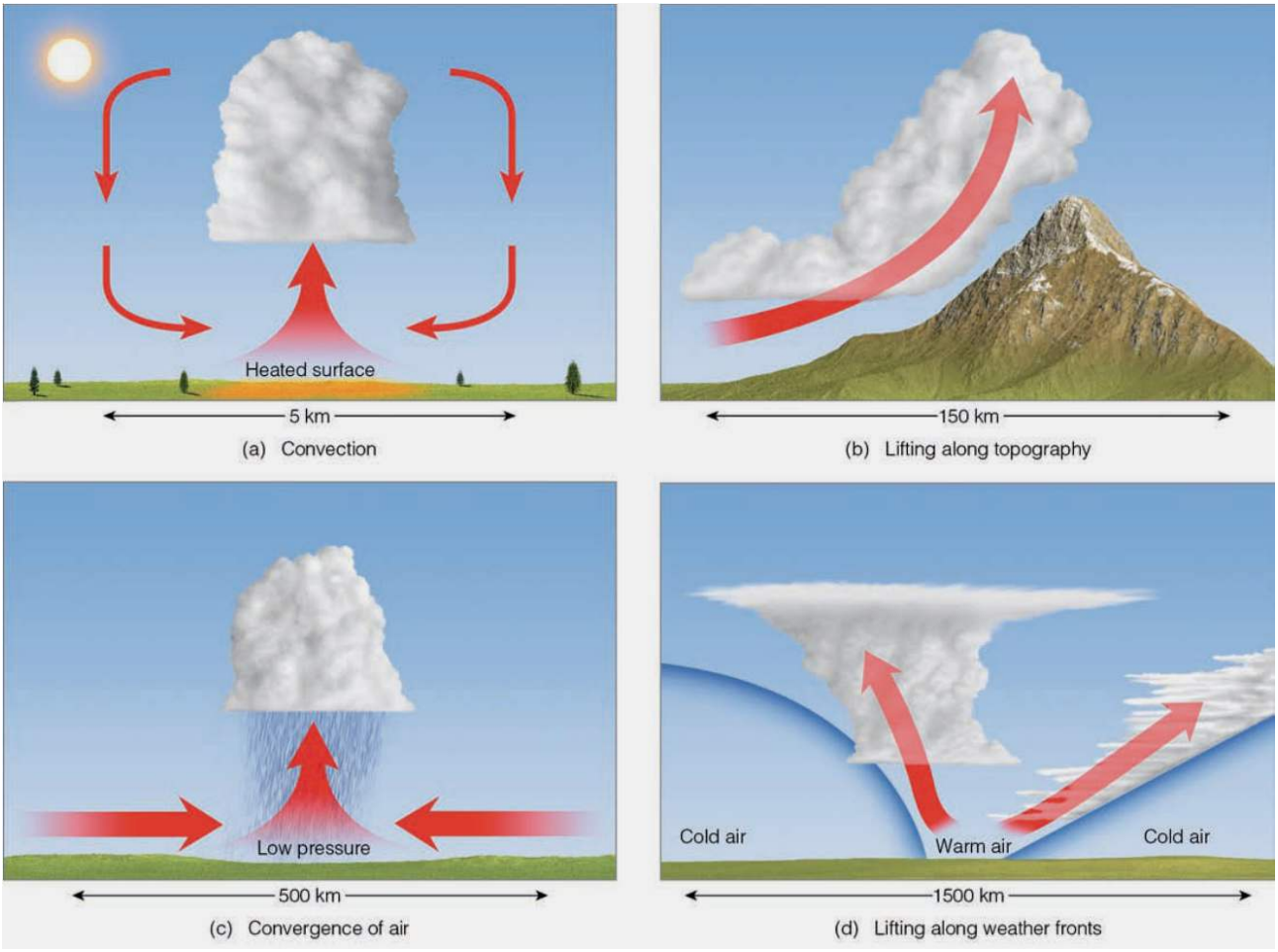
Årsaker til at luft stiger

Begrep 8.1 (Konveksjon)**.** *Når solen varmer opp bakken, blir luften nær overflaten varmere og lettere enn luften rundt. Den varme luften stiger. Dette skaper typiske "blomkålskyer" (Cumulus) på fine sommerdager, og kan føre til kraftige regnbyger hvis luften er ustabil nok.*

Begrep 8.2 (Orografisk løft)**.** *Når vind blåser mot en fjellkjede, tvinges luften til å stige opp langs fjellsiden. Luften avkjøles, og det dannes skyer og nedbør på losiden (vindsiden) av fjellet. På lesiden synker luften, varmes opp og blir tørrere. Dette er grunnen til at Vestlandet har mye mer nedbør enn Østlandet.*

Begrep 8.3 (Frontløft)**.** *Når en varm luftmasse møter en kald luftmasse, vil den varme, lettere luften bli tvunget til å stige over den kalde, tyngre luften. Dette skjer langs fronter, som vi skal se nærmere på i kapittel XX, og er en svært vanlig årsak til skydannelse og nedbør i Norge.*

Begrep 8.4 (Konvergens)**.** *Når luft fra forskjellige retninger møtes (konvergerer), har den ingen annen vei å gå enn oppover. Dette skjer for eksempel i lavtrykksområder.*



Figur 8.1.: De fire hovedprosessene som danner skyer (a) varm overflate og konveksjon, (b) orografisk løft, (c) konvergens av luft langs overflaten, og (d) frontløft. Bildet her hentet hos Ahrens, C. D. (2009). *Meteorology Today* (9th ed., figur 6.15) Thomson Higher Education

8.2. Klassifisering av skyer

Skyer klassifiseres hovedsakelig etter to kriterier: **høyde** over bakken og **form**. Hovedformene er *cirrus* (fjærskyer), *stratus* (lagskyer) og *cumulus* (haugskyer). Ordet *nimbus* betyr at det faller nedbør fra skyen.

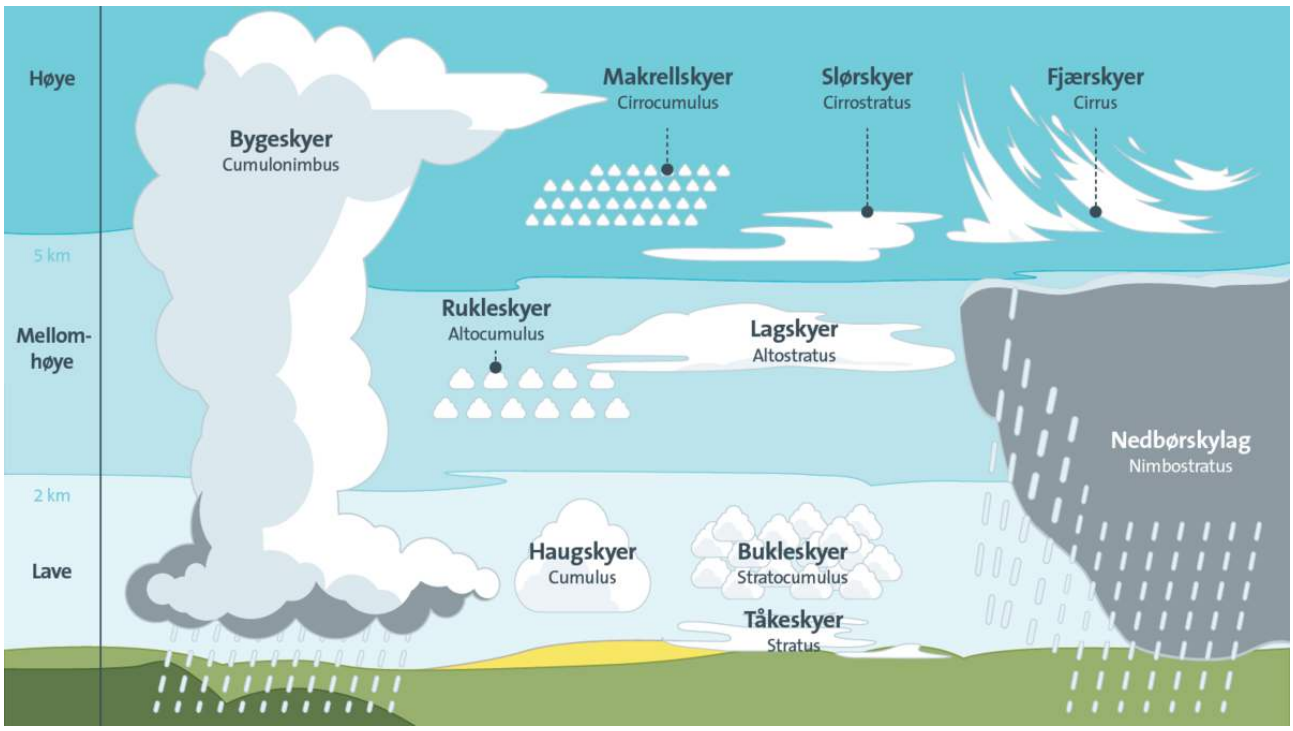
Høye skyer (over 5 km)

Disse skyene består nesten utelukkende av iskrystaller.

- **Cirrus (Ci):** Tynne, fjærlette skyer som består av isktrystaller. Ofte et tegn på at en varmfront nærmer seg.
- **Cirrostratus (Cs):** Et tynt, sløraktig skylag som kan dekke hele himmelen. Gir ofte en halo (ring) rundt solen eller månen.
- **Cirrocumulus (Cc):** Små, hvite flak eller "makrellskyer". Sjelden.

Mellomhøye skyer (2-5 km)

Disse består av en blanding av vanndråper og iskrystaller.



Figur 8.2.: De ti hovedskytypene klassifisert etter høyde og form. Bildet er laget av Valentin de Bruyn i Miljølære, og lagt ut under CC BY SA 3.0.

- **Altostratus (As):** Grålig eller blålig skylag som dekker hele eller deler av himmelen. Solen kan skinne svakt gjennom, som gjennom matt glass.
- **Altocumulus (Ac):** Hvite eller grå flak eller felt av skyer, ofte i bølgemønstre.

Lave skyer (under 2 km)

Består hovedsakelig av vanndråper.

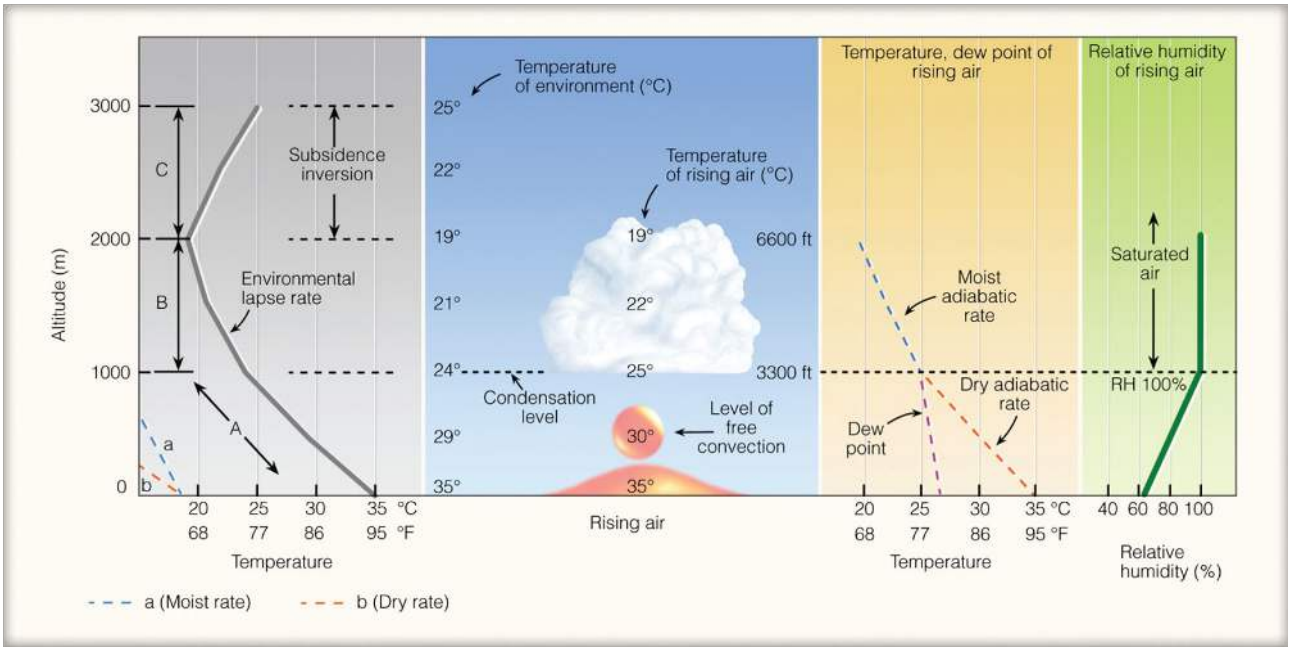
- **Stratus (St):** Et jevnt, grått skylag som kan ligne på tåke som ikke når ned til bakken. Kan gi lett yr.
- **Stratocumulus (Sc):** Grå eller hvitaktige flak eller ruller av skyer med mørkere partier.
- **Nimbostratus (Ns):** Et tykt, mørkegrått skylag som gir jevn og langvarig nedbør (regn eller snø).

Skyer med stor vertikal utstrekning

Disse skyene strekker seg gjennom flere høydenivåer.

- **Cumulus (Cu):** Enkeltstående, tette skyer med skarpe kanter og en flat base. Ofte kalt "godværsskyer".
- **Cumulonimbus (Cb):** Store, tette og mektige bygeskyer som strekker seg høyt opp i atmosfæren. Toppen er ofte amboltformet og består av is. Gir kraftige byger, ofte med torden, lyn og hagl.

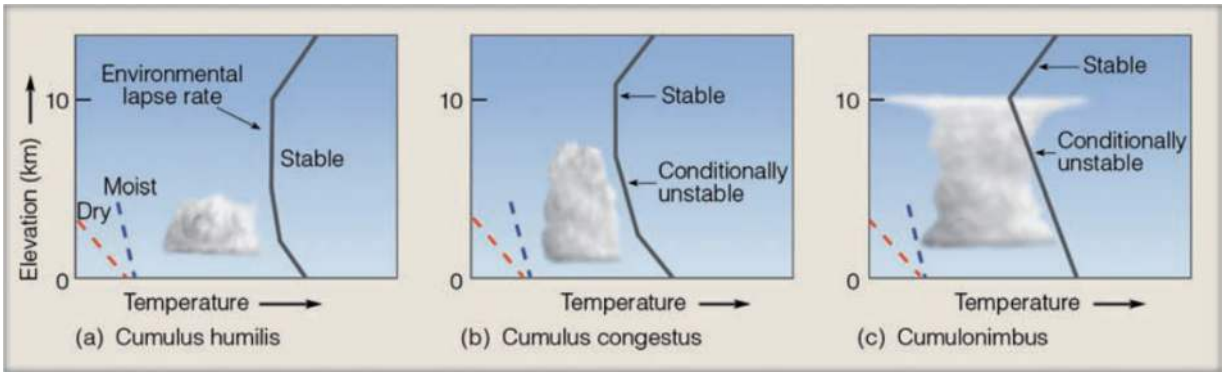
Nedenfor ser dere utviklingen av en cumulus-sky.



Figur 8.3.: Utviklingen av en cumulus-sky. Bildet her hentet hos Ahrens, C. D. (2009). *Meteorology Today* (9th ed., figur 6.18) Thomson Higher Education

Skyenes vertikale utstrekning

Oppgave 8.1. Studer figuren nedenfor.
Gjør rede for hvorfor situasjonen til venstre skaper en liten "blomkålssky", den i midten blir litt høyere, og den til høyre utvikler seg hele veien til en cumulunimbus. Husk å bruke temperaturprofilene i forklaringen.



Figur 8.4.: Stabiliteten avgjør hvordan cumulus-skyen utvikler seg. Bildet her hentet hos Ahrens, C. D. (2009). *Meteorology Today* (9th ed., figur 6.19) Thomson Higher Education

Lag en sky

Oppgave 8.2 (Lag din egen sky)**.** Du trenger:

- Et farget papirark
- Et stort glass (gjerne mer enn 15 cm høyt)
- Fyrstikker
- Tape

- Plastpose
- Isbiter
- Varmt vann

Slik gjør du:

1. Klipp arket sånn at det er like høyt som glasset, og dekker omtrent halvparten rundt
2. Fest papiret med tape
3. Ta noen isbiter i en plastpose og knyt igjen (det må være tett nok og en stor nok "klump" sånn at den ikke ramler ned i glasset)
4. Fyll glasset mindre enn halvfullt med varmt vann fra springen
5. Tenn en fyrstikk, og hold den noen sekunder før du slipper den i vannet.
6. Legg posen med isbiter som et lokk på glasset
7. Observer det som skjer i glasset

Forklar hele prosessen, husk å bruke fagbegrepene du har lært.

Oppgave 8.3 (Utfordring)**.** Prøv å lage et eksperiment der skyer dannes fordi trykket blir redusert. Du skal finne utstyr på klasserommet.

8.3. Fra skydråpe til nedbør

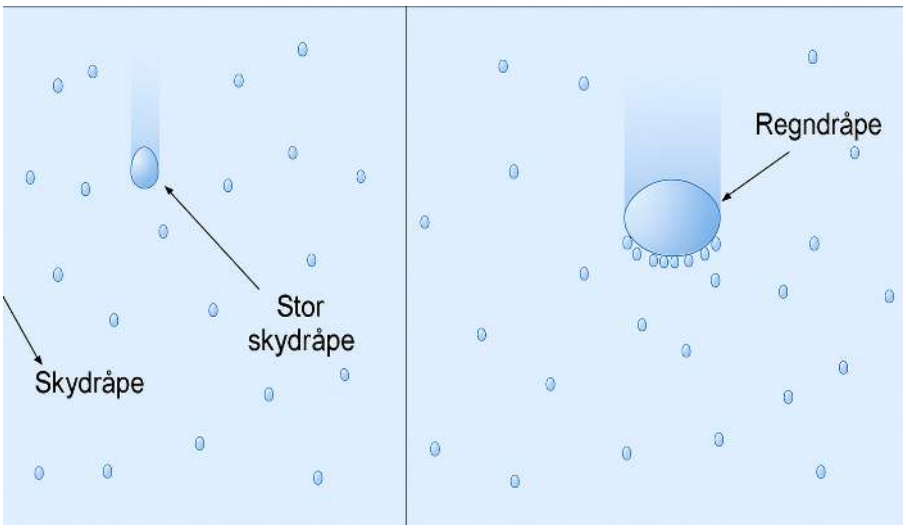
En gjennomsnittlig skydråpe er bitteliten, med en diameter på ca. 0.02 mm. Den er så lett at selv svake oppvinder i skyen holder den svevende. For at det skal bli nedbør, må hundretusenvis av slike smådråper slå seg sammen til én stor regndråpe (ca. 2 mm i diameter). Dette skjer hovedsakelig gjennom to prosesser.

8.3.1. Kollisjon og koalesens (Varme skyer)

I "varme" skyer, der temperaturen er over 0 °C, vokser dråpene ved at de kolliderer og smelter sammen. Skydråpene har litt ulik størrelse. De største dråpene faller raskere enn de små, og på veien nedover kolliderer de med og "fanger" mindre dråper. For hver kollisjon vokser dråpen seg større og faller enda raskere, og samler opp enda flere smådråper. Denne prosessen er mest vanlig i tropene.

Figuren ovenfor viser hvordan regndråper dannes i "varme" skyer (skyer med temperatur over 0 °C), en prosess som er vanlig i tropiske strøk.

1. **Ulike størrelser:** En sky består av millioner av små vanndråper med varierende størrelse. De største dråpene kalles "oppsamlingsdråper" (*collector drops*).
2. **Ulik fallhastighet:** På grunn av tyngdekraften og luftmotstand, faller de store og tunge oppsamlingsdråpene raskere enn de mindre, lettere skydråpene.
3. **Kollisjon:** Mens den store dråpen faller, kolliderer den med mindre dråper som er i dens bane.
4. **Koalesens (Sammensmelting):** Når dråpene kolliderer, smelter de sammen til én større dråpe.
5. **Vekst:** For hver lille dråpe som samles opp, vokser oppsamlingsdråpen i størrelse og masse. Dette øker fallhastigheten ytterligere, noe som fører til flere kollisjoner i en akselererende prosess.



Figur 8.5.: Illustrasjon av kollisjon- og koalesensprosessen.

6. **Regndråpe:** Når dråpen har vokst seg stor nok til at vekten overvinner oppvindene i skyen, faller den ut av skyen som en regndråpe.

8.3.2. Bergeron-prosessen (Kalde skyer)

I Norge er de fleste skyer som gir nedbør "kalde" skyer, der toppen av skyen har temperaturer godt under 0 °C. Disse skyene inneholder en blanding av underkjølte vanndråper (flytende vann med temperatur under 0 °C) og små iskrystaller.

Bergeron-prosessen fungerer fordi metningstrykket over is er lavere enn over underkjølt vann. Dette fører til at:

1. Vannmolekyler fordamper fra overflaten av de underkjølte vanndråpene.
2. Disse vannmolekylene fester seg så til iskrystallene (deposiderer).
3. Resultatet er at **iskrystallene vokser på bekostning av vanndråpene**, som fordamper bort.

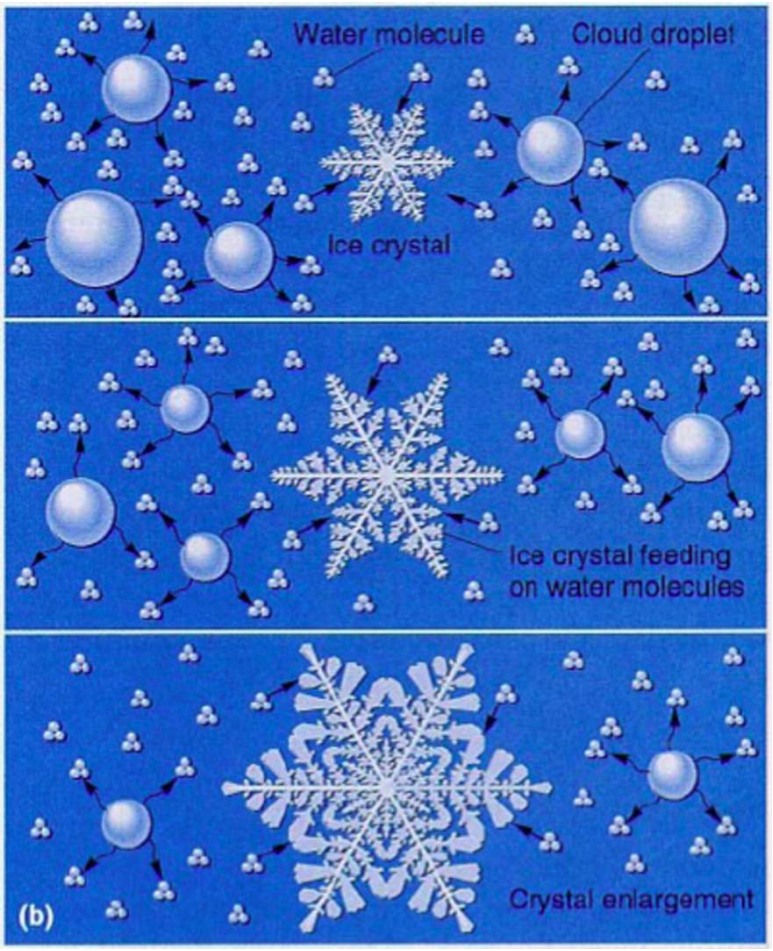
Iskrystallene vokser seg raskt store og tunge. De begynner å falle og kan kollidere med andre iskrystaller og danne snøfnugg, eller kollidere med underkjølte vanndråper som fryser fast på dem.

8.4. Ulike typer nedbør

Under visse forhold vil skydråper vokse seg så store og tunge at de faller som nedbør. Skydråper har typisk en diameter rundt 0,01 millimeter. For at vi skal få regn, må dråpene typisk være 1–5 millimeter store. I isskyer er iskrystallene typisk 0,1–1 millimeter store, mens for å få snø må de være omtrent 10 millileter i diameter.

Overgangen til nedbør går spesielt fort i skyer som består av underkjølte vanndråper eller har stor vertikal utstrekning og dermed stor temperaturforskjell mellom topp og bunn av skyen.

Som vi har sett, starter mesteparten av nedbøren som faller på våre breddegrader som iskrystaller høyt oppe i kalde skyer. Hvilken form nedbøren har når den treffer bakken, avhenger av temperaturprofilen i atmosfæren den faller gjennom.



Figur 8.6.: Illustrasjon av Bergeron-prosessen. Underkjølte vanndråper fordamper, og vanndampen fester seg til iskrystaller, som vokser seg store og faller som nedbør.

Figur 8.7.: Nedbøren som treffer bakken er ofte en blanding av flere typer, avhengig av temperaturprofilen den har passert gjennom. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2025.

8.4.1. Snø

Hvis temperaturen i hele luftlaget fra skyen og ned til bakken er under 0 °C, vil iskrystallene ikke smelte. De kan vokse ved å kollidere med andre iskrystaller og danne snøfnugg. Disse faller til bakken som snø. Formen på snøkrystallene avhenger av temperaturen og fuktigheten de dannes i.

8.4.2. Regn og yr

Hvis iskrystallene faller gjennom et luftlag som er varmere enn 0 °C, vil de smelte og bli til vanndråper. Så lenge dette varme laget er tykt nok til at de smelter fullstendig, og temperaturen ved bakken også er over frysepunktet, vil nedbøren treffe bakken som regn. Dette er den vanligste årsaken til regn i Norge, selv om sommeren.

Vi deler regn inn i to hovedtyper basert på dråpestørrelse:

- **Yr**. Diameter < 0,5 mm. Fallhastighet ca 2 m/s eller mindre.
- **Regn**. Diameter minst 0,5 mm. Fallhastighet ca 3 m/s eller mer. Fallhastigheten øker med økende diameter. Når dråpene har fått en diameter på ca. 5 mm vil hastigheten være 8-9 m/s. Luftmotstanden vil da bli så stor at dråpen "revner" og splittes opp i mindre regndråper. Regndråper har altså en maksimalstørrelse med diameter på ca. 5 mm.

8.4.3. Sludd

Sludd er en mellomting mellom regn og snø. Det oppstår når snøfnugg faller gjennom et tynt lag med varmluft hvor de bare delvis smelter. Resultatet er en blanding av snø og regn, eller store, våte snøflak. Dette skjer typisk når temperaturen ved bakken er rett over frysepunktet (0 til 2 °C).

8.4.4. Underkjølt regn

En spesiell og farlig situasjon oppstår når regndråper faller gjennom et kaldt luftlag (under 0 °C) helt nede ved bakken. Dråpene blir da underkjølte (fortsatt flytende, men med temperatur under 0 °C) og fryser umiddelbart når de treffer en overflate, som veier, trær eller flyvinger. Dette kalles underkjølt regn og kan føre til svært glatte forhold (isgater) og store skader på grunn av isens tyngde.

8.4.5. Hagl

Hagl er nedbør av isklumper og dannes på en helt spesiell måte i kraftige bygeskyer (Cumulonimbus) med svært sterke opp- og nedadgående luftstrømmer.

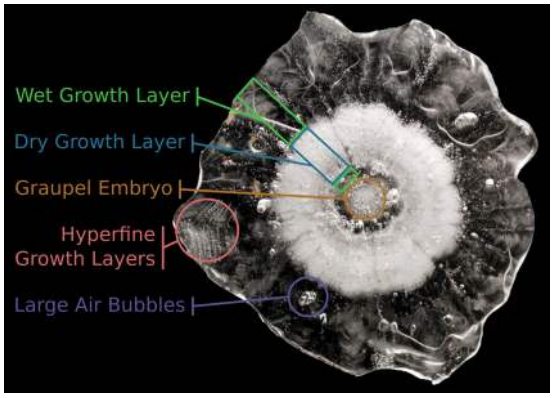
Prosessen starter med en liten partikkel, et "hagl-embryo", som kan være en frossen vanndråpe eller en iskrystall. Denne partikkelen blir fanget av de kraftige oppvindene og ført høyt opp i skyen. På sin ferd kolliderer den med underkjølte vanndråper som fryser fast på overflaten og får haglet til å vokse.

Haglet kastes så rundt i skyen i en syklisk bevegelse: opp med oppvindene, ned med nedvindene. Hver tur opp og ned legger nye islag på haglet. Dette gir haglet en karakteristisk løk-lignende struktur med vekslende lag:

- **Melkeaktige/hvite lag**: Dannes i de øvre, kaldere delene av skyen. Her fryser de underkjølte dråpene momentant ved kontakt, og små luftbobler blir fanget i isen.

- **Klare islag**: Dannes i de lavere, "varmere" (nærmere 0°C) og fuktigere delene av skyen. Her rekker vannet å flyte litt utover overflaten før det fryser, slik at luftboblene unnslipper og isen blir klar.

Denne prosessen gjentas helt til haglet er blitt så tungt at oppvindene ikke lenger klarer å holde det svevende. Da faller det til bakken. Størrelsen på haglet avhenger av styrken på oppvindene og hvor lenge det holdes svevende i skyen.



Figur 8.8.: Skjematisk analyse av tverrsnittet av et stort haglkort. Bildekilde: Soderholm, J. S., & Kumjian, M. (2023). Automating the analysis of hailstone layers. *Atmospheric Measurement Techniques*, *16*, 695–706. https://doi.org/10.5194/amt-16-695-2023

Interaktive oppgaver om skyer og nedbør

Oppgave 8.4.
Her finner du 10 interaktive oppgaver knyttet til skydannelse og nedbør. Du får også bruk for det du har lært om adiabatiske prosesser i kapittel 7.2, samt formelen for å beregne skybase (se formel 7.1).

9. Vind

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren
- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling

Hva er egentlig vind? Vi kan ikke se den, men vi kan føle kraften dens og se effekten den har på omgivelsene. Vind er rett og slett luft i bevegelse, men hva er det som setter denne enorme massen av luft i bevegelse? Svaret ligger i trykkforskjeller og et samspill mellom flere fundamentale krefter.

I dette kapittelet skal vi utforske de "motorene" som driver vinden, eller drivkreftene som vi kaller det for. Vi starter med den mest grunnleggende kraften av alle, og bygger på med krefter som endrer vindens retning og styrke, for å forstå hvorfor vinden blåser slik den gjør, både høyt oppe i atmosfæren og nede ved bakken.

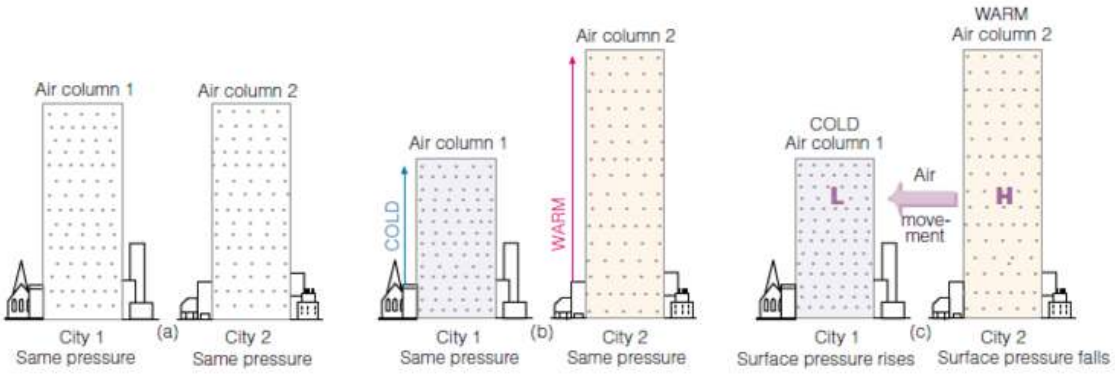
9.1. Drivkreftene

9.1.1. Trykkgradientkraften – Startmotoren

Vi har sett at forskjeller i tetthet kan skape vertikal bevegelse i kapittel 7. Nå skal vi se på hvordan forskjeller i trykk kan skape horisontal bevegelse. Forskjeller i lufttrykket kalles ofte *trykkgradienten*. **Trykkgradientkraften** er en horisontal kraft som oppstår når to ulike steder utsettes for forskjellig vertikaltrykk. En av de viktigste årsakene til at vi får trykkforskjeller horisontalt er knyttet til temperaturforskjeller.

All vind starter med en forskjell i lufttrykk. Se for deg en høyde med vann; vannet vil alltid renne fra det høyeste punktet til det laveste. På samme måte vil luft strømme fra et område med **høyt trykk** til et område med **lavt trykk**. Trykkgradientkraften handler om at klimasystemet ønsker å oppnå likevekt, altså at det vil blåse fra områder med høyt trykk (der det er "overskudd" av luft) til områder med lavt trykk (der det er "underskudd" av luft).

Trykkforskjell skaper dynamikk



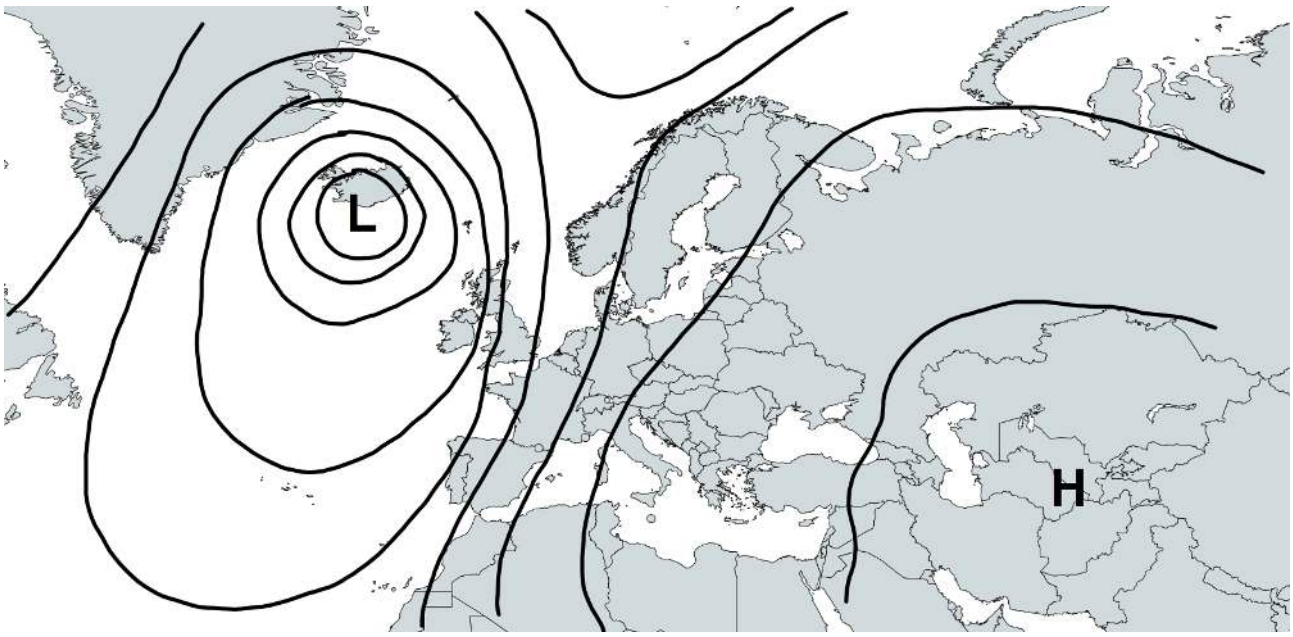
Figur 9.1.: Endringer i lufttrykk basert på luftsøyler (kolonner med luft). Forklaring finnes i teksten. Kilde: Kolom Udara CC-BY-SA 4.0

Figur 9.1 viser tre situasjoner. Situasjon (a) til venstre viser to byer, hvor lufttrykket ved bakken er det samme. Det betyr at det er like mange luftmolekyler i luftsøylen over bakken i de to byene. Situasjon (b) viser en situasjon hvor lufttrykket ved bakken fortsatt er det samme. Men her er det kaldere luft i by nr.1 og varmere luft i by nr.2. Det betyr at luftsøylen over by nr.1 er mer komprimert, altså at den ikke går så høyt opp, mens luftsøylen over by nr.2 tar større plass. Hvis vi da studerer en flate som er over alle bygningene, og sammenligner trykket over de to byene er, så vil trykket *i høyden* over by nr.2 være høyere enn over by nr.1, *fordi det er flere luftmolekyler over denne flaten*. Vi får situasjon (c) til høyre i figuren, hvor vi ser at det er skapt et **høytrykk** i et stykke over bakkenivå, i høyden. Da får vi en trykkforskjell i høyden over de to byene, og luft starter å bevege seg horisontalt. Resultatet av denne luftstrømmen høyere oppe er at lufttrykket ved bakken i by nr.1 øker, mens lufttrykket ved bakken i by nr.2 minker.
Dette er et eksempel som viser at luft som varmes opp, blir lettere enn omgivelsene og stiger opp, vil skape trykkforskjeller høyere opp i atmosfæren, som kan skape bevegelse i luftmassene. Denne dynamikken er veldig viktig for alle vind- og værsystemer på jordkloden.

Figur 3.6 viste at innstrålingstettheten av solinnstråling ved ekvator er mye større enn nærmere polene. Den store solinnstrålingen ved ekvator gjør at bakken absorberer mye energi, som varmer opp bakken og atmosfæren nær bakken. Dette skal vi se nærmere på i kapittel 11.

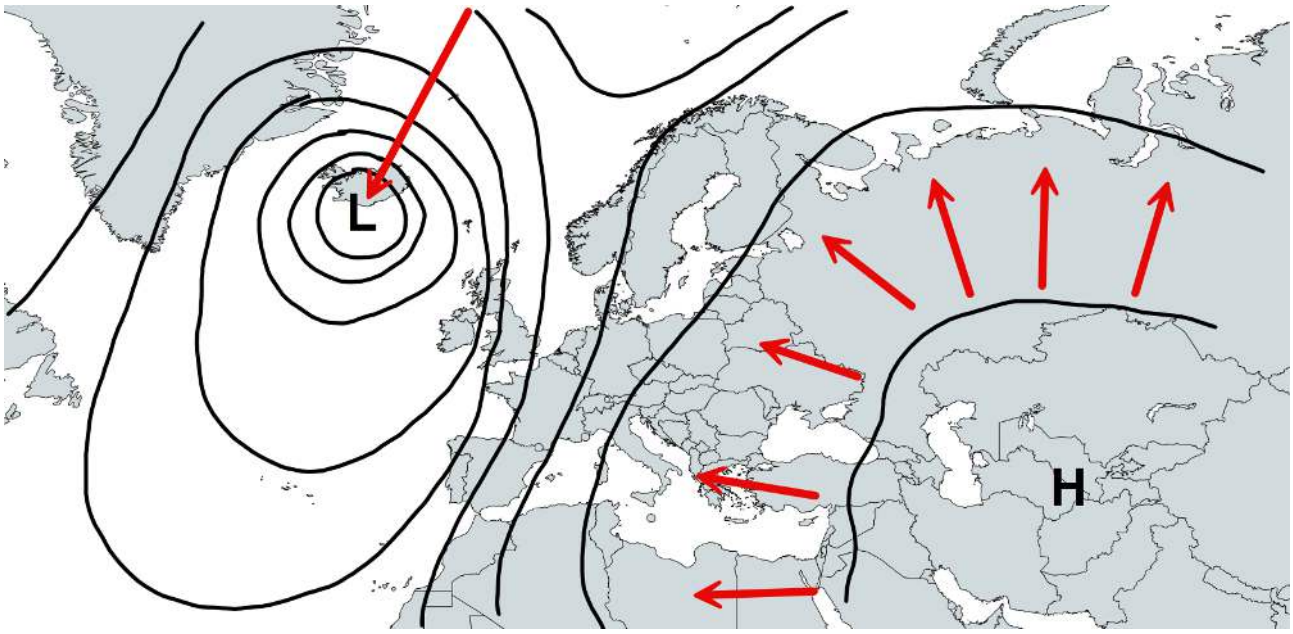
Trykkgradientkraften er kraften som skyver luften fra høytrykk mot lavtrykk.

- **Gradient** betyr endring over en avstand. En bratt gradient betyr en stor trykkforskjell over en kort avstand.
- På et værkart representeres trykket med **isobarer** (linjer med likt trykk).
- Jo tettere isobarene ligger, desto brattere er trykkgradienten og desto sterkere er trykkgradientkraften.
- Kraften virker alltid **vinkelrett** på isobarene.



Figur 9.2.: I meteorologien studerer vi ***isobarer***, som er linjer som tegnes gjennom steder som har **likt trykk**. Lokale minimum i trykk viser hvor vi har lavtrykk og lokale maksimum viser områder med høytrykk. Figuren viser et forenklet eksempel på isobarer med ett lavtrykksenter og ett høytrykkssenter. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024

Hvis jorden ikke roterte, ville all vind blåst rett fra høytrykk til lavtrykk, akkurat som en ball som ruller ned en bakke. Da hadde vinden akselerert rett ut fra høytrykkssenteret, 90° (vinkelrett) på isobarene. Den kraftigste vinden vil oppstå der endringen i trykk per lengdeenhet er størst (altså der isobarene ligger tettest).



Figur 9.3.: Luften vil starte å flytte seg ut fra høytrykksområdet. Trykkgradientkraften er sterkest der endringen i trykk er størst per lengdeenhet, altså der isobarene ligger tettest. De røde pilene representerer trykkgradientkraften i ulike punkt. Den vil alltid stå normalt på isobarene. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024

9.1.2. Corioliskraften – Avbøyeren

Så snart trykkgradientkraften har satt luften i bevegelse, begynner jordens rotasjon å spille en rolle. **Corioliskraften** er en *fiktiv* kraft som bøyer av alt som beveger seg over jordoverflaten, inkludert vinden.

Hovedreglene for Corioliskraften er:

- På den **nordlige halvkule** bøyes bevegelsen av mot **høyre**.
- På den **sørlige halvkule** bøyes bevegelsen av mot **venstre**.
- Kraften er sterkest ved polene og null ved ekvator.
- Kraften øker med hastigheten på objektet (sterkere vind gir sterkere corioliskraft).

Se for deg at du står på en roterende karusell og prøver å kaste en ball rett til en venn på andre siden. Fra ditt perspektiv vil ballen se ut til å svinge til siden. Det er dette som skjer med vinden på den roterende jorden.

https://youtu.be/6L5UD240mCQ?si=luCEED16NO2FQTvR

Balansen: Geostrofisk vind

Høyt oppe i atmosfæren (over ca. 1 km), hvor friksjonen fra bakken er ubetydelig, vil trykkgradientkraften og corioliskraften etter hvert balansere hverandre.

1. Trykkgradientkraften starter bevegelsen mot lavtrykket.
2. Vinden får fart, og corioliskraften begynner å bøye den av mot høyre (på nordlige halvkule).
3. Avbøyningen fortsetter helt til vinden blåser **parallelt med isobarene**.
4. I denne tilstanden peker trykkgradientkraften inn mot lavtrykket, og corioliskraften peker nøyaktig motsatt vei (ut fra lavtrykket). De to kreftene er i balanse.

Denne idealiserte vinden kalles **geostrofisk vind**.

Geostrofisk vind

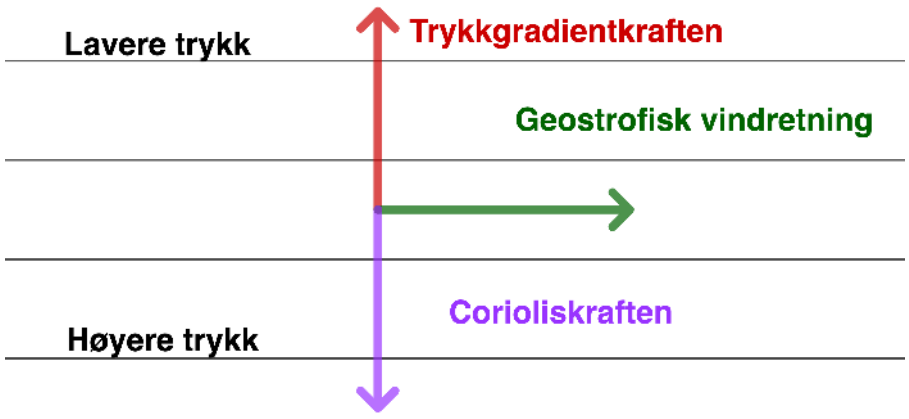
Geostrofisk vind er den vinden som er et resultat av en balanse mellom trykkgradientkraften og Corioliskraften. Det er altså den vindretningen vi mer kan forvente å finne høyere oppe i atmosfæren, langt unna friksjon fra bakken.

La oss studere figur 9.4 nærmere.

- De horisontale linjene er isobarer, altså linjer med likt trykk. Vi ser en situasjon der det er høyest trykk nede i bildet, og trykket avtar oppover.
- Vi ser en luftpakke som i utgangspunktet står i ro, og blir påvirket av en trykkgradientkraft . Kraften setter luftpakken i bevegelse - vind oppstår.
- Vindretningen vil først være samme retning som trykkgradientkraften, men i det luftpakken settes i bevegelse, så vil jordrotasjonen påvirke ved den fiktive Corioliskraften . Denne kraften virker 90° til høyre for vindretningen, og **styrken** på Corioliskraften avhenger av vindstyrken.

- Hvis det er bare trykkgradientkraften og Corioliskraften som virker, så oppnår vi balanse mellom kreftene når de er like store og motsatt rettet. Dette skjer når vindretningen står 90° til høyre for trykkradientkraften, altså når vindretningen er parallell med isobarene. Dette kaller vi **geostrofisk vind**.

Vi ser altså at ved geostrofisk vind, så vil vinden følge isobarene, der lavere trykk ligger på venstre side av bevegelsesretningen, og høyere trykk på høyre side. Vi kan bruke **høyre** hånden vår til å finne vindretningen, ved å legge hånden langs isobarene, med **lavere trykk inni håndflaten**, og høyere trykk på utsiden av hånden.



Figur 9.4.: Geostrofisk vind følger isobarene når trykkgradientkraften og corioliskraften er like store, men motsatt rettet. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024.

9.1.3. Friksjon – Bremseklossen

Nede ved jordoverflaten må vi inkludere en tredje kraft: **friksjon**. Hindringer som fjell, skog, og bygninger bremser vinden.

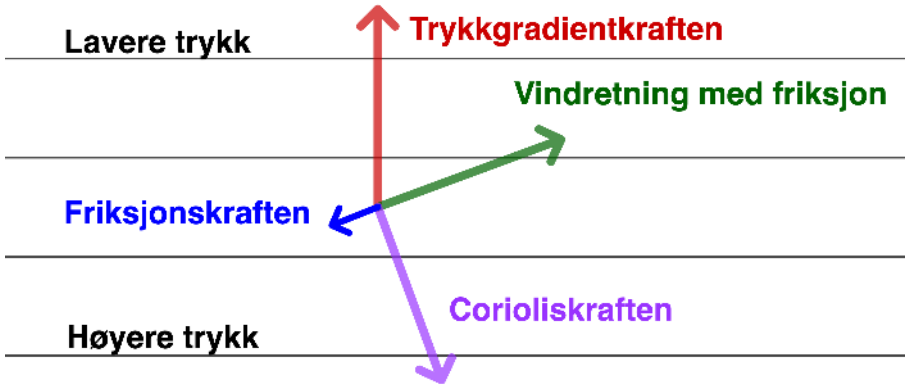
Friksjonskraften virker alltid **motsatt av vindens bevegelsesretning**.

Effekten av friksjon er avgjørende:

1. Friksjonen reduserer vindhastigheten.
2. Siden corioliskraften er avhengig av hastigheten, blir også den redusert.
3. Nå er ikke lenger corioliskraften sterk nok til å fullt ut balansere trykkgradientkraften.
4. Resultatet er at trykkgradientkraften "vinner" litt, og vinden krysser isobarene i en vinkel inn mot lavtrykksområdet.

Dette er grunnen til at vind ved bakken blåser "på skrå" over isobarene, mens den i høyden blåser parallelt med dem. Dette får også luften til å sirkulere inn mot et lavtrykk (syklon) og ut fra et høytrykk (antisyklon).

Over havområdene på våre breddegrader er denne vinkelen over isobarene mellom 0° og 20°, mens den er mellom 20° og 40° over land, grunnet sterkere friksjon fra landjorda.



Figur 9.5.: Dere som har eller har hatt matematikk R1 vil gjerne se at summen av de tre vektorene trykkgradientkraften, corioliskraften og friksjonskraften er lik null. Vi får dermed en stabil vindretning og -styrke når det er balanse mellom de ulike kreftene som virker på luftpakken. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024.

9.1.4. Sentrifugalkraften - Kurve-kraften

Når vinden blåser i en kurve, for eksempel rundt et lavtrykk- eller høytrykkssenter, spiller en fjerde kraft en rolle: **sentrifugalkraften**. Dette er den samme kraften du kjenner som skyver deg utover i en sving i en bil. Den virker alltid utover fra sentrum av kurven.

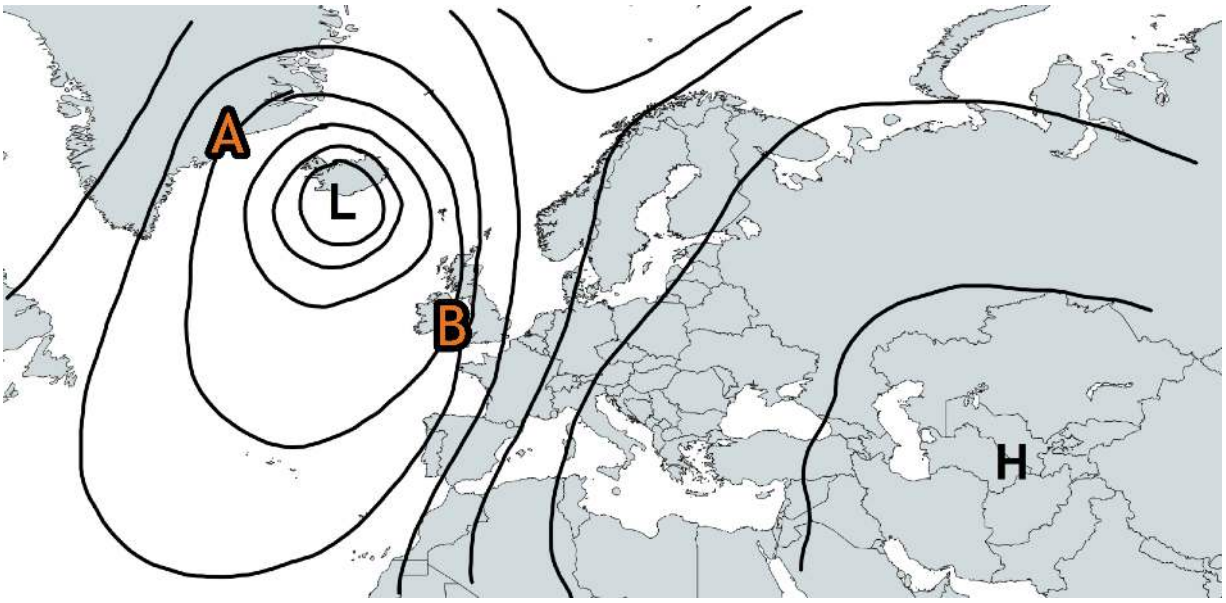
Vind som blåser i en kurvet bane kalles **gradientvind**.

- **Rundt et lavtrykk (syklonal strøm):** Sentrifugalkraften virker i samme retning som corioliskraften, og sammen balanserer de trykkgradientkraften.

- **Rundt et høytrykk (antisyklonal strøm):** Sentrifugalkraften virker i samme retning som trykkgradientkraften, og sammen balanserer de corioliskraften.

Oppgave: Tegn kreftene

Oppgave 9.1.
Under ser du et forenklet værkart for den nordlige halvkule.



Figur 9.6.: Et enkelt værkart med et høytrykk (H) og et lavtrykk (L).

a) Tegn inn piler for trykkgradientkraften på punktene A og B.
b) Tegn inn hvordan den geostrofiske vinden (vind i høyden) vil blåse i punkt A. Vis også kreftene som virker på luften.
c) Tegn inn hvordan vinden ved bakken vil blåse i punkt B. Forklar hvorfor retningen er annerledes enn i oppgave b).

9.2. Lokale og regionale vindsystemer

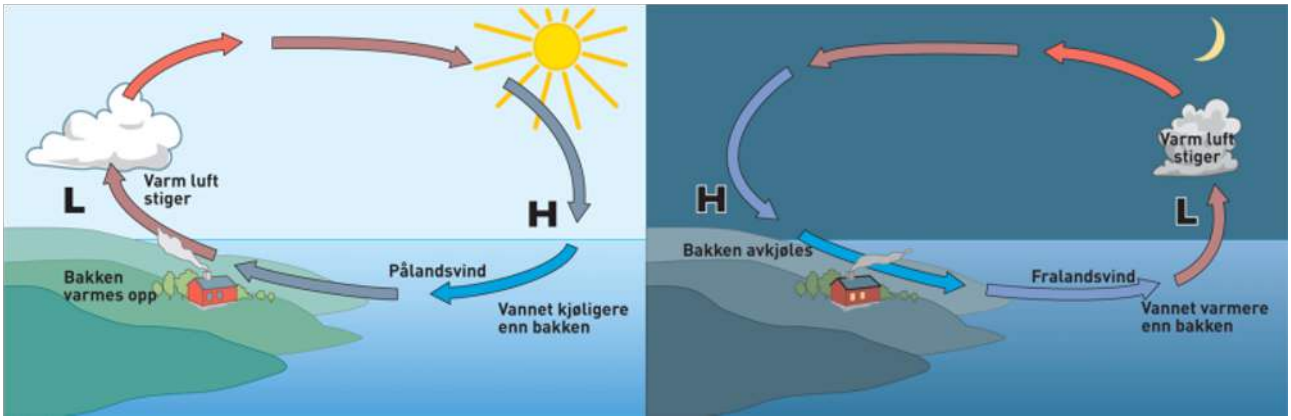
Vi har sett hvordan trykkgradientkraften er den viktigste kraften for å sette i gang vind. Men hvordan oppstår trykkforskjellene som driver vinden? De fleste trykkforskjeller i atmosfæren kan spores tilbake til ulik oppvarming av jordoverflaten av solen. Når solen varmer opp bakken, varmes også luften over bakken opp. Varm luft er lettere enn kald luft, så den stiger og skaper et lavtrykk ved bakken. Kald luft er tyngre, så den synker og skaper et høytrykk ved bakken. Dette skaper trykkforskjeller som får luften til å strømme fra høytrykk til lavtrykk - altså vind.

Vi har også andre prosesser som kan skape vind, som når luft presses opp over fjell eller når kald luft strømmer nedover skråninger. Disse prosessene kan skape lokale vinder som varierer i styrke og retning avhengig av tid på dagen, årstid og geografiske forhold. La oss se på noen eksempler på slike lokale og regionale vindsystemer.

9.2.1. Solgangsvind

Solgangsvind er et godt eksempel på en lokal vind som oppstår på grunn av ulik oppvarming av land og sjø. Om dagen varmes land raskere opp enn sjøen, noe som skaper et lavtrykk over land og et høytrykk over sjøen. Dette får luften til å strømme fra sjøen mot land - vi får en **sjøbris**. Om natten skjer det motsatte: Landet avkjøles raskere enn sjøen, og vi får en **landbris** som blåser fra land mot sjøen.

Solgangsvind er et lokalt fenomen som varierer over timer og begrensede kyststrekninger, og har derfor så liten utstrekning i tid og rom at jordrotasjonens effekt – altså Corioliskraften – har svært liten betydning for vindretningen. Vinden styres hovedsakelig av de lokale trykkforskjellene mellom

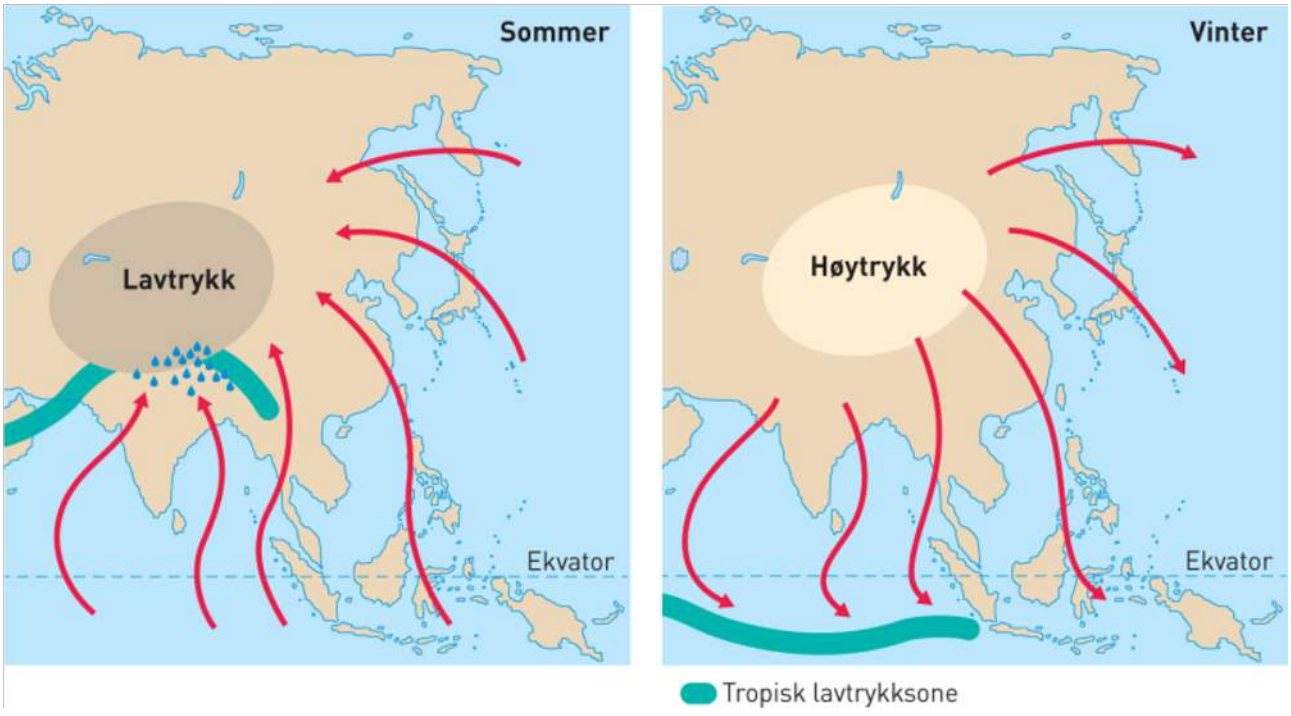


Figur 9.7.: Illustrasjon av solgangsvind. Pålandsvind eller sjøbris til venstre. Fralandsvind eller landbris til høyre. Kilde: John Arne Eidsmo

land og sjø, slik at retningen går mest direkte fra sjø mot land uten å bli avbøyd i vesentlig grad av jordrotasjonen. Dermed kan solgangsvinden sees på som en vindstyrt av soloppvarming og lokale forhold, og ikke av de store globale kreftene.

9.2.2. Monsun

Monsun er et sesongbasert vindsystem som oppstår på grunn av store forskjeller i oppvarming mellom land og hav. I sommermånedene varmes store landområder, som India, raskt opp, noe som skaper et lavtrykk over landet. Samtidig forblir havet relativt kjølig, og vi får et høytrykk over havet. Dette får fuktig luft fra havet til å strømme inn mot land - vi får en **sørvestmonsun** som bringer med seg kraftig regn. Om vinteren skjer det motsatte: Landet avkjøles raskt, og vi får et høytrykk over landet og et lavtrykk over havet. Dette skaper en **nordøstmonsun** som blåser fra land mot havet, og som er tørrere.



Figur 9.8.: Illustrasjon av monsunvind. Kilde: John Arne Eidsmo

9.2.3. Dal- og fjellvind

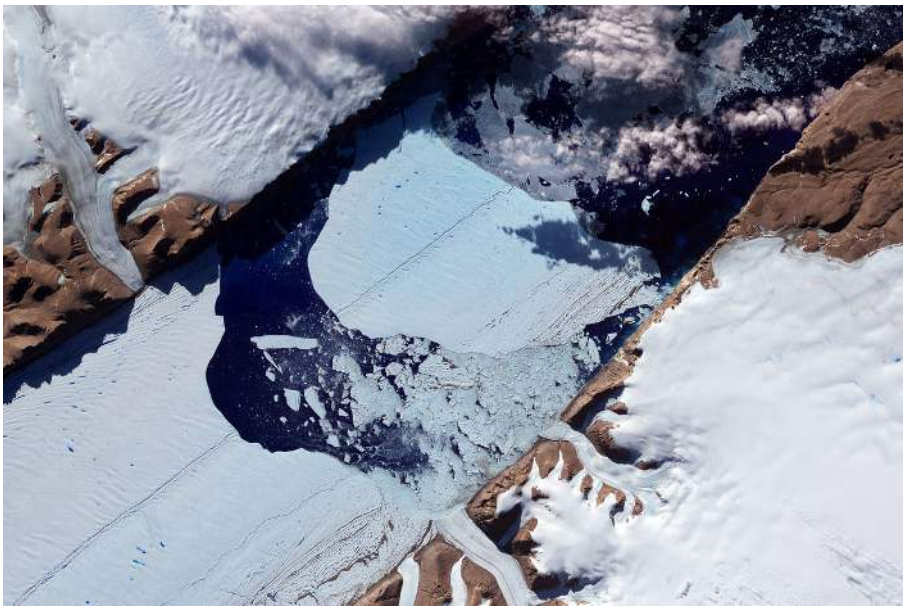
Fjell- og dalvind er et vindsystem med døgnvis svingning som er typisk for fjellstrøk i sommerhalvåret.

Om dagen råder **dalvinden**. Det blåser fra lavlandet, opp dalene og mot fjellet. Om natten blåser det motsatt vei; fra fjellene ned mot dalbunnen, og videre ned dalene mot lavlandet. Dette kalles **fjellvind**.

Årsaken til fjell- og dalvind er at fjellskråningene varmes og avkjøles mer enn luften i samme nivå et stykke fra fjellet. Fjell- og dalvind er mest utpreget når det er rolig vær; klarvær og svake vinder for øvrig.

9.2.4. Katabatisk vind

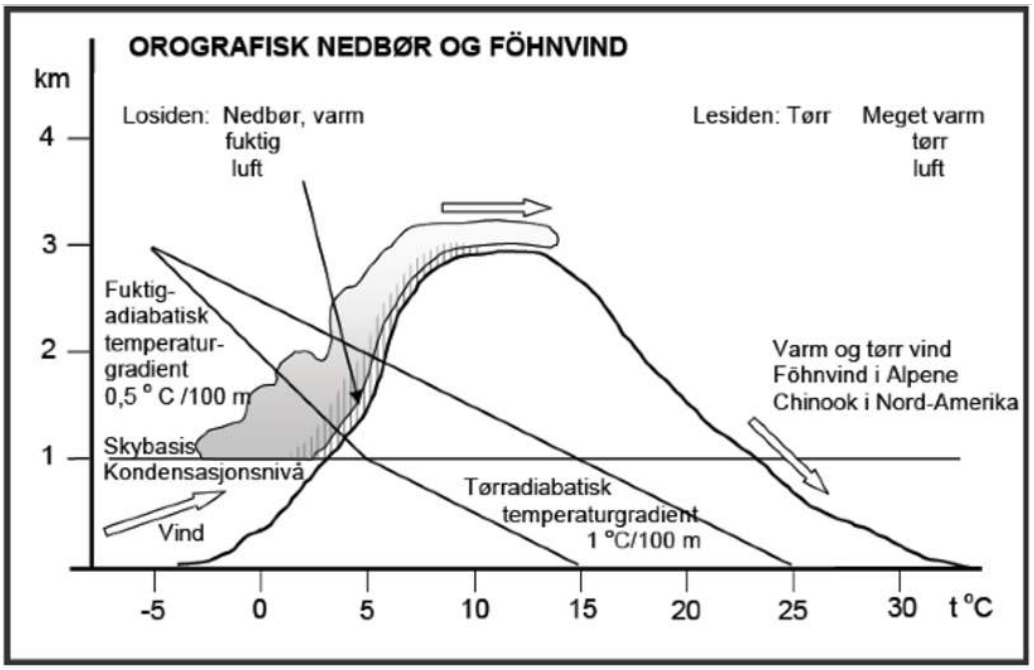
Katabatisk vind er en kald, nedadgående vind som oppstår når kald luft over isbreer eller snødekte områder blir tettere og tyngre, og dermed strømmer nedover fjellsider eller skråninger. Disse vindene kan være svært sterke og kalde, og de kan føre til betydelig temperaturfall i områdene de blåser gjennom.



Figur 9.9.: Med høytliggjande isplatå og mange fjordar er det gode forhold for katabatiske vinder på Grønland. Her kalver et enormt isfjell fra Petermannbreen nordvest på Grønland i juli 2012. Foto: NASA, hentet på snl.no den 18.september 2025.

9.2.5. Föhnvind

Föhnvind er en varm, tørr vind som oppstår når fuktig luft presses opp over fjell. Når luften stiger, avkjøles den og fuktigheten kondenserer, noe som fører til nedbør på losiden av fjellet. Når luften deretter synker ned på lesiden, varmes den opp igjen og blir tørrere. Dette skaper en varm og tørr vind som kan føre til rask snøsmelting og økt fare for skogbrann.



Figur 9.10.: Skjematisk visualisering av orografisk nedbør og Føhnvind.

9.2.6. Chinookvind

Chinookvind er en varm, tørr vind som oppstår på lesiden av fjellkjeder, spesielt i Rocky Mountains i Nord-Amerika. Når fuktig luft stiger over fjellene, avkjøles den og fuktigheten kondenserer, noe som fører til nedbør på losiden. Når luften deretter synker ned på lesiden, varmes den opp igjen og blir tørrere. Dette skaper en varm og tørr vind som kan føre til rask snøsmelting og økt fare for skogbrann.

Vi kommer tilbake til de store globale vindsystemene når vi skal jobbe med den globale sirkulasjonen i atmosfæren i kapittel 11.

9.3. Oppsummering

- Vind er luft i bevegelse, primært drevet av trykkforskjeller i atmosfæren.
- Trykkgradientkraften skyver luften fra høytrykk til lavtrykk.
- Corioliskraften, som skyldes jordens rotasjon, bøyer vinden av mot høyre på den nordlige halvkule og mot venstre på den sørlige halvkule.
- Friksjon fra bakken reduserer vindhastigheten og får vinden til å krysse isobarene mot lavtrykk.
- Sentrifugalkraften påvirker vinden når den blåser i kurver rundt lavtrykk og høytrykk.
- Lokale vindsystemer som solgangsvind, monsun, føhnvind, dal- og fjellvind, katabatisk vind og chinookvind oppstår på grunn av ulik oppvarming av land og sjø, samt topografiske forhold.

Flervalgsoppgaver

Oppgave 9.2.

Oppsummering

Oppgave 9.3 (Skriveoppgave)**.** Forklar med egne ord hvorfor vinden blåser på skrå inn mot et lavtrykkssenter ved bakken, mens den blåser parallelt med isobarene høyere oppe i atmosfæren. Inkluder de tre relevante kreftene i forklaringen din.

Oppgave 9.4 (Praktisk oppgave)**.** Gå ut en dag det blåser. Bruk Beauforts vindskala (søk den opp på nettet hvis du ikke har den) til å anslå vindstyrken basert på det du ser rundt deg.

1. Observer trær, flagg, røyk eller bølger på vannet.
2. Noter dine observasjoner. Hva beveger seg og hvordan?
3. Sammenlign observasjonene med beskrivelsene i Beauforts skala.
4. Bestem vindstyrken (f.eks. "lett bris", "liten kuling") og finn tilhørende tall (0-12).
5. Sjekk et værvarsel for ditt område (f.eks. fra Yr eller Storm) for å se hvor godt anslaget ditt stemte med den målte vindstyrken i m/s.

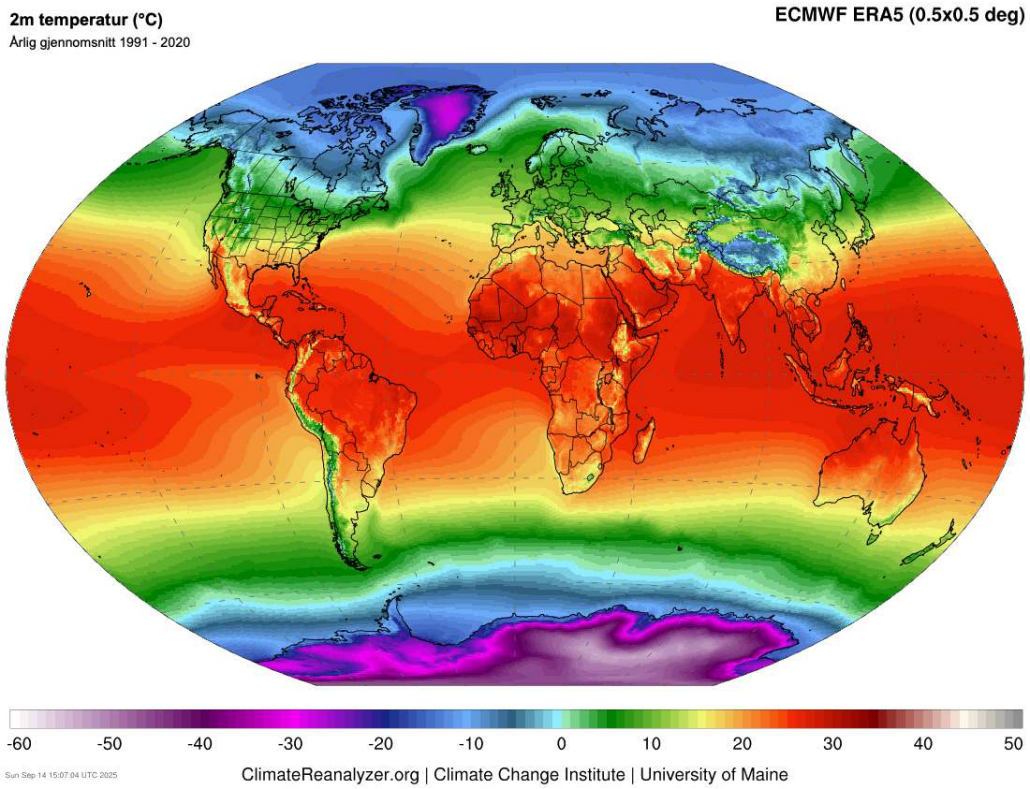
10. Temperatur

Elisabeth Engum
Turid Siqveland

Aktuelle kompetansemål

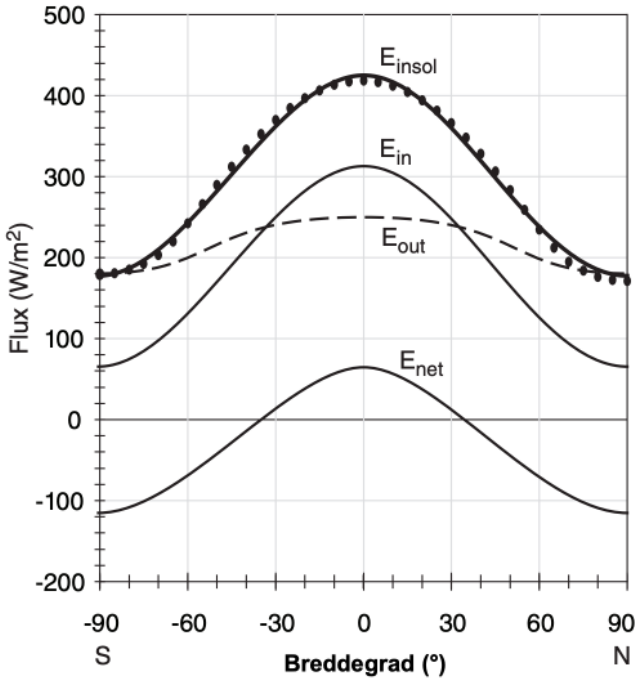
- Gjøre rede for strålingsbalanse, strålingsfordeling og strålingspådriv og bruke disse til å forstå den globale sirkulasjonen i atmosfæren.
- Gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren.
- Gjøre rede for klimasystemet på ulike skalaer i tid og rom og vurdere antropogen klimapåvirkning.

Temperaturen på jorden er et resultat av en sammensatt balanse mellom innkommende solstråling og utgående varmestråling. Denne balansen, og dermed temperaturen, varierer betydelig både geografisk og over tid. I dette kapittelet skal vi utforske de viktigste faktorene som styrer temperaturfordelingen på kloden: strålingsfordeling, hav- og vindstrømmer, høyde over havet, lokale forhold og hvordan disse faktorene sammen skaper ulike klimasoner.



Figur 10.1.: Figuren viser gjennomsnittstemperaturen 2m over bakken. Gjennomsnittsverdier for årene 1991-2020. Kartet er hentet på Climate Reanalyzer den 14.september 2025.

10.1. Strålingsfordeling



Figur 10.2.: Grafen viser hvordan innstråling og utstråling varierer med breddegradene. E_{insol} (fet linje med prikker) viser samlet innstråling fra solen per breddegrad, mens E_{in} viser mengden strålingsenergi som absorberes av overflaten. E_{out} (stiplet linje) viser mengden strålingsenergi som emitteres fra overflaten. Hvis vi da ser på netto strålingsenergi, altså $E_{in} - E_{out}$, så får vi E_{net}. Vi ser at vi har netto strålingsoverskudd sør for 38N og nord for 38S, mens vi har strålingsunderskudd nord for 38N og sør for 38S. Andreaksen er oppgitt i W/m^2.

Jordens krumning er den primære årsaken til at solinnstrålingen ikke er jevnt fordelt over overflaten. Ved ekvator treffer solstrålene jordoverflaten med en nesten rett vinkel. Her fordeles en gitt mengde solenergi over et lite område, noe som gir en høy konsentrasjon av energi og dermed høy temperatur. Jo lenger mot polene vi beveger oss, jo lavere blir solvinkelen. Den samme mengden solenergi må da fordeles over et stadig større område, noe som resulterer i lavere energi per arealenhet og dermed lavere temperaturer. Se Figur 3.6.I tillegg må solstrålene reise en lengre vei gjennom atmosfæren ved lave solvinkler, som ved polene. Dette fører til at mer av strålingen blir reflektert og absorbert i atmosfæren før den når bakken. Til sammen fører disse effektene til et betydelig energioverskudd ved ekvator og et energiunderskudd ved polene.

Solvinkel og energi

Oppgave 10.1. Tenk deg at du har en lommelykt og et ark.

a. Lys med lommelykten rett ned på arket (90° vinkel). Observer størrelsen på lysflekken.

b. Skråstill lommelykten slik at lyset treffer arket med en lav vinkel (f.eks. 30°). Hvordan endrer størrelsen og intensiteten på lysflekken seg?

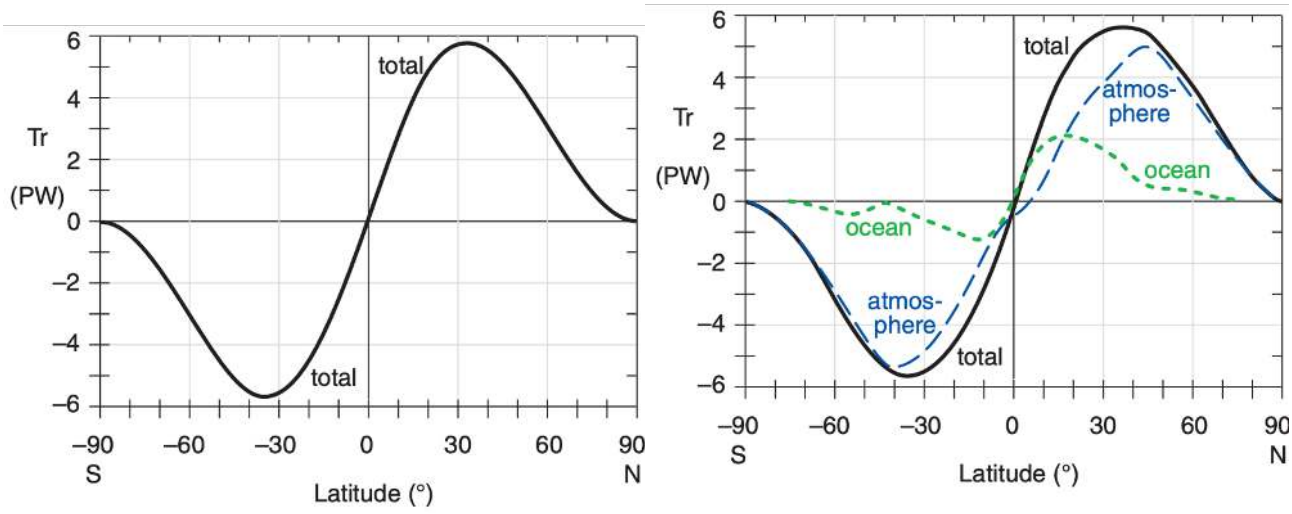
c. Forklar hvordan dette enkle eksperimentet kan overføres til å forstå hvorfor det er varmere ved ekvator enn ved polene.

10.2. Hav- og vindstrømmer transporterer varme

Uten en mekanisme for å transportere varme fra ekvator mot polene, ville områdene rundt ekvator blitt uutholdelig varme og polområdene ekstremt kalde. Heldigvis fungerer **hav- og vindstrømmer** som et gigantisk, globalt transportsystem for energi.

Den ujevne oppvarmingen skaper trykkforskjeller i atmosfæren og tetthetsforskjeller i havet, som igjen setter i gang de store sirkulasjonssystemene. Vindene frakter varme luftmasser mot polene, mens havstrømmene, som Golfstrømmen, transporterer enorme mengder varmt overflatevann nordover. Denne kontinuerlige transporten av energi bidrar til å jevne ut de globale temperaturforskjellene og skaper et mer levelig klima over hele jorden.

10.2.1. Hvordan fordeles varmetransporten mellom hav og atmosfære?



(a) Total varmetransport

(b) Total varmetransport, med fordeling mellom hav og atmosfære.

Figur 10.3.: I figurene over defineres varmetransport som positiv når den går mot nord. a) Varmetransport i både hav og atmosfære. b) Varmetransport i havet (grønn stiplet linje) og i atmosfæren (blå stiplet linje). Kilde: Stull, R. (2017). *Meteorology for Scientists and Engineers*, 4th edition, fig. 11.13 og 11.14.

10.3. Høyde over havet

Hvor høyt et sted ligger over havet har stor innvirkning på temperaturen. I troposfæren, det nederste laget av atmosfæren, synker temperaturen generelt med høyden. En tommelfingerregel er at temperaturen faller med 6–10 °C per 1000 meter stigning, avhengig av luftfuktigheten, som vi jobbet med i Del 7.2. Dette forklarer hvorfor høye fjellområder, som Andesfjellene, fremstår som et kaldt belte selv i tropiske strøk (se gjerne på temperaturfordelingen i Sør-Amerika i figur 10.1).

Noen ganger kan det motsatte skje: temperaturen stiger med høyden. Dette fenomenet kalles **inversjon** og er vanlig i Norge om vinteren, spesielt i perioder med lite vind. Kald, tung luft synker og samler seg i dalbunner og lavt terreng. Denne kalde luften blir liggende under et lag med varmere luft, og fungerer som et lokk som hindrer luftsirkulasjon. Dette kan føre til at forurensning som eksos og røyk blir fanget i dalen, noe som kan gi svært dårlig luftkvalitet.

Figur 10.4.: Illustrasjon av en inversjon vinterstid i en dal.

10.3.1. Inversjon: Når temperaturen stiger med høyden

Fjell og temperatur

Oppgave 10.2. Et fjell er 2500 meter høyt. Ved foten av fjellet (0 moh.) er temperaturen 15 °C.

a. Anslå hva temperaturen vil være på toppen av fjellet, forutsatt at luften er tørr og temperaturen synker med 10 °C per 1000 meter.

b. Forklar hvorfor det kan være farlig med høy luftforurensning i en by som ligger i en dal om vinteren. Bruk begrepet "inversjon" i forklaringen din.

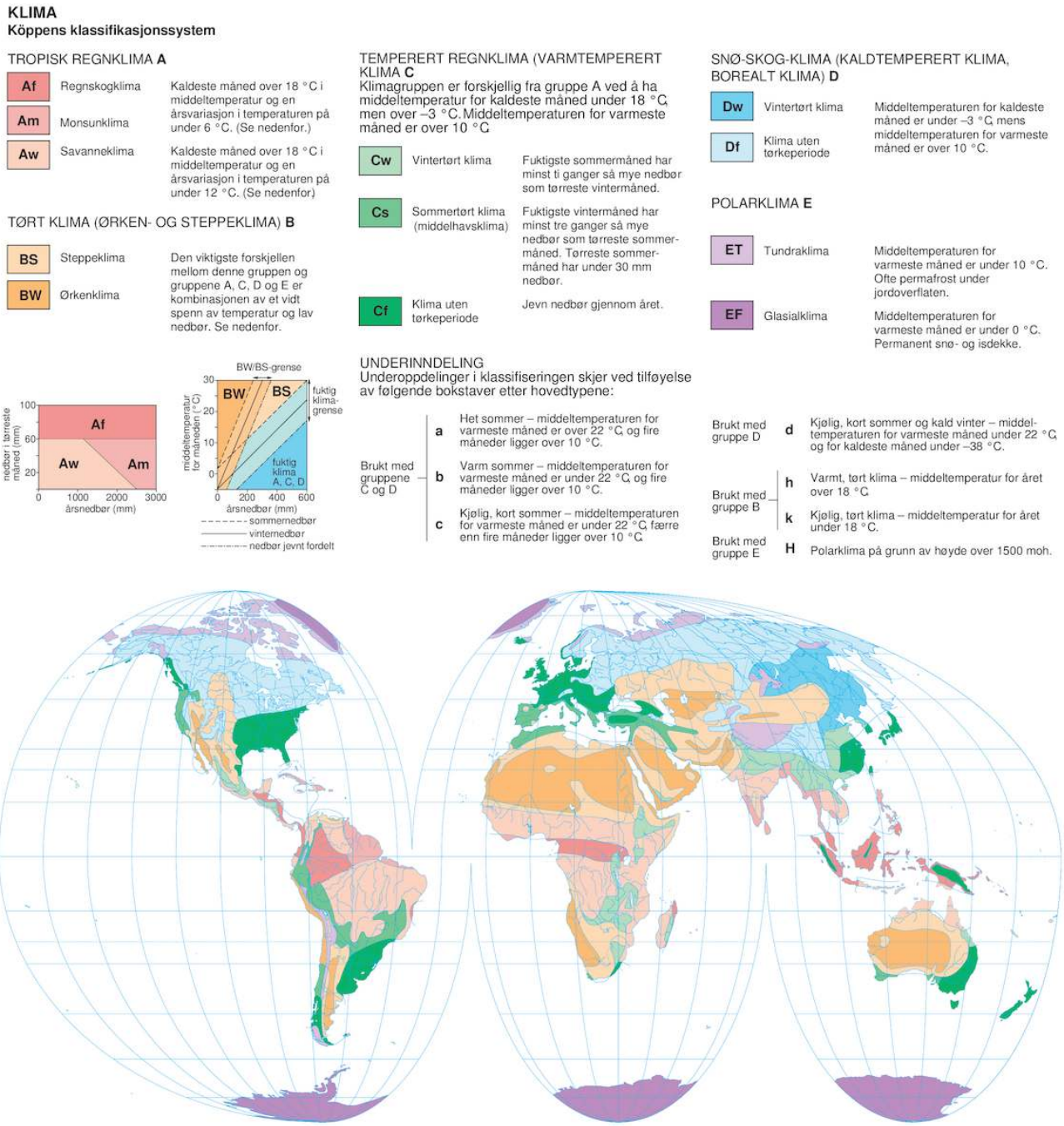
10.4. Lokalklima

Selv innenfor et lite geografisk område kan temperaturen variere betydelig på grunn av **lokalklimatiske forhold**. Faktorer som vegetasjon, nærhet til vann, og om et sted ligger i en solrik sørhelling eller en skyggefull nordhelling, spiller en stor rolle.

Bebyggelse har også en markant effekt. Byer fungerer ofte som "urbane varmeøyer" (`urban heat island effect`). Mørke overflater som asfalt og takstein absorberer mer solenergi enn naturlige landskap. I tillegg genererer bygninger, industri og transport varme. Denne kombinasjonen gjør at temperaturen i en by kan være flere grader høyere enn i de omkringliggende landområdene. Dette så vi også på da vi jobbet med albedo i Del 4.6.

10.5. Klimasoner

Basert på de faktorene vi nå har sett på – primært temperatur- og nedbørsmønstre – kan vi dele jorden inn i ulike **klimasoner**. Den mest anerkjente metoden for dette er **Köppens klimaklassifikasjon**, utviklet av den tyske meteorologen Wladimir Köppen. Systemet klassifiserer klima basert på månedlige og årlige gjennomsnittsverdier for temperatur og nedbør, og kobler disse til den naturlige vegetasjonen i et område. Dette gir oss en systematisk måte å forstå og sammenligne de vidt forskjellige klimatiske forholdene vi finner på planeten vår.



Figur 10.5.: Köppens klimaklassifikasjon. Hentet 14. september 2025 fra https://snl.no/K%C3%B6ppens_klimaklassifikasjon

Interaktive oppgaver om temperatur

Oppgave 10.3 (Repetisjonsoppgaver)**.**

11. Sirkulasjon i atmosfæren

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren
- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling

Har du noen gang lurt på hvorfor det blåser passatvinder ved ekvator eller vestavinder på våre breddegrader? Eller hvorfor det er så tørt i ørkener, mens det regner mye i tropene? Svarene ligger i atmosfærens globale sirkulasjonsmønstre.

I dette kapittelet skal vi utforske de store luftstrømmene som beveger seg rundt på jordkloden vår. Disse sirkulasjonene er utrolig viktige fordi de transporterer varme og fuktighet og påvirker været og klimaet over hele verden. I kapittel 9 så vi på hvordan vind oppstår. Vi skal nå se på hvordan strålingsfordelingen gir forskjeller i temperatur (som vi også så på i kapittel 10), og hvordan dette skaper storstilte trykkforskjeller med tilhørende globale vindsystemer.

Når vi skal snakke om global sirkulasjon i atmosfæren, er det noen begreper som vi må ha på plass, se Figur 11.1.

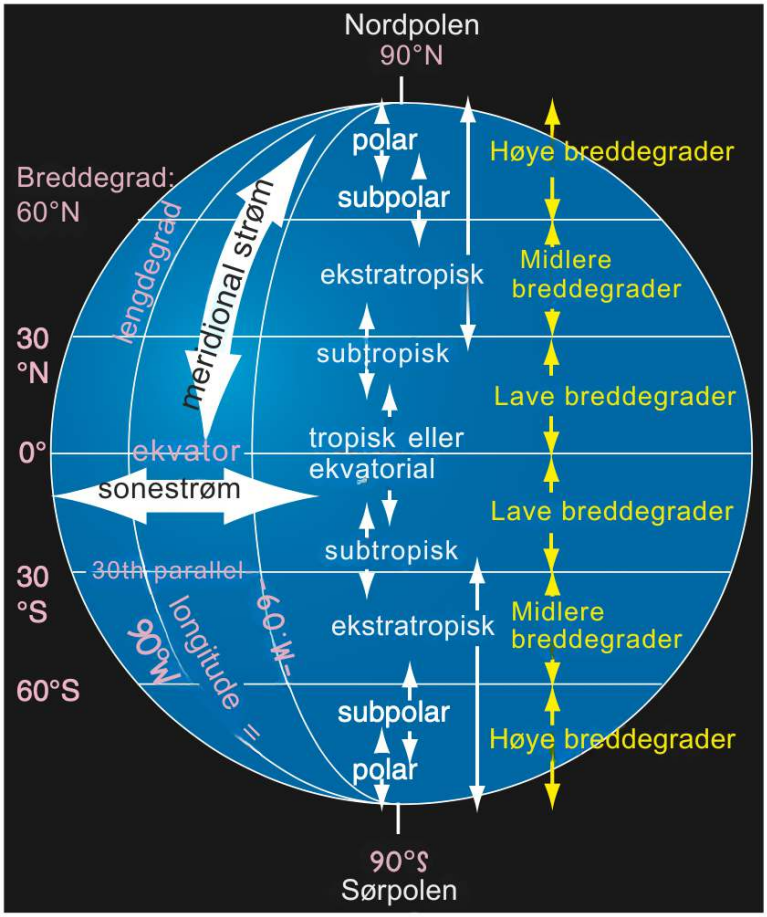
11.1. Strålingsubalanse skaper termiske lavtrykk og høytrykk

Husk tilbake til delkapittel 3.10 og figur 10.2, der vi så på hvordan vi har et **strålingsoverskudd** rundt ekvator, og et **strålingsunderskudd** i områdene rundt polene. Dette vises i Figur 11.2**a** nedenfor.

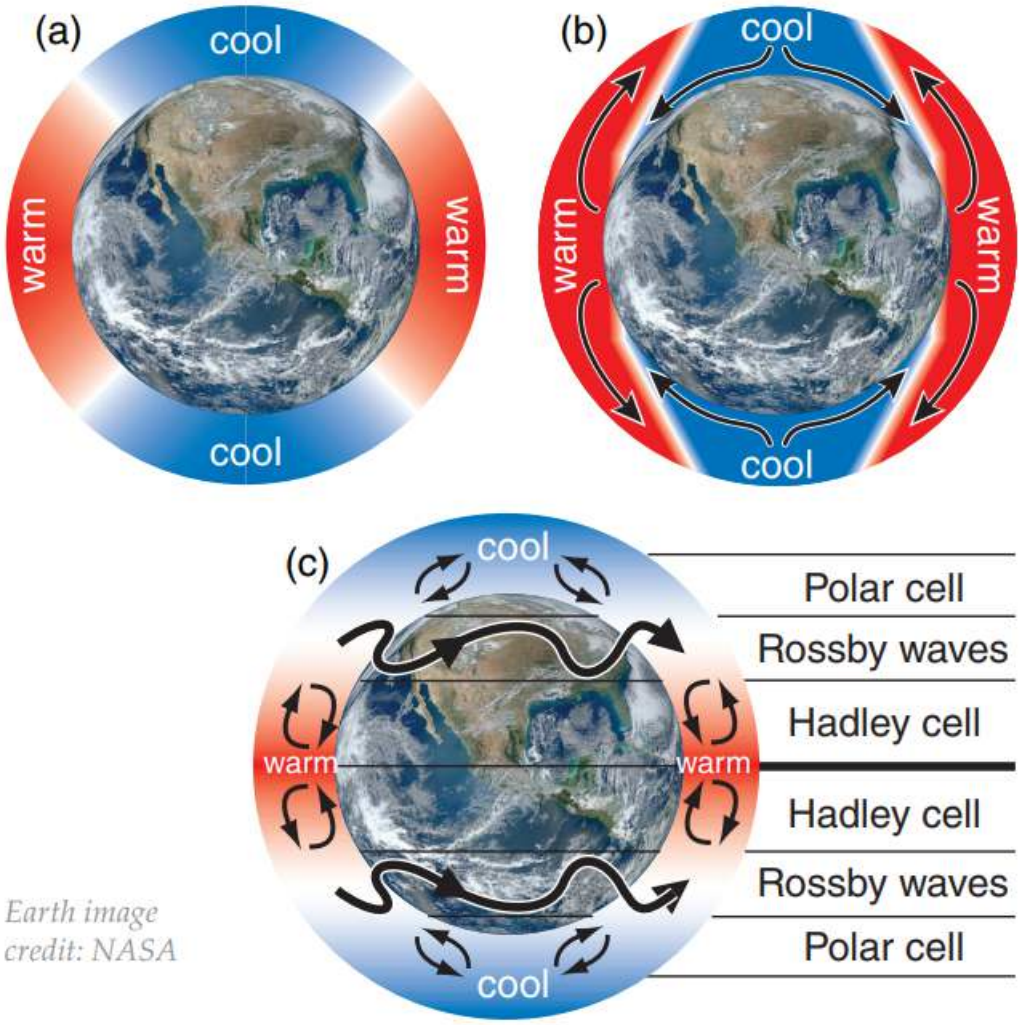
Strålingsoverskuddet skaper en oppvarming av luften ved bakken rundt ekvator, som gjør at denne stiger og endrer den retning og går nordover og sørover vekk fra ekvator. Vi får dermed en varme-transport i atmosfæren, som vi så på i Del 10.2. Dette ser vi i Figur 11.2**b**. I dette kapittelet skal vi se nærmere på de ulike vindsystemene som oppstår som følge av strålingsfordelingen.

11.1.1. Termisk sirkulasjon

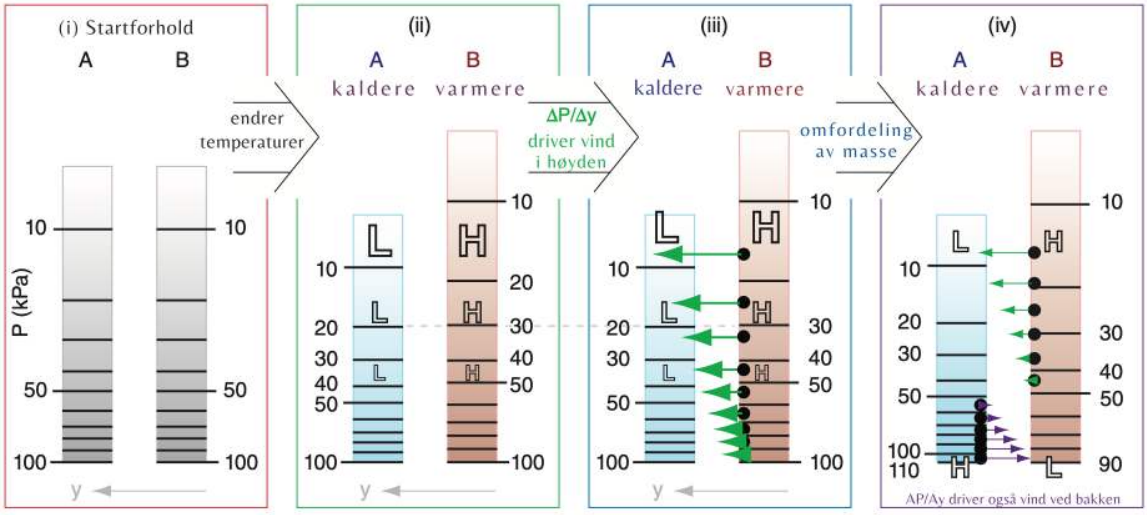
Figur 11.3 viser hvordan termisk sirkulasjon dannes. (i) Viser en startsituasjon med to steder som har lik temperatur og likt lufttrykk. (ii) viser at området til venstre er kjølt ned og området til høyre er varmet opp. Dette fører til at luften til venstre er mer komprimert, mens luften til høyre utvides. Dette fører til at vi før et høyere trykk i høyden på høyresiden enn på venstresiden. Det settes opp en trykkgradientkraft som setter i gang en bevegelse i høyden, som vises i (iii). Vi får da en masseforflytning mot venstre, som da påvirker trykkforholdene i de to kolonnene, og vi får en trykkforskjell også ved bakken, som da gir en bakkevind mot høyre (iv).



Figur 11.1.: Viktige fagbegreper innen global sirkulasjon i atmosfæren. Kilde: Figur 11.2 i Stull, R. (2018). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science* (1.02b). University of British Columbia. Oversatt av Elisabeth Engum, 2025.



Figur 11.2.: Strålingsubalanse skaper sirkulasjon. Hadleycellen, polarcellen, og utveksling ved Rossbybølger og virvler. Illustrasjon: CC-by-sa Roland Stull, 2018



Figur 11.3.: Termisk sirkulasjon. Kilde: Figur 11.17 i Stull, R. (2018). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science* (1.02b). University of British Columbia. Oversatt av Elisabeth Engum, 2025.

11.1.2. Termisk lavtrykk ved ekvator

Ved ekvator treffer solstrålene jordoverflaten nesten rett ovenfra gjennom hele året. Dette fører til svært sterk oppvarming av bakken og luften like over bakken. Den oppvarmede lufta blir lettere og stiger oppover, noe som skaper et lavtrykkssystem ved ekvator. Når den varme lufta stiger, strømmer kjøligere luft inn fra områdene nord og sør for ekvator for å fylle tomrommet. Dette skaper en sirkulasjon av vind fra høyere breddegrader mot ekvator nær bakken. Denne vinden kalles passatvindene. Oppstigning av varm luft ved ekvator og innstrømming av kjøligere luft fra sidene danner et termisk lavtrykksbelte rundt ekvator. Det termiske lavtrykket ved ekvator er en viktig drivkraft for den generelle sirkulasjonen av vind og nedbør i troposfæren. Det bidrar også til å skape de karakteristiske værmønstrene og klimaregionene vi ser på kloden.

11.1.3. Termisk høytrykk ved polene

Ved polene er solinnstrålingen mye svakere enn ved ekvator, i perioder er den helt fraværende. Dette fører til at bakken og luften over bakken blir mye kaldere enn ved ekvator. Den kalde luften er tettere og tyngre enn den varme luften ved ekvator, og den synker derfor nedover mot bakken. Dette skaper et høytrykk ved overflaten. Den kalde luften som synker nedover, strømmer utover mot lavere breddegrader langs bakken. Denne luftstrømmen kalles polarvindene. Den kalde luften som synker nedover ved polene og strømmer utover mot lavere breddegrader, danner et termisk høytrykksbelte rundt polene. Det termiske høytrykket ved polene er en viktig drivkraft for den generelle sirkulasjonen av vind og nedbør i troposfæren. Det bidrar også til å skape de karakteristiske værmønstrene og klimaregionene vi ser på kloden.

Oppgave: Fra sol til vind

Oppgave 11.1.
Drivkraften bak all sirkulasjon i atmosfæren er solen. I denne oppgaven skal vi se på de grunnleggende mekanismene.

a) Forklar med egne ord hvorfor områdene rundt ekvator mottar mer solenergi per arealenhet enn områdene rundt polene.

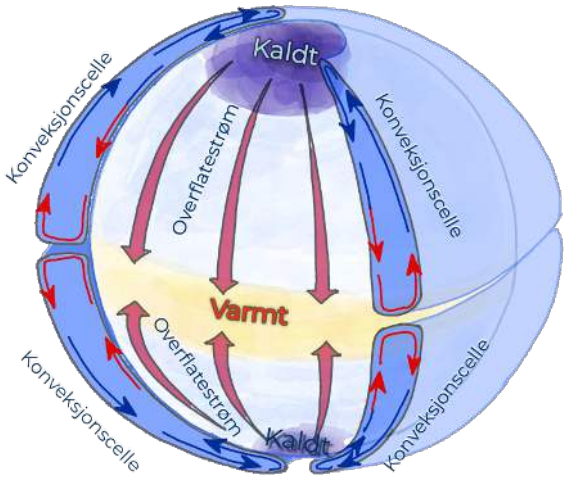
b) Hvordan fører denne temperaturforskjellen mellom ekvator og polene til at det dannes et termisk lavtrykk ved ekvator og et termisk høytrykk ved polene?

c) Hva er hovedforskjellen på et *termisk* høytrykk og et *dynamisk* høytrykk? Gi et eksempel på hvor vi finner hver av disse på jordkloden.

11.2. Atmosfærisk sirkulasjon på en ikke-roterende jord

Hvis jorden ikke hadde rotert rundt sin egen akse, ville sirkulasjonsmønsteret i atmosfæren vært svært forskjellig fra det vi observerer i dag. Luften ville steget ved ekvator, til den når tropopausen. Herfra vil luften strømme nordover og sørover mot polområdene, hvor luften gradvis ville blitt kjølt ned. Tropopausen } ligger også lavere ved polområdene enn ved ekvator. Når luften hadde nådd polområdene, ville luften vært kald og tørr, og sunket mot bakken. Langs bakken ville luften strømmet fra det termiske høytrykket ved polområdene og langs bakken inn mot lavtrykket ved ekvator. Luft vil alltid strømme fra høyere mot lavere trykk for å utjevne forskjellene.

Denne sirkulasjonen ville skapt en stor celle, der luften beveger seg fra ekvator mot polene og tilbake igjen. Denne sirkulasjonen kalles Hadley-cellen, etter George Hadley som beskrev denne sirkulasjonen på 1700-tallet, se figur 11.4.



Figur 11.4.: Hadley-cellen. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024

11.3. Global sirkulasjon på en roterende klode

Situasjonen er derimot annerledes. Vi bor på en roterende klode, og jordrotasjonen har stor innvirkning på atmosfærens sirkulasjon. Vi så i kapittel 9.1.2 hvordan jordrotasjonen skaper en fiktiv kraft som kalles Corioliskraften. Corioliskraften påvirker vindretningen og skaper avbøyning av luftstrømmene. Vi skal nå gå litt mer i detalj på hvordan denne kraften virker, fordi det er så viktig for å forstå de globale sirkulasjonene i både atmosfæren og i havet, som vi kommer til i kapittel 15.

11.3.1. Corioliskraften

Når vi opererer på et roterende system, som jorden er, så må vi introdusere en fiktiv kraft (eller en tilleggsakselerasjon) for at Newtons andre lov fortsatt skal gjelde - Corioliskraften eller Corioliseffekten.

Vi lar $\vec{V}$ være vindvektoren, og $\vec{F}_C$ være Corioliskraften.

$$\vec{V} = [u, v]$$

$$\vec{F}_C = m \cdot f \cdot [v, -u]$$

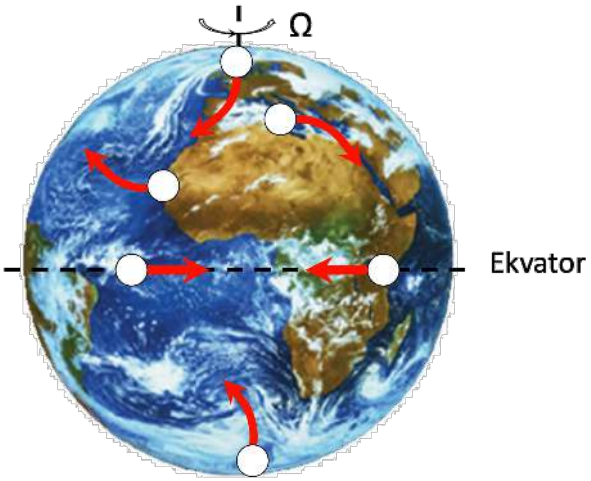
f er gitt som $2\Omega \sin(\phi)$ der Ω er jordens rotasjonshastighet ($\Omega = 7,2921 \cdot 10^{-5}$rad/s), og ϕ er breddegraden (positiv på nordlig halvkule, negativ på sørlig). Dette fører til at f er positiv på nordlige halvkule, og negativ på sørlige halvkule, og er forklaringen til at Corioliskraften avbøyer mot høyre på den nordlige halvkule, og til venstre på den sørlige.

En roterende klode

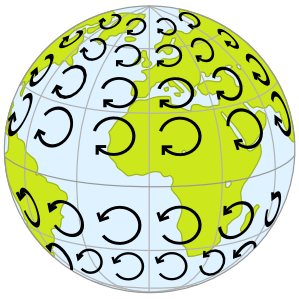
Oppgave 11.2.

a. Beskriv hvordan den globale sirkulasjonen ville sett ut dersom jorden ikke roterte. Hvilken sirkulasjonscelle ville dominert?
b. Hvordan påvirker jordens rotasjon den globale sirkulasjonen i atmosfæren? Beskriv hvor-

For dere som har eller har hatt matematikk R1, så ser dere at $\vec{V} \cdot \vec{F}_C = 0$, som betyr at Corioliskraften virker 90° på vindretningen. Vi ser videre at når f er positiv, så virker Corioliskraften til ***høyre*** for vindretningen. Du trenger ikke ha R-matematikk for å klare Geofag 2. Studer figurene, og prøv å huske og forstå at Corioliseffekten påvirker vinden slik at den avbøyes til høyre på nordlige halvkule, og til ventre på den sørlige halvkule. Du må også vite at Corioliseffekten er lik null på ekvator, og er størst ved polene.



Figur 11.5.: Avbøyning av Corioliskraften på ekvator, nordlige og sørlige halvkule.



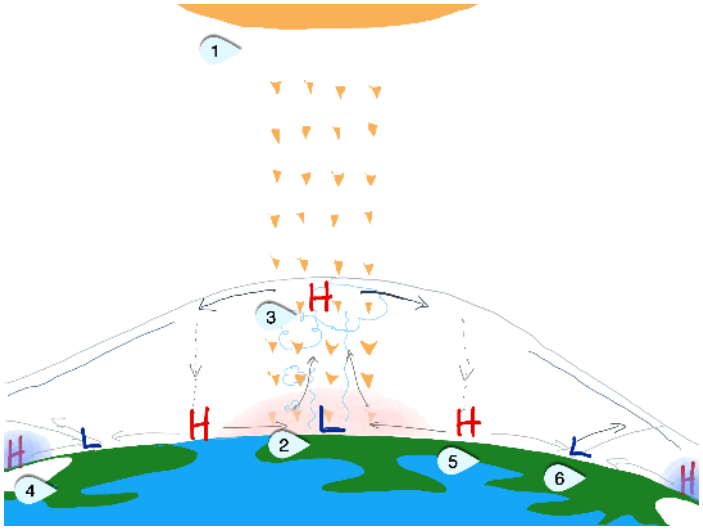
Figur 11.6.: Corioliseffekten varierer med breddegrad. Figuren viser hvordan en luftpakke med en hastighet på rundt 60 m/s beveger seg. Kilde: Wikimedia Commons

Corioliskraften vil gjøre at vinden vil avbøyes avhengig av hvor på jorden du er. Avbøyningen er kraftigere jo nærmere polene du er, og er lik null på ekvator. Vi ser at jo nærmere ekvator vi kommer dess større blir sirklene. Det er ikke eksakte sirkler siden coriolisparameteren varierer med breddegraden. Grunnen er at coriolisparameteren er mindre ved ekvator, og da blir avbøyningen mindre. Se figur 11.6.

dan Corioliskraften virker på vindene på den nordlige og sørlige halvkule.

c. Forklar hvorfor Corioliskraften er null ved ekvator og øker mot polene. Hvordan påvirker dette vindmønstrene nær ekvator sammenlignet med nær polene?

11.4. Global atmosfærisk sirkulasjon



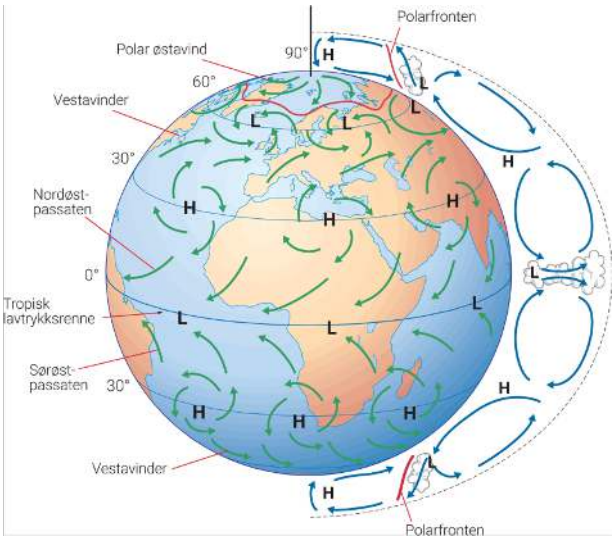
Figur 11.7.: Tverrsnitt av oppbygging av global atmosfærisk sirkulasjon. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024.

1. Jorden mottar energi i form av elektromagnetisk stråling fra solen. Denne innstrålingen er sterkest ved ekvator.
2. Jordoverflaten absorberer stråling, som varmer opp jordoverflaten. Denne vil så varme opp luften over seg, som gjør at denne luften blir lettere enn luften rundt, på samme måten som i Del 11.1.2. Luften stiger til den møter tropopausen.
3. I tropopausen møter luften en slags barriere og vil ikke stige videre. På samme måten som i figur 9.1 skaper dette et høytrykk i høyden. Luften vil dermed strømme nordover og sørover langs tropopausen, ut fra høytrykket.
4. Ved polområdene er det negativ strålingsbalanse, luften avkjøles av det store strålingsunderskuddet og synker mot bakken. Dette, samme med luft som strømmer inn i høyden langs tropopausen, skaper et termisk høytrykk ved polområdene, som vi så i Del 11.1.3.
5. Det "nye" ved å ha med en roterende klode er at luften vil synke allerede på rundt 30°N og 30°S. Dette skaper et *dynamisk høytrykk* ved bakken. Da har vi fått et varmt høytrykk ved 30° og et kaldt høytrykk ved polområdene.
6. Luften vil strømme ut fra høytrykkene (nordover og sørover), og rundt 60° vil luftmassene møtes. I et møte mellom varm og kald luft, vil den letteste luften stige, altså den varme luften. Konveksjonen av varm luft her vil dermed skape et *dynamisk lavtrykk* ved bakken. Grensen mellom de varme og kalde luftmassene her kalles gjerne *polarfronten*.

Figur 11.8.: Interaktiv modell av jordens globale atmosfæriske sirkulasjon. Laget av Elisabeth Engum, 2025. (Den kan åpnes i egen fane her.)

Oppgave: Den store reisen

Oppgave 11.3.



Figur 11.9.: Oversikt over den globale atmosfæriske sirkulasjonen med de tre sonene.

Den globale sirkulasjonen deles ofte inn i tre soner på hver halvkule; Hadley-cellen, polarcellen, og sonen mellom som preges av Rossbybølger og virvler[1].

a) Tegn en enkel skisse av jorden fra siden og tegn inn de tre sirkulasjonscellene (Hadley, Ferrel og Polar) på den nordlige halvkule. Marker hvor luften stiger og synker.

b) Hva er hovedforskjellen på et *termisk* høytrykk (som ved polene) og et *dynamisk* høytrykk (som ved 30° bredde)?

c) Hvorfor finner vi mange av verdens største ørkener rundt 30° nordlig og sørlig bredde? Koble svaret ditt til det som skjer i Hadley-cellen.

d) Hvilken fremherskende vindretning finner vi i Norge, som ligger på ca. 60° nordlig bredde? Forklar hvorfor denne vindretningen oppstår.

e) Tenk deg at du er kaptein på et seilskip på 1500-tallet. Du skal seile fra Portugal (ca. 38°N) til Karibien (ca. 15°N). Hvilken rute ville du lagt for å utnytte de globale vindsystemene best mulig? Begrunn valget ditt.

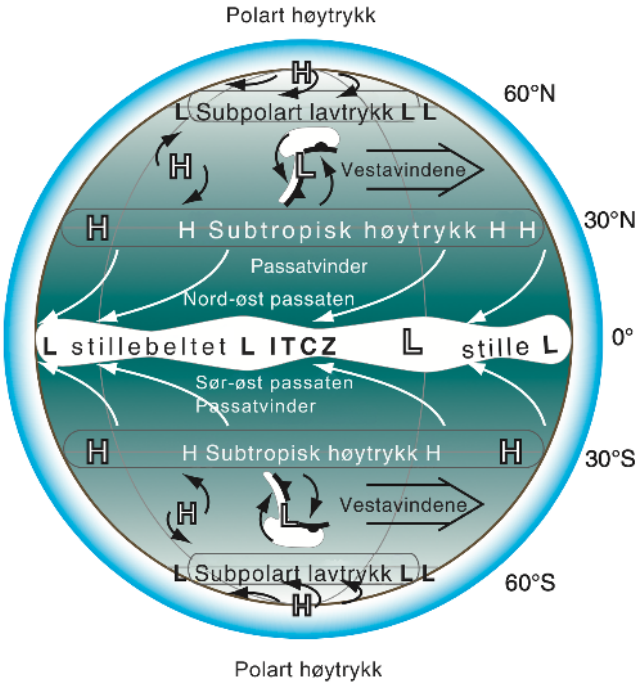
f) Hva er den Intertropiske Konvergenssonen (ITCZ), og hva slags vær er typisk for dette området?

11.5. Globale vindsystemer ved bakken

I forrige delkapittel så vi på hvordan atmosfæren sirkulerer i tre store celler på hver halvkule, drevet av temperaturforskjeller og jordrotasjonen. Denne sirkulasjonen skaper stabile høytrykks- og lavtrykksområder. Mellom disse trykkområdene oppstår det vedvarende vinder ved bakken. La oss se

[1]Sonen mellom Hadley-cellen og polarcellen kalles for Ferrel-cellen i en del lærebøker. Ferrel-cellen er en atmosfærisk sirkulasjonscelle som befinner seg mellom Hadleycellen (tropene) og polarcellen (høye breddegrader), og dominerer på de midlere breddegrader. I motsetning til Hadley- og polarcellen er ikke Ferrel-cellen en ekte konveksjonscelle drevet av direkte oppdrift, men et resultat av at luft beveges indirekte av trykkforskjellene og sirkulasjonen i nabocellene. Den beskrives derfor som «termisk indirekte»: Sirkulasjonen skyldes dynamiske prosesser, blant annet frontsystemer og forskjeller i temperatur og trykk, snarere enn enkel oppvarming og oppstiging av luft slik vi ser i de konvektive cellene. Ferrel-cellen er derfor mindre markant, og mønsteret dens stemmer ikke like godt overens med vertikale bevegelser som skyldes termisk oppdrift og synking, slik som i Hadleycellen og polarcellen.

nærmere på disse globale vindsystemene.



Figur 11.10.: De globale vindsystemene nær bakken. Vi ser de polare østavindene, vestavindene, og passatvindene. H og L indikerer høytrykk og lavtrykk. ITCZ er den intertropiske konvergenssonen. Områder markert hvite indikerer skyer som gir nedbør. Kilde: Figur 11.3a i Stull, R. (2018). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science* (1.02b). University of British Columbia. Oversatt av Elisabeth Engum, 2025.

11.5.1. Passatvindene

Passatvindene er de stabile overflatevindene vi finner innenfor Hadley-cellen, mellom den subtropiske høytrykkssonen (ca. 30° bredde) og den ekvatoriale lavtrykkssonen (den intertropiske konvergenssonen, ITCZ). Luften strømmer fra høytrykket mot lavtrykket, men blir avbøyd av corioliseffekten.

- På den **nordlige halvkule** blir vinden bøyd av mot høyre og blåser derfor fra nordøst mot sørvest. Denne kalles **nordøstpassaten**.
- På den **sørlige halvkule** blir vinden bøyd av mot venstre og blåser fra sørøst mot nordvest. Denne kalles **sørøstpassaten**.

Passatvindene fra nord og sør møtes i den **intertropiske konvergenssonen** (ITCZ), et belte med stigende luft, skyer og mye nedbør. Historisk sett var disse vindene ekstremt viktige for seilskipene, som kunne stole på den jevne vinden for å krysse de store verdenshavene – derav navnet "trade winds" på engelsk.

11.5.2. Vestavindbeltet

Mellom den subtropiske høytrykkssonen (ca. 30°) og den subpolare lavtrykkssonen (ca. 60°) finner vi **vestavindbeltet**. Dette er det dominerende vindsystemet på våre breddegrader, innenfor det som kalles Ferrel-cellen. Luften strømmer fra det subtropiske høytrykket mot det subpolare lavtrykket, og corioliseffekten bøyer av vinden.

Både på den nordlige og sørlige halvkule fører corioliskraften til at vinden hovedsakelig blåser fra vest mot øst. I Norge merker vi dette godt, da de fleste lavtrykkene og værsystemene kommer inn fra vest. I motsetning til de stabile passatvindene, er vestavindene mer variable. Dette skyldes at vandrende lavtrykk og høytrykk, og de tilhørende frontsystemene, skaper et mer turbulent og skiftende værmønster.

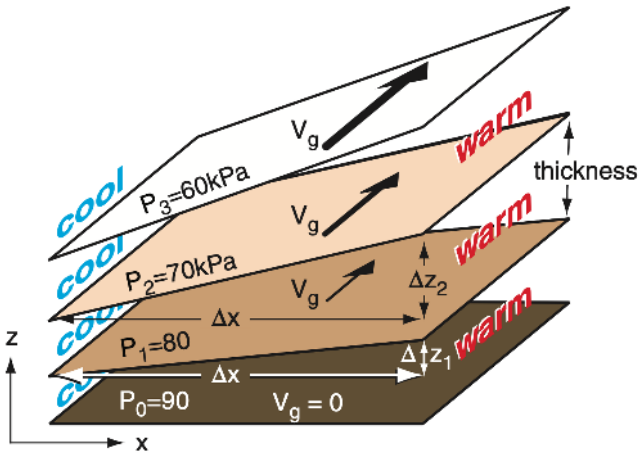
11.5.3. Polare østavinder

I polarcellen, mellom den polare høytrykkssonen ved polene og den subpolare lavtrykkssonen (ca. 60°), finner vi de **polare østavindene**. Den kalde, tunge luften ved polene synker og strømmer utover langs bakken mot lavere breddegrader. Corioliseffekten er sterkest nær polene og bøyer denne luftstrømmen kraftig av, slik at den får en hovedretning fra øst mot vest. Disse vindene er ofte kalde og tørre. Møtet mellom den kalde, polare luften og den varmere luften fra vestavindbeltet skaper polarfronten, som er en viktig "fødestue" for lavtrykkene som påvirker været vårt.

11.6. Termalvind

Vindene i atmosfæren oppstår på grunn av forskjeller i temperatur og trykk mellom ulike områder. En av de viktigste prosessene som kobler temperaturforskjeller til vind i høyden, er **termalvinden**. Termalvinden er ikke en egen vind som blåser et bestemt sted, men en betegnelse på hvordan **vinden endrer styrke og retning med høyden**.

Når vi beveger oss fra ekvator mot polene, avtar solinnstrålingen gradvis. Dette gir store temperaturforskjeller mellom de varme områdene nær ekvator og de kalde områdene nær polene. Kald luft er tettere enn varm luft, og dette gjør at trykket i høyden avtar raskere over kalde områder enn over varme områder. Resultatet blir at det oppstår **en horisontal trykkforskjell** i høyden som ikke finnes ved bakkenivå.



Figur 11.11.: Flatene er isobarer, altså areal med samme trykk. Vi ser en temperaturgradient fra vest til øst (x-aksen), som får isobarflatene til å ha en brattere vinkel når høyden øker. Dette fører da til trykkgradienter som gir geostrofisk vind i høyden. Kilde: Figur 11.20 i Stull, R. (2018). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science* (1.02b). University of British Columbia.

Ved bakken er trykkforskjellene små fordi fjell, landskap og friksjon bremser vinden. Høyere oppe i atmosfæren, der friksjonen er mye mindre, kan luften bevege seg mer fritt. Her vil corioliskraften bøye luftstrømmen slik at vinden blåser **parallelt med isobarene**. Når temperaturforskjellene øker, blir

denne trykkgradienten i høyden sterkere, og dermed øker også vindstyrken. Forskjellen i vind mellom to høyder kalles **termalvinden**.

En enkel huskeregel er: **Jo større temperaturforskjeller, jo sterkere blir termalvinden.**

Dette er årsaken til at jetstrømmene finnes der temperaturforskjellene mellom luftmassene er størst – for eksempel mellom polarluft i nord og subtropisk luft i sør.

11.7. Global sirkulasjon nær tropopausen

Stratosfæren har en sterk statisk vertikal stabilitet, som gjør at den føles som et lokk på troposfæren. De vertikale bevegelsene i troposfæren kobler sammen sirkulasjonen nær bakken og det som skjer høyere oppe, nær tropopausen. Grunnet sterk konveksjon i tropene (rundt ekvator), så får vi et ekstremt kraftig høytrykk i høyden rundt ekvator. Luften her blåser fra øst, fordi luften som løftes har med seg østlig bevegelse fra passatvindene som blåser inn mot ekvator ved bakken. Luften blåser dermed fra ekvator og nordover/sørover. Vindene vil da påvirkes av jordrotasjonen, og avbøyes mot høyre/venstre.

Den subtropiske jetstrømmen ligger på rundt 30° bredde, i overgangen mellom Hadley-cellen og Ferrel-cellen. Den dannes når varm luft som stiger ved ekvator, strømmer mot polene i høyden. På grunn av bevaring av dreiemoment øker vindhastigheten ettersom luften nærmer seg jordaksen. Denne jetstrømmen er vanligvis sterkest om vinteren og spiller en viktig rolle for været i subtropiske områder.

Den polare jetstrømmen er den mest kjente og den som har størst betydning for været i Norge. Den ligger på ca. 50–60° bredde, i overgangen mellom den kalde luften i polarcellen og den varmere luften i Ferrel-cellen. Det er den store temperaturkontrasten over polarfronten som er selve motoren for denne jetstrømmen.

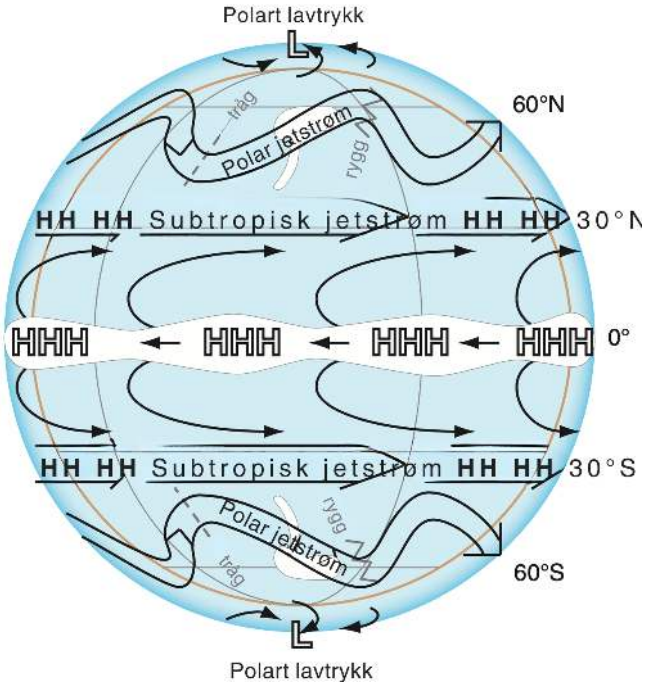
Den polare jetstrømmen følger oftest ikke en rett linje, men kan bukte seg i store bølger (Rossby-bølger) rundt halvkulen.

11.7.1. Jetstrømmene – elver av vind i høyden

Jetstrømmene er kraftige, smale bånd av vind som ligger høyt oppe i atmosfæren, vanligvis ved tropopausen, ca. 8–12 km over bakken. Disse vindene kan ha hastigheter på opptil 200–300 km/t og blåser stort sett fra vest mot øst.

De viktigste jetstrømmene finner vi i **vestavindsbeltet** mellom 30° og 60° breddegrad på begge halvkuler. Jetstrømmen markerer ofte overgangen mellom kald luft i nord og varm luft i sør. Når kontrasten i temperatur er stor, blir vindstyrken i jetstrømmen kraftig. Om sommeren, når temperaturforskjellene mellom pol og ekvator er mindre, svekkes jetstrømmen.

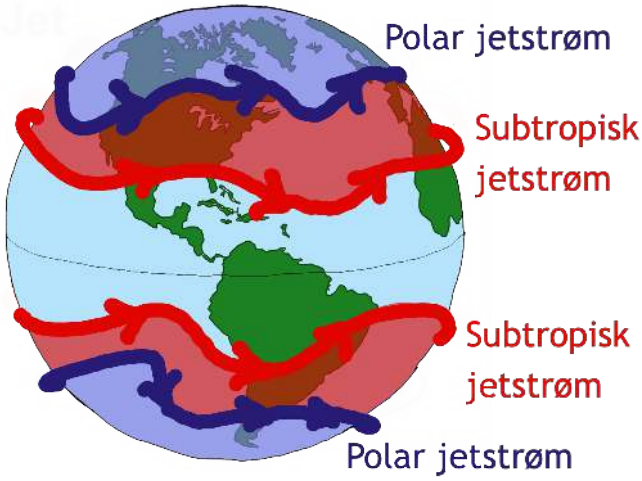
Jetstrømmen påvirker været på bakkenivå i stor grad. Den fungerer som en slags «grense» mellom ulike luftmasser. Når jetstrømmen beveger seg i et relativt rett spor, fører den til et mer stabilt og forutsigbart vær. Men når jetstrømmen begynner å svinge kraftig nordover og sørover, dannes store bølger i strømmen, som kalles **Rossbybølger**.



Figur 11.12.: De globale vindsystemene nær tropopausen. Vi ser den suptropiske jetstrømmen, den polare jetstrømmen, tråg og høytrykksrygger. H og L indikerer høytrykk og lavtrykk. HHH betyr veldig kraftig høytrykk. Områder markert hvite indikerer skyer som gir nedbør. NB: Husk at lufttrykket nær tropopausen er mye lavere enn ved bakken, selv om det relativt sett er et sterkt høytrykk. Vi sammenligner trykkverdier i samme høyde over bakken. Kilde: Figur 11.3b i Stull, R. (2018). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science* (1.02b). University of British Columbia. Oversatt av Elisabeth Engum, 2025.

11.8. Rossbybølger

Rossbybølger kan oppstå både i atmosfæren og i havet. Rossbybølger er buktninger som er veldig lange, gjerne flere tusen kilometer. Når jetstrømmen treffer på hindringer som høye fjellkjeder, for eksempel Rocky Mountains, forstyrres strømmen. Det samme skjer når den passerer områder med store temperaturforskjeller, som hav og land. Dette gjør at det oppstår bølger på jetstrømmen, og dette er da Rossbybølger.



Figur 11.13.: Illustrasjon med den subtropiske og den polare jetstrømmen. Illustrasjonen viser også forskjell i temperatur i luften nord og sør for den polare jetstrømmen. Bilde: Elisabeth Engum, 2025.

Rossbybølger oppstår på grunn av jordrotasjonen og forskjeller i corioliskraften med breddegrad, en effekt vi kaller **beta-effekten**. Disse bølgene fører til at jetstrømmen bukter seg i store meandere, med **høytrykksrygger** som strekker seg mot polene og **tråg** som strekker seg mot ekvator.

- I **høytrykksrygger** trekkes varm luft fra lavere breddegrader nordover. Corioliseffekten øker på vei nordover, som gjør at vindhastigheten går ned for å bevare virvlingen. Vi får en antisyklonsk bevegelse i jetstrømmen. Da får vi en konvergens av luft i høyden, som fører til synkende luft. Den synkende luften varmes opp, og vi får et høytrykkspreg, med klarvær og varmere vær.
- I **tråg** trekkes kald luft fra høyere breddegrader sørover. På vei mot ekvator vil Corioliseffekten minke, som fører til at vindhastigheten øker for å bevare virvlingen. Dette fører til en divergens av luft i høyden, som fører til at det trekkes opp luft fra lavere nede i atmosfæren. Stigende luft fører til lavtrykkspreg, med skydannelse og nedbør.

Rossbybølger er svært store og beveger seg sakte, ofte over flere tusen kilometer. Når bølgene blir stasjonære, kan et værmønster bli «låst» over et område i flere dager eller uker. Dette kalles **blokkering** og kan føre til langvarige perioder med enten varmt og tørt vær eller kaldt og vått vær, avhengig av om man befinner seg under en bølgetopp eller bølgedal.

11.8.1. Hvordan Rossbybølger påvirker været ved bakken

Bevegelsene i jetstrømmen høyt oppe i atmosfæren påvirker trykkforholdene ved bakken. Dette skjer gjennom **konvergens** og **divergens** i høyden:

- **Divergens i høyden:** Luften sprer seg utover, og det oppstår et «underskudd» av luft i høyden. Luft fra bakken trekkes opp for å erstatte dette, noe som gir stigende luft, lavtrykk, skyer og nedbør.

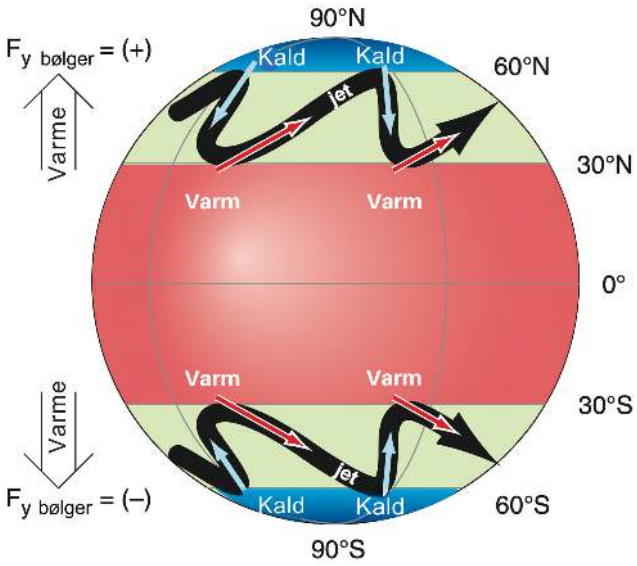
- **Konvergens i høyden:** Luften strømmer sammen, og det blir «for mye luft» i høyden. Luft presses nedover, noe som gir synkende luft, høytrykk og klart vær.

Ved et **tråg** oppstår det divergens i høyden. Dette fører til at luften stiger, og et lavtrykk dannes ved bakken. Ved en **høytrykksrygg** er det konvergens i høyden, luften synker, og et høytrykk utvikles.

Figur 11.14.: Infografikk for å forklare hvordan Rossbybølgene skaper høytrykk og lavtrykk ved bakken. Infografikk laget av Elisabeth Engum, 2025.

Slik forklarer Rossbybølgene hvorfor vi får en veksling mellom høytrykk og lavtrykk på våre breddegrader. Når jetstrømmen svinger mye, blir værsystemene mer intense, og vi kan få ekstremvær som kraftig nedbør, stormer eller langvarige hetebølger.

11.8.2. Varmetransport ved Rossbybølger



Figur 11.15.: En skjematisk fremstilling av hvordan Rossbybølgene kan transportere varme på midlere breddegrader. Kilde: Figur 11.54 i Stull, R. (2018). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science* (1.02b). University of British Columbia. Oversatt av Elisabeth Engum, 2025.

Jetstrømmer og Rossbybølger

Oppgave 11.4.

a. Hva er en jetstrøm, og hvor i atmosfæren finner vi dem vanligvis? Beskriv kort hvordan de dannes.
b. Rossbybølger er store buktninger på jetstrømmen. Forklar hvordan en høytrykksrygg (bølgetopp) og et tråg (bølgedal) i jetstrømmen påvirker været ved bakken. Bruk begrepene konvergens og divergens i forklaringen din.
c. Hvordan kan Rossbybølger bidra til langvarige værmønstre, som hetebølger eller perioder med mye nedbør? Hva menes med «blokkering» i denne sammenhengen?

11.9. Polarfronten – møteplassen for luftmasser

I meteorologi beskrives **fronter** som grensesoner mellom kald og varm luft. **Polarfronten** er en front der den kalde luften fra polarcellen møter den varmere luften fra Ferrel-cellen. Dette er ikke en skarp, rett linje, men en bred og dynamisk sone som bukter seg rundt jorden på midlere breddegrader. Polarfronten er en av de viktigste drivkreftene for været på våre breddegrader.

Langs denne fronten er temperatur- og tetthetsforskjellene mellom de to luftmassene store. Denne kontrasten skaper en ustabil sone full av potensiell energi. Det er denne energien som er selve motoren for både den polare jetstrømmen i høyden og for dannelsen av de vandrende lavtrykkene (ekstratropiske sykloner, som vi skal se nærmere på i Del 12.4) som preger været i Norge og resten av Europa.

11.9.1. Fødestuen for lavtrykk

Når den polare jetstrømmen bukter seg, kan det oppstå forstyrrelser eller "bølger" langs polarfronten. En slik bølge kan utvikle seg videre:

1. En liten utbuktning dannes på fronten.
2. Varm luft begynner å skyve nordover (varmfront), og kald luft begynner å svinge sørover bak den (kaldfront).
3. På grunn av corioliseffekten begynner luften å rotere mot klokken (på den nordlige halvkule) rundt et senter med lavt trykk.
4. Et lavtrykk er født. Dette lavtrykket vil ofte følge jetstrømmens bane østover, samtidig som det utvikler seg og intensiveres.

Denne prosessen, kalt **syklogenese**, er grunnen til at polarfronten ofte blir omtalt som "fødestuen for lavtrykk". Bevegelsene og utviklingen til disse lavtrykkene er det som gir oss det skiftende været med vind, skyer og nedbør som er så karakteristisk for vestavindbeltet. Vi skal se nærmere på ekstratropiske sykloner i kapittel 12.

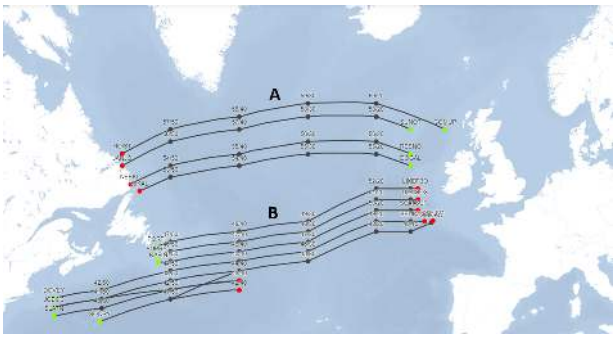
Oppgave: Polarfronten

Oppgave 11.5.

a. Hva er polarfronten, og hvilke to luftmasser møtes her?
b. Hvorfor kalles polarfronten ofte "fødestuen for lavtrykk"? Beskriv kort de første stegene i hvordan et lavtrykk dannes langs fronten (syklogenese).
c. Hvordan påvirker polarfronten været på våre breddegrader? Gi eksempler på typiske værfenomener knyttet til denne fronten.

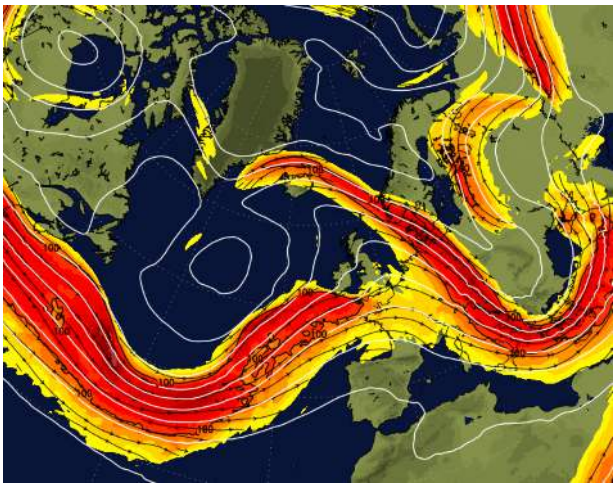
Eksamensoppgaver

Oppgave 11.6. De to figurene nedenfor viser hendelser som skjedde samme dag.
Den første figuren viser flyruter mellom Europa og Nord-Amerika. Disse flyrutene er av forskjellige årsaker forhåndsbestemte. Flyene flyr i en høyde på ca. 10 000–12 000 moh., og de drar stor nytte av medvind. Figuren inneholder en del tallkombinasjoner og punkter i ulike farger. Tallkombinasjonene er ikke relevante for denne oppgaven.



Figur 11.16.: Figuren viser flyruter mellom Nord-Amerika og Europa. Kilde: https://flightplan-database.com/nav/NATS. Hentet 31. mars 2023

Figuren nedenfor viser polarjetstrømmen over Nord-Atlanteren, på samme dag som bildet ovenfor. Rød farge indikerer høy vindhastighet.



Figur 11.17.: Figuren viser polarjetstrømmen. Kilde: https://www.netweather.tv/charts-and-data/jetstream. Hentet 31. mars 2023

Hvilken påstand er riktig?

1. Både flyrutene A og flyrutene B går fra øst mot vest.
2. Flyrutene A går fra øst mot vest, og flyrutene B går fra vest mot øst.
3. Både flyrutene A og flyrutene B går fra vest mot øst.
4. Flyrutene A går fra vest mot øst, og flyrutene B går fra øst mot vest.

Flervalgsoppgaver

Oppgave 11.7.

12. Fronter og ekstratropiske lavtrykk

Aktuelle kompetansemål

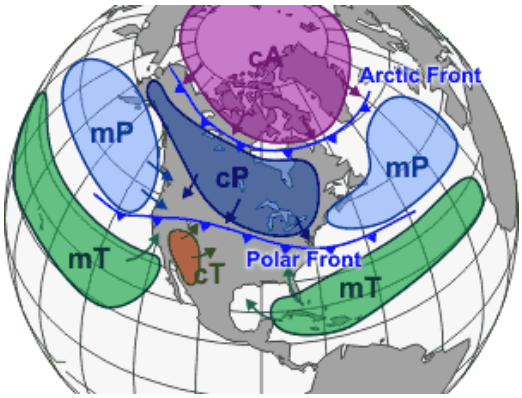
- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling
- gjøre rede for hvordan numeriske modeller i geofag bygges opp og videreutvikles, og beskrive hvordan modellene brukes innenfor værvarsling, havmodellering og klimaforskning
- vurdere risiko ved naturfarer som følge av fenomener i atmosfæren, havet og kryosfæren og drøfte hvordan klimaendringer kan påvirke disse

Hvorfor kan været skifte fra solskinn til pøsregn på bare noen få timer? Og hva er det egentlig værmelderen mener med "en kaldfront er på vei innover kysten"? Svaret på disse spørsmålene ligger i de dynamiske og ofte dramatiske møtene mellom store luftmasser – det vi kaller fronter. Disse frontene er selve fødestedet for lavtrykkene som dominerer været på våre breddegrader.

I dette kapittelet skal vi utforske hvordan ulike luftmasser dannes og hva som skjer når de kolliderer. Vi skal se på de ulike typene fronter og det karakteristiske været de fører med seg. Til slutt skal vi sette det hele sammen i livssyklusen til et lavtrykk, fra en liten bølge på polarfronten til en fullt utviklet storm, slik det først ble beskrevet av den berømte Bergensskolen i meteorologi.

12.1. Luftmasser

En **luftmasse** er en stor mengde luft med relativt ensartet temperatur og fuktighet i horisontal retning. Luftmasser dannes når luft blir liggende i ro over et stort, homogent område – et kildeområde – i flere dager. Da tar luften til seg egenskapene til underlaget.



Figur 12.1.: Eksempler på ulike luftmasser.

Vi klassifiserer luftmasser etter kildeområdet:

- **Arktisk** (A) eller **Polar** (P): Kald luft fra høye breddegrader, der *arktisk* regnes som den kaldeste.
- **Tropisk** (T): Varm luft fra lave breddegrader, ofte fra subtropiske områder. Luftmasser med opphav nær ekvator kalles gjerne *ekvatoriale* luftmasser.
- **Maritim** (m): Fuktig luft dannet over hav.
- **Kontinental** (c): Tørr luft dannet over land.

For eksempel er **maritim polar** (**mP**) luft kald og fuktig, typisk for været på Vestlandet om vinteren, mens **kontinental tropisk** (**cT**) luft er varm og tørr, som den vi kan få under hetebølger om sommeren.

Klassifisering av luftmasser

Oppgave 12.1. Beskriv hvilken type luftmasse (f.eks. maritim polar, kontinental tropisk osv.) som mest sannsynlig forårsaker følgende værforhold i Norge:

a. En stekende varm og tørr sommerdag i Sør-Norge.
b. En kald og klar vinterdag på Finnmarksvidda med svært lave temperaturer.
c. En mild og fuktig høstdag med gråvær og lett regn på Vestlandet.
d. En kjølig og fuktig sommerdag med bygevær i Nord-Norge.

12.2. Hva er en front?

En **front** er grensesonen mellom to ulike luftmasser. Siden luftmassene har ulik tetthet (kald luft er tyngre enn varm luft), vil de ikke blande seg lett. I stedet blir den varme, lette luften tvunget til å stige over den kalde, tunge luften. Denne hevingen av luft fører til avkjøling, kondensasjon, skydannelse og nedbør. En front er derfor nesten alltid forbundet med "aktivt vær".

12.2.1. Frontogenese

Frontogenese er prosessen der en front, altså grensen mellom to forskjellige luftmasser, dannes eller blir sterkere. En front oppstår når kald og varm luft møtes, og det skaper en tydelig temperaturforskjell over et lite område.

Hvordan skjer frontogenese?

Forestill deg at luftmassene beveger seg slik at de presses sammen. Når luftstrømmene nærmer seg hverandre og møtes, blir temperaturforskjellen mellom dem tydeligere. Dette skjer ofte når vinden endrer retning eller styrke, og luftmassene presses mot hverandre. Denne sammentrekningen av luftmassene kalles konvergens.

Hvorfor er frontogenese viktig?

Når en front blir sterkere, kan det føre til mer væraktivitet som skyer, regn og vind. For eksempel kan kald luft som skyver varm luft oppover føre til at det dannes skyer og nedbør langs fronten.

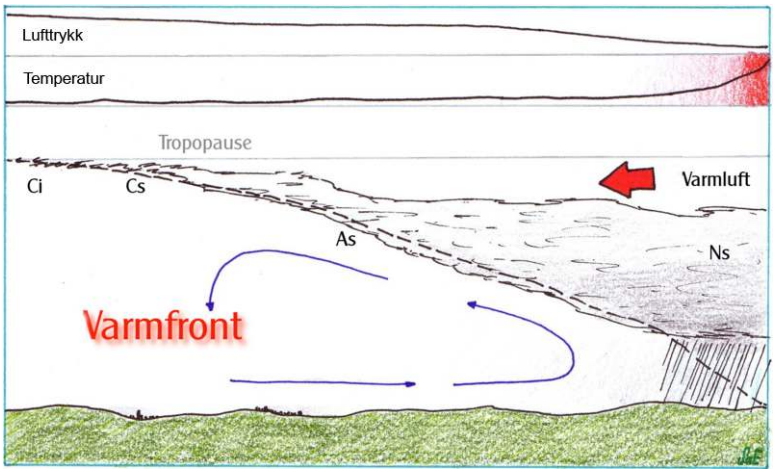
En enkel forklaring

Tenk på to forskjellige farger på et teppe som blir presset sammen i midten. Der fargene møtes, blir skillet mellom dem tydeligere og skarpere. På samme måte blir skillet mellom kald og varm luft tydeligere når luftmassene presses sammen, og det er det vi kaller frontogenese.

12.2.2. Varmfront

En varmfront oppstår der varm luft trenger frem og sklir opp over en kaldere luftmasse som er på retrett.

- **Struktur**: Varmfronten har en slak helning (ca. 1:200). Den varme luften stiger langsomt og over et stort område. Utstrekningen er typisk ~600 km.
- **Hastighet**: Varmfronten flytter seg med typisk 10 – 35 km/t
- **Vær**: Været utvikler seg gradvis. De første tegnene er høye fjærskyer (Cirrus), som etterfølges av slørskyer (Cirrostratus) og deretter lagskyer (Altostratus). Til slutt kommer de tykke nedbørsskyene (Nimbostratus), som gir langvarig, jevn nedbør. Vinden øker på, og lufttrykket faller. Etter at fronten har passert, blir været mildere og fuktigere, og nedbøren letter.



Figur 12.2.: Tverrsnitt av en varmfront. Den varme luften blir løftet over den kalde, og danner skyer.
Figur: Frode Korneliussen, Wikimedia.

Typiske karakteristikker av en varmfront (nordlige halvkule)

Tabell 12.1.: Værfenomener tilknyttet en varmfront

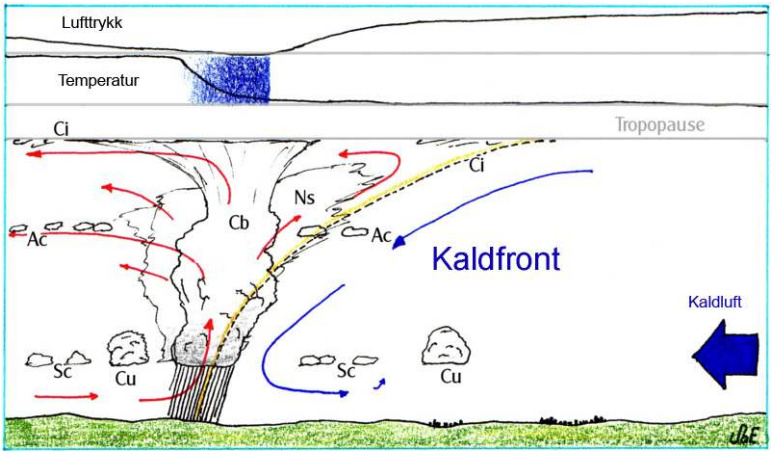
Vær-fenomen	Før fronten passerer	Idet fronten passerer	Når fronten har passert
Tem-per-atur	Kjølig	Øker raskt	Varmere, jevner seg ut etterhvert
Luft-trykk	Minker jevnt og trutt	Jevner seg ut	Liten økning, etterfølges av minking
Vind	Sør til sørøst (endres mot klokken)	Variabel	Sør til sørvest (med klokken)
Ned-bør	Sammenhengende nedbør. Gjerne mange timer. Lett til moderat regn, snø, sludd, eller yr	Yr	Normalt sett ingen nedbør, noen ganger lettere nedbør eller byger
Skyer	I denne rekkefølgen: Cirrus, cirrustratus, altostratus, nimbostratus, status, og tåke.	Nimbostra-tus	Oppklarende med spredte stratocumulus
Sikt	Dårlig	Dårlig, men blir bedre	Sol

Vær-fenomen	Før fronten passerer	Idet fronten passerer	Når fronten har passert
Dugg-punkt	Øker jevnt	Stabil	Øker, deretter stabil

12.2.3. Kaldfront

En kaldfront oppstår der kald luft gjør et fremstøt og skyver varmere luft foran seg til værs.

- **Struktur**: Kaldfronten er mye brattere enn en varmfront (mellom 1:50 og 1:100). Den kalde luften pløyer seg inn under den varme luften og tvinger den raskt og kraftig oppover. Utstrekningen er mindre enn varmfronten, typisk ~100 km.
- **Hastighet**: Kaldfronten flytter seg raskere enn varmfronten, omtrent 35 – 80 km/t.
- **Vær**: Værskiftet er brått og dramatisk. Det dannes mektige bygeskyer (Cumulonimbus) langs fronten, som gir kortvarige, men intense regn- eller snøbyger, ofte med torden og sterk, kastende vind. Lufttrykket synker raskt før fronten og stiger raskt etterpå. Bak fronten blir luften merkbart kaldere og klarere, med bygevær som gradvis avtar.



Figur 12.3.: Kaldfront. Den kalde luften presser den varme luften oppover, og det blir dannet skyer. Figur: Frode Korneliussen, Wikimedia.

Typiske karakteristikker av en kaldfront (nordlige halvkule)

Tabell 12.2.: Værfenomener tilknyttet en kaldfront

Vær-fenomen	Før fronten passerer	Idet fronten passerer	Når fronten har passert
Temper-atur	Varm	Synker raskt	Avkjøles jevnt
Lufttrykk	Minker jevnt og trutt	Laveste nivå, øker plutselig	Øker jevnt
Vind	Sørvest, sør og sørøst	Skiftende, kastevind	Vest, nordvest og nord. Primært nordvest.
Nedbør	Spredte regnbyger	Kraftig regn, noen ganger hagl, lyn og torden	Regnbyger, klarner opp etterhvert

Vær-fenomen	Før fronten passerer	Idet fronten passerer	Når fronten har passert
Skyer	Kan være cirrus, cirrostratus og cumulunimbus	Cumulunimbus	Cumulus
Sikt	Moderat til dårlig. Disig	Dårlig, men blir bedre	God, utenom når det er byger
Dugg-punkt	Høyt, stabil	Dropper raskt	Minker

12.2.4. Okkludert front

En okkludert front oppstår når en kaldfront tar igjen en varmfront i et lavtrykkssystem. Dette skjer typisk mot slutten av lavtrykkets liv, og gir et karakteristisk værmønster. Her er de tre hovedfasene:

Danningsfasen

I starten nærmer kaldfronten seg varmfronten. Den raske kaldfronten "innhenter" den langsommere varmfronten, og den varme luften mellom dem (varmsektoren) begynner å løftes oppover. I denne fasen kan det være mye nedbør og skyer, fordi varm luft stiger og kondenserer.

Modningsfasen

Nå har kaldfronten tatt igjen varmfronten, og den varme luften er helt løftet opp fra bakken. På overflaten møtes to kaldere luftmasser, mens den varme luften ligger høyt oppe. Været er ofte grått og vått, med jevn nedbør over et større område. Vindene kan være kraftige rundt okklusjonspunktet, der de tre frontene møtes.

Svekkelsesfasen

Til slutt mister lavtrykket energi, og den okkluderte fronten blir mindre aktiv. Nedbøren avtar, og skyene blir mindre markerte. Ofte er det bare den okkluderte fronten igjen av hele frontsystemet, og været roer seg gradvis.

Struktur: Strukturen vil være ulik om det er en **kald** okklusjonsfront, eller en **varm** okklusjonsfront.

Frontsymboler på værkart

Typiske karakteristikker av en okklusjonsfront (nordlige halvkule)

Tabell 12.3.: Værfenomener tilknyttet en okklusjonsfront

Vær-fenomen	Før fronten passerer	Idet fronten passerer	Når fronten har passert
Tem-per-atur	Kald: Kaldt eller kjølig Varm: Kaldt	Kald: Dropper Varm: Øker	Kald: Kjøligere Varm: Mildere

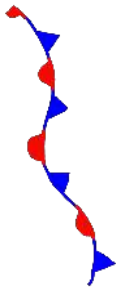
Vær-fenomen	Før fronten passerer	Idet fronten passerer	Når fronten har passert
Luft-trykk	Faller vanligvis	Laveste verdi	Øker vanligvis
Vind	Sørøst til sør	Variabel	Vest til nordvest
Ned-bør	Lett, moderat eller kraftig nedbør	Lett, moderat eller kraftig kontinuerlig nedbør, eller regnbyger	Lett til moderat nedbør etterfulgt av oppklaring
Skyer	I denne rekkefølgen: Cirrus, cirrustratus, altostratus, nimbostratus	Nimbostratus, noen ganger tårnende cumulus (Tcu) og cumulunimbus (Cb)	Nimbostratus, eller som spredte cumulus
Sikt	Dårlig når det er nedbør	Dårlig når det er nedbør	Bedrer seg
Dugg-punkt	Stabil	Dropper vanligvis litt, særlig ved kald -	Dropper litt, men kan øke litt ved varm -

Walt Disney animasjon om okkluderte fronter, til US Air Force, fra 1943!

https://youtu.be/w4VYkXgpX5Q?si=0ZhJU4Js6-dB6GB4

12.2.5. Frontnedbør

12.2.6. Stasjonære fronter



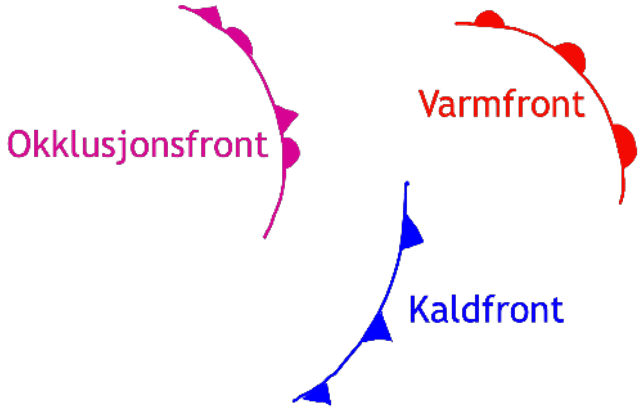
Figur 12.7.: Synoptisk symbol for stasjonær front. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2025

I tillegg til varmfronter, kaldfronter og okkluderte fronter, finnes det også **stasjonære fronter**. Disse oppstår når to luftmasser møtes, men ingen av dem er sterk nok til å fortrenge den andre. Resultatet er en front som ligger mer eller mindre i ro over et område.

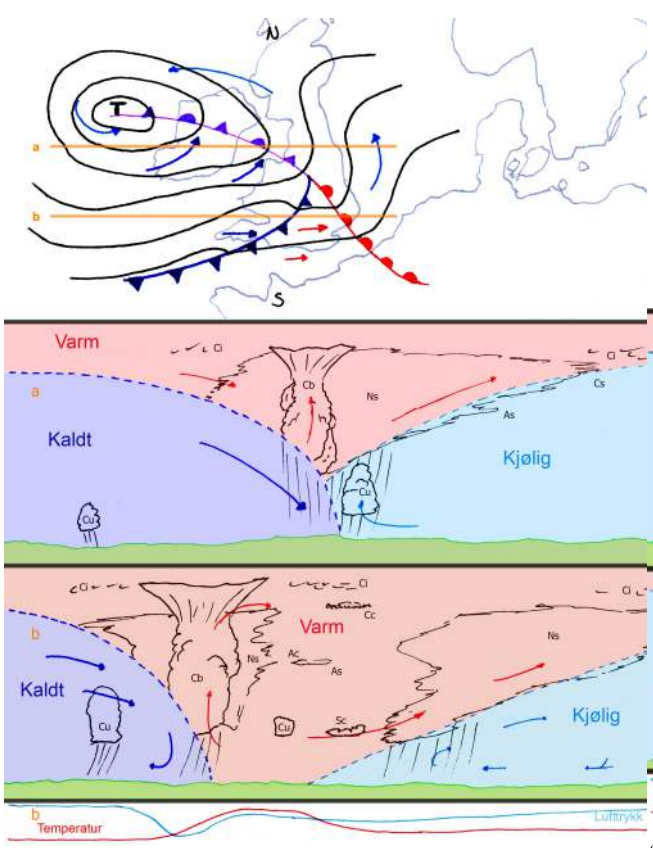
Hvis den varme luftmassen inneholder mye fuktighet, kan det dannes skyer og nedbør langs den stasjonære fronten. Været kan bli grått og vått, med langvarig regn eller snø, avhengig av årstiden. Siden fronten ikke beveger seg, kan dette føre til vedvarende dårlig vær over samme område i flere dager.

Hvis den ene luftmassen begynner å bevege seg, kan den stasjonære fronten utvikle seg til en varmfront eller kaldfront, avhengig av hvilken luftmasse som vinner frem.

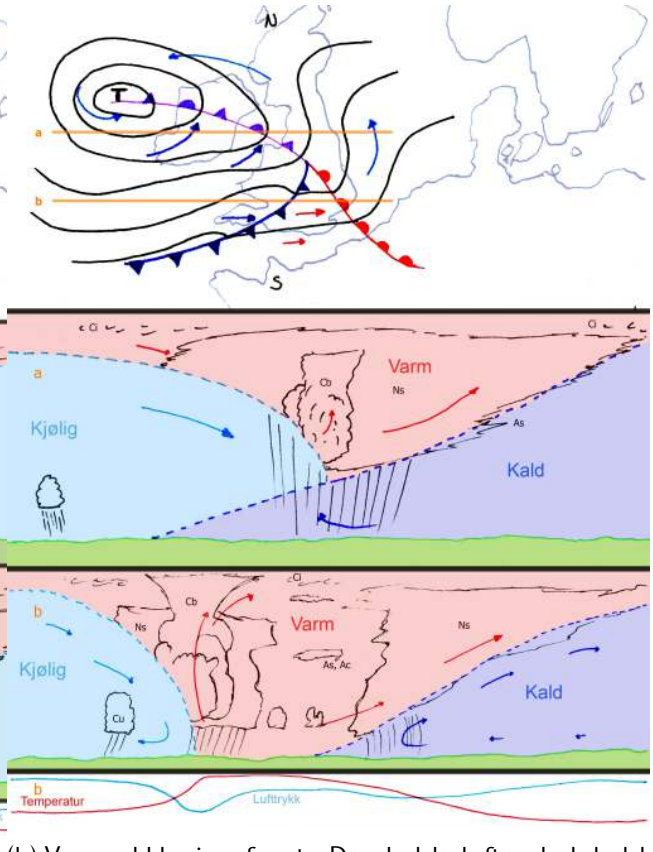
Ved å flytte seg fra den ene siden av en stasjonær front til den andre, så vil man oppleve et værskifte med både temperaturendring, men også endring i vindretning.



Figur 12.4.: På værkartene markerer meteorologene de ulike frontene med symboler. Legg merke til at symbolet for en okklusjonsfront er en blanding av en varmfront og kaldfront. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2025.

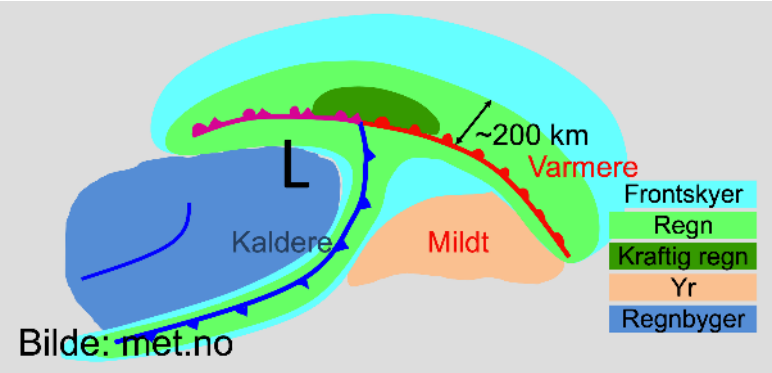


(a) Kald okklusjonsfront. Den kalde luften bak kaldfronten er kaldere enn den kalde luften foran varmfronten. Den varme luften blir løftet oppover begge de kalde luftmassene. Kilde: Wikimedia commons.

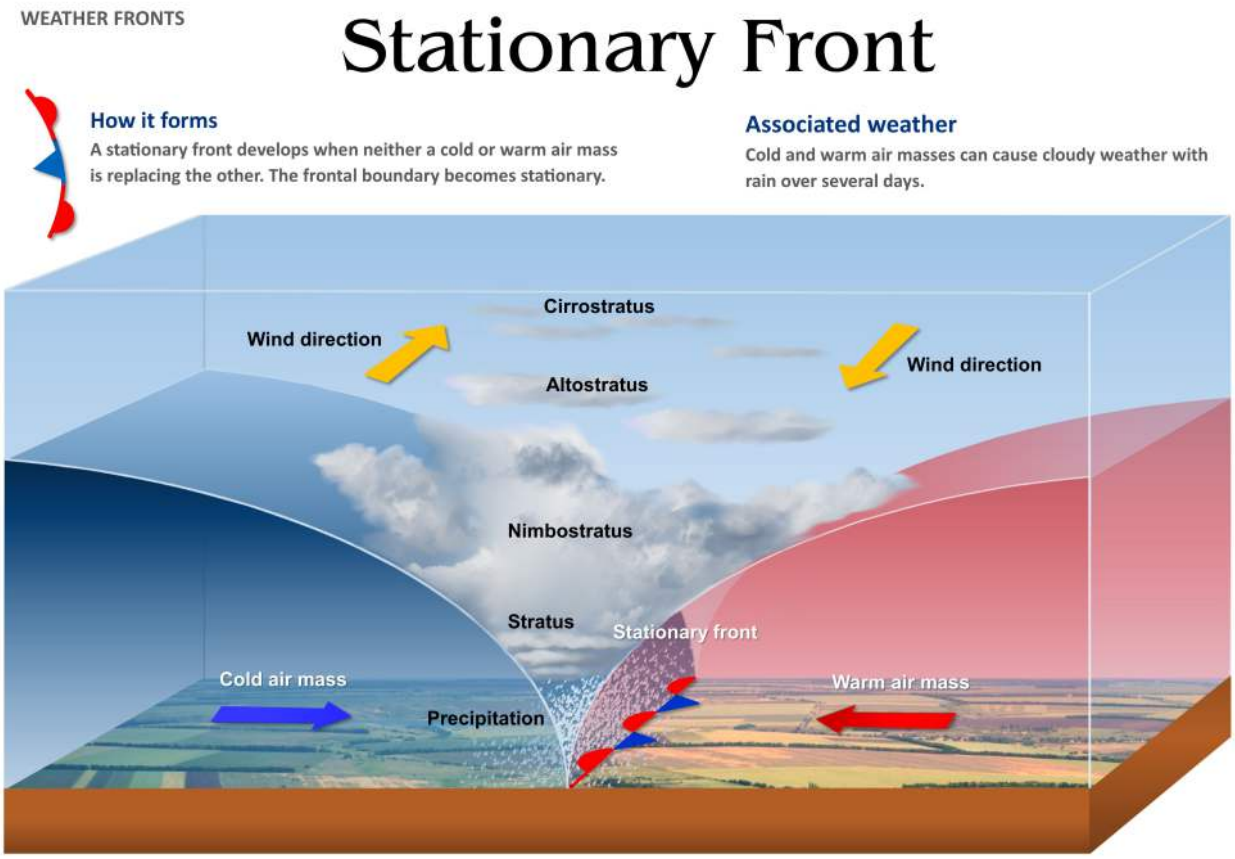


(b) Varm okklusjonsfront. Den kalde luften bak kaldfronten er varmere enn den kalde luften foran varmfronten. Den varme luften blir løftet oppover den kalde luften foran varmfronten. Kilde: Wikimedia commons.

Figur 12.5.: Kald og varm okklusjonsfront. Kilde: Wikimedia commons.



Figur 12.6.: Skjematisk oversikt over ulike typer nedbør tilknyttet fronter i Norge. Illustrasjon av Anders Sivle (Meteorologisk institutt, 2010), modifisert av Elisabeth Engum.



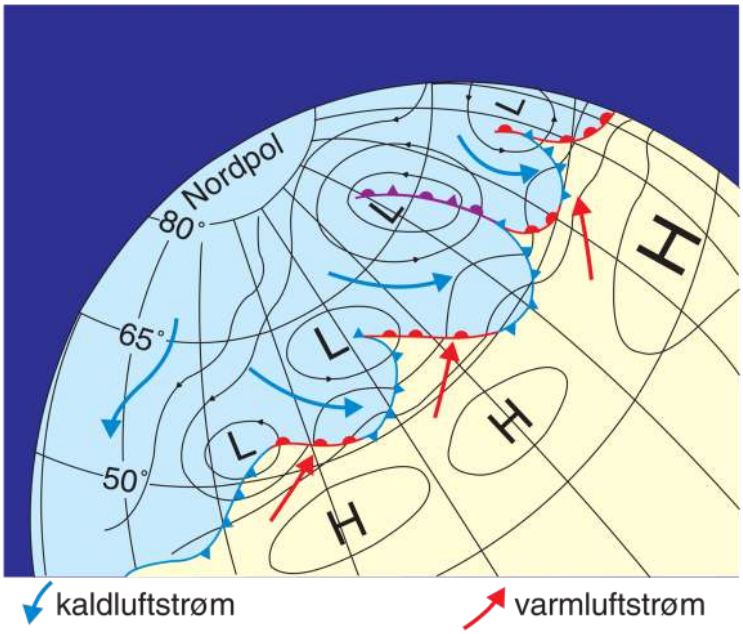
Figur 12.8.: Vær tilknyttet en stasjonær front

12.3. Polarfronten som front

Polarfronten er ikke bare en grensesone mellom kald og varm luft på våre breddegrader – den er også en klassisk front i meteorologisk forstand. Som front kjennetegnes polarfronten av at den markerer et skarpt skille mellom to luftmasser med ulike egenskaper: kald, polarluft fra nord og varmere, fuktigere luft fra sør. Dette skillet gir opphav til tydelige kontraster i temperatur, fuktighet og vindretning over relativt korte avstander.

12.3.1. Frontens struktur og dynamikk

Polarfronten er ofte bølgende og dynamisk, og den kan strekke seg over store områder, som vi så i kapittel 11.9. Langs fronten stiger den varme luften over den kaldere, tyngre luften. Dette gir oppdrift, skydannelse og ofte nedbør. Polarfronten er derfor et område med hyppig dannelse av skyer og nedbør, spesielt når den varme luften er fuktig.



Figur 12.9.: Polarfronten skjematisk fremstilt. Kilde: Store Norske Leksikon.

Når polarfronten bølger seg, kan det dannes både **varmfronter** og **kaldfronter**, se figur 12.9. En varmfront oppstår der varm luft glir nordover over kald luft, mens en kaldfront dannes der kald luft presser seg sørover under den varmere luften. Disse frontene er sentrale i utviklingen av ekstratropiske lavtrykk, og de gir typiske værforandringer: varmfronten gir ofte langvarig, jevn nedbør, mens kaldfronten gir kraftigere, men kortere regnbyger og klarere luft etter passering.

12.3.2. Polarfronten som energikilde

Det er de store temperaturforskjellene langs polarfronten som gir energi til dannelsen av lavtrykk og frontsystemer. Når polarfronten er aktiv, kan den utløse kraftige lavtrykk med vind, nedbør og raske værskifter. Dette er grunnen til at polarfronten er så viktig for været på våre breddegrader – den fungerer som en "motorvei" for vandrende lavtrykk og fronter.

12.4. Ekstratropiske lavtrykk

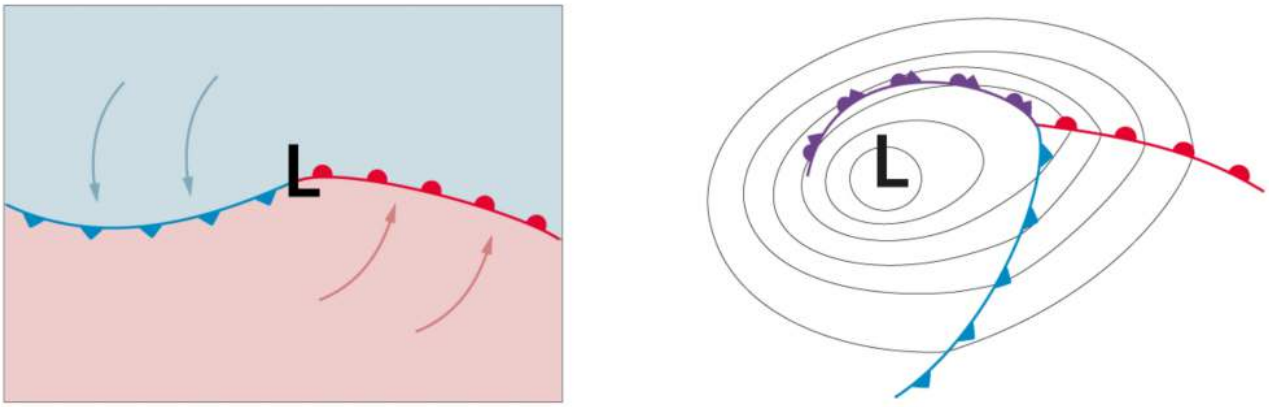
Ekstratropiske sykloner, eller ekstratropiske lavtrykk, har stor påvirkning på været i Norge. Disse syklonene dannes utenfor tropene (ekstratropisk betyr "utenfor tropene") og kjennetegnes av lavt lufttrykk, fronter og sterk vind.

Ekstratropiske sykloner dannes vanligvis i områder med store temperaturforskjeller, som ved polarfronten hvor kald polarluft møter varmere luft fra sør. Når disse luftmassene møtes, begynner den varme luften å stige over den kalde luften. Dette skaper et lavtrykk ved bakken, samtidig som det dannes et høytrykk i høyden.

Den varme luften stiger, avkjøles og det vil dannes skyer og nedbør. Når lavtrykket utvikles, oppstår vinder rundt lavtrykkssenteret. En fullt utviklet ekstratropisk syklon vil ha en varmfront, kaldfront og etterhvert en okklusjonsfront. Varmfronten ligger på østsiden av syklonen, hvor varm luft skyves over kaldere luft. Kaldfronten ligger på vestsiden, hvor kald luft trenger inn under varmere luft. Disse frontene kan strekke seg over flere hundre kilometer og forårsake betydelig nedbør og vind. De ekstratropiske syklonene har typisk en utstrekning på omtrent 1000 til 4000 km.

Livssyklusen til de ekstratropiske lavtrykkene ble først beskrevet av meteorologer ved **Bergensskolen** rundt 1920. Denne modellen kalles for **den norske syklonmodellen**.

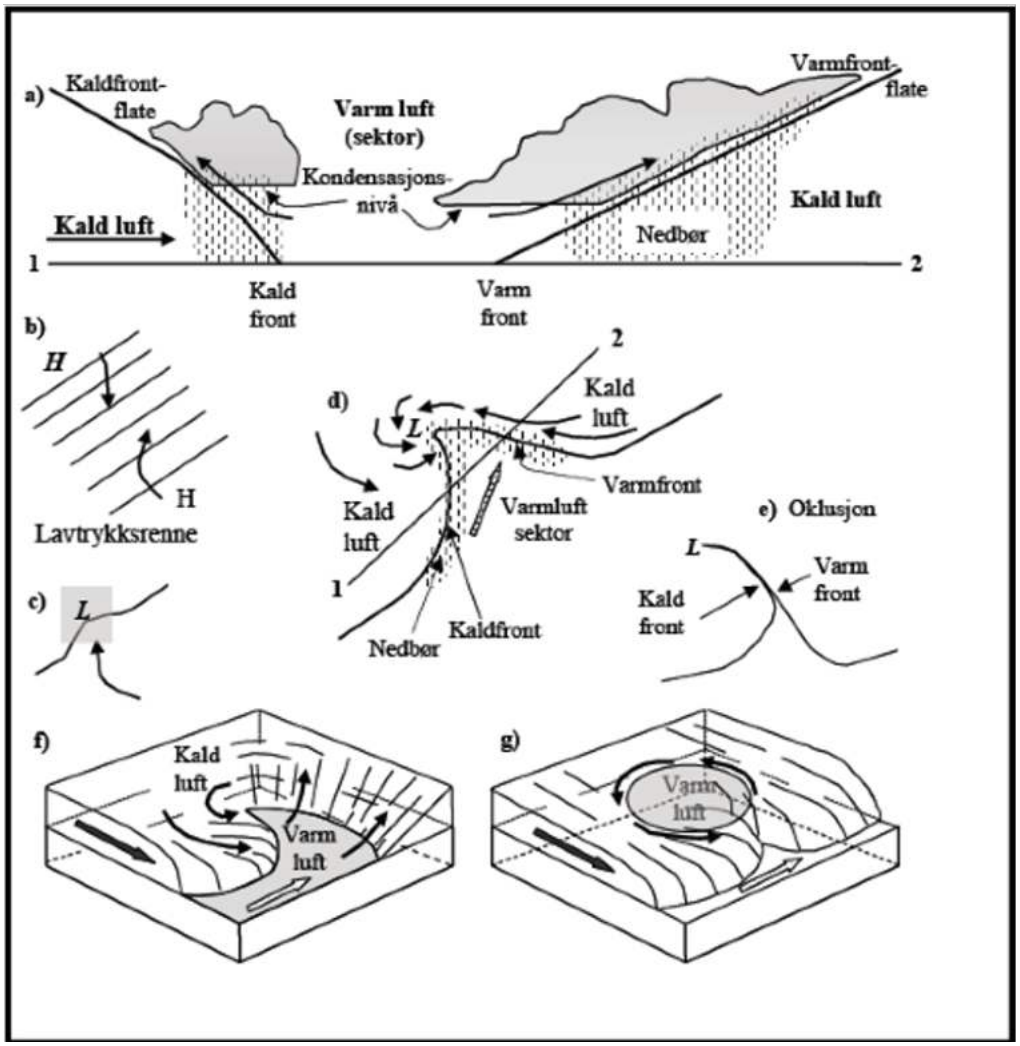
12.4.1. Den norske syklonmodellen



Figur 12.10.: I den norske syklonmodellen dannes lavtrykk på bølgetopper i polarfronten; grensen der kald luft fra Arktis møter varmere luft fra sør. Etter hvert som lavtrykket utvikler seg, beveger det og frontene seg østover som et samlet værsystem. Frontene representerer fremdeles grenser mellom varm og kald luft – røde varmfronter der varmluften rykker frem og erstatter kaldere luft, og blå kaldfronter der det er den kalde luften som er på fremmarsj. Etter hvert møtes varm- og kaldfronten og danner en okkludert front, en tredje kategori, i lilla. Ill.: Ellen Viste, Bjerknessenteret, 2018.

1. **Startfasen**: Det hele starter med polarfronten, grensen mellom kald polarluft og varm tropisk luft. En liten forstyrrelse eller bølge kan dannes på fronten (se a) og b) i figur 12.11). Forstyrrelsen starter ofte under gunstige områder av jetstrømmen, se Del 11.8.

2. **Utviklingsfasen**: Bølgen forsterkes, og luften begynner å rotere på grunn av corioliskraften (se kapittel 9). Et lavtrykkssenter dannes i spissen av bølgen, med en varmfront som beveger seg østover og en kaldfront som beveger seg sørover og østover (se c) og d) i figur 12.11). Området med varm luft mellom frontene kalles **varmsektoren**.


a)
Kaldfront-flate
Varm luft (sektor)
Varmfront-flate
Kondensasjons-nivå
Kald luft
Kald luft
Nedbør
1
2
Kald front
Varm front
b)
H
H
Lavtrykksrenne
c)
L
d)
2
Kald luft
L
Varmfront
Kald luft
Varmluft sektor
1
Nedbør
Kaldfront
e) Oklusjon
L
Varm front
Kald front
f)
Kald luft
Varm luft
g)
Varm luft

Figur 12.11.

3. **Okklusjonsstadiet**: Kaldfronten beveger seg raskere enn varmfronten og begynner å ta den igjen. Tungen med varm luft blir smalere, og den varme luften presses til værs i en spiralbevegelse (e, f). Trykket i senteret faller, og lavtrykket forsterkes. Til slutt dannes en okkludert front inn mot lavtrykkssenteret (g). Lavtrykket er nå på sitt dypeste og mest intense.

4. **Oppløsningsstadiet**: Varmsektoren er helt avsnørt fra bakken, og temperaturforskjellen som drev lavtrykket svekkes. Lavtrykket fylles gradvis opp (trykket stiger) og dør ut.

Syklonaktiviteten langs polarfronten er årsaken til den hyppige passasjen av lavtrykk over Norge. Storparten av disse kommer inn over oss fra vest og sørvest. Om et lavtrykk treffer Norge med en åpen varmsektor eller som en ferdig okkludert front, avhenger av hvor det ble dannet. Starter dannelsen langt vest i Atlanterhavet, vil det gjerne nå Norge i okklusjonsfasen.

Oppgaver om fronter

Oppgave 12.2 (Forståelse av fronter)**.**

a. Du ser høye fjærskyer (Cirrus) på himmelen, og merker at de gradvis blir tykkere og lavere i løpet av dagen. Hvilken type front er sannsynligvis på vei? Beskriv været du kan forvente de neste 12-24 timene.
b. Forklar hvorfor en kaldfront ofte gir mer intenst og kortvarig vær enn en varmfront. Bruk frontenes helning i forklaringen din.

Oppgave 12.3 (Analyse av værkart)**.**
Se på et dagsaktuelt værkart (f.eks. fra yr.no eller met.no).

a. Kan du identifisere noen lavtrykk eller høytrykk?

b. Finn en front på kartet. Hvilken type front er det?

c. Beskriv været i området foran og bak fronten. Stemmer det overens med teorien i dette kapittelet?

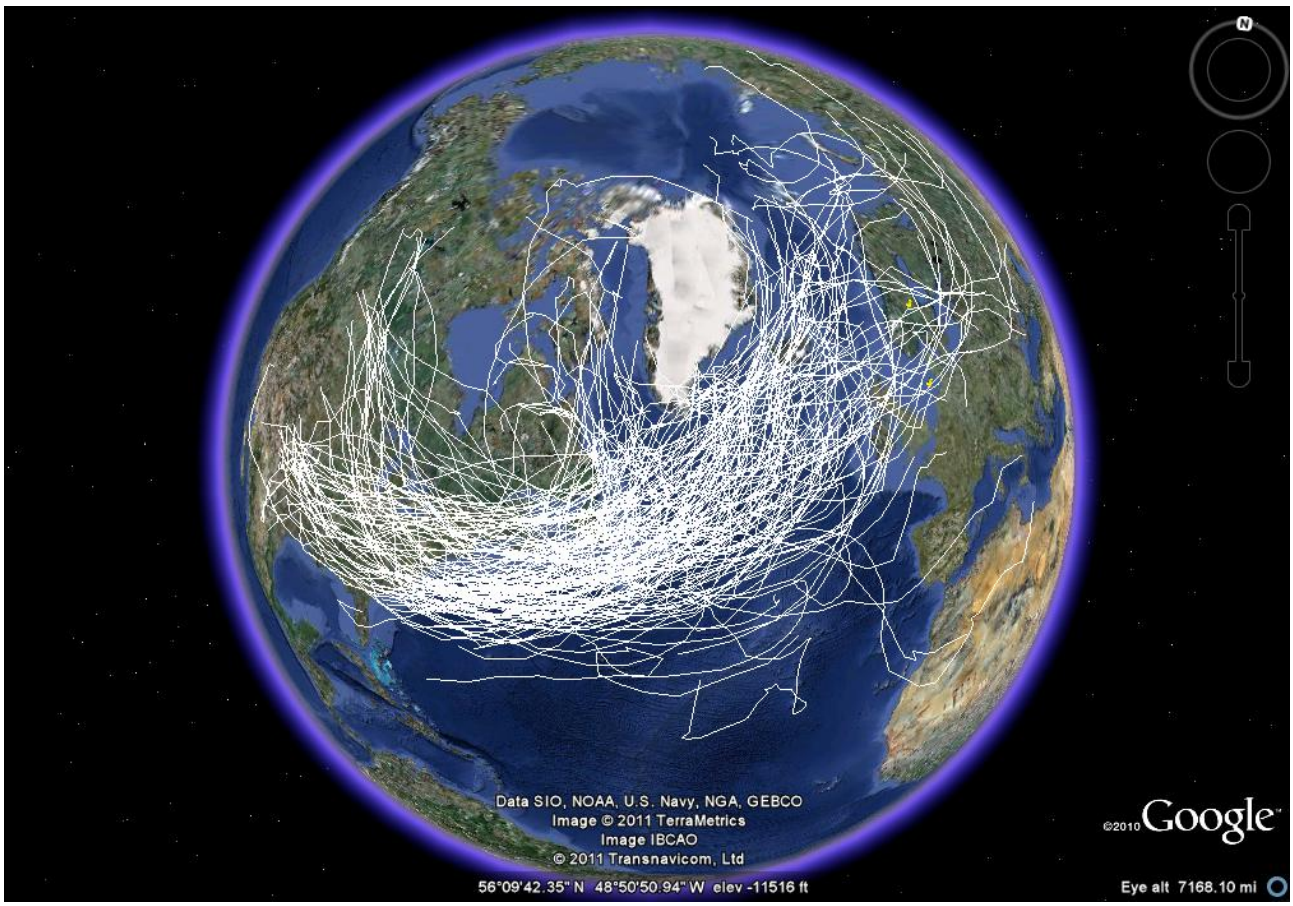
Oppgave 12.4 (Været passerer)**.**
Tenk deg at du står på et fast punkt og et velutviklet lavtrykk (som beskrevet i den norske syklonmodellen) passerer rett nord for deg, slik at både varmfronten og kaldfronten går over der du er.
Beskriv i kronologisk rekkefølge hvordan været (skyer, nedbør, temperatur, vind) vil endre seg fra lenge før varmfronten ankommer til lenge etter at kaldfronten har passert.

Oppgave 12.5 (Okklusjonstyper)**.**
I et lavtrykk er den kalde luften foran varmfronten -1°C. Den kalde luften bak kaldfronten er -5°C.

a. Når kaldfronten tar igjen varmfronten, hvilken type okkludert front vil dannes?
b. Tegn en enkel skisse av tverrsnittet til denne okklusjonen og forklar hvorfor du plasserer luftmassene som du gjør.

12.4.2. Ekstratropiske sykloner som startet i tropene

Ekstratropiske sykloner som påvirker Norge dannes vanligvis over Nord-Atlanteren og følger typiske baner mot øst eller nordøst. Mange av disse syklonene dannes sør for Island og beveger seg mot Norskehavet og Barentshavet. Andre sykloner kan ta en sørligere bane og treffe Storbritannia eller Nordsjøen før de når Skandinavia.



Figur 12.12.: Banen til de 200 mest intense vinterstormene i perioden 1989-2008. Kilde: (University of Reading, 2012).

Ekstratropiske sykloner er en viktig drivkraft for vind og bølger i norske farvann. Når en syklon nærmer seg norskekysten, øker vindstyrken og bølgehøyden. Dette kan skape utfordrende forhold for skipsfart, olje- og gassinstallasjoner og annen infrastruktur langs kysten. Sterk vind kan også forårsake skader på bygninger og skog, spesielt hvis det kombineres med våt jord eller snø.

Ekstratropiske sykloner er den viktigste årsaken til nedbør i Norge, spesielt på høst- og vinterstid. Når en syklon treffer landet, kan den føre med seg store mengder fuktighet som faller som regn eller snø. Mengden nedbør avhenger av hvor kraftig syklonen er, hvor mye fuktighet den bærer med seg, og hastigheten den kommer med. Kraftig nedbør kan føre til flom, jordskred og andre utfordringer, spesielt i bratt terreng.

Ekstratropiske sykloner påvirker også temperaturen i Norge. Varmfronten fører med seg mild luft fra sør, mens kaldfronten bringer kjøligere luft fra nord. Dette kan skape store temperatursvingninger på kort tid, spesielt om vinteren når kontrastene er store. Mildværsperioder med regn kan bli etterfulgt av kjøligere vær med snø når en syklon passerer. Dette vil dermed kunne påvirke snøskredfaren i kystnære fjellområder.

12.4.3. Klimaendringer og ekstratropiske sykloner

Klimaendringene kan påvirke ekstratropiske sykloner på flere måter. Varmere hav gir mer energi og fuktighet til lavtrykkene, noe som kan gjøre dem kraftigere. Endringer i temperaturmønstre og jetstrømmer kan også endre syklonbanene. Noen studier antyder at vi kan få flere sterke lavtrykk på høye breddegrader, mens andre peker på en mulig reduksjon i antall svakere sykloner.

Oppgaver om ekstratropiske sykloner

Oppgave 12.6 (Syklonens liv)**.**
Forklar med egne ord de ulike stadiene i den norske syklonmodellen. Hvorfor vil et lavtrykk til slutt dø ut etter at det har okkludert?

Oppgave 12.7 (Lavtrykk som varmepumpe)**.**
Ekstratropiske lavtrykk blir ofte beskrevet som store "værmaskiner" som bidrar til å transportere varme fra lavere til høyere breddegrader.

a. Forklar hvordan bevegelsen av luft i en syklon fører til denne varmetransporten.

b. Hvorfor er denne prosessen viktig for det globale klimaet?

Oppgave 12.8 (Polarfrontens betydning)**.**
Polarfronten er sentral i dannelsen av de lavtrykkene som treffer Norge.

a. Forklar hvorfor det er så mye potensiell energi lagret i polarfronten.

b. Hvordan omdannes den potensielle energien til bevegelsesenergi (vind) når et lavtrykk utvikler seg?

Oppgave 12.9 (Drøftingsoppgave: Klimaendringer og naturfare)**.** Teksten nevner at "Varmere hav gir mer energi og fuktighet til lavtrykkene, noe som kan gjøre dem kraftigere."
Drøft hvilke konkrete konsekvenser kraftigere og våtere ekstratropiske lavtrykk kan få for samfunnet langs norskekysten om vinteren. Trekk inn farer knyttet til både vind, nedbør og temperatur.

13. Ekstremvær

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling
- vurdere risiko ved naturfarer som følge av fenomener i atmosfæren, havet og kryosfæren og drøfte hvordan klimaendringer kan påvirke disse

Uvær er definert som "voldsomt vær, særlig med kraftig vind og nedbør eller også torden"[1]. Ekstremvær er kraftig uvær som medfører fare for liv og verdier[2]. Eksempler på ekstremvær inkluderer kraftig nedbør, flom, tørke, hetebølger, orkaner og tornadoer.

Figur 13.1.: Diverse nyhetsoppslag fra NRK om ekstremvær i Norge og Europa

I dette kapitlet ser vi på hvordan ekstremvær oppstår, hvilke faktorer som påvirker det, og hvilke konsekvenser det kan ha for samfunn og miljø. Det finnes utallige typer ekstremvær, noen er viktige på global skala, mens andre er viktigere lokalt. Dette kapittelet tar for seg et utvalg av de ulike typene ekstremvær som finnes.

13.1. Tropiske lavtrykk

Tropiske lavtrykk, eller tropiske sykloner, er et lavtrykkssystem som dannes over tropiske eller subtropiske havområder. De kjennetegnes av en roterende struktur og svært kraftige vinder. Disse systemene kan utvikle seg til kraftige stormer og orkaner, og de kan forårsake betydelig skade når

[1]Det Norske Akademis ordbok https://naob.no/ordbok/uv%C3%A6r
[2]Store Norske Leksikon https://snl.no/ekstremv%C3%A6r

de treffer land. De tropiske lavtrykkene får navn etter hvor de oppstår. I Atlanterhavet og det østlige Stillehavet kalles de **orkaner**, i det vestlige Stillehavet kalles de **tyfoner**, og i Det indiske hav og sørlige Stillehavet kalles de **sykloner**.

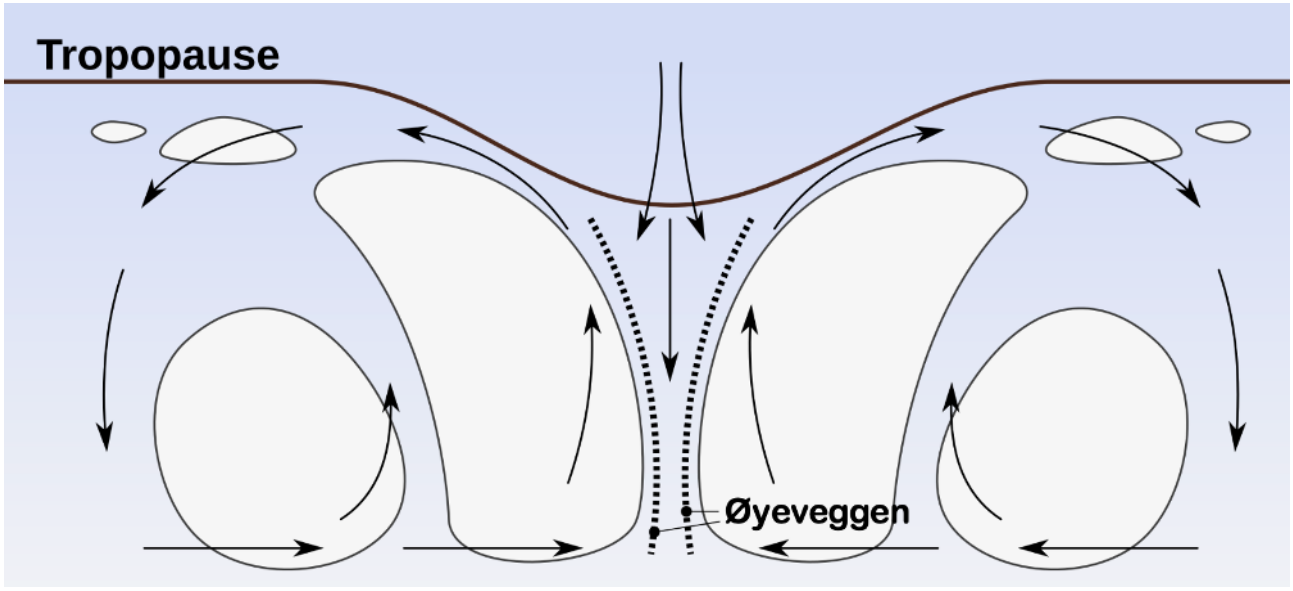
https://youtu.be/UKL9NlxLIIE?si=34vfhrWhHUtPQb3a

13.1.1. Nødvendige betingelser for dannelse av orkaner

Tropiske orkaner dannes ved spesielle forhold:

- **Varmt havvann**: Temperaturen på havoverflaten må være minst 26,5°C minst ned til havdyp på 50 meter for at et tropisk lavtrykk skal kunne utvikle seg. Dette gir energi til systemet gjennom fordamping av vann, og fungerer som et energireservoar som gir næring til orkanen.
- **Ustabil atmosfære**: En ustabil atmosfære, der varm, fuktig luft stiger raskt, er nødvendig for å danne tordenvær og skyer som driver lavtrykket.
- **Lavt vindskjær**: Vindskjær er forskjellen i vindhastighet og retning med høyde. For at et tropisk lavtrykk skal kunne utvikle seg, må vindskjæret være lavt, slik at systemet kan opprettholde sin struktur.
- **Fuktig luft**: Fuktig luft i de lavere delene av atmosfæren er nødvendig for å danne skyer og nedbør, som frigjør latent varme og gir energi til systemet.
- **Corioliseffekten**: Corioliseffekten må være sterk nok til å få luften til å rotere. Dette krever en minimumsavstand på omtrent 500 km (5°) fra ekvator. Orkaner kan derfor aldri krysse ekvator.
- **Forstyrrelse i atmosfæren**: En forstyrrelse, som en tropisk bølge eller en kaldfront, kan bidra til å starte dannelsen av et tropisk lavtrykk.

13.1.2. Struktur og egenskaper



Figur 13.2.: Tverrsnitt av en tropisk orkan

Tropiske orkaner har en karakteristisk struktur:

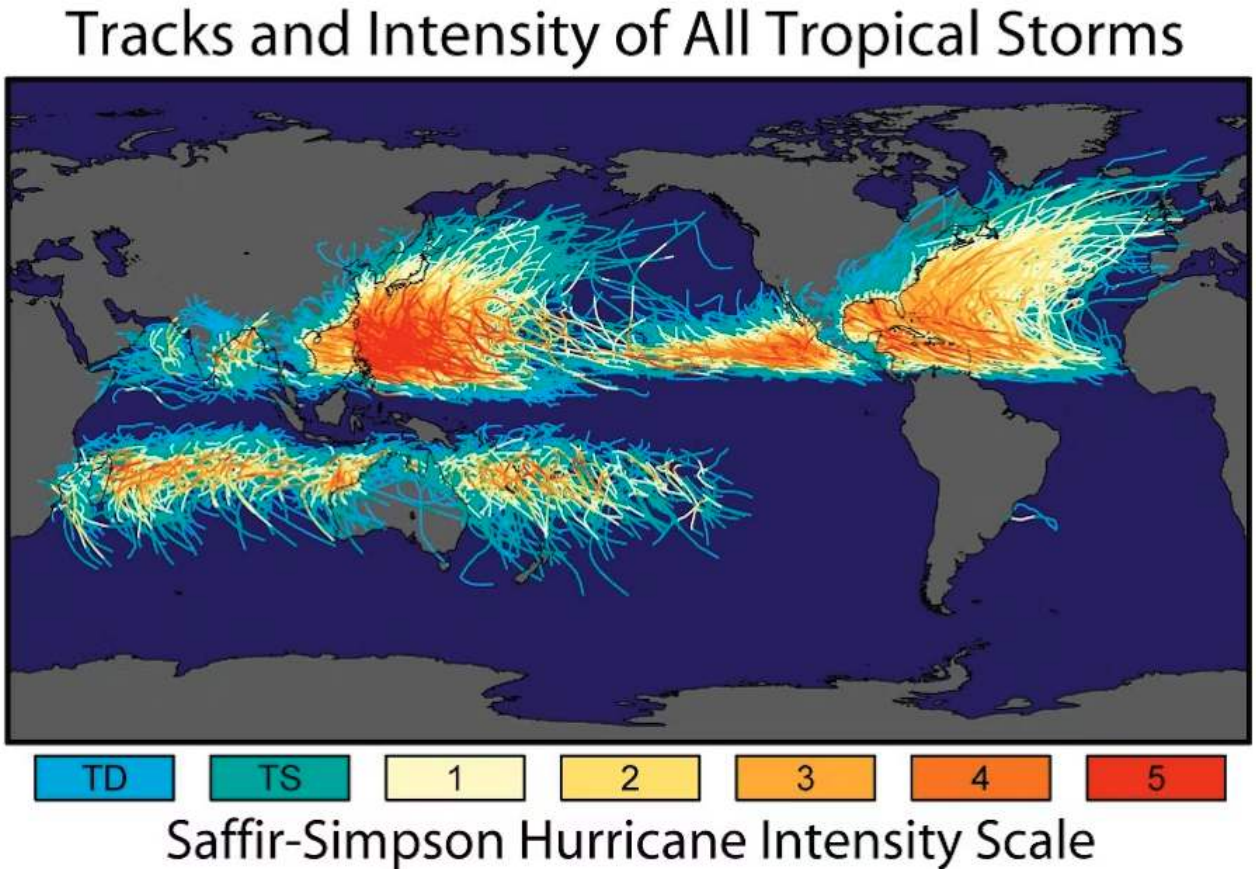
- **Øye**: I sentrum av lavtrykket finnes et område med relativt rolig vær og lavt trykk, kalt øyet. Øyet kan variere i størrelse fra noen få kilometer til over 50 kilometer i diameter.

- **Øyeveggen**: Rundt øyet finnes øyeveggen, som er den mest intense delen av lavtrykket, med de kraftigste vindene og den mest intense nedbøren. Øyeveggen består av svært kraftig tordenvær som ligger rundt øyet.
- **Regnbånd**: Utenfor øyeveggen finnes spirallignende regnbånd som strekker seg utover fra øyeveggen og bringer kraftig nedbør og vind. Disse regnbåndene kan strekke seg flere hundre kilometer fra orkanens senter.

13.1.3. Bevegelse og bane

Tropiske lavtrykk beveger seg vanligvis vestover og nordover på grunn av de dominerende vindmønstrene i tropene, som passatvindene og vestavindene. Banen til et tropisk lavtrykk kan påvirkes av flere faktorer, inkludert:

- **Atmosfæriske trykksystemer**: Høyttrykkssystemer kan blokkere eller endre banen til et tropisk lavtrykk.
- **Corioliseffekten**: Corioliseffekten får lavtrykket til å bøye av mot høyre på den nordlige halvkule og mot venstre på den sørlige halvkule.
- **Interaksjon med land**: Når et tropisk lavtrykk nærmer seg land, kan friksjon og endringer i topografi påvirke bevegelsen og intensiteten.



Figur 13.3.: Bildet viser banen og intensiteten for alle tropiske orkaner i perioden 1985 – 2005

13.1.4. Livssyklus

Tropiske orkaner gjennomgår flere faser i sin livssyklus:

1. **Tropisk depresjon**: En forstyrrelse i atmosfæren utvikler seg til et tropisk lavtrykk over havvann som er varmere enn 26,5°C. Det frigjøres kondensasjonsvarme når den varme, fuktige luften stiger. Denne energien varmer luften ytterligere, får den til å utvide seg og senker lufttrykket ved overflaten. De vedvarende vindene er fortsatt under 17,1 m/s.

2. **Modningsfase**: Lavtrykket intesiveres videre. Det lavere trykket trekker mer luft inn mot senteret. Corioliseffekten får denne luften til å rotere, og det dannes en organisert sirkulasjon. Kratigere vind øker fordampningen fra havoverflaten, som mer fuktig luft til konveksjon og mer kondensasjonsvarme. Øyet og øyeveggen dannes. Vi har fått dannet en **tropisk storm**. Vindhastighetene øker til mellom 17,2 og 32,6 m/s. De tropiske stormene navngis.

3. **Maksimum intensitet**: Når vindhastighetene passerer 32,7 m/s, så klassifiseres det som en **orkan**. Lavtrykket når sin høyeste intensitet, med de kraftigste vindene og mest intense nedbøren.

4. **Svekkingsfase**: Når lavtrykket beveger seg over kaldere vann eller land, svekkes det gradvis. De kan også brytes opp ved høy vindskjæring.

5. **Dissipasjonsfase**: Lavtrykket mister sin tropiske karakter og kan enten dø ut eller omdannes til et ekstratropisk lavtrykk.

Hele prosessen fra første forstyrrelse til fullt utviklet orkan tar vanligvis 2-4 døgn, og orkanene lever ofte i 2-3 uker.

13.1.5. Klassifiseringssystemet

Tropiske orkaner klassifiseres etter styrke ved hjelp av Saffir-Simpson-skalaen, utviklet i 1969 av Herbert Saffir og Robert Simpson:

Kategori	Vindhastighet (km/t)	Vindhastighet (m/s)	Sentertrykk (hPa)
1	119-153	33-42	>980
2	154-177	43-49	965-980
3	178-209	50-58	945-965
4	210-249	59-69	920-945
5	⩾250	⩾70	<920

Orkaner i kategori 3-5 betegnes som store orkaner og kan forårsake katastrofale ødeleggelser. Den kraftigste kategorien, kategori 5, kan ha vindkast på over 280 km/t.

13.1.6. Når på året oppstår tropiske orkaner?

Det er spesifikke sesonger det er vanligst at det blir slike tropiske orkaner, og ulike deler av verden har ulikt tidspunkt for når det er orkansesong:

- Sørlig halvkule: oktober – mai
- Nord-Atlanteren og Mexicogolfen: juli – desember:
- Indiahavet: I monsunskiftene, særlig i november

13.1.7. Konsekvenser

Tropiske orkaner kan forårsake betydelig skade når de treffer land, inkludert:

- **Sterk vind**: Vindhastigheter kan overstige 250 km/t, noe som kan føre til omfattende ødeleggelser av bygninger, infrastruktur og vegetasjon.
- **Stormflo**: Når orkaner treffer kystområder, kan de forårsake en stormflo, som er en unormal høy vannstand forårsaket av vind og lavtrykk. Dette kan føre til alvorlige oversvømmelser i kystområder.
- **Kraftig nedbør**: Tropiske orkaner kan bringer store mengder nedbør over kort tid, noe som kan føre til flom og jordskred.
- **Økonomiske tap**: Skadene forårsaket av tropiske orkaner kan føre til store økonomiske tap, både direkte gjennom ødeleggelser og indirekte gjennom tap av næringsvirksomhet og økt kostnader for gjenoppbygging.
- **Tap av liv**: Tropiske orkaner kan føre til tap av menneskeliv, spesielt hvis folk ikke evakueres i tide eller hvis de ikke er forberedt på ekstremvær.
- **Miljøpåvirkning**: Orkaner kan også ha betydelige miljøpåvirkninger, inkludert ødeleggelse av habitater, forurensning av vannkilder og spredning av inntrengende arter.
- **Sosiale konsekvenser**: Orkaner kan føre til fordrivelse av befolkninger, økt fattigdom og langvarige sosiale utfordringer i de berørte områdene.
- **Helsekonsekvenser**: Etter orkaner kan det oppstå helseproblemer som følge av forurenset vann, dårlig sanitærforhold og økt risiko for sykdomsutbrudd.
- **Psykologiske effekter**: Overlevende av orkaner kan oppleve traumer, stress og andre psykiske helseproblemer som følge av tap av hjem, eiendeler og nær familie.
- **Langsiktig gjenoppbygging**: Gjenoppbygging etter orkaner kan ta år, og krever betydelige ressurser og koordinering mellom myndigheter, organisasjoner og lokalsamfunn.

13.1.8. Forebygging og beredskap

For å redusere risikoen og konsekvensene av tropiske orkaner, er det viktig med forebygging og beredskap:

- **Tidlig varsling**: Moderne meteorologiske teknologier gjør det mulig å forutsi og spore tropiske orkaner, noe som gir tid til evakuering og forberedelser.
- **Byggeforskrifter**: Strenge byggeforskrifter kan bidra til å redusere skader på bygninger og infrastruktur.
- **Evakueringsplaner**: Lokalsamfunn bør ha klare evakueringsplaner og rutiner for å sikre at folk kan komme seg i sikkerhet i tide.
- **Utdanning og bevissthet**: Informasjon og utdanning om tropiske orkaner

13.1.9. Orkanenes rolle i klimasystemet

Til tross for deres ødeleggende kraft spiller tropiske orkaner en viktig rolle i jordens klimasystem:

- **Varmetransport**: De transporterer enorme mengder varme fra tropene til høyere breddegrader.
- **Nedbør**: De kan bringe livreddende nedbør til tørkerammede områder. Eksempelvis har Taiwan tyfoner som deres viktigste kilde til ferskvann.
- **Havmiksing**: De bidrar til vertikal miksing av havvann. Ved at havnivået stiger under en orkan, så trekkes det inn vann fra sidene. Dette vil føre til at det andre steder oppstår oppvelling med tilhørende næringsrikt vann fra dypere vannmasser. Dette kommer vi nærmere tilbake til i kapittel 16.

Oppgave om tropiske lavtrykk

Oppgave 13.1.

a. Hvilke tre ulike navn brukes om tropiske lavtrykk, og hvor i verden brukes de forskjellige navnene?

b. List opp og forklar minst fire av de seks forutsetningene som må være til stede for at et tropisk lavtrykk skal kunne dannes.

c. Beskriv de tre hoveddelene av et fullt utviklet tropisk lavtrykk: øyet, øyeveggen og regnbåndene.
Hvilken del er farligst?

d. Forklar de fem fasene i livssyklusen til et tropisk lavtrykk.

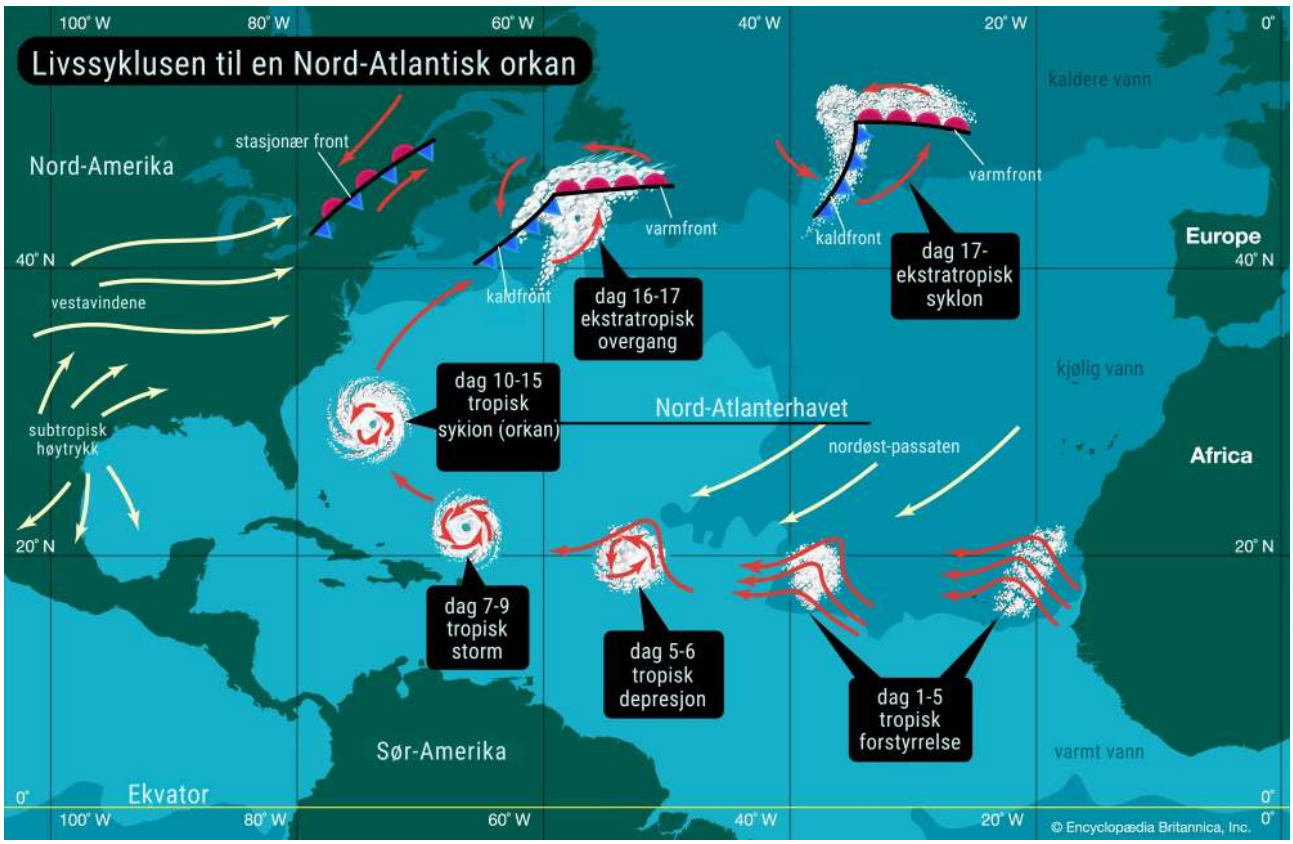
e. Hva måler Saffir-Simpson-skalaen, og hva kjennetegner en "stor orkan" (major hurricane)?

f. Sjekk ut Windy.com og finn en tropisk orkan som er aktiv akkurat nå. Hva heter den, hvor er den, og hvilken kategori er den i?

Oppgave 13.2 (Diskusjonsoppgave)**.**
Til tross for at de er svært ødeleggende, spiller tropiske orkaner en viktig rolle i jordens klimasystem.
Forklar hvordan de fungerer som "sikkerhetsventiler" og diskuter hva som kunne skjedd dersom denne varmetransporten ikke fant sted.

13.1.10. Kan tropiske orkaner påvirke oss i Norge?

Tropiske orkaner dannes vanligvis i tropiske og subtropiske havområder, men de kan noen ganger bevege seg nordover og påvirke områder utenfor tropene. Når en tropisk orkan beveger seg inn i kaldere farvann, mister den sin tropiske karakter og omdannes til et ekstratropisk lavtrykk. Disse systemene kan fortsatt være kraftige og bringe med seg sterk vind og nedbør. Se gjerne tilbake til delkapittel 12.4.



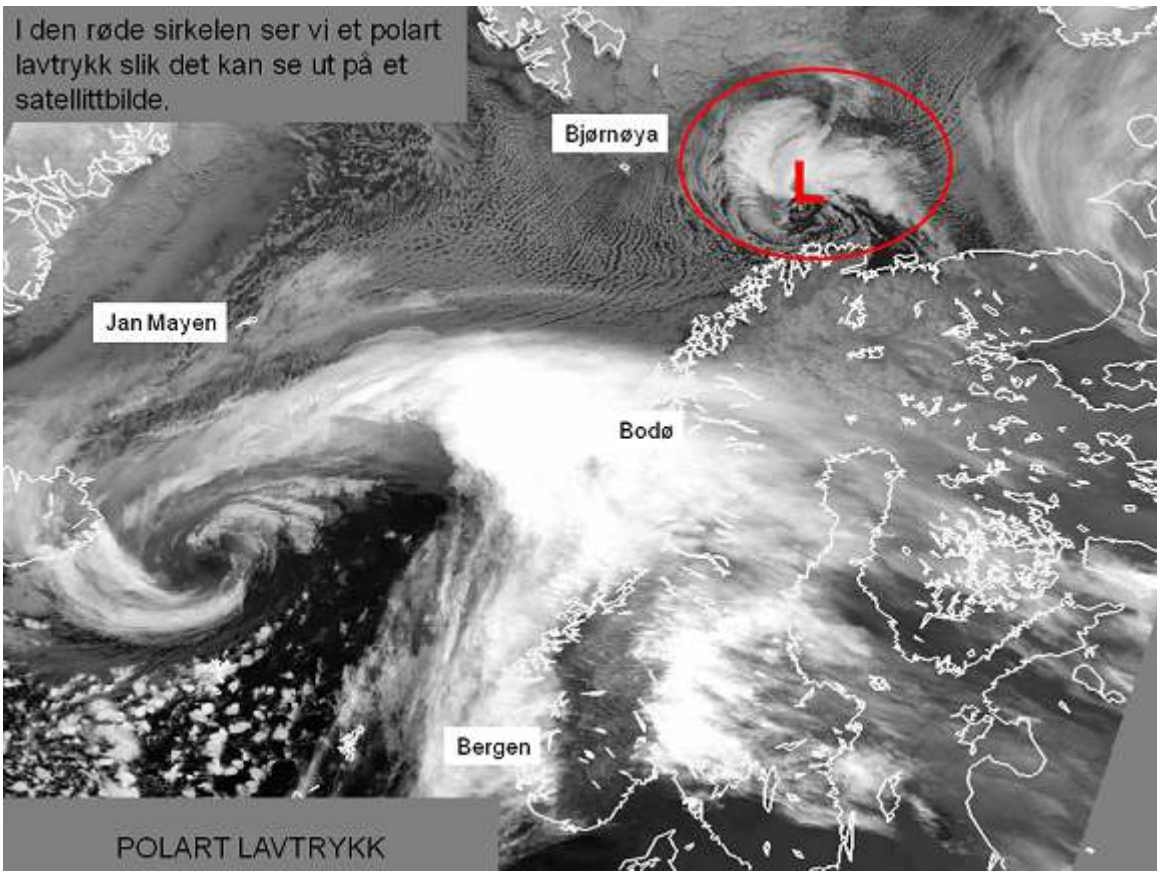
Figur 13.4.: Syklusen til en syklon dannet i Nord-Atlanteren. Den starter her som et tropisk lavtrykk før den går over til å bli en ekstratropisk syklon. Kilde: Encyclopædia Britannica, Inc. (2012)

13.2. Polare lavtrykk

Polare lavtrykk er en type små, men intense værsystemer som dannes over havområder på høye breddegrader. Disse lavtrykkene er mindre i utstrekning enn ekstratropiske sykloner, men kan likevel ha betydelige konsekvenser for været og forholdene til havs.

De polare lavtrykkene dannes vanligvis om vinteren over relativt varme havområder nær sjøis eller iskant. For at de skal oppstå, kreves det en kombinasjon av kald luft i høyden, varmere havoverflate og en ustabil atmosfære. Temperaturforskjellen mellom havet og luften fører til at varm luft stiger opp hvor latent varme frigjøres gjennom kondensasjon, noe som forsterker oppstigningen og skaper et lavtrykk ved havoverflaten. Samtidig begynner luften å rotere rundt lavtrykkssenteret på grunn av Coriolis-effekten. Dette skaper en kompakt, spiralformet sirkulasjon med kraftig vind nær sentrum av lavtrykket.

Polare lavtrykk har vanligvis en diameter på 150-600 km, som er mindre enn typiske ekstratropiske sykloner. De har ofte en klar, øyelignende struktur i sentrum, omgitt av tette spiralbånd med skyer. Gjennomsnittlig vindstyrke rundt de polare lavtrykkene er 21 m/s, men en fjerdedel har vindstyrke på full storm eller mer, og gjerne med vindkast opp mot 35-40 m/s. Polare lavtrykk har vanligvis ikke tydelige fronter som ekstratropiske sykloner.



Figur 13.5.: Satellittbildet viser et polart lavtrykk i Barentshavet (innringet). Hentet fra Store Norske Leksikon (https://snl.no/polart_lavtrykk) 24.mars 2024

Polare lavtrykk forekommer hovedsakelig i vintermånedene, fra september til april, med høyest frekvens i desember-februar. I Nord-Atlanteren dannes de ofte i Barentshavet, Norskehavet og Grønlandshavet, spesielt i områder med store temperaturkontraster mellom hav og atmosfære. Lavtrykkene beveger seg vanligvis mot sør eller sørvest, og kan nå norskekysten eller Nordsjøen.

Når meteorologene ser at et polart lavtrykk nærmer seg Norge skriver de gjerne et farevarsel, da de polare lavtrykkene kan bringe med seg svært kraftig vind og høye bølger, spesielt nær sentrum av lavtrykket. Dette kan føre til utfordrende og farlige forhold for skip og offshoreinstallasjoner. Vindstyrken kan endre seg raskt over korte avstander, noe som gjør det vanskelig å navigere og operere i disse forholdene. Høye bølger kan også føre til overising på skip og strukturer.

Polare lavtrykk er forbundet med intense byger av snø eller hagl, spesielt i de spiralformede båndene rundt sentrum. Nedbøren er ofte kraftig og intens.

Polare lavtrykk er notorisk vanskelige å varsle siden de har så liten utstrekning og relativt kort levetid. De kan dannes mellom de regulære observasjonspunktene og kan derfor være vanskelige å fange opp i værmodellene. Satellittbilder og høyoppløselige modeller er viktige verktøy for å oppdage og følge utviklingen av disse lavtrykkene.

13.2.1. Sammenligning mellom polare lavtrykk og tropiske orkaner

Tropiske orkaner og polare lavtrykk har flere fellestrekk. Begge:

- dannes over relativt varmere hav og trenger en varm havflate for å leve og utvikle seg
- svekkes raskt hvis de kommer inn over land

- er mer eller mindre symmetriske, ofte med et «øye» i sentrum
- følges av kraftig bygenedbør og sterk vind
- har kondensasjonsenergi som den viktigste energikilden.

De tropiske orkanene krever vanntemperatur høyere enn 26,5 °C. Tilsvarende krever polare lavtrykk at temperaturforskjellen mellom havoverflaten og lufta i seks kilometers høyde er minst 40 °C, det vil si at de kan dannes over vann med 10 °C, hvis lufta i seks kilometers høyde er på −30 °C. Siden de polare lavtrykkene finnes i en kaldere og tørrere del av verden enn de tropiske orkanene, er de generelt langt mindre og svakere enn de tropiske lavtrykkene (Noer, 2023).

13.2.2. Klimaendringer og polare lavtrykk

Klimaendringene kan påvirke forekomsten og intensiteten av polare lavtrykk i fremtiden. Med et varmere Arktis og redusert sjøis, kan det bli større områder med åpent vann og større temperaturkontraster mellom hav og atmosfære. Dette kan potensielt føre til flere og sterkere polare lavtrykk, men det er fortsatt usikkerhet rundt disse effektene.

Polare lavtrykk

Oppgave 13.3 (Oppgave om polare lavtrykk)**.**

a. Under hvilke forhold og hvor dannes typisk polare lavtrykk?

b. Sammenlign polare lavtrykk med tropiske orkaner. Nevn minst to likheter og to forskjeller.

c. Hvorfor er polare lavtrykk ofte vanskelige å varsle, og hvorfor utgjør de en spesiell fare for skipstrafikk og installasjoner til havs?

13.3. "Bombesykloner"

Januar 2025 lærte folk seg et nytt ord - bombesykloner! Noen ganger kan lavtrykk utvikle seg ekstremt raskt. Dette kalles **eksplosiv syklogenese**. En vanlig definisjon på en "værbombe" er et lavtrykk der trykket i senteret faller med minst 24 hPa på 24 timer.

Slik hurtig utvikling skjer ofte om vinteren når kald, tørr luft fra isdekte landområder strømmer ut over et relativt varmt hav (som Norskehavet). Den store temperaturkontrasten gir enormt med energi til lavtrykket. Jetstrømmen i høyden spiller også en avgjørende rolle. Dersom et lavtrykk ved bakken havner på rett sted i forhold til jetstrømmen, vil luften i høyden "suges" vekk fra lavtrykkssenteret, noe som får trykket til å falle enda raskere. Disse systemene kan utvikle seg til full storm eller orkan og er opphavet til mange av ekstremværene vi opplever i Norge.

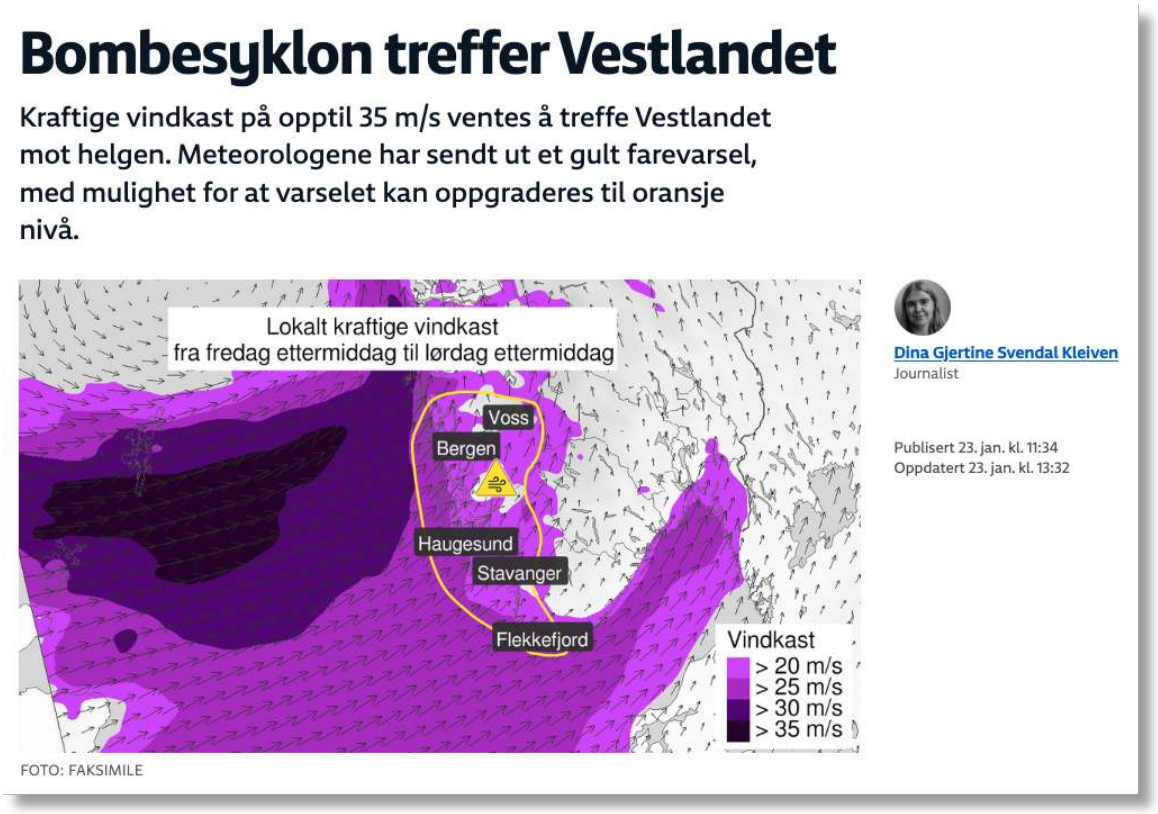
Oppgave om bombesykloner

Oppgave 13.4 (Oppgave om bombesykloner)**.**

a. Hva er det faglige begrepet for en "bombesyklon"?

b. Hva er den tekniske definisjonen på dette fenomenet?

c. Forklar hvordan en kombinasjon av temperaturforskjeller ved bakken og forholdene i jetstrømmen kan føre til en "bombesyklon".



Figur 13.6.: Skjermbilde fra NRK nettavis. Publisert 23.januar 2025 klokken 11.34.

13.4. Atmosfæriske elver

Atmosfæriske elver er lange, smale bånd med fuktig luft som strekker seg over store avstander i atmosfæren. Disse "elvene" av vanndamp oppstår vanligvis over varme havområder i tropene og subtropene, og kan transportere enorme mengder fuktighet mot høyere breddegrader. Atmosfæriske elver spiller en viktig rolle i det globale vannsyklusen og kan ha stor innvirkning på været og klimaet i områdene de påvirker.

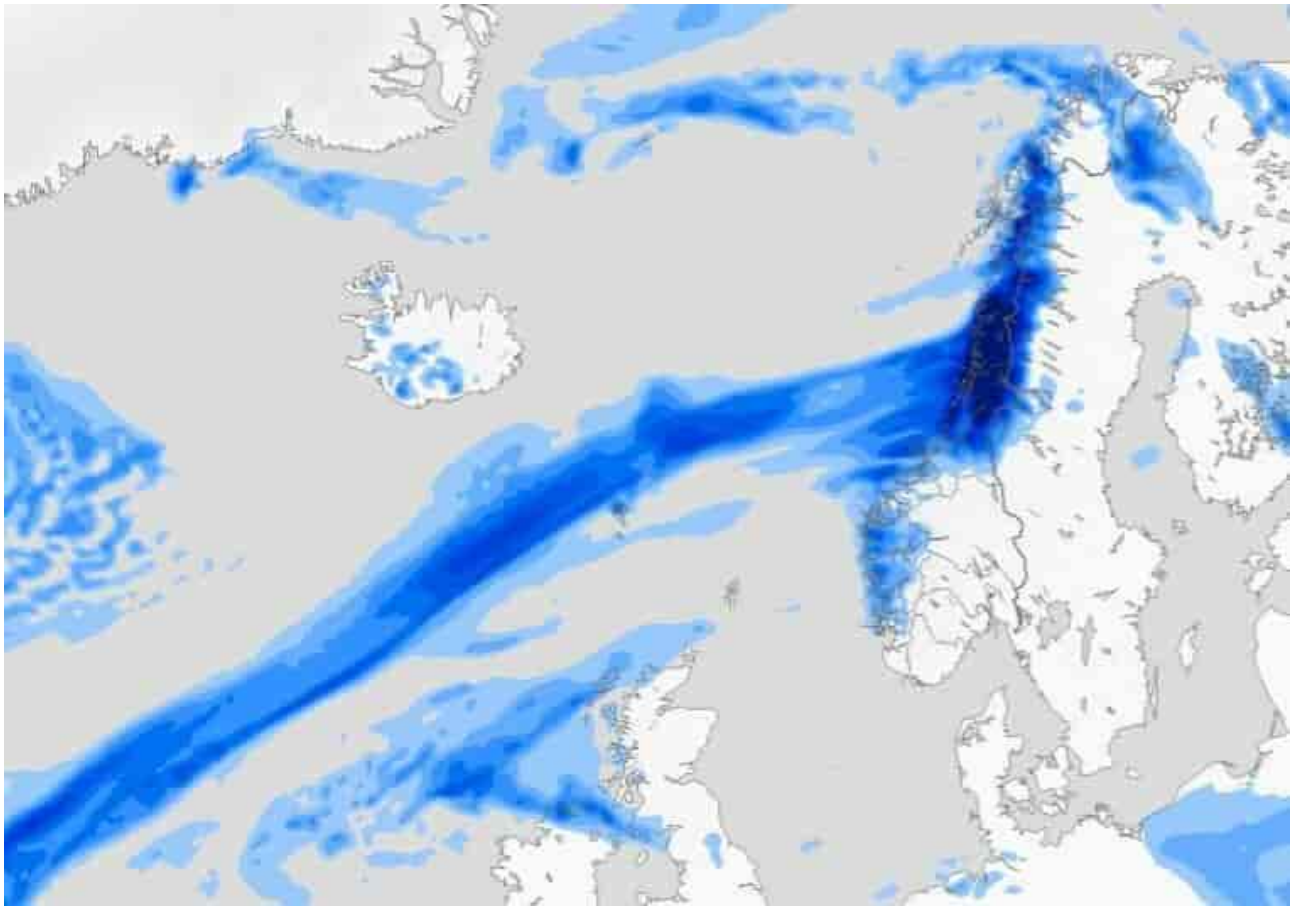
Atmosfæriske elver dannes når varm, fuktig luft stiger opp fra havoverflaten og blir fanget av jetstrømmene. Jetstrømmene kan frakte store mengder vanndamp, og er en viktig del av vannets kretsløp. En enkelt atmosfærisk elv kan inneholde mer vann enn verdens største elver, som Amazonas eller Mississippi. Denne fuktigheten frigjøres som nedbør når den atmosfæriske elven møter kaldere luft eller fjellkjeder, noe som kan føre til intense regnbyger eller snøfall.

Når en atmosfærisk elv treffer land, kan den ha betydelige konsekvenser for været og hydrologien i området:

1. **Kraftig nedbør**: Atmosfæriske elver kan gi intense nedbørshendelser, med store mengder regn eller snø over kort tid. Dette kan føre til oversvømmelser, jordskred og andre naturfarer.

2. **Snøskred**: I fjellområder kan atmosfæriske elver bidra til kraftige snøfall ved lave temperaturer. Dette kan øke faren for snøskred.

Her i Norge får vi ofte atmosfæriske elver inn mot kysten, særlig på høsten og vinteren. Vestlandet og Midt-Norge er spesielt utsatt for slike hendelser, som kan føre til flom, jordskred og andre utfordringer. Samtidig bidrar nedbøren fra atmosfæriske elver til å fylle vannmagasinene og opprettholde vannføringen i elvene.



Figur 13.7.: Slik ser en flere hundre kilometer lang atmosfærisk elv ut på et værkart. Denne førte til kraftig regn i Trøndelag og Nordland (oransje farevarsel). Kilde: Meteorologisk institutt (Sivle & Tsoporidis, 2022)

13.4.1. Atmosfæriske elver og klimaendringer

Klimaendringene kan påvirke atmosfæriske elver på flere måter. Med et varmere klima kan atmosfæren holde på mer fuktighet, noe som kan føre til mer intense atmosfæriske elver med større nedbørsmengder. Endringer i vindmønstre og jetstrømmer kan også endre banene og hyppigheten av atmosfæriske elver. Noen studier antyder at klimaendringene kan føre til flere ekstreme nedbørshendelser knyttet til atmosfæriske elver, spesielt på midlere breddegrader.

13.4.2. Forskning og varsling

Atmosfæriske elver er et aktivt forskningsfelt innen meteorologi og hydrologi. Forskere bruker satellittobservasjoner, værballonger og numeriske modeller for å studere dannelsen, strukturen og effektene av disse fenomenene. Bedre forståelse av atmosfæriske elver kan bidra til å forbedre blant annet vær- og flomvarsling.

Oppgave om atmosfæriske elver

Oppgave 13.5.

a. Hva er en atmosfærisk elv? Bruk gjerne sammenligningen med elven Amazonas for å illustrere omfanget.

b. Hva skjer typisk når en atmosfærisk elv treffer fjellkjeder, slik som på Vestlandet i Norge?

c. Hvilke positive og negative konsekvenser kan atmosfæriske elver ha for Norge?

13.5. Tornadoer

En tornado er en kraftig, roterende luftsøyle som strekker seg fra en tordensky (cumulonimbus) og ned til bakken. De er blant de mest voldsomme og destruktive værfenomenene på jorden, med vindhastigheter som i ekstreme tilfeller kan overstige 480 km/t.

13.5.1. Dannelse og livssyklus

Tornadoer dannes nesten alltid i forbindelse med svært kraftige tordenskyer, spesielt såkalte **superceller**. Superceller er tordenskyer som kjennetegnes av en **mesosyklon**, som er en bred, roterende oppadgående luftstrøm inne i skyen. Denne roterende "motoren" er det som skiller superceller fra vanlige tordenskyer, og det er fra denne en tornado kan dannes. For at en slik prosess skal starte, kreves det spesielle atmosfæriske forhold:

1. **Instabilitet**: Varm, fuktig luft nær bakken og kald, tørr luft i høyden. Dette skaper en ustabil atmosfære der luft lett stiger.
2. **Vindskjær**: Store endringer i vindhastighet og -retning med høyden. Dette vindskjæret kan sette luften i en horisontal rotasjon, som en usynlig, liggende rull.
3. **Oppdrift**: Den kraftige oppdriften i en supercelle kan "vippe" den horisontale rullen opp på høykant, slik at den blir en vertikalt roterende luftsøyle (mesosyklonen).
4. **Tornadodannelse**: Inne i mesosyklonen kan rotasjonen intensiveres og trekkes nedover mot bakken. Når den roterende trakten får kontakt med bakken, er det en tornado.

En tornado har vanligvis kort levetid, fra noen minutter til over en time. De er ofte synlige som en traktformet sky (skypumpe) på grunn av vanndamp og støv og rusk som suges opp fra bakken.

13.5.2. Klassifisering og skadeomfang

Tornadoer klassifiseres etter styrken i henhold til den såkalte **Fujita–Pearson-skalaen** i kategorier fra 0 (svakest) til 6 (sterkest) (Dannevig & Sidselrud, 2025).

Klasse	Vindhastighet (km/t)	Vindhastighet (m/s)	Ødeleggelse
F0	64–116	18–32	En del greinbrekk og rotvelter. Veiskilt blåser ned.
F1	117–180	33–50	Takstein og takbelegg blåses av, campingvogner og løst fundamenterte bygninger blåser over ende, biler i fart blåses av veien.

Klasse	Vindhastighet (km/t)	Vindhastighet (m/s)	Ødeleggelse
F2	181–253	51–70	Betydelige skader. Tak blåses av fra trehus, campingvogner ødelegges, store trær knekker eller rykkes opp med roten, lette objekter omgjøres til farlig prosjektiler, kassebiler velter.
F3	254–332	71–92	Tak og vegger rykkes ut av godt konstruerte bygninger, de fleste trær rykkes opp med roten, tog velter.
F4	333–419	93–116	Godt konstruerte hus blåser over ende, konstruksjoner med svak fundamentering blåser av gårde, biler kastes rundt i luften, store flygende gjenstander utgjør stor fare for omgivelsene.
F5	420–512	117–142	Store trehus løftes og transporteres en betydelig avstand før de slås i stykker, biler flyr 100 meter, barken flerres av trær, stål og betongkonstruksjoner blir ødelagt.
F6	513–610	143–169	Vil neppe forekomme, med mulig unntak for små deler av en F4–F5-tornado. Det er da så store sekundærskader på grunn av F4–F5 at rene F6-skader ikke kan identifiseres.

Den største faren for mennesker er ikke selve vinden, men de store mengdene med flyvende gjenstander (trær, bygningsmaterialer, biler) som tornadoen kaster rundt seg med enorm kraft.

13.5.3. Geografisk utbredelse

Tornadoer kan oppstå over hele verden, men USA opplever desidert flest, spesielt i et område i Midtvesten kjent som "Tornado Alley". De forekommer også i Norge, men er som regel mye svakere (EF0–EF1) og kalles ofte skypumper.

Vil du vite mer?

https://youtu.be/3EMBYhucVZY?si=2Qz0HHEyBBku5Xm7
https://youtu.be/aacHWoB7cmY?si=oE8oop-0cWqRpjck

13.6. Ekstrem nedbør og tørke, hetebølger og kuldebølger

13.6.1. Ekstrem nedbør

Ekstrem nedbør refererer til uvanlig kraftige og intense nedbørshendelser som kan føre til alvorlige konsekvenser som flom, jordskred og infrastrukturødeleggelse. Slike hendelser kan oppstå som følge av ulike meteorologiske fenomener, inkludert kraftige regnbyger, tropiske sykloner, atmosfæriske elver og polare lavtrykk. Ekstrem nedbør kan klassifiseres på flere måter, inkludert intensitet (mengde nedbør per tidsenhet), varighet (kortvarig eller langvarig) og total mengde nedbør over et bestemt område. Ekstrem nedbør kan forekomme i ulike former, inkludert regn, snø, hagl og sludd.

Ekstrem nedbør kan ha betydelige konsekvenser for samfunn og miljø, inkludert:

- **Flom**: Kraftig nedbør kan føre til oversvømmelser i elver, innsjøer og urbane områder, noe som kan skade eiendom og infrastruktur.
- **Jordskred**: Intens nedbør kan føre til jordskred, spesielt i bratte terreng eller områder med ustabil jord.
- **Erosjon**: Kraftig nedbør kan føre til erosjon av jord og sediment, noe som kan påvirke landbruk og økosystemer.
- **Infrastrukturødeleggelse**: Ekstrem nedbør kan skade veier, broer, bygninger og annen infrastruktur.
- **Tap av liv**: I alvorlige tilfeller kan ekstrem nedbør føre til tap av menneskeliv, spesielt hvis folk ikke er forberedt på slike hendelser.

For å håndtere risikoen knyttet til ekstrem nedbør, er det viktig med effektive varslingssystemer, beredskapsplaner og infrastruktur som kan håndtere store mengder vann. Klimaendringer forventes å øke frekvensen og intensiteten av ekstrem nedbør i mange områder, noe som gjør det enda viktig å forstå og forberede seg på slike hendelser.

13.6.2. Ekstrem tørke

Ekstrem tørke refererer til en langvarig periode med betydelig redusert nedbør og fuktighet, som kan føre til alvorlige konsekvenser for miljø, samfunn og økonomi. Tørke kan påvirke landbruk, vannforsyning, økosystemer og menneskers helse. Tørke kan klassifiseres på flere måter, inkludert meteorologisk tørke (mangel på nedbør), jordbrukstørke (mangel på fuktighet i jorden) og hydrologisk tørke (redusert vannføring i elver og innsjøer).

Ekstrem tørke kan oppstå som følge av naturlige variasjoner i klima eller som følge av menneskeskapte klimaendringer. Ekstrem tørke kan ha betydelige konsekvenser, inkludert: - **Redusert landbruksproduksjon**: Tørke kan føre til avlingssvikt og redusert matproduksjon, noe som kan føre til matmangel og økte matvarepriser.

- **Vannmangel**: Tørke kan føre til redusert vannforsyning for husholdninger, industri og landbruk.

- **Økosystempåvirkning**: Tørke kan påvirke økosystemer, inkludert tap av biologisk mangfold og endringer i habitat.
- **Økonomiske tap**: Tørke kan føre til betydelige økonomiske tap, spesielt i landbrukssektoren.
- **Sosiale konsekvenser**: Tørke kan føre til fordrivelse av befolkninger, økt fattigdom og sosiale konflikter.
- **Helseproblemer**: Tørke kan føre til helseproblemer som følge av vannmangel, dårlig sanitærforhold og underernæring.

For å håndtere risikoen knyttet til ekstrem tørke, er det viktig med effektive strategier for vannforvatning, beredskapsplaner og tiltak for å redusere sårbarheten i landbruk og samfunn. Klimaendringer forventes å øke frekvensen og intensiteten av tørke i mange områder, noe som gjør det enda viktig å forstå og forberede seg på denne typen hendelser.

13.6.3. Hetebølger

Hetebølger er perioder med unormalt høye temperaturer som varer i flere dager eller uker. Disse ekstreme varmeperiodene kan ha betydelige konsekvenser for helse, miljø og samfunn. Hetebølger kan oppstå som følge av ulike meteorologiske fenomener, inkludert høytrykkssystemer som fører til stabil luft og redusert skydekke. Hetebølger kan klassifiseres basert på intensitet (hvor høye temperaturene er), varighet (hvor lenge de varer) og geografisk omfang (hvor store områdene de påvirker).

Hetebølger kan ha flere alvorlige konsekvenser, inkludert:

- **Helseproblemer**: Hetebølger kan føre til helseproblemer som heteslag, dehydrering og forverring av eksisterende helseproblemer, spesielt blant eldre, barn og personer med kroniske sykdommer.
- **Økt dødelighet**: I alvorlige tilfeller kan hetebølger føre til økt dødelighet, spesielt i sårbare befolkningsgrupper. Det er en av de absolutt dødeligste naturfarene knyttet til atmosfæriske forhold
- **Redusert arbeidsproduktivitet**: Høye temperaturer kan redusere arbeidsproduktiviteten, spesielt i utendørs yrker.
- **Økt energiforbruk**: Hetebølger kan føre til økt energiforbruk på grunn av økt bruk av klimaanlegg og kjøling.
- **Miljøpåvirkning**: Hetebølger kan påvirke økosystemer, inkludert tap av biologisk mangfold og endringer i habitat.
- **Landbruksproblemer**: Hetebølger kan føre til avlingssvikt og redusert matproduksjon.
- **Vannmangel**: Hetebølger kan føre til økt vannforbruk og redusert vannforsyning.

Hetebølger i Norge

Hetebølger rammer Norge. En norsk hetebølge defineres som en periode med minst 5 sammenhengende dager med makstemperatur på minst 27°C. Konsekvensene er likevel mindre her enn i fattigere og mer folkerike land. De mest ekstreme temperaturene oppstår i land som ligger i den subtropiske høytrykkssonen.

13.6.4. Kuldebølger

Kuldebølger er perioder med unormalt lave temperaturer for årstiden. De oppstår gjerne når kald og tørr luft fra polare eller arktiske strøk, ofte styrt av et stabilt høytrykk, strømmer inn over et område og blir liggende over flere dager.

En vanlig årsak til kuldebølger i Norge er den polare jetstrømmen. Kuldeperioder i Norge har gjerne sammenheng med hvordan Rossbybølgene går, og om vi har vind fra kalde landområder i øst (kalles da ofte Sibir-kulde) eller fra de polare områdene i nord.

Selv om Norge er vant til kalde vintre, kan intense kuldebølger skape betydelige utfordringer:

- **Helsefare**: Langvarig eksponering for sterk kulde kan føre til nedkjøling (hypotermi) og frostskader. Som med hetebølger, er eldre, barn og personer med hjerte- og lungesykdommer spesielt utsatte. Inversjon kan også føre til dårlig luftkvalitet som er problematisk for blant annet alle astmatikere.
- **Infrastrukturproblemer**: Kulde kan føre til at vannrør fryser og sprekker. Det kan også skape problemer for transportsektoren med isete veier og forsinkelser i tog- og flytrafikk. Strømnettet kan bli overbelastet på grunn av høyt forbruk til oppvarming.
- **Landbruk og natur**: Uventet og hard frost kan skade avlinger som har begynt å spire. Dyrelivet kan også slite med å finne mat og overleve i ekstrem kulde.

Mens den globale oppvarmingen generelt fører til mildere vintre, forskes det på om et varmere Arktis kan føre til en svakere og mer buktende jetstrøm. En slik endring kan paradoksalt nok gjøre det lettere for kald polarluft å strømme lenger sørover, og dermed potensielt forårsake mer intense kuldeperioder i regioner som Nord-Europa.

Oppgave om ekstrem nedbør, tørke og hetebølger

Oppgave 13.6.

a. Forklar kort hva som menes med ekstrem nedbør, ekstrem tørke og hetebølger.

b. Velg én av de tre værtypene over. Beskriv tre alvorlige konsekvenser dette fenomenet kan ha for samfunnet.

c. Hvordan forventes klimaendringene å påvirke frekvensen og intensiteten av disse tre værtypene?

d. Sommeren 2025 var det hetebølge flere steder i Norge. Gjør et nettsøk, og skriv et notat om årsakene og konsekvensene av hetebølgen på et sted nær deg.

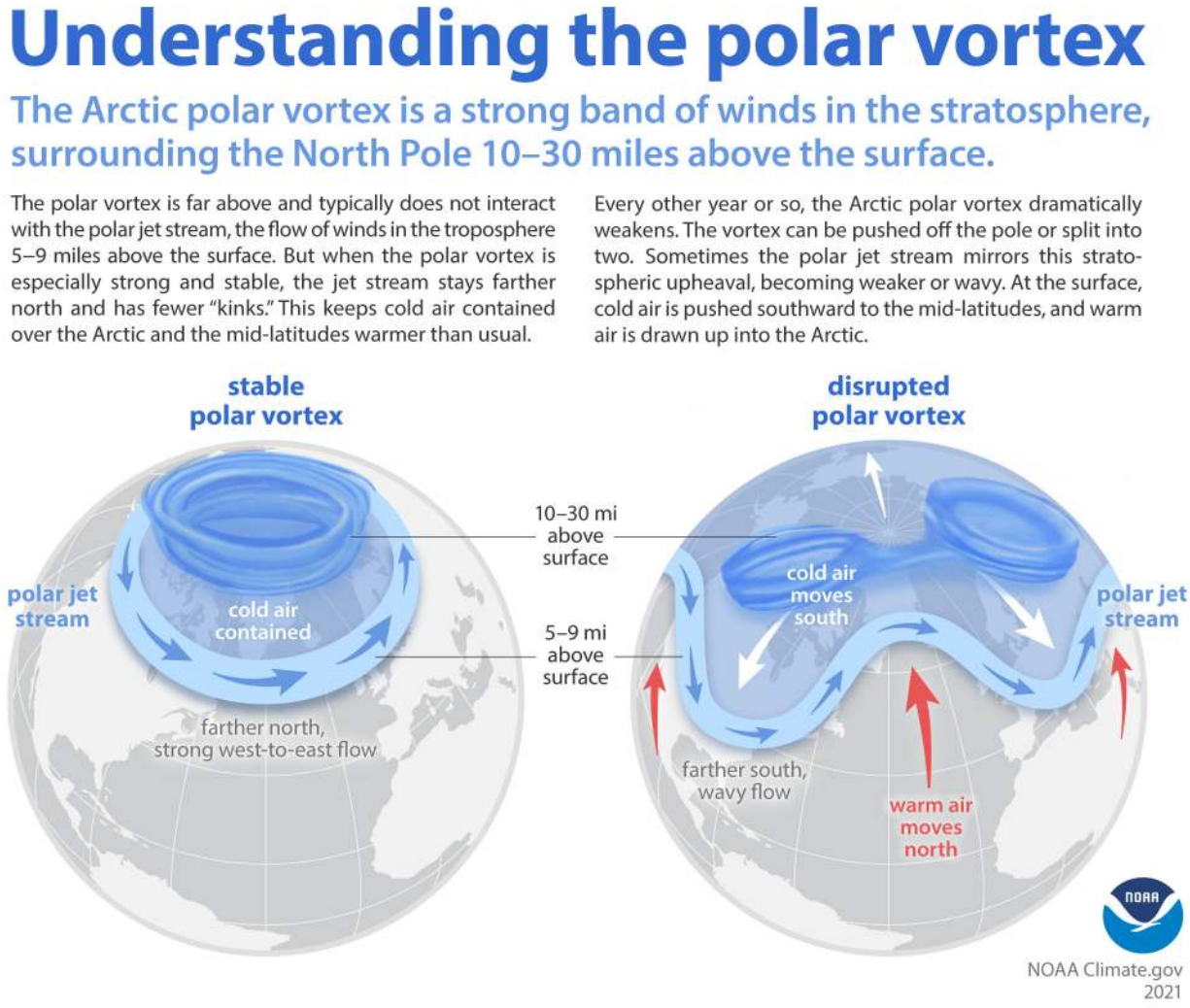
Oppgave 13.7 (Sibir-kulde)**.**
Sibir-kulde er en type kuldebølge som oppstår når kald, tørr luft fra Sibir strømmer sørover og vestover, ofte om vinteren.

a. Forklar hvorfor luftmassen fra Sibir er så kald og tørr.

b. Hvordan kan Sibir-kulde påvirke været i Norge? Gi eksempler på temperatur, vind og nedbør.

c. Diskuter hvilke utfordringer en langvarig Sibir-kulde kan gi for mennesker, dyr og planter.

Oppgave 13.8 (Svak jetstrøm og kuldebølger)**.**
Jetstrømmen er en sterk luftstrøm høyt oppe i atmosfæren som styrer værmønstre. En svak jetstrøm kan føre til at kald luft blir liggende lenge over et område.



Figur 13.8.: Hvorfor kan store Rossbybølger kan gi kuldebølger langt sør? Kilde: (National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), 2019)

a. Beskriv hvordan en svak jetstrøm kan føre til at kulde blir værende over et område i flere dager.

b. Forklar hvordan dette kan føre til en kuldebølge, og hva slags værfenomener som kan følge med.

c. Gi et eksempel på hvordan en svak jetstrøm kan påvirke været i Norge eller Europa.

Oppgave 13.9 (Sammenligning).

a. Sammenlign hvordan Sibir-kulde og svak jetstrøm kan føre til kuldebølger. Hva er likt og hva er forskjellig?

b. Hvilket av de to fenomenene tror du kan gi de kaldeste temperaturene? Begrunn svaret.

Ekstremvær i Norge

I Norge har Meteorologisk institutt et ansvar for å varsle befolkningen når det er fare for ekstremvær. De sender ut farevarsel for blant annet sterk vind, styrtregn, lyn, snøfokk, is, hetebølger og skogbrannfare. Sjekk ut https://www.met.no/vaer-og-klima/ekstremvaervarsler-og-andre-farevarsler/vaerfenomener-som-kan-gi-farevarsel-fra-met og finn ut hvilken type ekstremvær som er mest aktuell der du bor.
Farevarslene graderes med farger, og er gradert etter en internasjonal standard CAP (Common Altering Protocol).

Farge	Respons	Type situasjon	Betegnelse
	Vær oppmerksom	Utfordrende	Gult nivå
	Vær forberedt	Alvorlig	Oransje nivå
	Sikre verdiene	Ekstrem	Rødt nivå

Værtypen vil ses i sammenheng med området værvarselet gjelder for. Vinden på Østlandet må være sterkere i Troms enn på Østlandet før det sendes ut farevarsel.

Figur 13.9.: Skjermbilde fra NRK-programmet "Katastrofe", episode 5, "Norge drukner". Du kommer til programmet ved å trykke på bildet.

Oppgaver om farevarsel og ekstremvær

Oppgave 13.10 (Oppgave om farevarsel)**.**

a. Meteorologisk institutt bruker en fargekodet skala for farevarsler (gul, oransje, rød). Hva betyr de ulike nivåene?

b. **Fordypningsoppgave:**
Gå inn på met.no eller yr.no.
Undersøk hvilke farevarsler som er aktive i Norge akkurat nå. Hvis det ikke er noen, se på nyhetsarkiver (f.eks. NRK, Aftenposten) for den siste store ekstremværhendelsen i Norge.

   I. Hvilken type ekstremvær var det (f.eks. styrtregn, storm, snøskredfare)?

   II. Hvilket farenivå ble sendt ut?

   III. Hvilke konsekvenser fikk hendelsen for samfunnet?

Oppgave 13.11 (Oppgaver om ekstremværet Amy (i oktober 2025))**.**
Ekstremværet Amy rammet Sør-Norge i starten av oktober 2025 med kraftig vind, store nedbørsmengder og betydelige ødeleggelser. Amy førte til stengte veier, strømbrudd for over 150 000 husstander, og store skader på bygninger og infrastruktur. Det ble målt vindkast opp mot 37 m/s (orkan styrke) og enkelte steder fikk over 120 mm regn på 12 timer. Mange steder opplevde både vind- og vannskader, og flere områder var uten strøm i flere dager.
Del 1: Fakta og observasjon

a. Beskriv kort hva som kjennetegnet ekstremværet Amy.

b. Finn ut hvor i Norge det kom mest nedbør og hvor de kraftigste vindkastene ble målt.

c. Hvilke konsekvenser fikk uværet for samfunnet (transport, strøm, bygninger)?

Del 2: Meteorologisk analyse

d. Forklar hvordan et slikt ekstremvær kan oppstå meteorologisk.

e. Hvilke værvarsler ble sendt ut, og hvordan ble befolkningen advart?

f. Diskuter hvorfor det var spesielt farlig å ferdes utendørs under Amy.

Del 3: Refleksjon og beredskap

g. Hva kan man gjøre for å forberede seg på ekstremvær?

h. Hvordan kan samfunnet bli bedre rustet mot slike hendelser i fremtiden?

i. Reflekter over hvordan du selv ville ha opplevd og håndtert situasjonen.

Aktuelle kilder

1. https://www.met.no/nyhetsarkiv/ekstremvaeret-amy-ekstremt-kraftige-vindkast-og-regn
2. https://no.wikipedia.org/wiki/Ekstremv%C3%A6ret_Amy
3. https://www.vegvesen.no/om-oss/presse/aktuelt/2025/10/ekstremveret-amy-i-sor-noreg/
4. https://norgesnett.no/aktuelt/vaer-oppmerksom-stormen-amy-er-pa-vei/
5. https://www.nrk.no/vestland/meteorologisk-institutt-tar-selvkritikk-etter-for-sent-farevarsel-i-bergen-etter-_amy_-1.17601843

14. Værvarsling

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling
- gjøre rede for hvordan numeriske modeller i geofag bygges opp og videreutvikles, og beskrive hvordan modellene brukes innenfor værvarsling, havmodellering og klimaforskning

Nordmenn er kjent for å snakke om været når man ikke har noe annet å snakke om. Men hva er egentlig vær? Og hvordan kan vi si noe om hvordan været blir i fremtiden? Driver meteorologene med spådommer, eller bygger værvarslene på vitenskap?

Vær omfatter alle fenomener i troposfæren, eller den nedre delen av atmosfæren, som er relativt kortvarige. Når folk snakker om været, så er det ofte knyttet til temperatur, vindretning og vindstyrke, hvor mye skyer det er, om det er nedbør eller ei, og ikke minst hvilken type nedbør som kommer. De direkte årsakene til variasjoner i været er variasjoner i temperatur, fuktighet, lufttrykk (atmosfærisk trykk), skydekke, og vind.

I dette kapittelet skal vi se på hvordan vi kan *varsle vær*. Det er særlig to viktige aspekter med tanke på værvarsling - det første handler om å *observere* vær, og det andre om å bruke ulike modeller for si noe om hvordan været *kommer til å bli* i fremtiden - altså lage en *værprognose*.

14.1. Observere vær

Menneskene har alltid vært avhengig av været, og folk har derfor observert været i alle tider. Værobservasjoner har fått folk til å se etter mønstre i hvordan været endrer seg. Været har vært avgjørende for matproduksjon på land, og viktig for sikkerheten for fiskerne på sjøen.

Babylonerne varslet vær ved å se på mønster i skyene (sammen med litt astrologi) og Aristoteles beskrev værmønstre i sin tekst *Meteorologica* allerede i 350 fvt. Listen over gamle værtegn er lang, der noen stemmer godt overens med dynamikken i atmosfæren, mens andre mer regnes som myter i dag (*"Når det er mye rogn på trærne, så blir det mye snø. Rognen må forberedes på den tunge vekten om vinteren. Eller… Når det blir er mye rogn på trærne, blir det lite snø. Rognen bærer bare tung bør én gang i året"*).

Gamle værtegn

Oppgave 14.1.
Les artikkelen om gamle værtegn (Farestvedt, 2016). Hvilke værtegn sammenfaller med det du har lært om atmosfæren i tidligere kapitler i boken?

14.1.1. Moderne værobservasjoner

For å kunne si noe om været i fremtiden, må vi først vite hvordan været er akkurat nå. Vi trenger nøyaktige målinger av atmosfærens tilstand. Innsamling av værdata kalles for **synoptiske observasjoner** (SYNOP). Ordet synoptisk betyr å se alt samtidig, og målet er å få et øyeblikksbilde av været over et stort område.

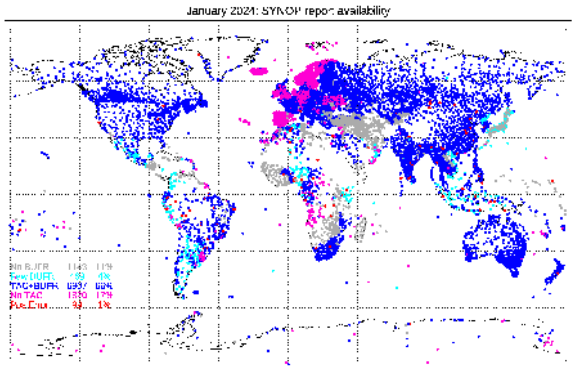
Værdata samles inn flere ganger i døgnet, på faste tider hvert døgn. Værdataene samles inn av kvalifiserte observatører, automatiske værstasjoner, værsatellitter, radarstasjoner, radiosonder, bøyer, båter, fly mm. Vi kan dele dem inn i instrumentelle og visuelle målinger, i bakkeobservasjoner og observasjoner fra luften.

Mange av dere har gjerne en værstasjon hjemme eller på hytten, og markedet i ulike hjemmeløsninger for værobservasjoner har eksplodert sammen med inntoget av smarte hjem og tingenes internett. Under ser du et kart fra Netatmo, som viser et stort antall private værstasjoner som folk har satt opp på sine private hus og hytter. Kanskje du finner en stasjon i nærheten av der du bor?

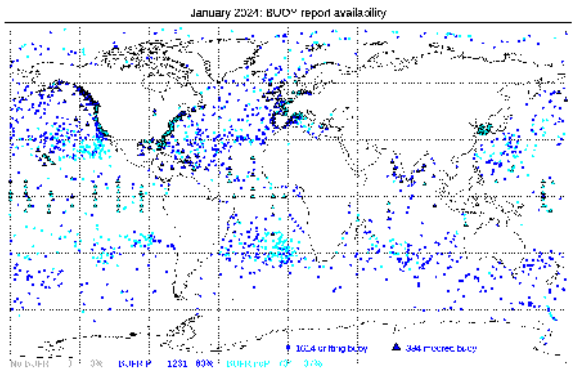
Når meteorologene varsler været, og lager værvarslene som vi får levert gjennom ulike medier, så bruker de ikke værdata fra amatørnettverket. Det er viktig at værdataene som brukes til å varsle været er *kvalitetssikret*.

- **Automatiske værstasjoner**
  - lufttrykk, temperatur, luftfuktighet, vindretning og vindhastighet, nedbørmengde, snødybde
- **Visuelle målinger**
  - observatøren vurderer forhold selv
  - sikt, skyer (mengde, høyde, type) og nedbørsform og -intensitet
- **Radarmålinger**
  - viser hvor det er nedbør, og hvor kraftig nedbøren er
  - måler nedbørområdenes hastighet, og kan dermed si noe om vindretning og -styrke
  - kart over Norges radarmålinger hos yr.no
- **Radiosonde**
  - "En radiosonde er et meteorologisk instrument som måler atmosfærens temperatur, fuktighet og lufttrykk fra bakken og oppover." (Store norske leksikon, 2023)
  - er festet til værballonger
- **Værsatellitter**
  - alle meteorologiske satelitter der den viktigste oppgaven er å samle inn meteorologisk informasjon
  - måler primært stråling (sol- og energi-)(Sidselrud & Aspenes, 2020)
- **Målinger fra fly, skip, båter, olje- og gassinstallasjoner, bøyer mm.**
  - i tillegg er det en rekke værdata som samles inn på ulike fly i rute, skip, båter, olje- og gassinnstallasjoner, havbøyer mm

Figur 14.1 viser et kart over hvor vi finner de ulike godkjente meteorologiske stasjonene. SYNOP-stasjoner er værobservasjoner fra bakken som gjøres ved ett eller flere faste tidspunkt hver dag. Noen områder er godt dekket av stasjoner, mens det er få i havområdene og i polare strøk. Man har derfor satt ut en del havbøyer som også samler inn meteorologiske data. Noen av disse havbøyene drifter, mens andre er forankret (moored), og er vist i figur 14.2. Ved å inkludere havbøyer, har vi dekket større del av jordkloden med innsamlete værdata, men vi ser at det fortsatt er få data fra polare strøk.

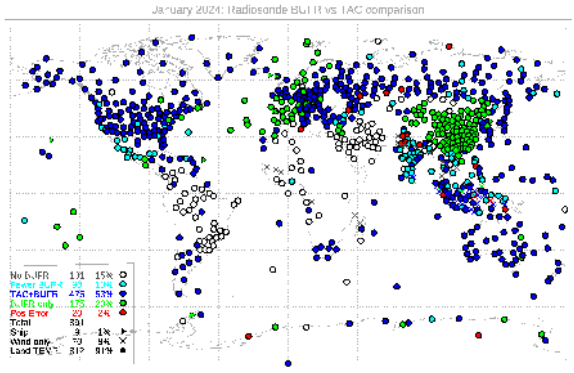


Figur 14.1.: Geografisk fordeling av SYNOP-stasjoner globalt (ECMWF, 2024). BUFR og TAC er ulike måter dataene kodes i datafiler som sendes til de ulike meteorologiske instituttene som dekoder dem i modellene sine.



Figur 14.2.: Geografisk fordeling av bøye-stasjoner globalt (ECWMF, 2024). Driftere er markert med sirkler og forankrede bøyer med trekanter. Kartet er oppdatert januar 2024.

Bakkestasjonene vi har sett på over gir oss værsituasjonen nettopp ved bakken. For å få bedre varslinger av været, må vi også ha data fra høyere opp i atmosfæren. En type data er vertikale profildata fra radiosonder. Til høyre ser dere fordelingen av faste radiosondestasjoner i verden. I Norge har vi fem steder det måles med radiosonder til faste tider daglig; Sola, Ørlandet, Bodø, Jan Mayen og Bjørnøya. Innimellom sendes det også ut fra oljeplattformen Ekofisk, og fra Ny-Ålesund på Spitsbergen.



Figur 14.3.: Geografisk fordeling av radiosondestasjoner globalt (ECWMF, 2024). Kartet er oppdatert januar 2024.

Bakkestasjonene vi har sett på over gir oss værsituasjonen nettopp ved bakken. For å få bedre varslinger av været, må vi også ha data fra høyere opp i atmosfæren. En type data er vertikale profildata fra radiosonder. Under ser dere fordelingen av faste radiosondestasjoner i verden. I Norge har vi fem steder det måles med radiosonder til faste tider daglig; Sola, Ørlandet, Bodø, Jan Mayen og Bjørnøya. Innimellom sendes det også ut fra oljeplattformen Ekofisk, og fra Ny-Ålesund på Spitsbergen.

14.1.2. Værobservasjoner ved værsatellitter

Værsatellitter, eller meteorologiske satellitter, er et samlenavn på alle satellitter som samler inn meteorologisk informasjon. Værsatellittene måler stråling, både solstråling og energistråling fra jorden og atmosfæren.

Værsatellitter gir oss et overblikk over store områder. Det finnes to hovedtyper:

- **Geostasjonære satellitter**: Går i bane over ekvator i samme hastighet som jorden roterer, og "henger" derfor over samme punkt hele tiden. De er ideelle for å overvåke utviklingen av værsystemer kontinuerlig.
- **Polarbanesatellitter**: Går i bane fra pol til pol mens jorden roterer under. Dette gjør at de kan skanne hele jordoverflaten i løpet av et døgn, og de gir mer detaljerte bilder enn geostasjonære satellitter.

Måleinstrumentene i en værsatellitt kan deles inn i to grupper; passive instrumenter og aktive instrumenter.

Passive instrumenter

Instrumenter som måler reflektert sollys. Målingene kan settes sammen sånn at det likner et foto, som gjør at vi kan se hvor det er skyer. Ulempen er at det fungerer bare når det er sollys. Det finnes også passive instrumenter som måler energien som jorden og atmosfæren sender ut. Ulike gasser sender ut stråling på ulike bølgelengder, som gjør at vi ved satellitter kan få informasjon om eksempelvis vanndamp, NO_2, SO_3, ozon og andre gasser. Denne informasjonen kan være viktig når vi skal varsle vær.

Noen instrumenter lytter til signaler fra GPS-satellittene. Instrumentet er programmert til å beregne hvor mye signalet er påvirket av atmosfæren, og kan dermed beregne mengden vanndamp i atmosfæren.

Aktive instrumenter

Et aktivt instrument kan være en radar (***ra**dio **d**etection **a**nd **r**anging)*. En radar bruker radiobølger til å måle retning og avstand til objekter. Radaren kan derfor "se" gjennom skyer og vanndamp, og måle strålingen som reflekteres fra hav, is og landområder. Det finnes ulike typer radarer, som er spesialisert på ulike målinger; en radar er god på å detektere havis, en annen er bedre på å se hvordan havoverflaten ser ut, og en tredje er god på å måle høyden på havet. Disse dataene gjør det mulig å si noe om vindretning og vindstyrke på havet, som er bra siden vi ikke har så mange værstasjoner ute på havet.

Et annet aktivt instrument er en lidar (***Li**ght **D**etection **A**nd **R**anging*) som sender ut laserlys, og måler det reflekterte laserlyset. Lidarer kan brukes til å måle vind, og særlig i områder hvor det er mye frontaktivitet, sykloner og tordenvær. Lidarer brukes også til å måle både kontinentaldrift og jordens

rotasjonshastighet. Dette har mindre betydning for værvarsling, men er viktige data for klimatologisk forskning.

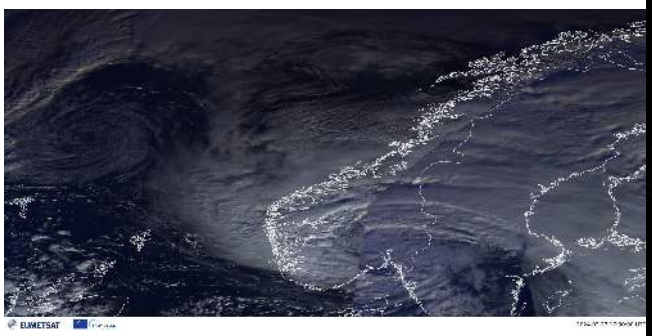
Satellittbilder

EUMETSAT er en værsatellitt som inngår i et europeisk samarbeid. Dataene herfra er tilgjengelige blant annet hos Met.no, https://www.met.no/vaer-og-klima/satellittbilder. Her er det mulig å se animasjoner av satellittbilder for de siste 12 timer. Videoen nedenfor er lastet ned 28.februar 2024.

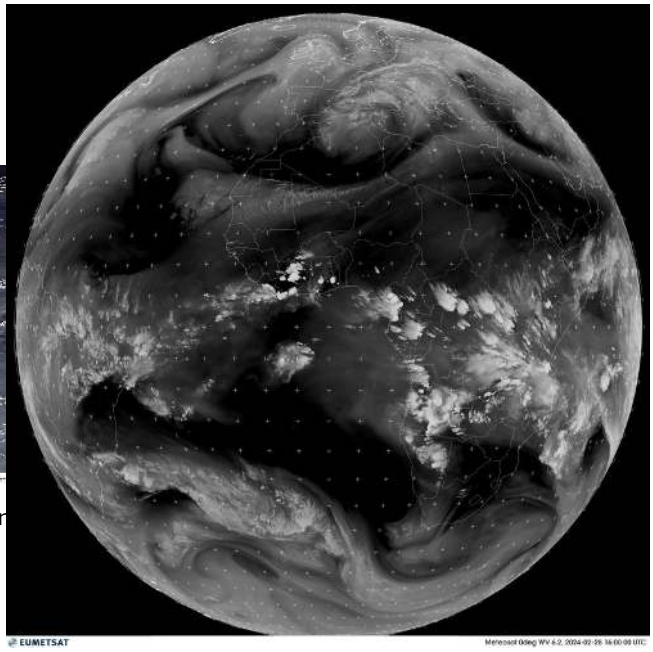
bilder/20240228_satellitt_ani.mp4

Animasjon fra EUMETSAT som viser bilder fra en værsatelitt, februar 2024.

Hos EUMETSAT kan man opprette sin egen bruker til å hente ned satellittbilder på egenhånd. Dere ser et par eksempler nedenfor.



(a) Satellittbilde over sørlige deler av Norge. 23.februar 2024 kl.17.30 UTC. ©EUMETSAT2024



(b) EUMETSAT. Vanndamp fra 28.februar 2024, ©EUMETSAT2024

Oppgaver til Værobservasjoner

Oppgave 14.2. Forklaringsoppgave:
Hva er den viktigste forskjellen på en geostasjonær satellitt og en polarbanesatellitt? Forklar en situasjon der den ene typen er mer nyttig enn den andre.

Oppgave 14.3. Analyseoppgave:
En meteorolog ønsker å vite om det er fare for kraftig turbulens for flytrafikken i 10 000 meters høyde over Nordsjøen. Hvilke av observasjonsmetodene som er nevnt i kapittelet vil være mest nyttig for å undersøke dette? Begrunn svaret.

Oppgave 14.4. Refleksjonsoppgave:
Hvorfor er det viktig å ha fysiske værstasjoner på bakken når vi har satellitter som kan se hele kloden ovenfra?

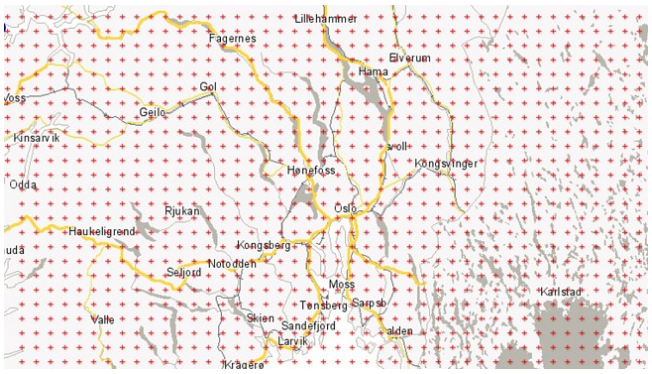
14.2. Værvarsling – et historisk tilbakeblikk

"Bergensskolen innen meteorologi" fra 1917 gjorde norsk meteorologi til et mønster for andre land og er grunnlaget for all moderne værvarsling (Geofysisk institutt, UiB, 2019). Grunnleggeren av Bergensskolen var Vilhelm Bjerknes, og han gjorde meteorologi til en eksakt vitenskap. Noe av det viktigste Bergensskolen kom med, var ***Den norske syklonmodellen***. Vilhelm Bjerknes sin sønn, Jacob Bjerknes, fikk publisert en artikkel i 1919 om hvordan varm luft stiger når den møter en kald luftmasse. Han kalte fenomenet for *fronter*, inspirert av krigshandlingene i første verdenskrig.

Arbeidet fra Bergensskolen preger værvarslingsarbeidet på midlere og høyere breddegrader den dag i dag.

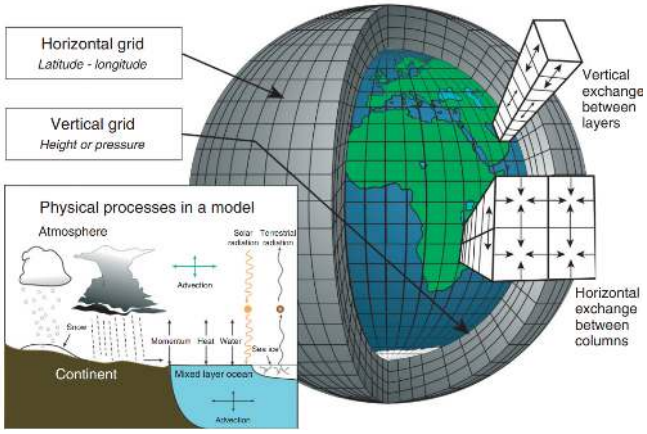
14.3. Moderne værvarslingsmodeller

En værvarslingsmodell er en numerisk modell, en datamodell, som beskriver atmosfæren ved et gitt tidspunkt og hvordan atmosfæren utvikler seg videre. Værobservasjonene som er samlet inn i hele verden sendes inn i modellen for å gi en så god som mulig beskrivelse av nåtilstanden av atmosfæren på et tidspunkt. I modellene er verden delt inn i et rutenett.



Figur 14.5.: Modellene er delt inn i et rutenett. Alle værvariablene, som temperatur og skyer, beregnes i forskjellige punkter. Illustrasjon: Erik Bolstad, Yr. (Yr.no, lest 28.2.2024)

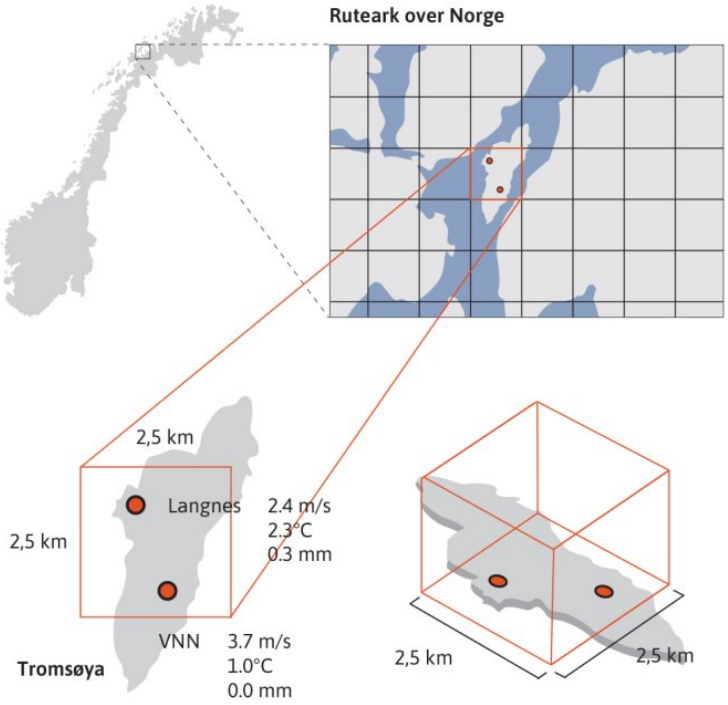
Kartet i Figur 14.5 viser inndelingen i rutenett i to dimensjoner. Værmodellene gjør også beregninger oppover i atmosfæren, sånn at modellene gjør beregninger i tre dimensjoner. Værmodellene baserer på fysikkens lover (se Tabell 14.1), som i detalj er bevegelse av luft og væske, termodynamikk, strålingsenergi og kjemi.



Figur 14.6.: Figur hentet i @edwards2011.

Modellene deler planeten inn i et tredimensjonalt nett. Man beregner hvordan vind, varmeoverføring, solstråling, relativ fuktighet, faseendringer av vann og overflatehydrologi endres innenfor hver celle i modellen, og man ser på utveksling mellom de ulike cellene horisontalt og vertikalt for å se hvordan atmosfæren endrer seg i fremtiden. Figur 14.6 viser hvordan det tredimensjonelle rutenettet kan se ut globalt, og gir et forenklet bilde av hvilke beregninger som gjøres i hele rutenettet. Gjennom værmodellene beregner man dermed hvordan de ulike værparameterne endrer seg, altså endringer i temperatur, vind, lufttrykk, skyer, nedbør med mer.

14.3.1. Kobling mellom observasjoner og værmodeller



Figur 14.7.: Illustrasjon: StorakerSchwartz/Alertness (Meteorologisk institutt, 2021)

De innsamlete værdataene er ikke plassert i punktene fra rutenettet, slik at før man gjør beregningene, så må de innsamlete værdataene ekstrapoleres fra målepunktene til rutenettet. Jo større avstand det er fra nærmeste målepunkt til rutenettet, dess større usikkerhet vil det være i dataene vi bruker i værvarslingsmodellen. Vi ser derfor at jo flere målestasjoner vi har, dess bedre vil modelldataene som vi får ut av værvarslingsmodellen også bli.

14.3.2. Statistisk modellering og kaosteori

Det er typisk syv likninger som inngår i beregningene av værdata. Disse er samlet i tabellen under. I værvarslingsmodellene så må man hele tiden gjøre beregninger slik at det er en balanse. For eksempel med vannbalanse: Vann kan gå fra fast form (snø eller is) til flytende eller gassform, men det må være en balanse mellom hvor mye vann som er i systemet totalt sett. De syv likningene gjør beregninger av dynamikk/bevegelse, energi, og fuktighet, i fire dimensjon (de tre romlige dimensjonene pluss tid).

Tabell 14.1.: De syv viktige likningene i en værvarslingsmodell (Rohli & Li, 2021).

Likninger for å beregne værdata	Hva beregnes i de ulike likningene?
Reynolds' bevegelseslikninger (tre likninger)	Beregner endringer i vindhastighet (i tre dimensjoner), basert på adveksjon og konveksjon av vind (6.2), trykkforskjeller (9.1.1), påvirkning av jordrotasjonen (9.1.2 og 11.3.1), og påvirkning av friksjon (9.1.3).
Termodynamisk energibalanse	Summen av molekylenes indre energi og den kinetiske energien til atmosfæren (for eksempel vind).
Vannbalanse	Endringer i fuktighet ved ett gitterpunkt er lik summen av bidraget av fuktighet via adveksjon og faseendringer (6).
Massebevaring	Ser på balanse i masseendring i tre dimensjoner, altså adveksjon av masse horisontalt, og konvergens / divergens av masse vertikalt
Tilstandslikningen for gass	"Limet" som binder de andre sammen, fordi det relaterer trykk, tetthet og temperatur (Formel 2.1).

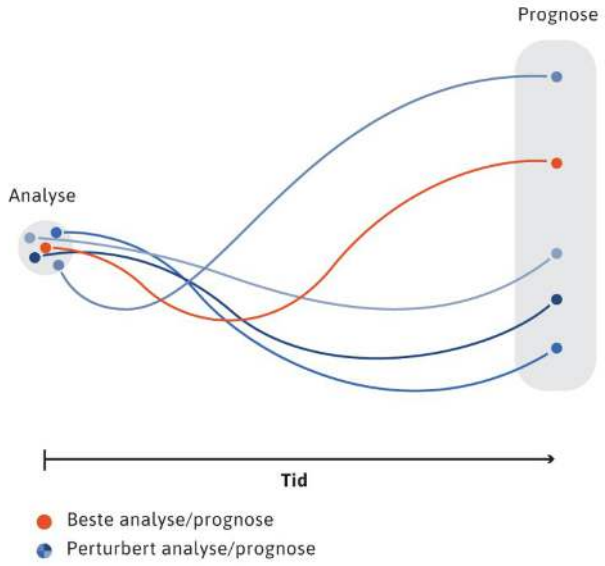
Kombinasjonen av usikkerhet i de observerte værdataene som inngår i værvarslingsmodellen, sammen med at atmosfæren er et **kaotisk system**[1], gjør at de modellerte værdataene som kommer ut av værmodellen inneholder en viss grad av usikkerhet. Et kaotisk system er veldig sensitive til startverdiene inn i modellen.

14.3.3. Ulike modeller og usikkerhet

En metode å varsle kaotiske systemer er *ensembleprognoser*. I stedet for bare lage ett varsel, så lager man et sett av varsler, som da gir en sannsynlighetsvarsling for hvordan været kommer til å bli. Hvordan man vurderer hva som er den mest sannsynlige prognosen er knyttet til sannsynlighetsmodeller og meteorologens erfaring og kompetanse.

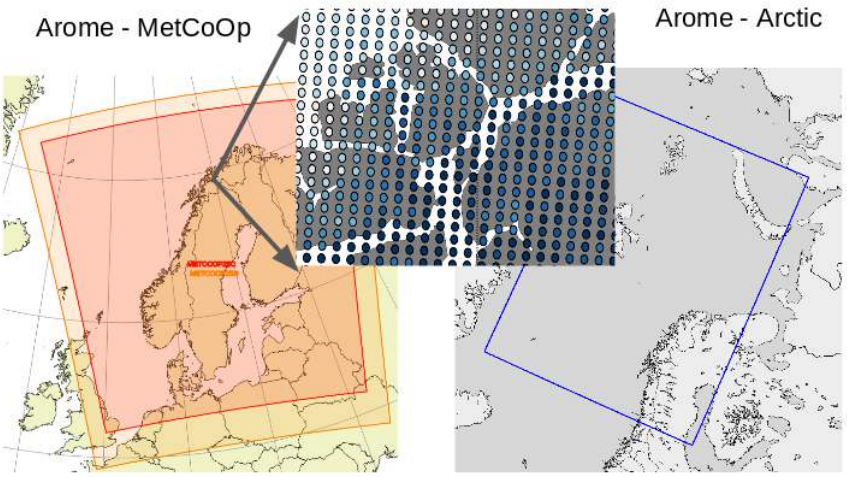
Det finnes ulike typer modeller. **Globale modeller** (som ECMWF-modellen) dekker hele kloden, men har lavere oppløsning. **Regionale modeller** (som AROME-Arctic som brukes for nordområdene) dekker et mindre område, men har høyere oppløsning og kan fange opp lokale detaljer, som for eksempel effekten av fjell og fjorder, på en bedre måte.

[1] "Kaosteori er en gren innen matematikk der man studerer systemer som har utforutsigbar oppførsel. I disse systemene vil en ørliten endring i hvordan systemet starter, endre den videre oppførselen til systemet dramatisk. (...) I meteorologi henviser man gjerne til *sommerfugleffekten*: En sommerfugl som flagrer med vingene i Brasil, kan forårsake en storm i Norge. Dette er et eksempel på hvordan små endringer i værsystemet på ett tidspunkt kan gi store endringer i systemets videre oppførsel." Kilde: Store Norske Leksikon, hentet 4.mars 2024 fra https://snl.no/kaosteori



Figur 14.8.: "Den oransje streken er en prognose for det kommende været. Siden det er usikkerhet knyttet til analysen lager meteorologene også et sett med alternative analyser som de beregner flere alternative prognoser fra (blå farger). Siden atmosfæren er kaotisk vil de ulike prognosene etterhvert spre seg fra hverandre. Skjer spredningen fort er det stor usikkerhet knyttet til prognosene, men skjer den sakte er prognosene mer sikre. (Illustrasjon: StorakerSchwartz/Alertness)" (Meteorologisk institutt, 2021)

Figur 14.9.: Skjermbilde fra Windy.com som viser en prognose for forventet bane til den tropiske orkanen "Imelda". Skjermbildet er tatt 1.oktober 2025. Kilde: Windy.com



]

Oppgaver til numeriske værvarslingsmodeller

Oppgave 14.5 (Forklaringsoppgave:)**.** Forklar med egne ord de tre hovedstegene i numerisk værvarsling.

Oppgave 14.6 (Drøftingsoppgave:)**.** Hva er hensikten med å kjøre et ensemblevarsel? Hva forteller det deg som bruker av et værvarsel hvis "spaghettiplottet" for temperaturen om fem dager spriker veldig mye?

Oppgave 14.7 (Scenariooppgave:)**.** Du skal lage et detaljert værvarsel for et orienteringsløp i fjellet i Jotunheimen i morgen. Ville du stolt mest på en global modell eller en regional modell? Begrunn valget ditt.

14.4. Værkart

Alle værobservasjoner og modelldata kan plottes på store værkart. Værkartene lages og analyseres ved hjelp av egne digitale programmer. Meteorologisk institutt i Norge bruker Diana som kan kombinere bakkeobservasjoner, satellittbilder, radarbilder og modellfelt (Meteorologisk institutt, 2023). I programmet kan meteorologene se observasjoner sammen med modelldata, og lage værkart. Selv med de beste modellene, trengs det fortsatt en meteorolog for å tolke resultatene. En viktig del av dette er å analysere værkart og andre meteorologiske diagrammer.

Værkartene deler vi inn i to grupper, vi har analysekart og prognosekart.

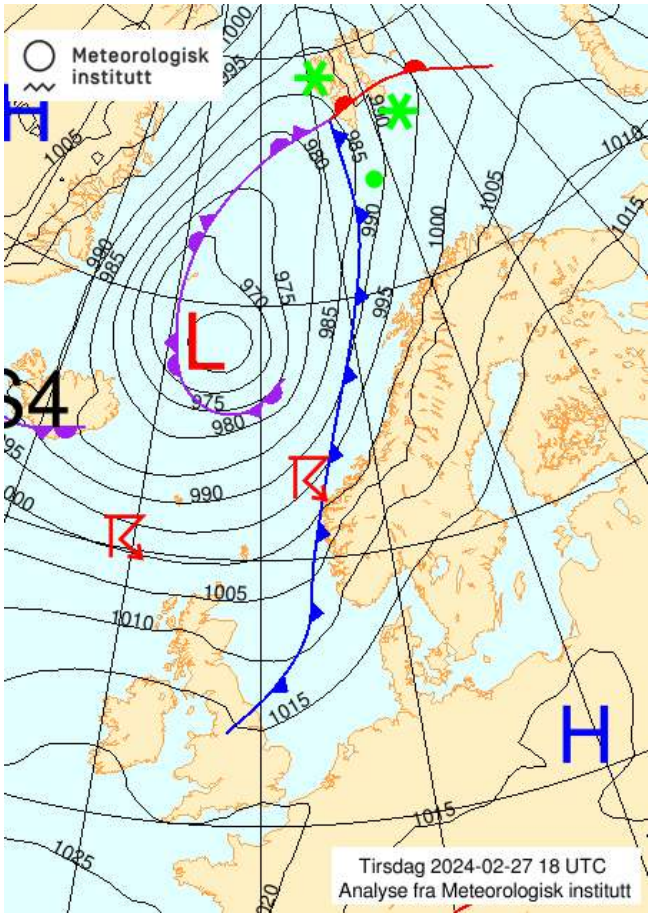
14.4.1. Analysekart

Væranalyse

Begrep 14.1 (Væranalyse)**.** *En væranalyse er en oppsummering av værsituasjonen på et bestemt tidspunkt. En analyse er oftest et kart der lavtrykk, høytrykk, isobarer og fronter er tegnet inn. Væranalysen er basert på værobservasjoner som er tatt på samme tidspunkt. Væranalysen er et viktig verktøy for meteorologer for å forstå værsituasjonen og for å kunne lage værvarsler.*

Meteorologene i Norge lager analysekart fire ganger i døgnet, for å få en oversikt over værsituasjonen sånn som den er. I analysekartene markeres de klassiske høytrykks- og lavtrykkssentra er markert, sammen med ulike fronter. Væranalysen blir til etter tolkning av værobservasjoner fra samme tidspunkt.

Et eksempel på et analysekart fra 27.februar 2024 kl.18.00 UTC (kl.19.00 norsk vintertid):



Figur 14.10.: Analysekart som viser isobarer, høytrykk, lavtrykk, varmfront, kaldfront, okklusjonsfront, tordenvær, regn, snø… (Meteorologisk institutt, 27.februar 2024 kl.18.00)

Analysekartene er kart som er laget basert på alle de observerte og innsamlete værdata fra det samme tidspunktet. For å få en fullstendig oversikt over alle symbolene så bør dere gå til met.no: https://www.met.no/vaer-og-klima/meteorologens-analysekart

14.4.2. Tolke meteorologens analysekart

Når du som elev i Geofag 2 skal analysere meteorologens analysekart, så kan det være lurt å jobbe systematisk.

1. Start med å gjenkjenne de ulike trykkområdene på kartet, hvor er lavtrykk og høytrykk plassert på kartet? Husk på at høytrykk ofte er knyttet til klart og skyfritt vær, mens lavtrykk ofte vil gi skydannelse grunnet konveksjon.
2. Studer deretter isobarene, altså linjene som går gjennom punkt med samme lufttrykk. Jo tettere isobarene ligger, dess større er trykkgradientkraften, og disse områdene vil derfor ha sterkere vind. Du kan også bruke isobarene til å si noe om *vindretning*. Dette så vi på i del Kapittel 9.

3. Se deretter etter fronter på kartet, både varmfronter, kaldfronter og okklusjonsfronter. Husk at frontene er grenseflater mellom luftmasser som har ulike egenskaper, og der temperaturforskjellene er viktig. De ulike frontene fører til ulike typer frontnedbør, ulikt skydekke og vind. Se mer om dette i del 12.
4. Noen analysekart har ekstra symboler for nedbør, tåke, torden, eller informasjon om at trykket har økt eller sunket kraftig de siste timene. Disse symbolene er også med på å gi deg en større forståelse for værsituasjonen som var.
5. Hvis du har flere analysekart i en tidsserie, så kan du studere analysekartet opp mot de analysekartene som har vært i tiden før, sånn at du kan se hvilke endringer som har skjedd i værsituasjonen i tiden før det aktuelle analysekartet.

    1. Hvordan har trykksentrene flyttet seg?
    2. Hvordan har frontene flyttet seg?
    3. Er det noen fronter som har okkludert?
    4. Hvor raskt forplanter frontene seg?

6. Hvordan tror du at det neste analysekartet vil se ut? Hvordan tror du de ulike værsituasjonene vil endre seg fremover? Når du nå lager en *antakelse* om hvordan været utvikler seg, så lager du en *værprognose*. Før vi går over til værprognoser skal vi trene på å tolke et analysekart.

14.4.3. Prognosekart

Værprognose

Begrep 14.2 (Værprognose)**.** *En prognose er en forutsigelse på hva som kommer til å skje basert på mer eller mindre sikre* indisier*. Innen meteorologien er en prognose (eller en værprognose) en forutsigelse av fremtidige værforhold, vanligvis for en periode fra noen timer til syv dager frem i tid.*
Prognosene bygger på numeriske løsninger (altså modellberegninger) av likningene fra fysikkens lover (som nevnt i tabell 14.1). Men meteorologene gjør også subjektive vurderinger av modellresultatene basert på statistikk, erfaringer, kjennskap til lokale forhold og god kunnskap om fysikkens lover.

Prognosekartene viser hvordan man antar at været blir fremover i tid. Prognosekartene blir laget basert på modelldata fra værvarslingsmodellene, sammen med statistikkmodeller som sier noe om hvilken værsituasjon som er mest sannsynlig utfra atmosfærens tilstand. Man kan si at prognosekartet er en *kvalifisert* antakelse om hvordan været vil utvikle seg i tiden fremover.

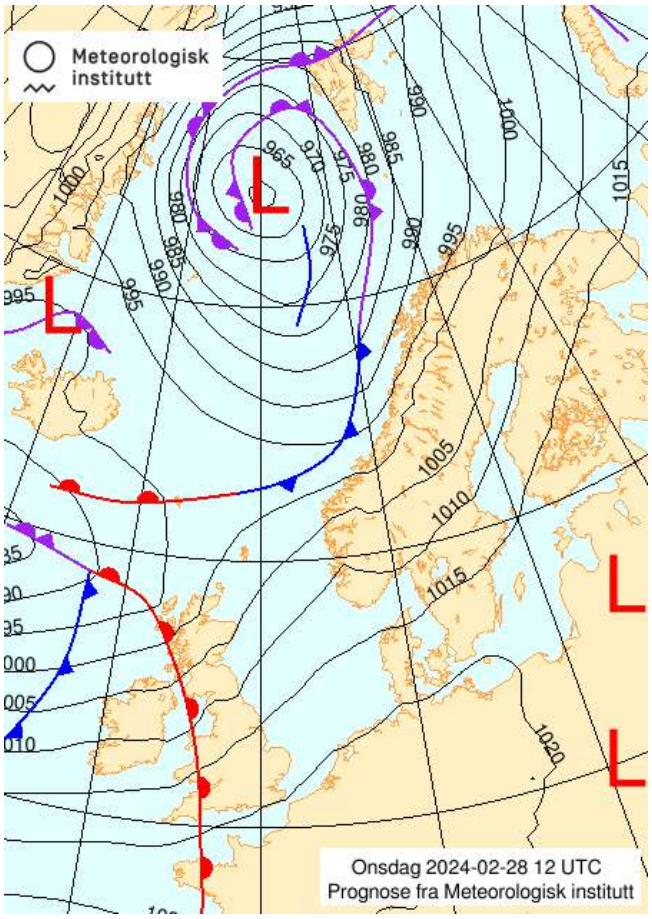
Under ser dere et eksempel på et prognosekart.

Når vi skal varsle vær, så skal vi blant annet bruke ulike værkart for å tolke værsituasjonen som er og har vært til å kunne si noe om hvordan været vil bli.

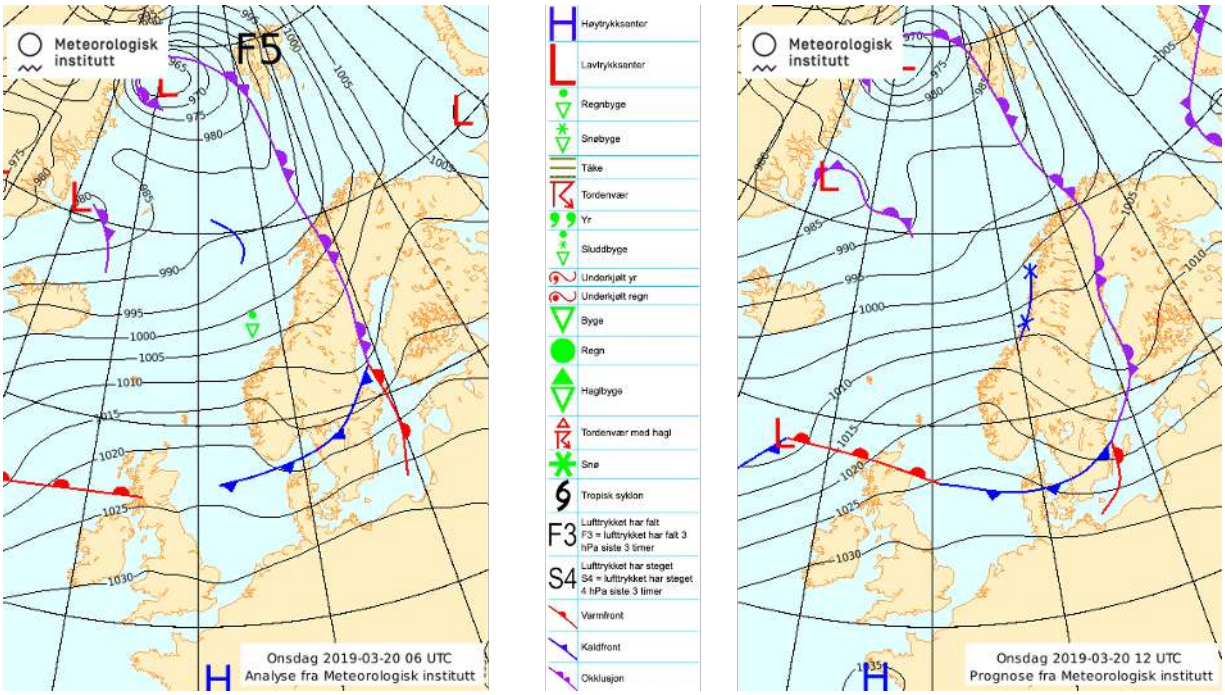
14.4.4. Tolkning av værkart

Tolke analyse- og prognosekart

Eksempel 14.1.



Figur 14.11.: Prognosekart for 28.februar 2024 kl.12.00 UTC. (Yr.no)



Figur 14.12.: Analysekart fra 20.mars 2019 kl.06 UTC. Prognosekart for 20.mars 2019 kl.12 UTC. Symbolforklaringer i midten. Hentet på yr.no den 20.mars 2019.

Vi ser at analysekart og prognosekart kan se ganske like ut. Men det er et par forskjeller. Det er som oftest mer informasjon i et analysekart enn i et prognosekart. Det er jo naturlig, siden det er basert på en rekke ulike værobservasjoner sammen med modelldata. Et prognosekart kan jo ikke inkludere observasjoner, fordi det er en *prognose*.

Isobarer: De tynne svarte linjene er *isobarer*, altså linjer som er trukket gjennom punktet som har likt (iso-) trykk (-bar). Værobservasjonene inneholder jo trykkmålinger i ulike punkter. Metereorologene bruker egne programmer som tegner isobarene basert på værobservasjoner og en værstatistikk for området.

Lavtrykk: Vi ser at isobarene er lukkete kurver rundt de store røde **L**, altså rundt lavtrykkssentrene. Et høytrykkssenter er ikke alltid like tydelig som et lavtrykkssenter. Et kraftig lavtrykkssenter kan ha isobarer som ligger ganske tetthet, altså at trykkforskjellene er ganske store over korte avstander (se gjerne tilbake til kapittel 9.1.1). Områder der isobarene ligger tett er altså områder der vi har sterkere ***vind***.

Varmfront: Varmfrontene er markert med tydelige røde linjer med røde halvsirkler på. Varmfrontene beveger seg i den retningen som halvsirklene er.

Kaldfront: Kaldfrontene er markert med tydelige blå linjer med blå trekanter på. Kaldfrontene beveger seg i den retningen som trekantene peker.

Okklusjonsfront: Okklusjonsfrontene er markert med tydelige lilla linjer, hvor det er annenhver halvsirkel og trekant for å markere at en okklusjonsfront er dannet av at en kaldfront har tatt igjen en varmfront. På samme måte som for varm- og kaldfronten, så beveger okklusjonsfronten i den retningen hvor trekantene og halvsirklene peker.

Se tilbake til Figur 12.6 for å se nedbøren i tilknytning til fronter rundt et lavtrykk.

14.4.5. Oppsummering om vær ved de ulike fronttypene i Norge[2]

De ulike fronttypene gir ulike værsituasjoner når de er på vei og passerer:

[2]Dette avsnittet er skrevet basert på personlig kommunikasjon med Anders Sivle, Meteorologisk instututt.

- **Varmfront**
  - Vindøkning fra sør eller sørvest
  - Temperaturen stiger
  - Sammenhengende nedbør foran fronten (mange timers varighet)
  - Vinddreining mot vest når fronten passerer
- **Varmsektor (området mellom varmfront og kaldfront)**
  - Små endringer i temperatur og vind
  - Lett regn/yr, tåke/lave tåkeskyer, disig
- **Kaldfront**
  - Vinddreining mot nordvest når fronten passerer
  - Bygenedbør, også bak fronten, kan hende med torden
  - Temperaturen synker
- **Okklusjon**
  - Kan ha både regn og regnbyger
  - Været avgjøres av hvor modent okklusjonsfronten er, det er mer intens nedbør i en ny okklusjon enn i en som er i ferd med å dø ut.

17.mai-været på Vestlandet

17.mai er en dag der "hele Norge" er opptatt av været, og i ukene før 17.mai er det mange nyhetssaker og artikler som handler om været som kommer. 10.mai 2024 hadde Bjerknessenteret for klimaforskning en artikkel som handlet om det kommende 17.mai-været (Bjerknessenteret for klimaforskning, 2024). Artikkelteksten er gjengitt nedenfor:

Oppgave: Grønland kan ødelegge 17.mai-været for Vestlandet

Hvordan blir 17.mai-været på Vestlandet? I denne utgaven av spalten "Utsikt" forklarer forsker Clemens Spensberger hvorfor Grønland spiller en nøkkelrolle.
De første værvarslene for 17. mai er laget og de mest nysgjerrige har sikkert sjekket flere ganger allerede. I skrivende stund er det bare å glede seg: Yr melder over 20 grader og knallvær. Men varselet har bølget fram og tilbake. Det var først meldt enda varmere vær, så i en periode ble det meldt kjølig bygevær, før det nå igjen skal bli varme og sol. At langtidsvarslet kan være usikkert er ikke noe nytt, men hvordan kan varselet sprike såpass mye?
Årsaken til det sprikende værvarselet er noe vi meteorologer kaller «multimodalitet», som bare betyr at flere værscenarier er mulige. Ofte finnes det bare ett sannsynlig scenario på hvordan været kommer til å utvikle seg. I slike tilfeller kan det godt bli noe varmere eller kjøligere, tørrere eller våtere, men i essensen blir værutviklingen som varslet. I slike tilfeller gir det ene symbolet og det ene tallet på yr en god pekepinn på hvordan været vil bli. Men av og til er det to eller flere *nesten* like værscenarier som er sannsynlige for framtiden – slik er det enn så lenge for 17. mai 2024. Og i slike tilfeller kan meteorologenes «best guess» i symbolene hoppe fra et scenario til et annet fra et varsel til det neste.
Når det gjelder 17. mai-været i år, så er det igjen hendelser langt borte som avgjør været vårt. Denne gangen er det Grønland som spiller en nøkkelrolle. Ispanseret på Grønland skjermer oss fra det meste som skjer i det kanadiske Arktis, fordi det krever en skikkelig dytt for å få kald og tung arktisk luft over en så stor barriere.
Denne barrieren er spesielt heldig nå, da den kaldeste luftmassen som er igjen på den nordlige hemisfæren har havnet på Grønlands nordvestside. Men dersom det blir en stor nok dytt kan deler av den kalde luftmassen flomme over Grønland tidlig neste uke. Det er fortsatt usikkert hvor og hvor mye kaldluft som kan komme til å flomme over, som igjen kan gi flere mulige værscenarier. En flom av kaldluft vil skape store temperaturkontraster over Atlanterhavet og

dermed gi opphav til et lavtrykk og regn på Vestlandet. Så vi må heie på at Grønland skjermer 17. mai-været vårt!
Teksten er hentet fra Bjerknessenteret for klimaforskning (2024) : https://bjerknes.uib.no/artikler/nyheter/gronland-kan-odelegge-17-mai-vaeret-vestlandet

Oppgave 14.8.

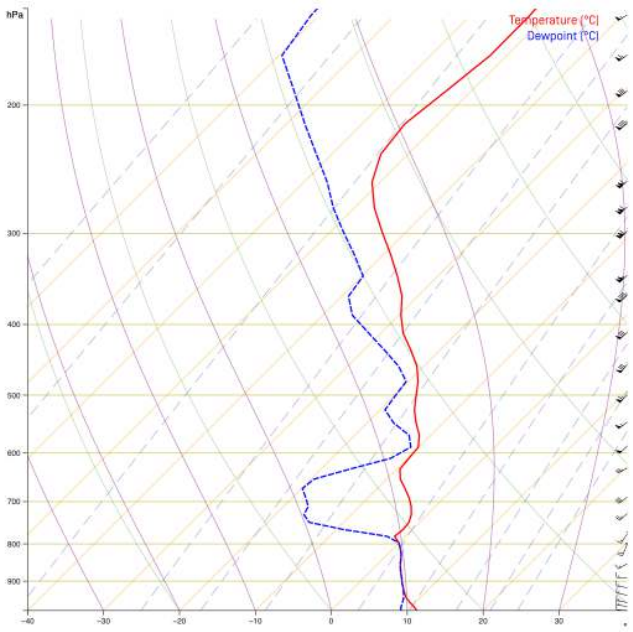
a. Forklar hva som ligger i begrepet "multimodalitet" i artikkelen.

b. Gjør rede for de ulike prosessene som beskrives i artikkelen, og forklar dem ved hjelp av det du har lært om atmosfæren og vær

c. Finn værstatistikk for ulike deler av Vestlandet for 17.mai 2024. Hvordan ble været denne dagen?

14.5. Vertikale profiler

Meteorologisk institutt publiserer vertikale profiler av temperatur, duggpunkttemperatur og vindhastighet for utvalgte steder i Norge. Vertikalprofilen vises som et **skew-t diagram**. Vertikalprofiler kan være observasjonsdata fra radiosonder, eller de kan være modelldata fra værvarslingsmodeller. Vertikalprofiler er nyttige for å vurdere stabilitet i atmosfæren, skydannelse og vindforhold i høyden.



Figur 14.13.: Vertikalprofil for Bergen den 20.september 2025. Hentet hos Værio, met.no

Data fra værvarslingsmodeller eller observasjoner plottes for ulike høyder:

- Temperatur vises med rød linje.
- Duggpunkttemperatur vises med blå stiplet linje.
- Vind vises som piler på høyre side. Antall fjær og trekanter indikerer vindhastigheten og orienteringen angir vindretningen.

Det finnes hjelpelinjer for å støtte avlesning av grafen:

- Isobarer: linjer for konstant trykk. Isobarene vises som horisontale gulgrønne linjer.
- Isotermer: linjer for konstant temperatur. Isotermene vises i 45° vinkel til horisontalaksen angitt med gule linjer.
- Tørradiabat: linjer som representerer den teoretiske temperaturendring til en luftpakke (umettet) som stiger eller synker i atmosfæren uten utveksling av varme og fuktighet med omgivelsene. Tørradiabaten vises som buede lilla linjer.
- Fuktigadiabat = linjer som representerer den teoretiske temperaturendringen til en luftpakke mettet på fuktighet som stiger eller synker i atmosfæren. For en mettet luftpakke som stiger vil noe av fuktigheten kondensere. Fuktigadiabater er framstillt i diagrammet som buede grønne linjer.
- Metningskurver: linjer som representerer maksimal mengde vanndamp luften kan inneholde ved gitt temperatur og trykk. Metningskurvene vises i diagrammet som stiplede blå linjer.

Skew-T diagrammer kan brukes til å få en forståelse av den vertikale tilstanden av atmosfæren, bl.a. kan man få informasjon om stabilitet i luften, vindforhold i høyden og skyer.

- Er temperatur- og duggpunktskurvene langt fra hverandre så er luften tørr og ingen skyer dannes. Ved liten avstand mellom kurvene er luftfuktigheten høy og skyer dannes.
- Informasjon om vertikalt vindskjær får man ved å se på endring av vindpilene med høyden.
- Informasjon om stabilitet får man ved å vurdere hvordan temperaturen endres i høyden. Her vil man da sammenligne med tørradiabaten og fuktigadiabaten.

I figur 14.13 ser vi at temperaturen og duggpunkttemperaturen er sammenfallende med fuktigadiabaten fra omtrent 950 hPa til 800 hPa. Det betyr at atmosfæren her er mettet på vanndamp, vi får skydannelse, men atmosfæren er ikke ustabil, slik at et løft av luft vil ikke føre til at luften fortsetter å stige. I dette sjiktet er atmosfæren nøytral, og med et skydekke. Vi ser videre at den røde temperaturprofilen etter dette får en gradient som er svakere enn fuktigadiabaten, og vi får en absolutt stabil atmosfære. Avstanden til duggpunkttemperaturen øker også, sånn at vi her har en skyfri atmosfære.

En tolkning av denne figuren vil dermed gi at vi har et lavt skydekke, eventuelt tåke, med en stabil atmosfære, som dermed gir svært liten sannsynlighet for nedbør.

Tolkning av Skew-T diagram - fordypning {#fig-tempDuggpunkt-2}

Analyseoppgaver til Skew-T diagram

Nedenfor finner du tre oppgaver knyttet til Skew-T diagrammet i figur Figur 14.13. Hver oppgave inneholder fire påstander. For hver oppgave, finn de to påstandene som er sanne og de to som er usanne.

Oppgave 14.9 (Skyer og fuktighet)**.** Hvilke av disse påstandene om fuktighet og skyer er sanne?

a) Det er et skydekke mellom ca. 950 hPa og 800 hPa.
b) Luften er tørrest nær bakken (rundt 1000 hPa).
c) Over 700 hPa er atmosfæren tørr.
d) Hele atmosfæren opp til 400 hPa er mettet med vanndamp.

Oppgave 14.10 (Temperatur og stabilitet)**.** Hvilke av disse påstandene om temperatur og stabilitet er sanne?

a) Det finnes en inversjon (temperaturen øker med høyden) rett over 800 hPa.

b) Temperaturen synker jevnt med høyden gjennom hele atmosfæren som vises.
c) Atmosfæren er svært stabil i sjiktet rett over skydekket.
d) Atmosfæren er betinget ustabil helt opp til 300 hPa.

Oppgave 14.11 (Vindforhold)**.** Hvilke av disse påstandene om vindforhold er sanne?

a) Vinden er sterkest ved bakken.
b) Det er et betydelig vertikalt vindskjær mellom 800 og 900 hPa.
c) Vindretningen er den samme i alle høyder.
d) Vinden i 300 hPa-nivået kommer fra sørvest og er sterk.

14.6. Oppsummering om værvarsling som prosess

Værvarsling som prosess

Oppgave 14.12 (Guide til værvarsling laget av KI)**.** Nedenfor får du to ulike animasjoner laget av to ulike KI-modeller som en oppsummering av hvordan værvarsling foregår. De to animasjonene har ulike styrker og svakheter.
Gå gjennom animasjonene sammen med en medelev. Lag en liste over hva de ulike animasjonene er bra på, og en annen liste over hvor de er svake, upresise eller inneholder feil.
Etter gjennomgangen skal dere kunne fortelle om hele prosessen fra observasjoner og datainnsamling, via modellering og modellkjøring, til formidling av de endelige værvarslene.
Animasjon 1 laget ved hjelp av Perplexity Labs den 6.oktober 2025.
Animasjon 2 laget ved hjelp av Google Gemini Canvas den 6.oktober 2025.

14.7. Feltarbeid i videregående skole - hvordan kan elever observere vær selv?

Videoen under er ikke ny lengre, men prinsippene rundt det å observere vær uten dyre instrumenter er like gjeldende som tidligere. Se denne for å få tips til hvordan du kan gjøre dine egne observasjoner under værvarslingsuken.

Feltarbeid i meteorologi fra Kunnskapsfilm .

Oppgave til feltarbeid i meteorologi = Værvarslingsuke

Oppgave 14.13 (Feltarbeid i meteorologi)**.** Du skal nå gjennomføre en værvarslingsuke i Geofag 2. Det betyr at du skal lage og levere inn daglige værvarsler fire dager på rad.
Målsetningen er at dere skal kunne

- Gjøre daglige observasjoner av været der du er
  - Nedbør
  - Temperatur
  - Skydekke - andel, og høyde
  - Vindretning
  - Vindstyrke
- Koble observasjonene til det du ser på ulike værkart (analyse- og prognosekart), vertikal-profiler, satellittbilder og andre tilgjengelige data og modelle

- Se på prognosene (altså hvordan modellene viser at været vil endre seg i tiden fremover). Lag deretter et lokalt værvarsel for der du er. Varselet skal gjelde for de neste to døgnene, og skal gjelde de samme parameterne som du observerer.
- Mal til samlet observasjonsskjema og dokument for å levere analyser og varsel finnes her.
- Fra dag 2 skal dere også gjøre en egenvurdering av varselet dere laget dagen før - stemte varselet for dagen med tanke på observasjonene deres? Husk å bruke fagbegreper og din kompetanse om meteorologiske prosesser.

Nyttige forberedelser

- Hva trenger du av utstyr for å gjøre de aktuelle observasjonene?
  - Nedbørsmåler eller bøtte. Se tips hos Miljølære her.
  - Termometer
  - Vimpel eller flagg i nærheten som ikke står i le. Dere kan bruke kompasset på mobilen for å finne vindretningen (husk vi angir retningen vinden kommer fra), og så bruker dere Beaufortskalaen (se 14.7.1) til å angi vindstyrke.
  - Skyatlas (Naturfagsenteret har laget et som ligger her).
- Hvilke kilder kan du bruke for å lage et værvarsel? Noen forslag finnes nedenfor:
  - https://www.met.no/vaer-og-klima/meteorologens-analysekart
  - https://www.met.no/vaer-og-klima/meteorologens-prognosekart
  - https://weather.metoffice.gov.uk/maps-and-charts/surface-pressure
  - https://www.met.no/vaer-og-klima/satellittbilder
  - https://www.windy.com/?60.382,5.322,5,i:pressure
  - https://www.windy.com/?300h,65.658,4.131,3,i:gh
  - https://www.wetterzentrale.de/en/topkarten.php?map=1&model=gfs&var=22&time=0&run=6&lid=OP&h=0&mv=0&tr=6
  - https://earth.nullschool.net/
  - https://www.yr.no/nb/kart/radar/1-92416/Norge/Vestland/Bergen/Bergen (denne lenken går til Bergen, men du kan velge et annet sted som passer deg nærmere)
  - https://seklima.met.no/
  - https://weathermap.netatmo.com/
  - https://www.windy.com/radiosonde/AKlbQnjb?radar,58.876,5.659,7,p:radiosonde,m:e48af8z (denne lenken går til Stavanger, du kan velge den radiosonden som er nærmest der du bor)
  - https://xn--vrio-voa.no/login (du kan lage konto med skole-eposten din for å få tilgang)
- Hvordan kan du vurdere usikkerheten i værvarselet ditt?
- Hvordan kan du presentere værvarselet ditt på en tydelig og forståelig måte?
- Hvordan kan du bruke det du har lært om værvarsling i dette kapittelet til å forbedre værvarselet ditt?

14.7.1. Beaufortskalaen for vind

Beaufortskalaen er en empirisk skala for å beskrive vindstyrke basert på observasjoner av vindens effekt på omgivelser som trær, bygninger og havoverflaten. Skalaen ble utviklet i 1806 av den irske admiralen Sir Francis Beaufort og har siden blitt en standard innen meteorologi (Seter & Sivle, 2025).

Lenkene i tabellene nedenfor inneholder nærmere beskrivelsene av virkningen i fjellet og på sjøen, i tillegg til på land.

Beaufort	Norsk benevnelse	Vindstyrke i knop	Meter per sekund
0	Stille	< 1	0,0–0,2
1	Flau vind	1–3	0,3–1,5
2	Svak vind	4–6	1,6–3,3
3	Lett bris	7–10	3,4–5,4
4	Laber bris	11–16	5,5–7,9
5	Frisk bris	17–21	8,0–10,7
6	Liten kuling	22–27	10,8–13,8
7	Stiv kuling	28–33	13,9–17,1
8	Sterk kuling	34–40	17,2–20,7
9	Liten storm	41–47	20,8–24,4
10	Full storm	48–55	24,5–28,4
11	Sterk storm	56–63	28,5–32,6
12	Orkan	> 63	> 32,6

Beaufort	Benevnelse	Virkningen i vinden på land
0	Stille	Røyken stiger rett opp
1	Flau vind	Man kan se vindretningen ved at røyk drifter
2	Svak vind	Følbar, får blader på trær til å bevege seg, løfter en vimpel
3	Lett bris	Løv og småkvister beveger seg, vinden strekker lette flagg og vimpler
4	Laber bris	Løfter støv og løse papir, beveger kvister og smågreiner, strekker større flagg og vimpler
5	Frisk bris	Småtrær med løv begynner å svaie
6	Liten kuling	Store greiner og mindre stammer beveger seg, man merker motstand når man er ute og går
7	Stiv kuling	Hele trær beveger seg, det er slitsomt å gå mot vinden
8	Sterk kuling	Kvister brekker av trærne, det er tungt å gå mot vinden
9	Liten storm	Hele store trær svaier, takstein kan blåse ned
10	Full storm	Sjelden inne i landet, trær rykker opp med røtter, stor skade på hus

Beaufort	Benevnelse	Virkningen i vinden på land
11	Sterk storm	Veldig sjelden, kommer med store ødeleggelser
12	Orkan	Uhyre sjelden, uvanlig store ødeleggelser

15. Introduksjon til havet

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren

Havet er mer enn bare et blått teppe som dekker mesteparten av kloden – det er et dynamisk og mystisk system som styrer klimaet, gir livsgrunnlag for utallige arter, og former landskap både over og under vann.

I dette kapittelet skal vi utforske hvordan havet fungerer som jordens varmelager og klimaregulator, og hvordan dets fysiske egenskaper – som temperatur, salinitet og tetthet – skaper lagdeling og driver havstrømmer. Vi skal dykke ned i havets struktur, fra de grunne kontinentalsoklene til de enorme dyphavsslettene.

15.1. Introduksjon til havet

Havet dekker over 70 % av jordas overflate og inneholder omtrent 97 % av alt vann på planeten. Havene dekker 361 millioner km^2, og har et volum på 1,37 milliarder km^3. Midlere havdyp i verdenshavene anslås til omtrent 3800 meter.

Du har sikkert hørt uttrykket "de syv hav" som en betegnelse på de store verdenshavene. I dag er det vanlig å dele verdenshavene inn i fem; Atlanterhavet, Det indiske hav, Nordishavet, Stillehavet og Sørishavet. Noen velger å dele inn Atlanterhavet og Stillehavet i to; Nord-Atlanteren, Sør-Atlanteren, Nord-Stillehavet og Sør-Stillehavet.

Tabell 15.1.: De fem verdenshavenes størrelse

Hav	Størrelse	Midlere dyp
Stillehavet	$169 \cdot 10^6$ km^2	4282 m
Atlanterhavet	$85 \cdot 10^6$ km^2	3926 m
Indiahavet	$71 \cdot 10^6$ km^2	3963 m
Sørishavet	$22 \cdot 10^6$ km^2	4000 m
Nordishavet (Polhavet)	$16 \cdot 10^6$ km^2	1205 m

Figur 15.1.: Verdenshavene. Store Norske Leksikon CC BY SA 3.0

Som del av **hydrosfæren** spiller havet en nøkkelrolle i energiutvekslingen mellom jordas systemer. Gjennom fordamping, nedbør, havstrømmer og varmetransport regulerer havet klimaet globalt.

Havet mottar enorme mengder solenergi, særlig ved ekvator. Denne varmen lagres og transporteres mot høyere breddegrader ved hjelp av havstrømmer. Uten denne transporten ville temperaturforskjellene mellom ekvator og polene vært langt større.

Havet er derfor både en **varmelager** og en **klimaregulator**, og endringer i havets fysiske egenskaper får globale konsekvenser.

15.2. Batymetri

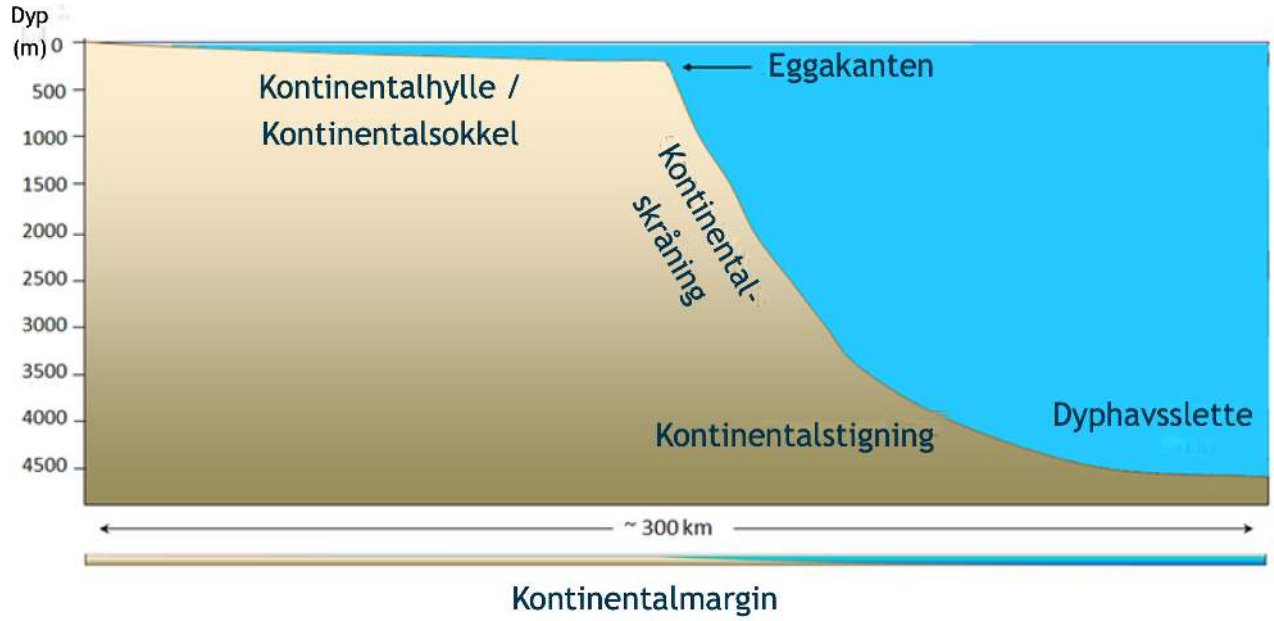
Batymetri er vitenskapen om måling og kartlegging av havdybder og innsjødybder. Begrepet kommer fra gresk og betyr bokstavelig talt "dypmåling" - *bathys* (dyp) og *metron* (måling). Batymetriske kart viser havbunnens topografi ved hjelp av dybdekurver og koter, på samme måte som landkart viser høyder.

15.2.1. Kontinentalmarginen

Havbunnen kan deles inn i ulike soner basert på dybde og topografi. **Kontinentalmarginen** er grenseområdet som strekker seg fra kysten og ut i dyphavet. Kontinentalsokkelen er et ganske grunt havområde, og kontinentalskråningen kan være relativt bratt. I gjennomsnitt går kontinentalsokkelen omtrent 80 km fra kysten, mens den siberiske sokkel strekker seg hele 1500 km fra kysten.

Kontinentalsokkelen

Kontinentalsokkelen er den grunne, relativt flate delen av havbunnen som strekker seg ut fra kysten. Denne delen av havbunnen er geologisk sett en forlengelse av kontinentet under vann. kontinentalsokkelen har typisk dybder fra 0 til omkring 200 meter, men kan lokalt være opptil 500 meter dyp.



Figur 15.2.: Kontinentalmarginen er grenseområdet mellom land og dyphav. Den er delt inn i kontinentalsokkel, kontinentalskråning og kontinentalstigning. Grensen mellom kontinentalsokkelen og kontinentalskråningen kalles Eggakanten i Norge.

Den norske kontinentalsokkelen dekker et enormt område - over to millioner kvadratkilometer, som er nesten seks ganger større enn fastlands-Norge.

kontinentalsokkelen kjennetegnes av relativt flate overflater med svak helning, typisk mindre enn 1 grad. Dette flate preget skyldes millioner av år med sedimentavsetning og utjevning gjennom havnivåendringer og erosjon.

Kontinentalskråningen (Eggakanten)

Eggakanten er den norske betegnelsen på overgangen fra kontinentalsokkelen til kontinentalskråningen. Dette er et markant punkt i havbunnstopografien hvor helningen øker drastisk, typisk ved dybder rundt 120-200 meter.

Kontinentalskråningen er den bratte skråningen som faller ned fra kontinentalsokkelen mot dyphavet. Skråningen har typisk helninger på 3-4 grader i gjennomsnitt, men kan være så bratt som 10-20 grader på enkelte steder. Langs den norske kysten kan kontinentalskråningen være svært bratt - opp til 35 grader ved Storegga-området.

Kontinentalskråningen strekker seg fra kontinentalkanten ned til dybder på 3000-5000 meter. Denne sonen er ofte gjennomskåret av **undersjøiske gjel** som er dannet av turbiditetskanter og andre erosjonsmekanismer. Et eksempel er de omkring 15 gjel som er kartlagt på den bratte kontinentalskråningen utenfor Lofoten-Vesterålen (Røthe, 2024).

Kontinentalstigningen

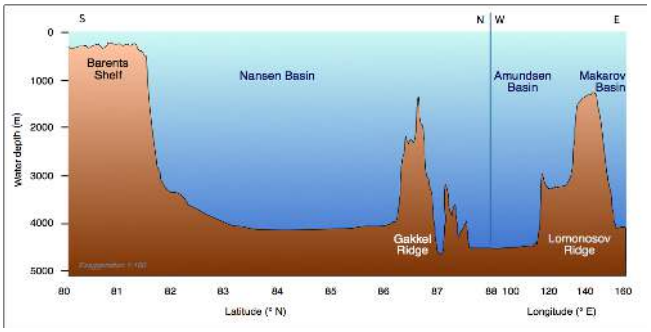
Kontinentalstigningen er overgangssonen mellom kontinentalskråningen og dyphavet. Dette området består av tykke lag av sedimenter som har akkumulert over millioner av år, transportert fra kontinentet via kontinentalsokkelen og skråningen.

Kontinentalstigningen har en mye slakere helning enn skråningen, typisk mindre enn 1 grad. Den representerer grensen hvor kontinentalskorpen møter havbunnsskorpen.

Dyphavsslette (abyssal slette)

Dyphavssletten eller **den abyssale sletten** begynner der kontinentalstigningen flater ut, typisk på dybder mellom 4500-6000 meter. Den abyssale sonen strekker seg ned til omkring 6000 meters dybde.

Dyphavsslettene er blant de flateste områdene på Jorden. De dekker omtrent 40% av planetens havbunn og utgjør den største levende miljøsonen på Jorden. I Nord-Atlanterhavet finner vi Sohmsletten, som dekker et område på 900 000 kvadratkilometer og er en av verdens største dyphavssletter. I Polhavet finner vi Nansenbassenget, som er en dyphavsslette på rundt 3000 meters dyp. Nansenbassenget grenser i nord til Gakkelryggen og i sør til Barentshavets kontinentalsokkel.



Figur 15.3.: Polhavets dybdeprofil fra Barentshavet mot den geografiske Nordpolen. Kilde: Wikimedia Commons.

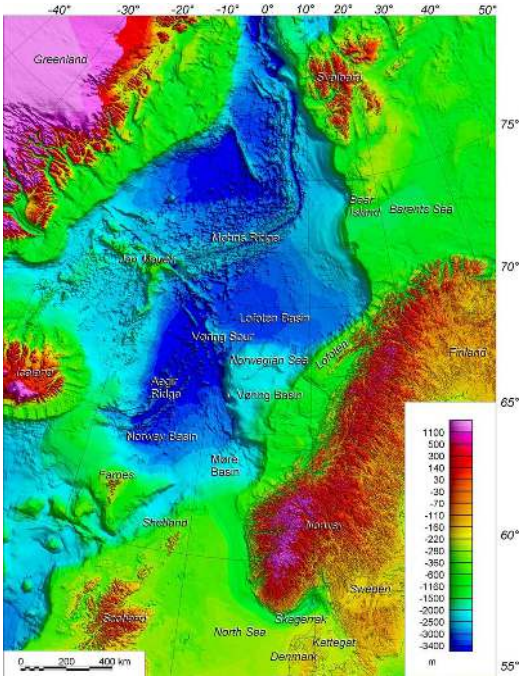
Dyphavsslettene kjennetegnes av konstante miljøforhold - permanent mørke, temperaturer rundt 2-4°C, og minimal variasjon i topografi. Havbunnen består hovedsakelig av finkornede sedimenter fra kontinentene, planktonrester og vulkansk materiale som har akkumulert over geologiske tidsperioder.

15.2.2. Batymetriske kart

Vi ser på kartet i figur 15.4 at Nord-Atlanteren er preget av store kontraster. Den norske kontinentalsokkelen er tydelig som et bredt, grunt område langs kysten, spesielt i Nordsjøen og Barentshavet. Lenger ute domineres havbunnen av Den midtatlantiske ryggen, en undersjøisk fjellkjede der ny havbunn dannes. Mellom ryggen og kontinentalmarginen ligger dyphavsbassengene, som Norskehavet og Grønlandshavet, hvor dybdene kan overstige 3000 meter. Topografien i Nord-Atlanteren er avgjørende for hvordan havstrømmer som Golfstrømmen transporterer varme nordover, og dermed for klimaet i vår del av verden.

Analyse av batymetrisk kart

Oppgave 15.1. Bruk figur 15.4 (batymetrisk kart) til å beskrive havbunnstopografien fra den norske kysten og vestover mot Island. Identifiser kontinentalmarginen, Den midtatlantiske ryggen og dyphavsbassengene.



Figur 15.4.: Batymetrisk og topografisk kart over det nordøstlige Atlanterhav. Vi ser at det kan være store høydeforskjeller under havets overflate. Kilde: (Olesen et al., 2010)

15.3. Havvannets egenskaper: Tetthet, temperatur og salinitet

Tettheten til sjøvann bestemmes av **temperatur** (T), **salinitet** (S) og **trykk** (p). La oss se nærmere på disse faktorene.

15.3.1. Salinitet

Salinitet er et mål på saltinnholdet i vannet, altså den totale mengden oppløste salter i vannet, og måles vanligvis i promille (‰) eller PSU (Practical Salinity Units). Saltene i havvannet består primært av klor- og natriumioner (totalt ~85% av vekten), ellers er det sulfat-, magnesium-, kalsium- og kaliumioner som står for omtrent 14 % av vekten (Webb, 2023).

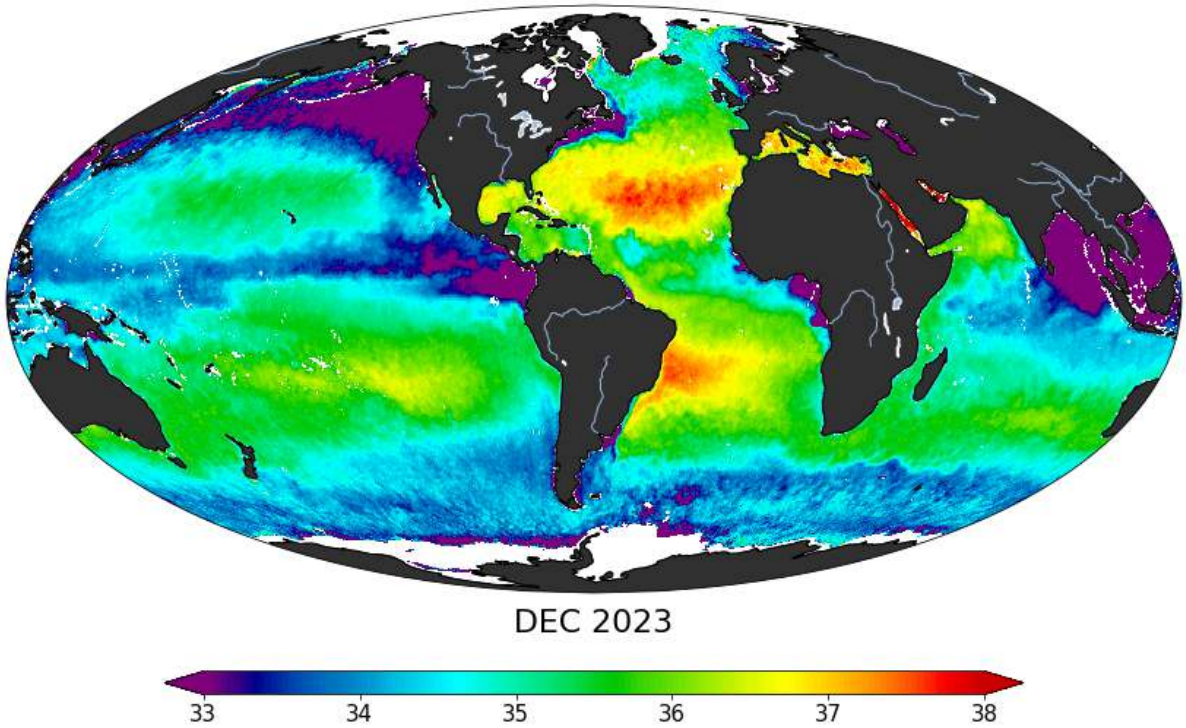
97% av vannet på jordkloden regnes som havvann. Havvannet har en gjennomsnittlig salinitet på 30-35 ‰. I åpne havområder varierer saltholdigheten i havet mellom 33 og 37 ‰, men det kan ha store variasjoner særlig i kystnære strøk. I Rødehavet er saltholdigheten på 41 ‰, mens den i Østersjøen er på 7-8 ‰.

Ferskvann er vann som har mindre saltholdighet enn 0,5 ‰. Det ferskeste havvannet kalles for **brakkvann**.

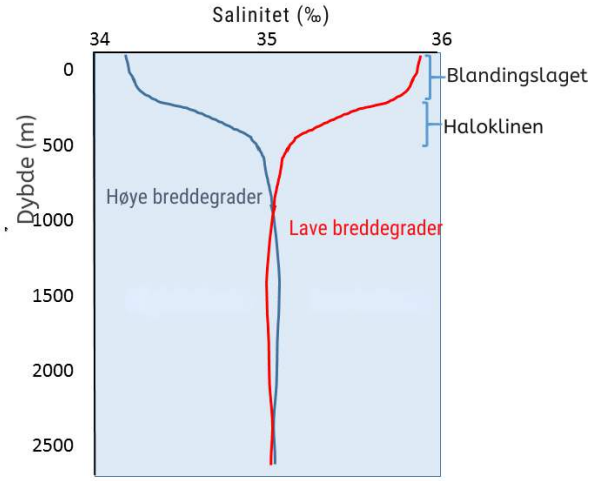
Saliniteten i overflaten er ikke konstant. Den påvirkes av prosesser som tilfører eller fjerner ferskvann:

- **Øker saliniteten:** Fordampning (fjerner ferskvann) og isdannelse (fryser ferskvann, etterlater saltet i havvannet).
- **Reduserer saliniteten:** Nedbør, avrenning fra elver, og smelting av is (tilfører ferskvann).

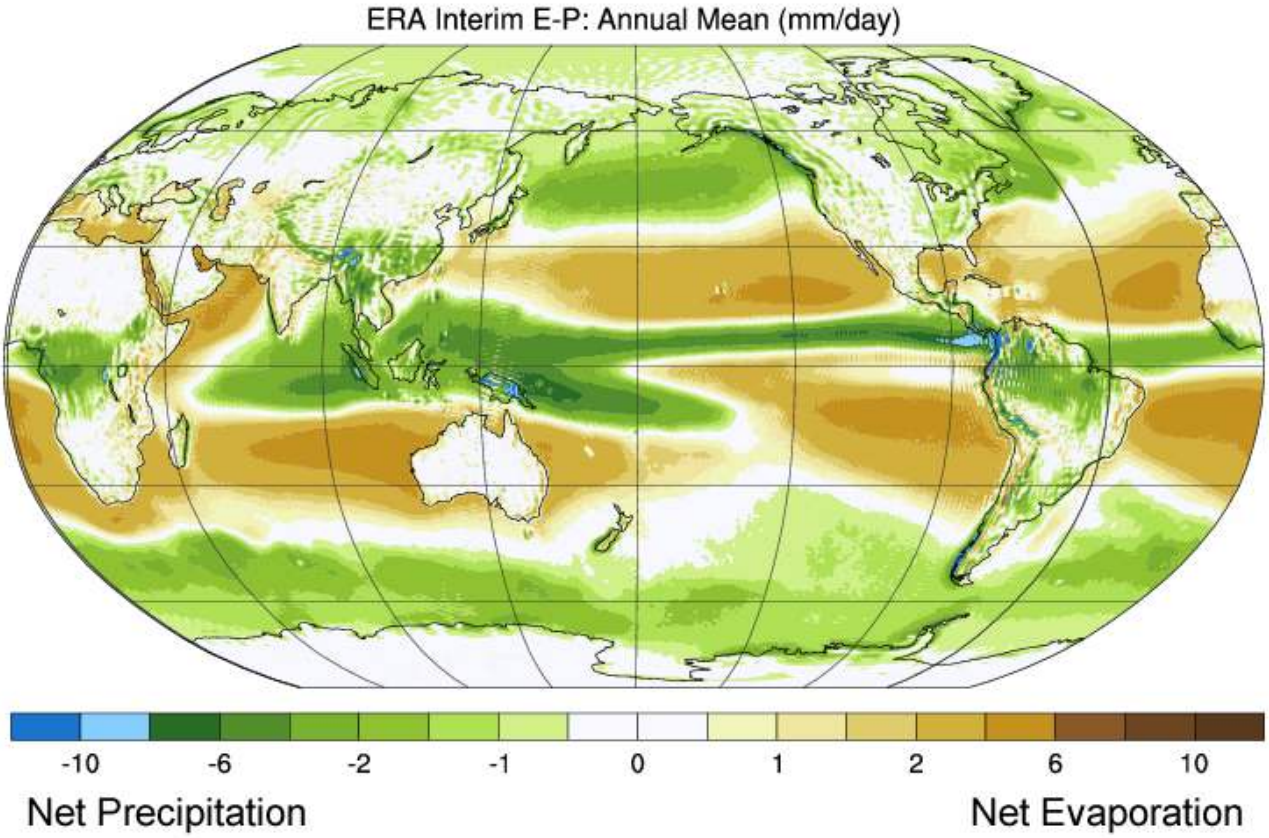
Dette forklarer hvorfor vi finner høyest salinitet i subtropiske hav (stor fordampning) og lavere salinitet ved store elvemunninger.



Figur 15.5.: Månedsmiddel for desember 2023. Kilde: NASA.org



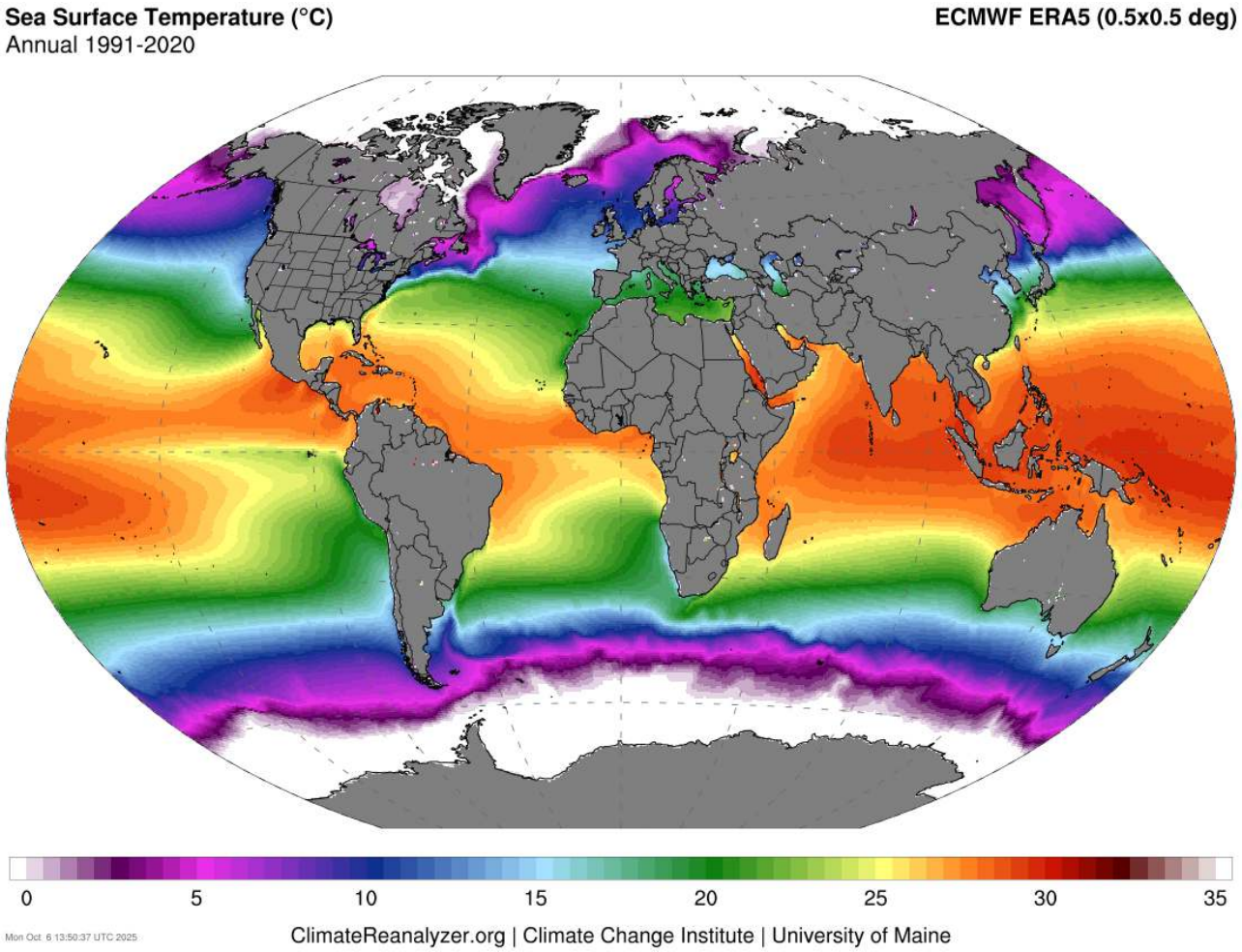
Figur 15.6.: Salinitetsprofil fra to hypotetiske steder i åpent hav. Den røde er fra lave breddegrader, og den blå fra høye breddegrader. Kilde: (Webb, 2023)



Figur 15.7.: Kartet viser årlig gjennomsnitt av netto nedbør (precipitation) og fordampning (evaporation). Kilde: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/era-interim-derived-components

15.3.2. Temperatur og varmekapasitet

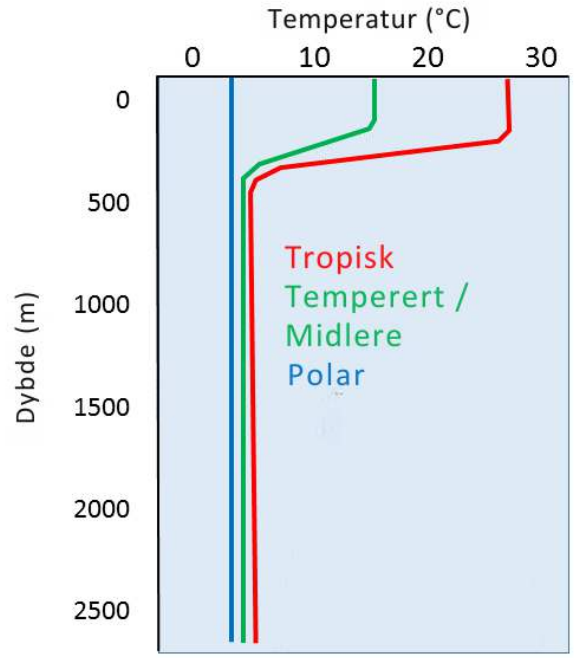
Temperaturen i havet varierer fra rundt -2°C i polare områder til over 30°C i tropene. Den horisontale temperaturfordelingen følger i stor grad breddegradene, med varmest vann nær ekvator og kaldest vann ved polene. Dette mønsteret påvirkes av havstrømmer, som kan transportere varmt vann mot polene og kaldt vann mot ekvator.



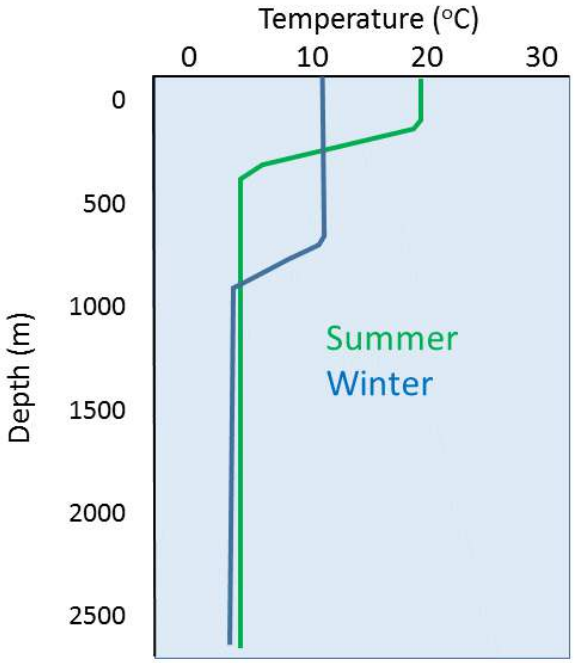
Figur 15.8.: Gjennomsnittlig overflatetemperatur i havet (SST = Sea Surface Temperature) for årene 1991–2020. Kilde: ClimateReanalyzer.org

Vertikalt finner vi vanligvis en lagdeling i havet, med et varmere overflatelag og kaldere vann i dypet. I de øverste 100–200 meterne er temperaturen ganske konstant i det som kalles blandingslaget, hvor vind, bølger og strømmer sørger for god omrøring. Under blandingslaget finner vi termoklinen, et område hvor temperaturen synker raskt over en kort dybdeøkning. Dyphavet under termoklinen har en ganske stabil temperatur på rundt 2–4°C.

De vertikale temperaturprofilene varierer med breddegrad og årstid. I tropiske områder er overflatevannet varmere og termoklinen mer markert, mens i polare strøk er temperaturforskjellen mellom overflate og dyp mindre. I tempererte områder ser vi større sesongvariasjoner, med varmere overflatevann og en tydeligere termoklin om sommeren. Disse temperaturmønstrene har stor betydning for havets sirkulasjon, som igjen påvirker klimaet på land.



Figur 15.9.: Typiske vertikale temperaturprofiler for åpent hav på lave, midlere og høye breddegrader. Kilde: (Webb, 2023)



Figur 15.10.: På midlere breddegrader er blandingslaget dypere og termoklinen mindre tydelig på vinteren enn om sommeren. Kilde: (Webb, 2023)

Spesifikk varmekapasitet

En av vannets viktigste egenskaper er den ekstremt høye **spesifikke varmekapasiteten**. Det betyr at det kreves mye energi for å varme opp vann, men også at vann kan lagre og transportere enorme mengder varme før det selv blir kaldt. Dette gjør havet til jordens største "varmebatteri" og en sentral klimaregulator. Kystklima er derfor mye jevnere enn innlandsklima.

Tabell 15.2.: Spesifikk varmekapasitet for ulike stoffer

Stoff	Spesifikk varmekapasitet $[J/kg\,K]$
Tørr jord	800
Våt jord	1480
Sand	830
Leire	1381
Vann, flytende	4182
Vann, damp (27 $^{\circ}C$)	1864
Is, snø	2090 – 2108
Luft, tørr	1005
Tre	1300 – 2400

15.3.3. Trykk i havet

Når vi snakker om trykket i havet, så refererer vi til hydrostatisk trykk. Det hydrostatiske trykket er knyttet til vekten av vannet over deg, altså en trykkraft som kommer fra gravitasjonen. Ved overflaten er lufttrykket i gjennomsnitt 1013 mb, og det er laget en egen trykkskala der 1 atm = 1013 mb. Trykket nedover i havet øker lineært, der trykket øker med omtrent 1 atm per 10 m dyp. Så ved 1000 meters dyp, så vil trykket av havvannet være 100 atm, og da blir totaltrykket 101 atm (1 atm kommer fra lufttrykket). Siden trykket øker lineært med dypet, bruker man trykksensorer når man gjør målinger nedover i havdypet for å vite hvilket dyp sensoren er på

Oppgaver til sjøvannets egenskaper

Oppgave 15.2 (Forklaringsoppgave:)**.** Hvorfor er klimaet i Bergen mye mildere om vinteren enn i Helsinki, selv om de ligger på omtrent samme breddegrad?

Oppgave 15.3 (Analyseoppgave:)**.** Rødehavet har en salinitet på rundt 40 ‰, mens Østersjøen har en salinitet på under 10 ‰. Hva tror du er de viktigste årsakene til denne store forskjellen?

15.3.4. Tetthet og tetthetsforskjeller – den viktige drivkraften for havstrømmer

Tettheten til sjøvann er nøkkelen til å forstå den vertikale strukturen og sirkulasjonen i havet. Sjøvannets tetthet er en funksjon av temperatur, salinitet og trykk, beskrevet i en **tilstandslikning for sjøvann**.

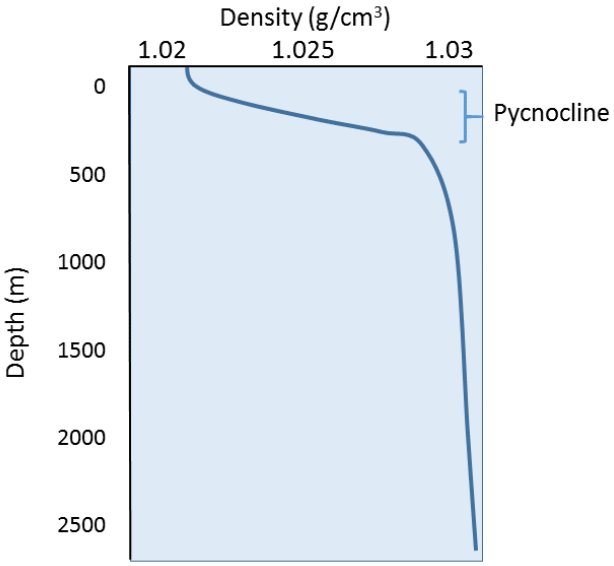
Temperatur har vanligvis størst effekt. Kaldt, salt vann er altså tyngst og vil synke. Dette prinsippet er selve motoren i den globale dypvannssirkulasjonen. Variasjoner i disse størrelsene skaper **tetthetsforskjeller** som igjen fører til **trykkgradienter** – og dermed bevegelse i vannmassene.

En forenklet form av tilstandslikningen kan skrives som:

$$\rho(S,T,p) = \rho_0 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0) + \kappa(p - p_0) \tag{15.1}$$

hvor ρ er tetthet, T er temperatur, S er salinitet og p er trykk. α, β og κ er termiske, haline og bariske koeffisienter som beskriver hvor følsom tettheten er for endringer i temperatur, salinitet og trykk. ρ_0, T_0, S_0 og p_0 er referanseverdier.

Vertikal fordeling av tetthet - pyknolin



Figur 15.11.: Typisk vertikalprofil av tetthetsvariasjonene med dypet. Kilde: (Webb, 2023)

I åpent hav øker tettheten vanligvis med dybden. I de øverste 100-200 meterne, i blandingslaget, er tettheten relativt konstant på grunn av omrøring fra vind og bølger. Under blandingslaget finner vi pyknoklinen, et område hvor tettheten øker raskt med dybden. Dette skyldes hovedsakelig temperaturfallet i termoklinen.

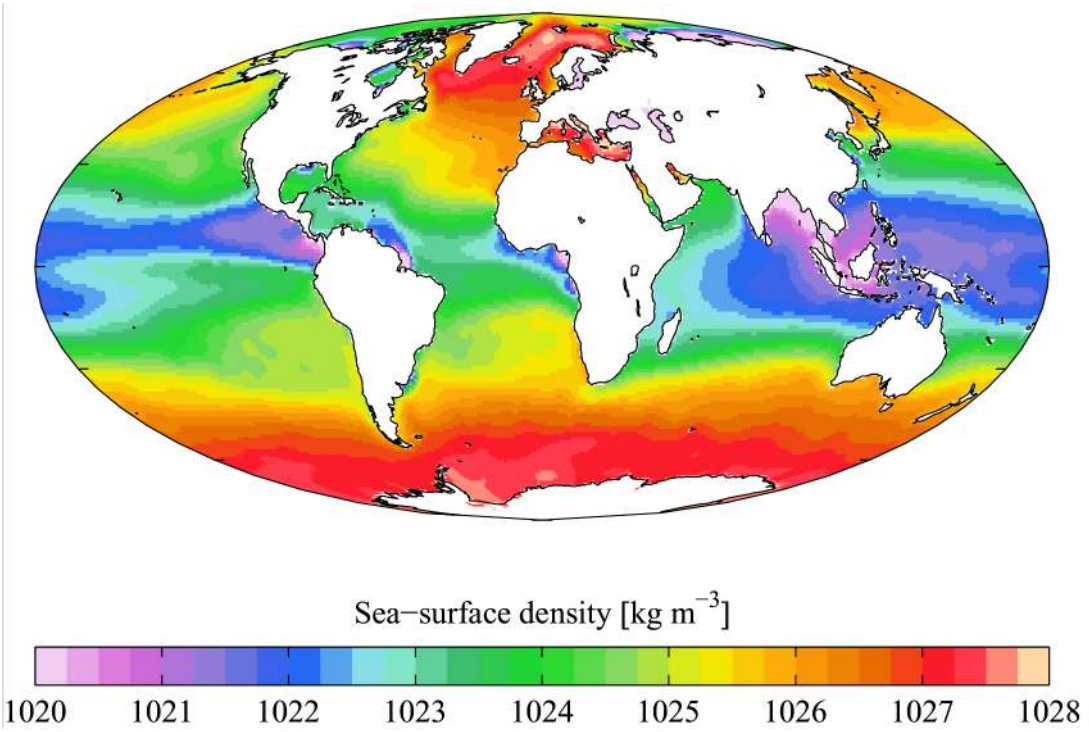
Global fordeling av tetthet

Vil du vite mer?

Det er viktig å merke seg at tettheten ikke endrer seg lineært med disse faktorene, da koeffisientene også endrer seg med trykk, temperatur og salinitet. Hvis du vil utforske hvordan tettheten endrer seg med dybde / trykk, saltholdighet og temperatur, kan du teste kalkulatoren som du finner her: https://fermi.jhuapl.edu/denscalc.html
Og hvis du har lyst til å se på hvordan koeffisientene regnes ut, så kan du ta en kikk her: https://sam.ucsd.edu/ltalley/sio210/readings/gill_appendix3_ppsw.pdf
Det er ingen som regner med disse formlene "for hånd" lengre, det finnes egne kalkulatorer for å beregne verdier i sjøvann som oseanografene bruker i modellene sine.

Generelt skal du som Geofag 2-elev vite:

- **Høy salinitet** øker tetthet i havvann fordi flere oppløste ioner gjør vannet "tyngre".
- **Lav temperatur** øker tetthet i havvann fordi vannmolekylene beveger seg mindre og pakkes tettere.



Figur 15.12.: Global fordeling av overflatetettheten (=Sea-surface density) i verdenshavene. De kalde polare områdene har høyere tetthet enn varmere tropiske områder. Kilde: Wikimedia commons.

- **Høyt trykk** (dypere vann) øker tetthet i havvann fordi komprimeres svakt ved dypet. Denne faktoren har minst betydning av de tre faktorene, og får bare innvirkning på svært store dyp der saliniteten og temperaturen varierer mindre.

15.4. Lagdeling i havet

Havet er lagdelt på grunn av forskjeller i temperatur og salinitet. Øverst ligger **blandingslaget**, som påvirkes av vind og bølger. Her er både salinitet og temperatur relativt jevnt fordelt, siden vind og bølger fører til stor **omrøring**.

Under blandingslaget ligger **sprangsjiktet**, hvor temperatur, salinitet og tetthet endrer seg raskt med dypet. Her skjer det en rask overgang fra det lettere overflatevannet til det tyngre dypvannet. Vi kaller ofte sprangsjiktet for **termoklinen** når temperaturendringen er mest markant, og **haloklinen** når salinitetsendringen er mest markant. Samlet kalles det **pyknoklinen** når vi fokuserer på tetthetsendringen. Pyknoklinen sammenfaller ofte med termoklinen, siden det er den raske temperaturendringen som hovedsakelig forårsaker tetthetsøkningen.

1. **Overflatelaget (blandingslaget):** Det øverste laget (typisk 0-200 m) som er i direkte kontakt med atmosfæren. Her blander vind og bølger vannet, slik at temperatur og salinitet er relativt konstant.
2. **Sprangsjiktet: Pyknolinen** viser hvor tettheten øker raskt med dypet. Sprangsjiktet fungerer som en barriere som hindrer blanding mellom det lette overflatevannet og det tunge dypvannet. Pyknoklinen kan skyldes en rask temperaturendring (**termoklin**) eller en rask salinitetsendring (**haloklin**).
3. **Dypvannet:** Det enorme volumet av kaldt, mørkt vann under pyknoklinen. Her er vannet homogent og temperaturen ligger stabilt på rundt 0-4 °C.

Lagdelingen hemmer vertikal blanding, og gjør havet til et stabilt, men tregt reagerende system. Små endringer i tetthet kan likevel føre til store strømmer over tid.

Stabilitet i havet

Begrep 15.1 (Stabilitet)**.** *Et sterkt lagdelt hav (stor tetthetsforskjell mellom lag) er stabilt og vanskelig å blande. Et svakt lagdelt hav er ustabilt og lettere å blande, noe som kan gi oppvelling og vertikal transport av næringsstoffer.*

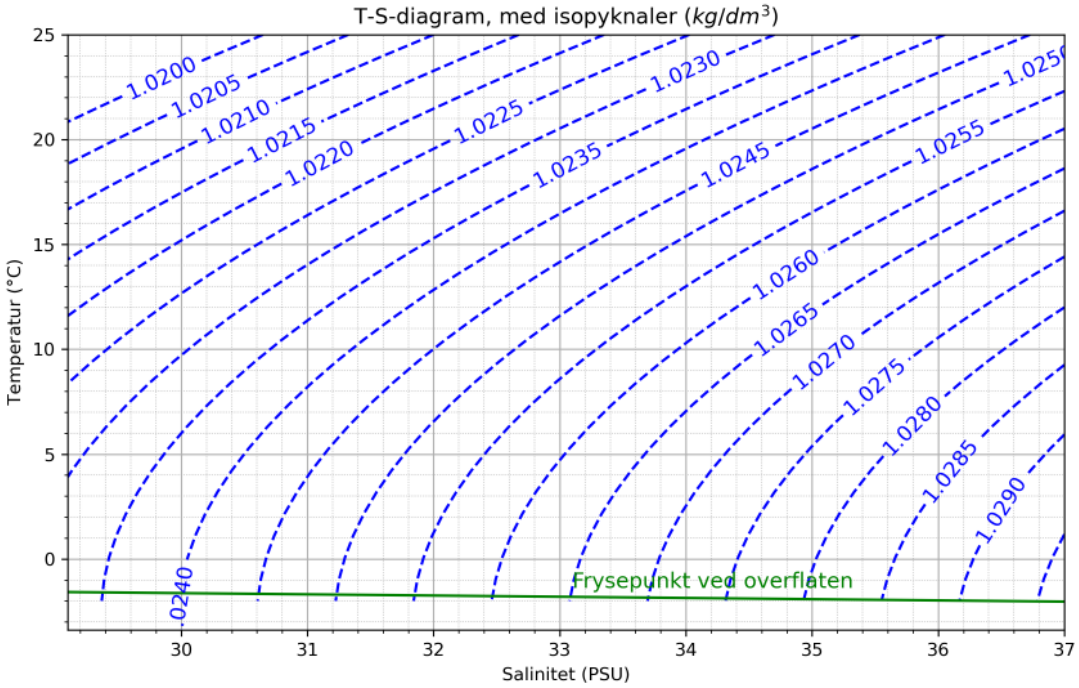
15.5. Vannmasser og T-S-diagrammer

Vannmasser i havet er store volum av sjøvann med karakteristiske og relativt homogene verdier av temperatur og salinitet. Disse egenskapene gir hver vannmasse et slags "fingeravtrykk" som gjør det mulig å spore hvor vannet kommer fra og hvordan det har beveget seg i havet.

Vannmassenes egenskaper bestemmes i stor grad av det som skjer når havvannet er i overflaten, altså nær overflaten. En varm atmosfære vil varme opp havvannet, og motsatt om det er kaldt. Saltholdigheten bestemmes av fordampning, ferskvannstilførsel (fra elver og bekker eller fra regn eller snø), og av isdannelse.

15.5.1. Hva er et T-S-diagram?

Et T-S-diagram (temperatur-salinitetsdiagram) er et grafisk verktøy der salinitet (S) plottes på x-aksen og temperatur (T) på y-aksen. Hver vannmasse kan representeres som et punkt eller en liten boks i dette diagrammet. I tillegg tegnes ofte linjer for konstant tetthet (isopyknaler; iso=lik, pyknos=tett) inn i diagrammet, slik at man kan se hvordan tettheten varierer med temperatur og saltholdighet.

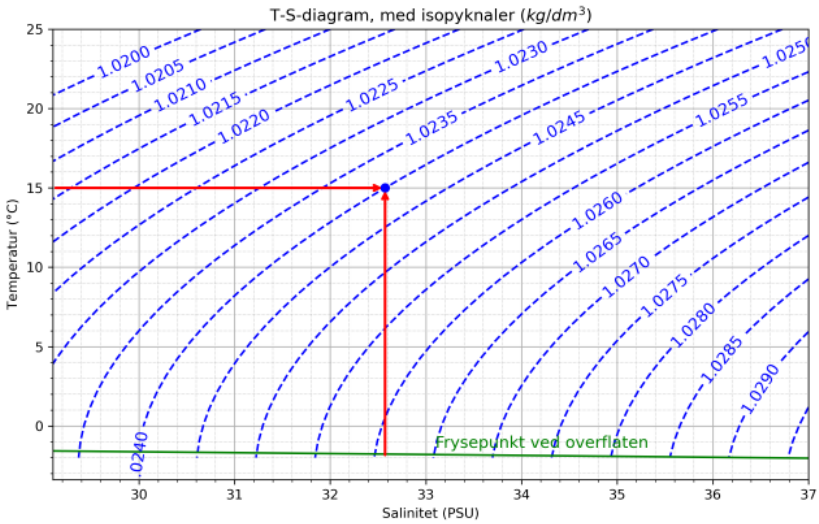


Figur 15.13.: T-S-diagram. Salinitet på førsteaksen, temperatur på andreaksen. De svarte linjene viser isopyknaler, altså kombinasjoner av T og S som gir samme tetthet.

- **Temperatur**: Måles ofte som in-situ temperatur, altså den faktiske temperaturen i vannet på stedet.
- **Salinitet**: Angis vanligvis i promille (‰) eller som praktisk saltholdighet (PSU).
- **Tetthet**: Avhenger av både temperatur og saltholdighet, og vises som buede linjer i T-S-diagrammet (isopyknaler). I diagrammene i denne boken oppgis dem i kg/dm^3^, altså i kg/l.

Lese T-S-diagram

Eksempel 15.1.



Figur 15.14.: Markerer punktet for temperatur og salinitet, og leser av verdien på isopyknalen.

Du får vite at du har en vannmasse som er 15°C og 32,6 PSU ‰. I T-S-diagrammet 15.14 ser du at dette punktet ligger nær isopyknalen markert 1,024. Du kan dermed anslå at tettheten til denne vannmassen er omtrent 1,024 kg/dm³.

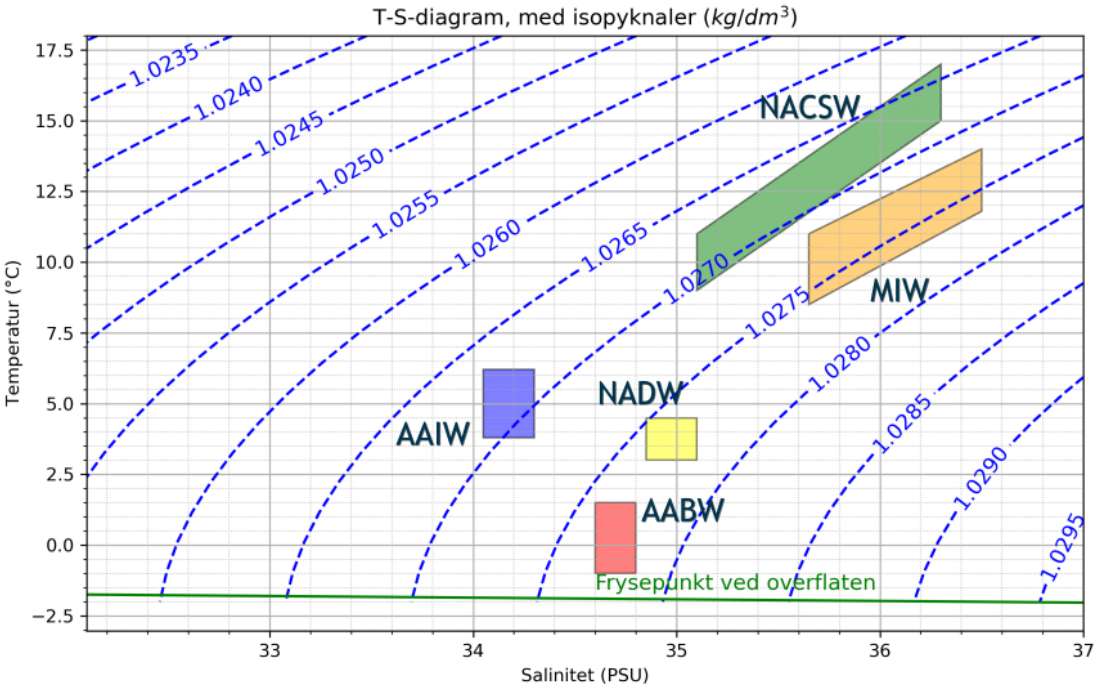
Bruke TS-diagram til å finne tetthet

Oppgave 15.4. En vannmasse har temperatur 8°C og salinitet 34.5‰. En annen har temperatur 12°C og salinitet 35.2‰. Bruk figur 15.13 til å vurdere hvilken som vil være tyngst.

15.5.2. Identifisering av vannmasser

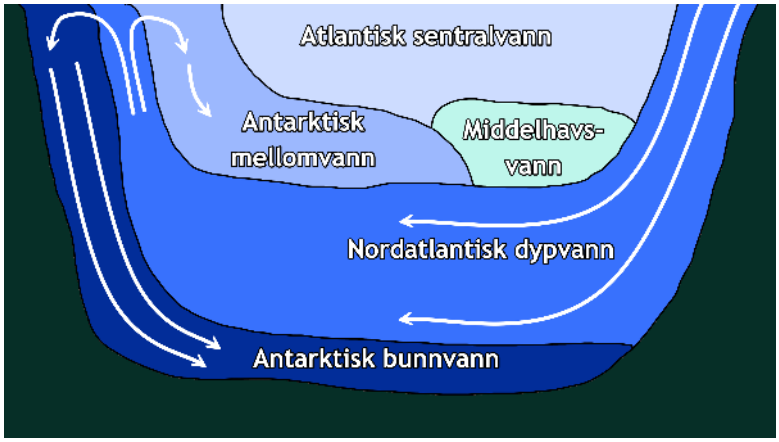
Fordi temperatur og saltholdighet endres svært sakte i havet, kan man bruke T-S-diagrammer til å identifisere ulike vannmasser. For eksempel har **Antarktisk bunnvann** (**AABW**) typisk temperatur mellom $-0,5°C$ og $1,0°C$ og salinitet rundt 34.6-34.8. Hvis man finner slike verdier i et T-S-diagram, kan man anta at det er denne vannmassen man observerer.

Når man måler temperatur og saltholdighet nedover i vannsøylen, vil man ofte se at ulike lag (overflatevann, mellomvann, dypvann) danner egne "klynger" eller linjer i T-S-diagrammet. Dette gjør det mulig å skille mellom for eksempel atlantisk overflatevann, arktisk mellomvann og antarktisk bunnvann.



Figur 15.15.: T-S-diagrammet med noen karakteristiske vannmasser fra verdenshavene; Nordatlantisk sentralvann (NACSW = North Atlantic Central Surface Water), Middelhavsmellomvann (MIW = Mediterranean Intermediate Water), Antarktisk mellomvann (AAIW = Antarctic Intermediate Water), Nordatlantisk dyphavsvann (NADW = North Atlantic Deep Water), og Antarktisk bunnvann (AABW = Antarctic Bottom Water). Illustrasjon av Elisabeth Engum, verdier hentet hos Webb (2023).

Figur 15.15 viser noen av de viktigste vannmassene i Atlanterhavet og hvordan forskjeller i salinitet og temperatur skaper tetthetsforskjeller. Figur 15.16 viser en omtrentlig fordeling av de største vannmassene i Atlanterhavet.



Figur 15.16.: Tverrsnitt av Atlanterhavet med de viktigste vannmassene. Illustrasjonen viser ikke alle detaljer.

I kapittel 16 kommer vi tilbake til hvordan tetthetsforskjellene kan skape havstrømmer og sirkulasjon i verdenshavene.

15.5.3. Blanding av vannmasser

Når to vannmasser blandes, vil blandingen få temperatur og saltholdighet som ligger på en rett linje mellom de to opprinnelige punktene i T-S-diagrammet. Hvis tre vannmasser blandes, vil blandingen ligge inne i trekanten som dannes av de tre punktene. Dette gjør T-S-diagrammet til et nyttig verktøy for å forstå blandingsprosesser i havet.

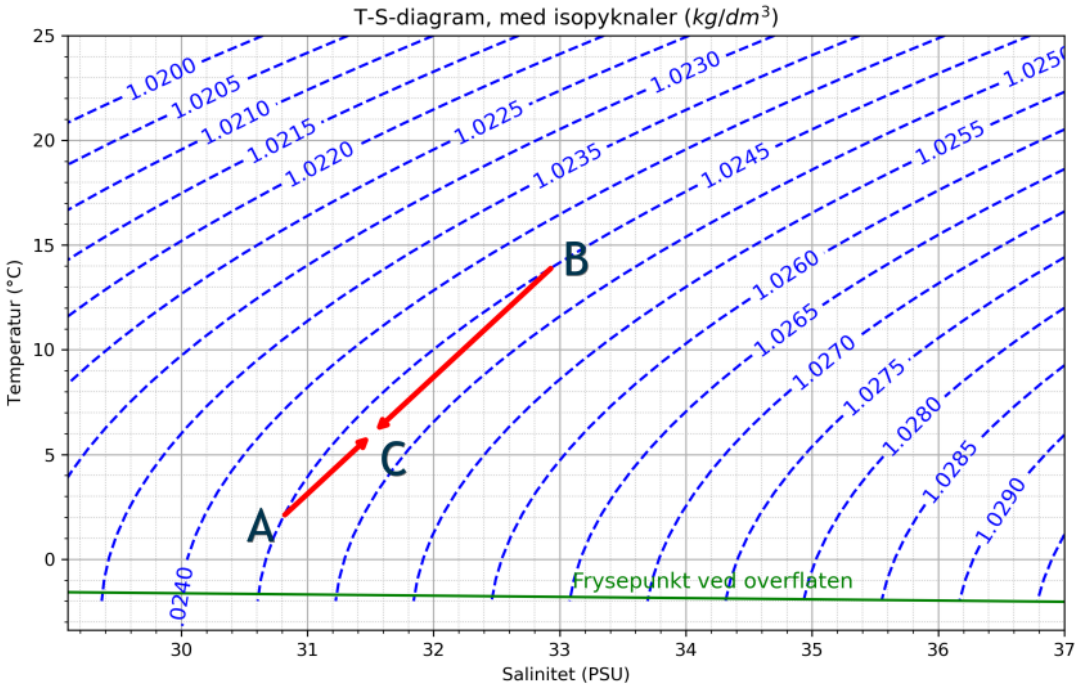
Cabbelling

Cabbelling er et spesielt fenomen. Når to vannmasser med samme tetthet, men ulik temperatur og saltholdighet, blandes, kan den nye blandingen få høyere tetthet enn de opprinnelige vannmassene. Dette kan vises i T-S-diagrammet ved at blandingspunktet ligger under isopyknalen som forbinder de to opprinnelige punktene, se eksempel i figur 15.17.

Praktisk bruk av T-S-diagrammer

- **Identifisere vannmasser**: Hver vannmasse har sitt karakteristiske område i T-S-diagrammet.
- **Vurdere stabilitet og lagdeling**: Hvis tettheten øker med dypet (dvs. man beveger seg mot høyere tetthet i T-S-diagrammet nedover i vannsøylen), er vannsøylen stabil. Hvis ikke, kan det oppstå blanding eller konveksjon.
- **Sporing av blanding**: Blanding av vannmasser vises som rette linjer mellom punktene i diagrammet.

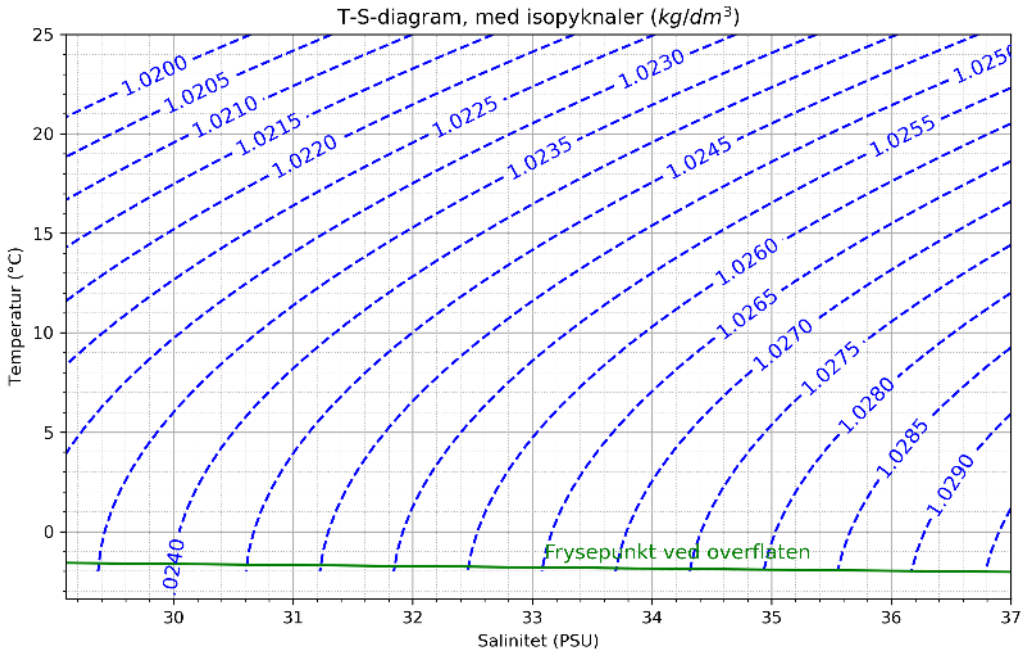
T-S-diagrammer er derfor et sentralt verktøy for oseanografer når de skal analysere og tolke målinger fra havet.



Figur 15.17.: Cabbelling - når blanding av to vannmasser gir en tyngre vannmasse. I figuren har vi en blanding mellom vannmassene A og B, i et blandingsforhold 1:2. Vannmasse C er resultatet av blandingen, og vi ser at tettheten til denne vannmassen er høyere enn til vannmasse A og B, som har lik tetthet selv om de har ulik temperatur og salinitet.

Oppgave: Hvilken vannmasse synker?

Oppgave 15.5.



Figur 15.18.: TS-diagram uten vannmasser markert. Skriv ut eller lagre på maskinen sånn at du kan tegne på det til oppgavene nedenfor.

Du har tre vannmasser, A, B og C, med følgende egenskaper:

- **Vannmasse A:** Temperatur = 15 °C, Salinitet = 34 ‰
- **Vannmasse B:** Temperatur = 5 °C, Salinitet = 35 ‰
- **Vannmasse C**: Temperatur = 3 °C, Salinitet = 34,5 ‰

a) Hvilken av vannmassene har høyest og lavest tetthet? Begrunn svaret ditt.
b) Hva vil skje hvis den tyngste og letteste vannmassen møtes?
c) En fjerde **vannmasse, D**, har temperatur 9 °C og salinitet 35.5 ‰. Hva skjer hvis du blander vannmasse C og D? Begrunn svaret ditt.

Sammensatte oppgaver

Oppgave 15.6.

a. Studer figur 15.7. Bruk kompetansen din om atmosfæren til å forklare mønsteret i netto tilførsel eller tap av ferskvann i verdenshavene.

b. Beskriv hvordan endringer i ett av jordsystemene (for eksempel kryosfæren med smeltende innlandis) kan påvirke havvannets egenskaper.

Vil du vite mer om cabbelling og dyphavsdannelse?

Cabbelling skjer typisk på høyere breddegrader, der vannmasser med ulik salinitet og temperatur, men tilnærmet samme tetthet, møtes.

Grønlandshavet

Grønlandshavet er et av de mest intensivt studerte områdene for cabbelling. Her har forskere identifisert fire særlig aktive regioner (Kasajima & Johannessen, 2009):

- **Vest for Bjørnøya (Barentshavet)** – Dette er det mest aktive området for cabbelling i Grønlandshavet. Her møtes varmt nordatlantisk vann (NAW) med kaldt vann fra Barentshavet, noe som gir en maksimal synkehastighet på 7,5 m/døgn og en tetthetsøkning på $4{,}7\times10^{-3}$ kg/m^3.
- **Den arktiske frontsonen (Arctic Frontal Zone)** – Blanding mellom nordatlantisk vann og arktisk middelvann (AIW) gir en tetthetsøkning på $1{,}5\times10^{-3}$ kg/m^3.
- **Det sentrale Grønlandshavet** – Her foregår blanding mellom NAW, modifisert NAW og AIW, med en tetthetsøkning på $1{,}3\times10^{-3}$ kg/m^3.
- **Det vestlige Grønlandshavet** – Cabbelling-aktiviteten er mer spredt og svakere her, med en maksimal synkehastighet på 2,5 m/døgn og tetthetsøkning på $0{,}4\times10^{-3}$ kg/m^3.

En nylig studie fra 2025 brukte avanserte robotmålinger (Air-Sea Interaction Profiler) for å observere cabbelling i Grønlandshavet. Prosessen er viktig for smeltingen av arktisk havis, siden den kan øke tilførselen av varme fra dypere lag til overflaten (Ochs, 2025).

Weddellhavet

Weddelhavet er et av de andre viktige havområdene hvor vi har dypvannsdannelse. Her dannes Antarktisk bunnvann, som er en viktig del av den termohaline sirkulasjonen (som vi kommer tilbake til i kapittel 16.2.2). Dette dype og tette vannet dannes hovedsakelig gjennom saltutskilling ved overflaten når havis fryser om vinteren, og eksporteres deretter nordover langs havbunnen hvor det påvirker sirkulasjonen i hele verdenshavet. Cabbelling kan påvirke dyphavsdannelsen i Weddellhavet ved at tettheten øker mer, som akselererer synking og bidrar til å forsterke den vertikale blandingen i vannsøylen, noe som påvirker egenskapene til bunnvannet som dannes (Bailey et al., 2023).

Nord-Stillehavet

I det vestlige Nord-Stillehavet spiller cabbelling en viktig rolle for dannelsen av nordstillehavsmiddelvann (NPIW). I området øst for Japan, kjent som Mixed Water Region, møtes det kalde og ferske Oyashio-vannet med det varme og salte Kuroshio-vannet. Cabbelling under denne blandingen fører til at NPIW får høyere tetthet enn Oyashio-vinterblandingslaget (Talley & Yun, 2001).

Labradorhavet

Labradorhavet er et annet viktig konveksjonsområde der cabbelling kan forekomme. Her møtes kaldt, ferskt Labradorhavvann med varmt, salt nordatlantisk vann. Selv om området er mer kjent for dyp konveksjon forårsaket av atmosfærisk avkjøling, kan cabbelling bidra til vertikal transport og endring av vannmassene.

Fellestrekk for cabbelling-områder

Områdene der cabbelling typisk forekommer har følgende kjennetegn:

- **Frontområder på høye breddegrader** der vannmasser med svært ulike temperatur- og salthetsegenskaper møtes

- **Områder med smeltende havis** som tilfører ferskt, kaldt vann som kan blande seg med varmere, saltere vann
- **Konveksjonsområder** der vi finner dyphavsdannelse

16. Havstrømmer og sirkulasjon i havet

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren

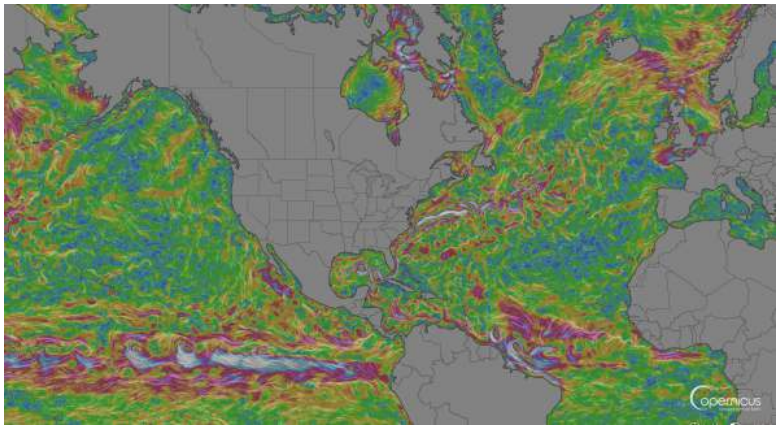
Havet er i konstant bevegelse – fra de raske overflatestrømmene som former kystlinjer og påvirker været, til de langsomme, dype strømmene som frakter vann mellom verdenshavene over århundrer. Men hva er det egentlig som driver disse enorme vannmassene rundt kloden? Og hvordan kan havstrømmene være med på å bestemme klimaet der du bor?

Havstrømmer oppstår når krefter som vind, tetthetsforskjeller, Corioliskraft og trykkgradienter virker sammen. De deles ofte i **overflatestrømmer** og **dyphavsstrømmer**. Sammen danner de et sammenhengende globalt sirkulasjonssystem – ofte kalt **jordens transportbånd**. Vi skal se på hvordan havstrømmene transporterer varme, salt og næringsstoffer – og hvorfor endringer i disse systemene kan få store konsekvenser for både klima og økosystemer. Er du klar til å følge havets puls og forstå hvordan verdenshavene henger sammen?

16.1. Overflatestrømmer

16.1.1. Vindgenererte overflatestrømmer

Den øverste delen av havet, ned til noen hundre meter, drives primært av energien fra vinden som blåser over overflaten.



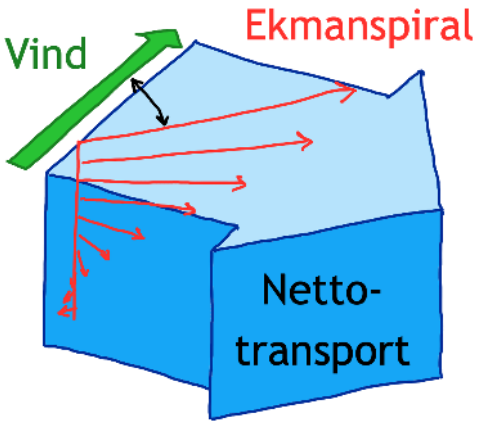
Figur 16.1.: Øyeblikksbilde av overflatestrømmer i Nord-Atlanteren og østlige Stillehavet, oktober 2025. Skjermbilde fra Windy.com

Rene vindstrømmer settes i gang av vindens drag på havoverflaten. Vinden vil i utgangspunktet dra vannet i overflaten i samme retning som vinden, men retningen vil endres grunnet jordrotasjonen. På samme måte som at jordrotasjonen påvirker vindretningen i atmosfæren, så vil jordrotasjonen dreie havstrømmene litt til høyre for vindretningen på nordlige halvkule (og til venstre på sørlige halvkule).

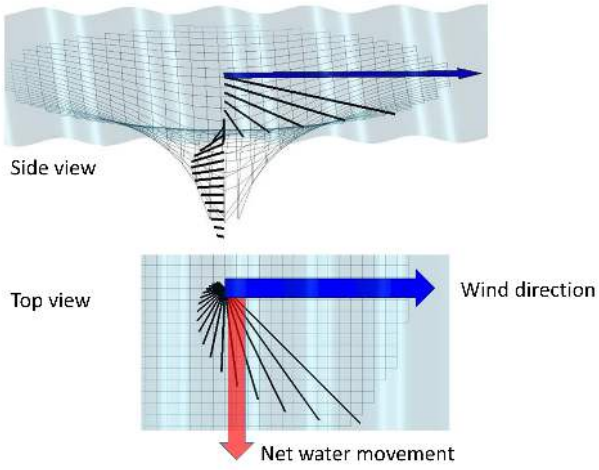
Corioliskraften er sterkere nærmere polene og svakere nærmere ekvator. Hvis det er perfekte forhold, så vil havstrømmen gå 45° til høyre for vindretningen på nordlige halvkule. I praksis vil vinkelen være 20 – 45° avhengig av hvor mye turbulens det er i overflatelaget. Denne dreiningen ble første gang beregnet av den svenske fysikeren Vagn Walfrid Ekman. Rene vindgenererte havstrømmer går ned til 100 meters dyp på høye breddegrader, noe høyere nær ekvator.

16.1.2. Ekmanspiralen og Ekmantransport

Når vinden blåser over havet, overføres energi til det øverste vannlaget. På grunn av corioliseffekten vil dette laget bevege seg omtrent 45 grader til høyre for vindretningen (på nordlige halvkule). Dette laget drar så på laget under, som igjen bøyes av mot høyre, og slik fortsetter det nedover i dypet. Resultatet er en spiral, kjent som **Ekmanspiralen**, der strømhastigheten avtar og retningen endres med dypet. Nettoeffekten, kalt **Ekmantransport**, er at den totale vanntransporten i det øverste laget er 90 grader til høyre for vindretningen (på nordlige halvkule).



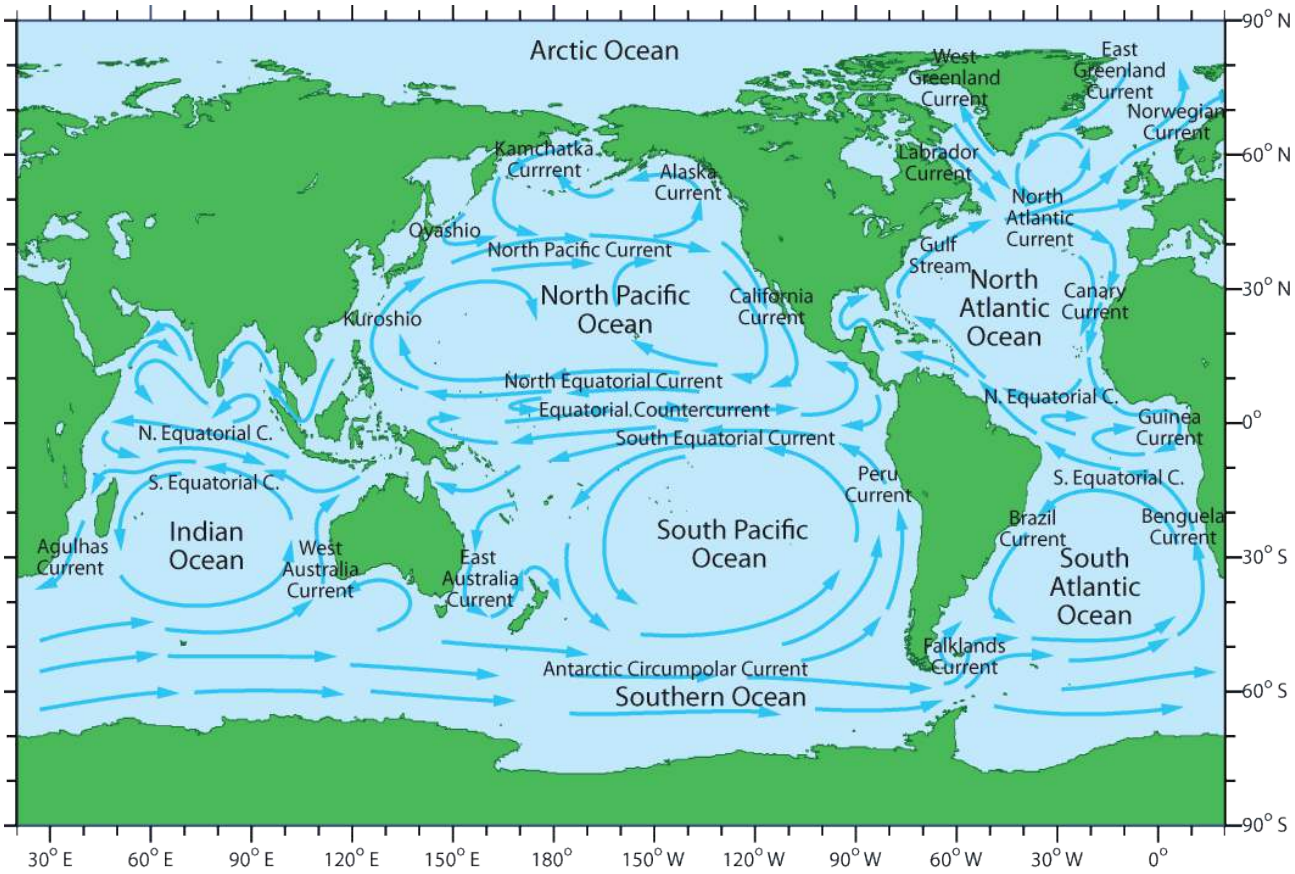
Figur 16.2.: Ekmanspiral og Ekmantransport. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2025.



Figur 16.3.: Ekmanspiralen og Ekmantransport. Kilde: [@webb2023]

16.1.3. Permanente overflatestrømmer (gyrer)

Globale vindsystemer, som passatvindene nær ekvator og vestavindsbeltene på midlere breddegrader, setter overflatevannet i bevegelse. Kombinasjonen av vedvarende vind og corioliseffekt tvinger overflatestrømmene inn i store, roterende systemer kalt **gyrer**. Hvert av de store havbassengene (Nord-Atlanteren, Sør-Atlanteren, Nord-Stillehavet, Sør-Stillehavet og Indiahavet) har sin egen subtropiske gyre som roterer med klokken på den nordlige halvkule og mot klokken på den sørlige. For eksempel består gyren i Nord-Atlanteren av fire hovedstrømmer: den nordlige ekvatorialstrømmen, Golfstrømmen, den nordatlantiske strømmen og Kanaristrømmen.



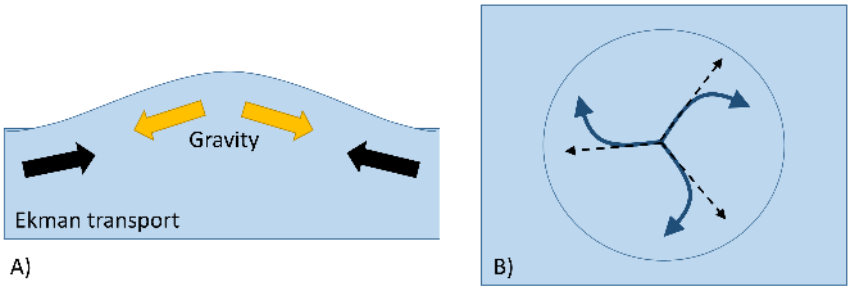
Figur 16.4.: De store globale overflatestrømmene. Kartet over strømsystemene i verdenshavene viser de store overflatestrømmene som transporterer vannmasser over lange avstander. Selv om strømmene ofte blir fremstilt som jevne bevegelser, er dette en forenkling. I virkeligheten består havstrømmer av komplekse mønstre med virvler i ulike størrelser som driver med hovedstrømmen. Disse virvlene oppstår når vannmassene i utkanten av strømmen blir bremset av friksjon mot omkringliggende vannmasser eller kystlinjer. Friksjonskreftene balanseres av de kreftene som driver strømmen, som vind og jordrotasjon (Corioliseffekten). Kilde: http://www.seos-project.eu/modules/oceancurrents/oceancurrents-c02-p01.html

I Nord-Atlanteren består gyren av:

- Golfstrømmen (varm, nordover langs østkysten)
- Nord-Atlanterstrømmen (mot Europa)
- Kanaristrømmen (kald, sørover langs Afrika)
- Ekvatorialstrømmene (vestover mot Karibia)

16.1.4. Geostrofisk strøm i havet

Inne i en gyre fører Ekmantransport til at vann "stables opp" i sentrum, og havnivået kan være opptil en meter høyere her enn ved kantene. Tyngdekraften vil forsøke å trekke dette vannet utover og nedover, mens corioliseffekten trekker det innover igjen. Når disse to kreftene – trykkgradientkraften (fra tyngdekraften) og corioliseffekten – er i balanse, oppstår en **geostrofisk strøm**. Denne strømmen renner parallelt med "haugens" konturer og er det som opprettholder den sirkulære bevegelsen i gyren, selv i perioder med lite vind.



Figur 16.5.: Geostrofisk strøm på nordlige halvkule. A) Ekmantransport flytter vann inn i midten av gyren, slik at det blir en "haug" i midten. B) Strømmer sett fra oversiden, der vannet renner "nedover haugen" (stiplede piler) og Corioliseffekten dreier strømmene mot høyre. Kilde: (Webb, 2023).

Geostrofi i havet

Oppgave 16.1.

a. Forklar med egne ord hva som menes med geostrofisk strøm. Bruk begrepene **trykkgradientkraft** og **corioliskraft** i forklaringen.

b. Satellitter kan måle små høydeforskjeller på havoverflaten.
Forklar hvordan slike målinger kan brukes til å beregne geostrofiske strømmer, og hvorfor dette er nyttig for å forstå havsirkulasjonen.

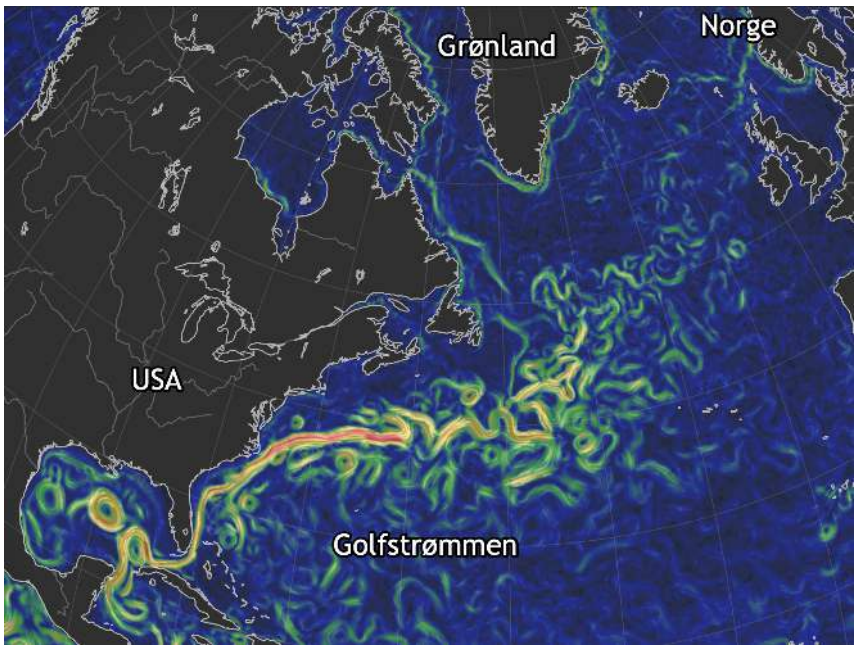
c. Golfstrømmen er tilnærmet geostrofisk.
Diskuter hvordan endringer i trykkgradienten kan påvirke styrken og retningen til Golfstrømmen.

16.1.5. Golfstrømmen og vestlig intensivering

Et påfallende trekk ved alle subtropiske gyrer er at strømmene på vestsiden av havbassenget er mye raskere, smalere og dypere enn på østsiden. Dette fenomenet kalles **vestlig intensivering**. Golfstrømmen i Atlanterhavet og Kuroshiostrømmen i Stillehavet er eksempler på slike intense vestlige grensestrømmer. Årsaken er sammensatt, men henger sammen med økningen av corioliseffekten med breddegraden og bevaring av bevegelsesmengde, og strømmen som "klemmes" mot kontinentet i vest.

Benjamin Franklin og Golfstrømmen

Det første kartet av Golfstrømmens plassering kom allerede i det 18.århundre, og ble laget av Benjamin Franklin. De hadde oppdaget en varm kraftig strøm som reduserte seilingstiden fra USA til Europa. Seilerne brukte termometer for å lokalisere den varme strømmen.



Figur 16.6.: Golfstrømmen. Fargekoden er knyttet til strømhastighet i overflaten. Bakgrunnsbilde er hentet hos Earth Nullschool. Modifisert av Elisabeth Engum, 2025.

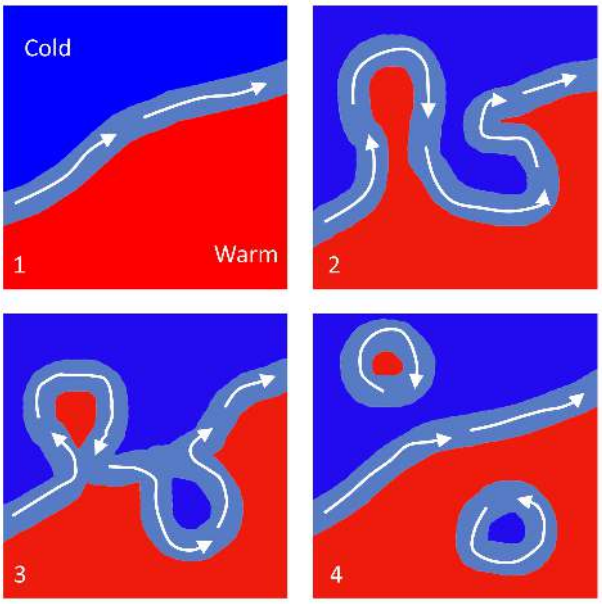
Figur 16.7.: Benjamin Franklins originale kart. Kartet ligger fritt på Wikimedia Commons

Golfstrømmen er spesielt dynamisk og danner ofte store slynger (meandere). Noen ganger kan disse slyngene snøre seg av og danne selvstendige, roterende virvler. En **ring med kald kjerne** dannes når en slynge mot sør fanger kaldt vann fra kysten, mens en **ring med varm kjerne** dannes når en slynge mot nord fanger varmt vann fra Sargassohavet.

En kort video om havstrømmer og hvorfor de er spesielt viktige for klimaet i nord. Regi: Morven Muilwijk, Bjerknessenteret for klimaforskning Animasjon: Lars Olaf Haaheim, UiB læringslab ved Universitetet i Bergen, Musikk: Samudravisions, Jamendo

Vestlig intensivering

Oppgave 16.2. Store havgyrer i verdenshavene har en sterkere strøm på vestkanten enn på østkanten, et fenomen kalt vestlig intensivering.



Figur 16.8.: Dannelse av varme og kalde ringer fra den meandrerende Golfstrømmen. Meandreringen starter når strømmen bremses opp. Resten av prosessen kan minne om dannelser av kroksjøer som dere lærte i Geografi Vg1 eller i Geofag 1. Kilde:

a. Forklar med egne ord hvorfor vestlig intensivering oppstår. Du må inkludere hvilken rolle kontinentenes plassering og jordrotasjonen spiller.

Golfstrømmen er et eksempel på en vestlig intensifisert strøm.

b. Beskriv hvordan Golfstrømmen påvirker klimaet langs norskekysten.

c. Hva kan skje med Golfstrømmen ved økt tilførsel av ferskvann fra Grønlandsisen?

16.2. Dypvannsdannelse og termohalin sirkulasjon

Mens vinden styrer overflaten, drives sirkulasjonen i dyphavet av tetthetsforskjeller. Denne sirkulasjonen, kjent som den **termohaline sirkulasjonen** (fra gresk *thermos* for varme og *halos* for salt), er en treg, men mektig prosess som kobler sammen alle verdenshavene. Drivkraften er dannelse av vannmasser med høy tetthet som synker ned og fortrenger vannet under.

16.2.1. Dypvannsdannelse – motoren i dyphavet

Dypvannsdannelse skjer i noen få, avgrensede områder i polare strøk hvor overflatevann blir så tungt at det synker mot bunnen. Dette skjer når vannet blir både kaldere (som øker tettheten) og saltere (som også øker tettheten).

1. **I Nord-Atlanteren:** Varmt, salt vann fra Golfstrømmen fraktes nordover. På sin vei mot polen avgir det varme til atmosfæren og blir gradvis avkjølt. I Grønlandshavet og Labradorhavet blir dette vannet utsatt for kalde, tørre vinder. Avkjølingen, kombinert med at havis dannes (en prosess kalt **brine rejection** hvor salt skilles ut og gjør det gjenværende vannet saltere), gjør vannet så tett at det synker. Dette danner vannmassen **Nord-atlantisk dypvann** (NADW).

2. **Ved Antarktis:** Forholdene er enda mer ekstreme. I Weddellhavet og Rosshavet fører intense vinder og ekstrem kulde til massiv isdannelse. Dette resulterer i en svært effektiv brine rejection, som skaper det kaldeste og salteste, og dermed det tetteste, vannet i verden: **Antarktisk bunnvann (AABW)**. Dette vannet er tyngre enn NADW og strømmer derfor under det når de møtes.

Vil du vite mer om hvordan saltet felles ut når havvann fryser?

{{<video https://www.youtube.com/watch?v=RZwjnRfImbo>}}

Dypvannsdannelse

Oppgave 16.3.

a. Beskriv prosessen med dypvannsdannelse i havet.

Ta utgangspunkt i forholdene i Grønlandshavet eller ved Antarktis.

b. Forklar hvilke fysiske faktorer som er avgjørende for at dypvann kan dannes akkurat i disse områdene.

c. Gjør rede for hvorfor dypvannsdannelsen er viktig for den globale havsirkulasjonen.

I Middelhavet og Rødehavet skjer det også en dypvanndannelse. Vannmassene herfra er for varme til å kunne gå ned til bunnen, så når dette vannet strømmer ut Gibraltarstredet, går det ned til 1000 til 1600 meters dyp som mellomvann (Barthel, 2024b) som vi så i figur 15.16.

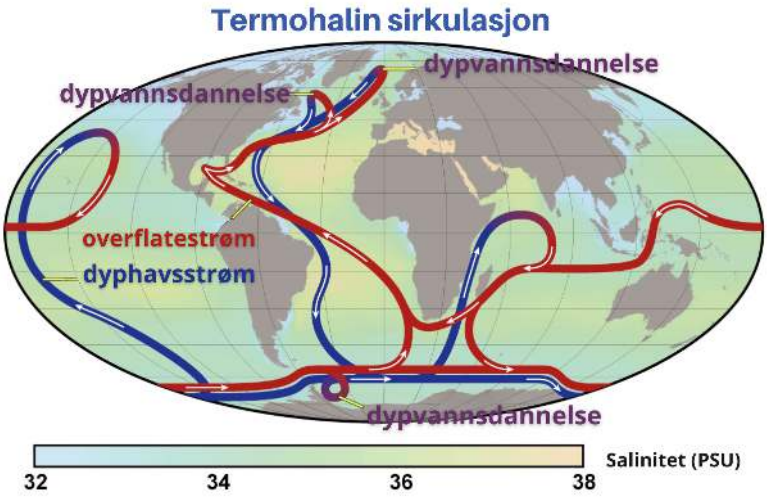
16.2.2. Det globale transportbåndet (termohalin sirkulasjon)

Når disse dype vannmassene er dannet, starter de en århundrelang reise langs havbunnen. NADW strømmer sørover gjennom Atlanterhavet, mens AABW strømmer nordover fra Antarktis og fyller de dypeste delene av Atlanterhavet, Indiahavet og Stillehavet. Sammen danner de et globalt transportbånd:

1. **Starten i Atlanterhavet:** Varmt overflatevann strømmer nordover for å erstatte vannet som synker. Samtidig kryper det kalde, tette dypvannet sørover langs bunnen.
2. **Rundt Antarktis:** Dypvannsstrømmene blir med i den kraftige Antarktiske sirkumpolare strømmen før de forgrener seg inn i Indiahavet og Stillehavet.
3. **Ankomst i Stillehavet:** Etter en reise som kan ta flere hundre år, ender dypvannet i det nordlige Stillehavet, det lengste punktet fra dannelsesområdene.

16.2.3. Retur til overflaten

Men vannet kan ikke bare hope seg opp i dyphavet. For at sirkulasjonen skal være komplett, må dypvannet komme til overflaten igjen. Dette skjer ikke på ett bestemt sted, men gjennom en langsom, diffus prosess. På sin lange reise blir dypvannet gradvis blandet med de overliggende vannmassene, noe som gjør det litt varmere og mindre tett. I Stillehavet, hvor vannet er "eldst", har denne blandingen kommet lengst. Kombinasjonen av denne gradvise blandingen og vinddrevet **oppvelling** i ulike områder (spesielt i Sørishavet og det nordlige Stillehavet) løfter til slutt det gamle dypvannet tilbake til overflaten. Her blir det varmet opp av solen og blir en del av overflatesirkulasjonen, som til slutt



Figur 16.9.: Det globale transportbåndet. Rundturen tar mer enn tusen år. Transportbåndets røde farge viser strømmer i overflaten, blå farge viser strømmer nede i dypet og fiolett farge viser vertikal bevegelse (både dypvannsdannelse og oppstigning). Skissen viser at det også foregår dypvannsdannelse nær Antarktis. Skissen viser også fordelingen av saltholdighet, for eksempel at Atlanterhavet er mer salt enn Stillehavet. Kilde: Robert Simmon, NASA. Modifisert av Robert A. Rohde, oversatt av Elisabeth Engum.

fører det tilbake til Atlanterhavet for å fullføre syklusen. Et komplett omløp kan ta mellom 500 og 1000 år.

Denne sirkulasjonen er svært sårbar for klimaendringer. Økt tilførsel av ferskvann fra smeltende isbreer og økt nedbør i polare strøk kan redusere saltholdigheten i overflaten. Dette gjør vannet lettere og kan svekke eller i verste fall stanse dypvannsdannelsen, noe som ville bremset hele transportbåndet og hatt dramatiske konsekvenser for klimaet.

Termohalin sirkulasjon

Oppgave 16.4.

a. Forklar hva som menes med termohalin sirkulasjon i havet. Beskriv hvordan forskjeller i temperatur og saltholdighet driver denne sirkulasjonen, og hvorfor den er viktig for klimaet på jorda.

Tenk deg at smeltevann fra Grønlandsisen fører til lavere saltholdighet i Nord-Atlanteren.

b. Forklar hvordan dette kan påvirke den termohaline sirkulasjonen.

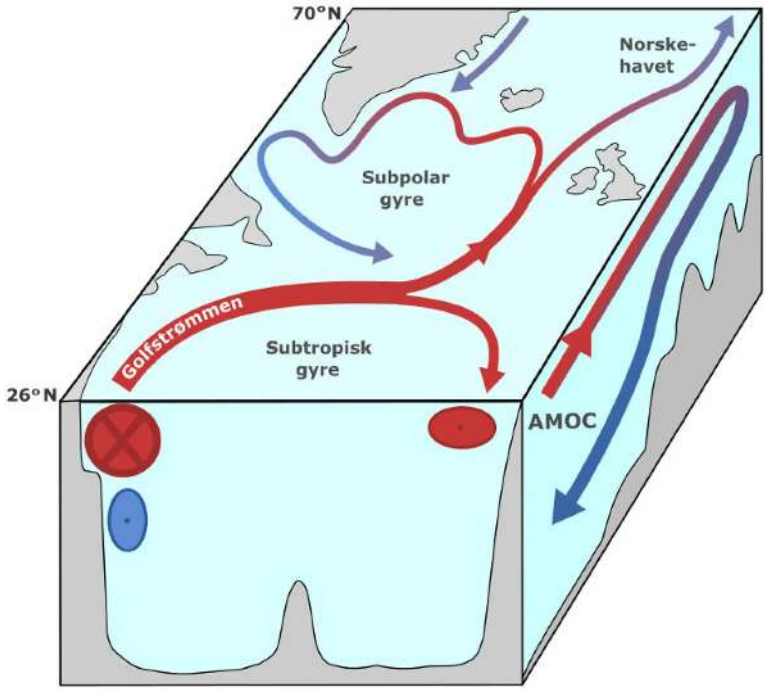
c. Hvilke konsekvenser kan en svekket termohalin sirkulasjon få for klimaet i Nord-Europa?

16.2.4. AMOC – Atlanterhavets sentralvarme

Den delen av den termohaline sirkulasjonen som foregår i Atlanterhavet, kalles **AMOC** (**Atlantic Meridional Overturning Circulation**). Dette systemet er avgjørende for klimaet i Nord-Europa og er i praksis vår "sentralvarme". AMOC består av to hovedgrener:

- En **varm overflategren** som transporterer enorme mengder tropisk varme nordover. Golfstrømmen er den mest kjente delen av denne grenen.

- En **kald dypvannsgren** som returnerer kaldt, tett vann (hovedsakelig NADW) sørover langs havbunnen.



Figur 16.10.: Et 3D-blikk på havsirkulasjonen i Atlanterhavet sett fra 26 grader nord. I øvre lag frakter Golfstrømmen varmt vann nordover. Den subtropiske gyren sirkulerer med klokken og den subpolare gyren sirkulerer mot klokken. Vertikalt kjøles varmt overflatevann ned og synker som en del av omveltningssirkulasjonen (AMOC). (Grafikk: J. Skrefsrud / H. Asbjørnsen. Kilde: (Asbjørnsen, 2023))

Styrken på AMOC transporterer i gjennomsnitt rundt 15-20 millioner kubikkmeter vann per sekund. Varmen som frigjøres til atmosfæren fra denne transporten er en av hovedårsakene til at vintre i Nord-Europa er betydelig mildere enn på samme breddegrader i for eksempel Canada.

https://www.youtube.com/watch?v=QdRN96OYHKA?mute=1

AMOC er imidlertid ansett som et potensielt vippepunkt i klimasystemet. En økt tilførsel av ferskvann fra smeltende isbreer på Grønland og økt nedbør i Arktis kan svekke AMOC. Ferskvann er lettere enn saltvann og kan legge seg som et lokk over havet, noe som hindrer det kalde, salte overflatevannet i å synke. En betydelig svekkelse eller kollaps av AMOC vil kunne føre til raske og dramatiske klimaendringer, med betydelig kaldere vintre i Nord-Europa og endrede nedbørsmønstre globalt.

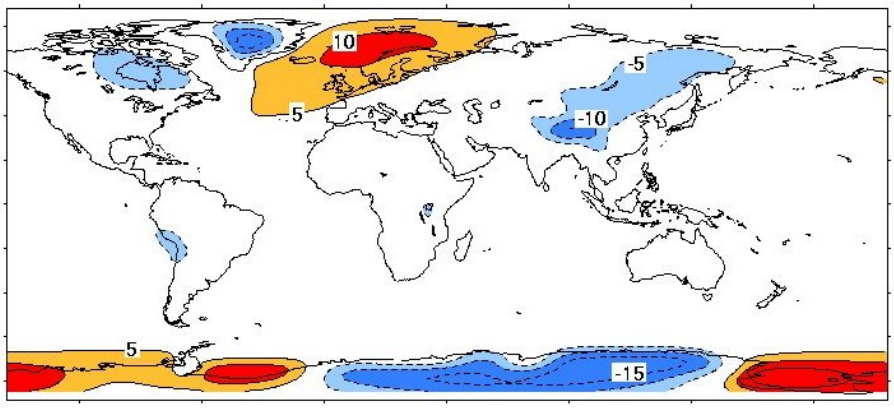
Eksamensoppgaver om AMOC

Oppgave 16.5. Våren 2025 hadde sentralgitt eksamen et vedlegg om AMOC, med tilhørende oppgaver.
Se:

- Del A.0.2
- Del A.0.2
- Del A.0.2
- Del A.0.2

16.2.5. Transport av varme og masse i havet

Som vi har sett, transporterer havstrømmene ikke bare vann, men også enorme mengder energi. I tidligere kapitler lærte vi hvordan atmosfæren flytter varme fra ekvator mot polene for å jevne ut den globale energibalansen. Havet spiller en like viktig, og i noen tilfeller enda større, rolle i denne prosessen.



Figur 16.11.: Avvik i overflatetemperatur i forhold til gjennomsnitt per breddegrad. Vi ser hvordan den sirkulasjonen i havet gjør det mye varmere i Nord-Europa, og kaldere i Canada og øst i Russland og Kina. Kilde: (Rahmstorf, 2006).

For å kvantifisere vanntransporten bruker oseanografer enheten **Sverdrup (Sv)**, oppkalt etter den norske oseanografen Harald Sverdrup. Én Sverdrup tilsvarer en transport på **én million kubikkmeter vann per sekund** (10^6 **m³/s**). Til sammenligning utgjør avrenningen fra alle verdens elver til sammen bare rundt 1 Sv. AMOC, med sine 15–20 Sv, er altså en formidabel strøm. Golfstrømmen har en gjennomsnittlig transport på 40 Sv. Den kraftigste av alle er den Antarktiske sirkumpolare strømmen, med en transport på 100–150 Sv (Lien & Jakobsen, 2022).

Vann har svært høy varmekapasitet, noe som betyr at det kan lagre og transportere store mengder varme. Denne varmetransporten måles ofte i **Petawatt (PW)**, der 1 PW tilsvarer 10^{15} watt. Varmetransporten i AMOC alene er på i overkant av 1 PW, noe som er sammenlignbart med den samlede energiproduksjonen til hundretusener av kjernekraftverk.

Sammen utgjør havet og atmosfæren jordens termostat. På lave breddegrader (opp til ca. 30°) er det havet som står for mesteparten av varmetransporten mot polene. På midlere breddegrader, hvor vi bor, overtar atmosfæren gradvis som den dominerende transportøren gjennom lavtrykk og værsystemer.

Havet fungerer som et tregt, men enormt kraftig transportbånd for varme, mens atmosfæren er en raskere, men mindre energitett mekanisme. Uten havets bidrag til varmetransporten ville tropene vært mye varmere og de høye breddegradene betydelig kaldere.

Regneoppgave om havstrømmer

Oppgave 16.6. Bakgrunn: En havstrøm har en hastighet på 0,5 m/s mot nord langs kysten. Strømmen er 100 m dyp og 10 km bred.

a. Beregn volumstrømmen i kubikkmeter per sekund (m^3/s).

b. Hvis konsentrasjonen av et næringsstoff i vannet er 2 mg/m^3, hvor mye næringsstoff transporteres per time med strømmen?

c. Hvordan kan denne transporten påvirke økosystemet langs kysten?

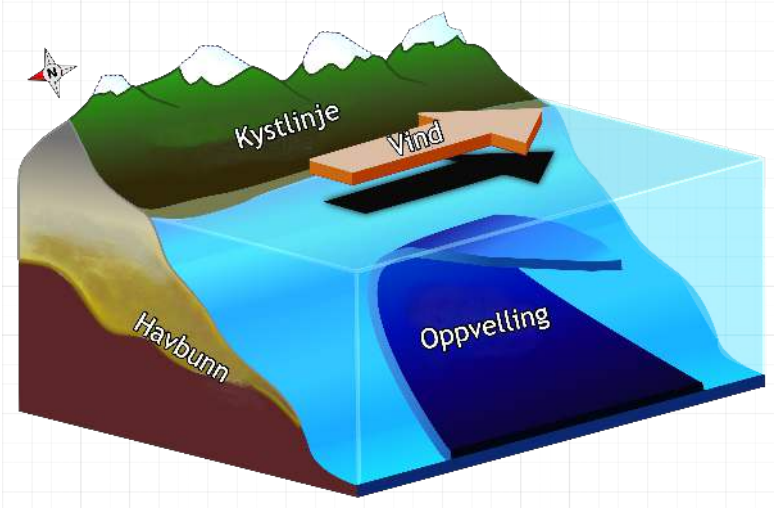
16.3. Konvergens, divergens og oppvelling

Bevegelser i havet fører til at vannmasser enten samles eller spres. Når strømmer møtes, oppstår **konvergens**. Vannet har ingen steder å gjøre av seg og presses nedover i en prosess kalt **nedvelling**. Motsatt, der strømmer sprer seg, oppstår **divergens**. Dette skaper et "underskudd" av vann i overflaten, som erstattes ved at vann fra dypet stiger opp. Dette kalles **oppvelling**.

Oppvelling er en svært viktig prosess for havets økosystemer. Dypvann er kaldt, men rikt på næringsstoffer som nitrat og fosfat, som stammer fra nedbrytning av organisk materiale. Når dette næringsrike vannet kommer opp i den solfylte overflaten, gir det grunnlag for eksplosiv vekst av planteplankton – selve bunnen av næringskjeden i havet. Områder med oppvelling har derfor høy biologisk produksjon og er ofte blant verdens rikeste fiskeområder.

16.3.1. Kystnær og ekvatorial oppvelling

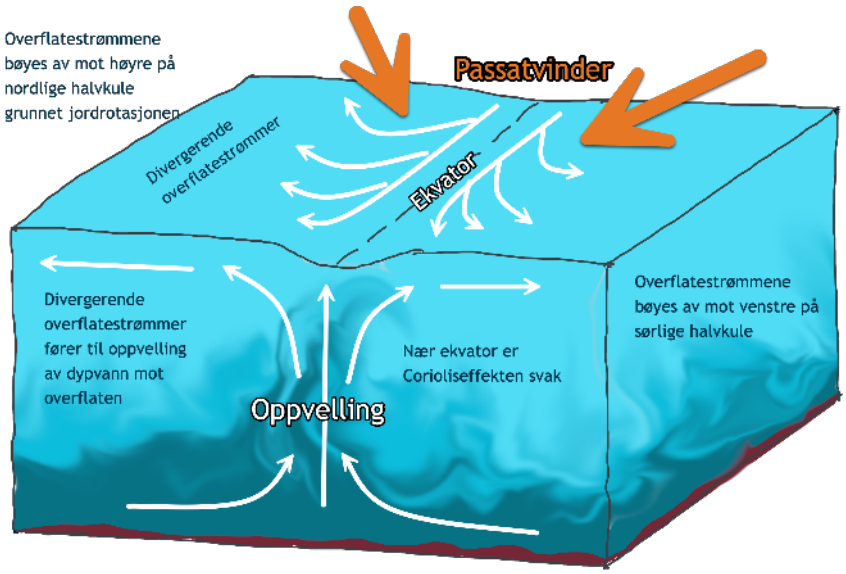
Kystnær oppvelling oppstår når vedvarende vind blåser parallelt med en kystlinje. På grunn av Ekmantransport vil overflatevannet transporteres 90 grader til siden for vindretningen. Blåser vinden slik at vannet presses ut fra kysten (f.eks. sørover langs en vestvendt kyst på den nordlige halvkule), vil kaldt, næringsrikt dypvann stige opp for å erstatte det. Dette skjer blant annet utenfor kysten av California, Peru og Namibia.



Figur 16.12.: Vinden blåser langsmed kysten, og skaper en ekmantransport fra land. Vannmassene i overflaten skyves utover og blir erstattet av vannmasser fra dypere lag. Skissen viser en situasjon på den nordlige halvkule. Den geostrofiske strømmen i retning med vinden er ikke skissert. Hentet hos (Barthel, 2024a), oversatt av Elisabeth Engum. Lisens: Falt i det fri (Public domain)

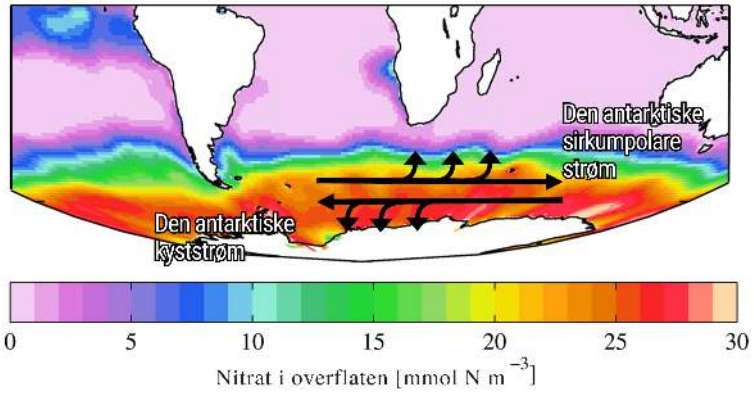
Ekvatorial oppvelling er et storskala fenomen drevet av passatvindene som blåser vestover langs ekvator. Corioliseffekten trekker overflatevannet mot nord på nordsiden av ekvator og mot sør på sørsiden. Denne divergensen i overflatestrømmene fører til at kaldt vann fra dypet konstant stiger opp langs ekvator, noe som spiller en viktig rolle i den globale energibalansen. Siden coriolisparameteren er ved ekvator, er ekmanlaget tykt. Dette fører til at oppvellingen kommer fra dypere nivåer enn det den gjør på høyere breddegrader (Barthel, 2024a).

Oppvelling i Sørishavet (Antarktis) er den mest betydningsfulle oppvellingen i verden og en viktig komponent i den globale termohaline sirkulasjonen. Oppvellingen drives av et samspill mellom to vindsystemer. Lenger ute i havet blåser **kraftige vestavinder** nesten uforstyrret rundt kontinentet og driver den Antarktiske sirkumpolare strømmen. Her presser Ekmantransporten (mot venstre på



Figur 16.13.: Ekvatoriell oppvelling. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2025.

den sørlige halvkule) overflatevannet nordover. Nærmere kysten av Antarktis dominerer imidlertid de **polare østavindene**, som blåser i motsatt retning. Disse vindene presser overflatevannet sørover, mot kontinentet. Sammen skaper disse motgående vindfeltene en kraftig **divergenssone** i overflatevannet. Denne "splittingen" av vannet trekker opp enorme mengder "gammelt", næringsrikt dypvann fra Stillehavet og Indiahavet. Dette gjør Sørishavet til et av de mest biologisk produktive havområdene på kloden, og oppvellingen er en av hovedmekanismene som returnerer dypvann til overflaten i det globale transportbåndet.



Figur 16.14.: Høye nivåer av nitrat (et næringsstoff i havet) i divergenssonen i Antarktis. Den antarktiske sirkumpolare strømmen og den antarktiske kyststrømmen skaper divergensen. Kilde: Wikimedia Commons, oversatt av Elisabeth Engum.

Oppvelling og nedvelling

Oppgave 16.7 (Kystoppvelling). |
Studer figur 16.12.

a. Forklar hvorfor områder med stabil oppvelling er gode områder for fiskeri.

b. Hva hadde skjedd om vinden i figuren hadde endret retning?

16.4. Topografisk styring og batymetri

Havbunnens form, eller **batymetri**, har en fundamental innvirkning på hvordan havstrømmene beveger seg. Undersjøiske fjell, rygger, renner og kontinentalskråninger fungerer som barrierer og kanaler som styrer vannmassene, spesielt i dyphavet.

Dypvannsstrømmer er ofte tvunget til å følge konturene av havbunnen, som undersjøiske daler og langs kontinentalskråningene. Store formasjoner som den **Midtatlanterryggen** fungerer som en massiv barriere som tvinger det nordatlantiske dypvannet til å strømme sørover gjennom dype passasjer i ryggen. I trange passasjer, som **Framstredet** mellom Grønland og Svalbard, kan strømmene bli kanaliserte og akselerere kraftig. Når en strøm møter en slik topografisk barriere, kan den endre retning, øke i hastighet eller tvinges oppover, noe som fører til blanding med overliggende vannmasser. Dermed påvirker batymetrien ikke bare strømmenes ruter, men også fordelingen av varme og næringsstoffer i havet.

Kartoppgave

Studer batymetriske kart fra *GEBCO* (https://download.gebco.net/) eller *EMODnet*.
Analyser hvordan dyphavsrygger og kontinentalskråninger påvirker havstrømmenes plassering i Nord-Atlanteren.

16.5. Observasjon og modellering av havet

For å forstå og varsle havets tilstand, er vi avhengige av avanserte observasjonssystemer og numeriske modeller.

16.5.1. Observasjonssystemer – i og over havet

For å få et komplett bilde av havets tilstand, kombinerer forskere målinger fra verdensrommet med instrumenter som er plassert direkte i vannet (*in situ*-målinger).

- **Satellittovervåkning:** Satellitter gir oss det unike overblikket og måler kontinuerlig store havområder.
  - **Altimetere** sender radarsignaler mot havoverflaten for å måle havnivået med centimeters nøyaktighet. Dette avslører ikke bare tidevann og storskala havnivåendringer, men også mindre variasjoner forårsaket av strømvirvler og "hauger" i midten av gyrer.
  - **Radiometere** måler den infrarøde strålingen fra havet for å kartlegge havoverflatens temperatur (SST), som er avgjørende for å forstå varmeutvekslingen med atmosfæren.
  - **Fargescannere** måler fargen på havet, som kan fortelle oss om konsentrasjonen av klorofyll. Dette gir et direkte mål på mengden planteplankton og er et viktig verktøy for å studere havets biologiske produktivitet.
  - **Radar-satellitter** kan måle grovheten på havoverflaten for å beregne vindhastighet, og brukes også til å overvåke utbredelsen av havis.
- **Autonome plattformer (*in situ*):** For å vite hva som skjer under overflaten, trengs instrumenter i selve vannmassene.

  - **Argo-bøyer:** Et globalt nettverk av nesten 4000 robotbøyer utgjør ryggraden i dagens havovervåkning. Disse autonome instrumentene synker ned til 2000 meters dyp, driver med strømmene i omtrent ti dager, og stiger deretter til overflaten mens de måler en profil av temperatur og saltholdighet. Når de når overflaten, sender de dataene hjem via satellitt før de synker igjen for en ny syklus.
  - **Undervannsglidere (Gliders):** Dette er autonome, vingede farkoster som "flyr" gjennom havet ved å endre sin egen oppdrift. De kan være ute i uker eller måneder om gangen og samle inn høyoppløselige data langs forhåndsprogrammerte ruter. De er utstyrt med sensorer for temperatur, saltholdighet, oksygen, klorofyll og turbulens.

- **Fastmonterte observatorier (*in situ*):** For å studere endringer over lang tid på ett bestemt sted, brukes rigger som er forankret til havbunnen.
  - **Rigger (Moorings):** En line med instrumenter strekkes fra et anker på bunnen til en bøye i overflaten. Langs denne linen kan man feste en rekke instrumenter, som strømmålere (f.eks. ADCP - Acoustic Doppler Current Profiler), CTD-sensorer (som måler saltholdighet, temperatur og dyp), og sensorer for oksygen og andre kjemiske parametere. Slike rigger kan samle data kontinuerlig i flere år og er avgjørende for å forstå sesongvariasjoner og langtidstrender.

- **Forskningsskip (*in situ*):** Til tross for ny teknologi er forskningsskip fremdeles uunnværlige. De brukes til å sjøsette og hente inn rigger og glidere, ta vannprøver for kjemiske analyser, samle bunnprøver og utføre detaljerte kartlegginger med avansert utstyr som ikke kan automatiseres, for eksempel CTD-rosetter som samler vann fra nøyaktig bestemte dyp.

16.5.2. Numeriske modeller – et virtuelt laboratorium

Dataene fra observasjonssystemene er avgjørende, men de kan aldri gi oss et fullstendig bilde av havets tilstand til enhver tid og på ethvert sted. For å fylle disse hullene og forutsi fremtidige endringer, bruker forskere **numeriske havmodeller**. Disse kan sees på som virtuelle laboratorier der vi kan simulere havets komplekse dynamikk.

Grunnlaget for en havmodell er å dele havet opp i et tredimensjonalt **rutenett** av bokser, både horisontalt og vertikalt. For hver av disse boksene løser datamaskinen et sett med matematiske ligninger basert på grunnleggende fysiske lover (som Navier–Stokes-ligningene). Disse beskriver bevaring av bevegelsesmengde, masse, varme og salt.

For å drive modellen, må den "mates" med informasjon om de ytre kreftene som virker på havet. Dette kalles **pådriv**, og inkluderer:

- **Vindstress** på overflaten som driver strømmer.
- **Varmeutveksling** med atmosfæren (solinnstråling, avkjøling).
- **Ferskvannstilførsel** fra nedbør, fordamping, elveavrenning og issmelting.

Siden rutenettet har en begrenset oppløsning, kan ikke modellen simulere alle småskala prosesser direkte, som for eksempel små virvler og intern turbulens. Slike prosesser må forenkles og representeres med matematiske formler, en teknikk som kalles **parametrisering**.

Numeriske modeller har mange ulike bruksområder:

- **Operasjonell havvarsling:** Likner på værvarsling, gir kortsiktige varsler (dager til uker) om havstrøm, temperatur, bølgehøyde og isforhold. Dette er kritisk for shipping, fiskeri, offshore-industri og søk- og redningsaksjoner.

- **Klimastudier:** For å forstå hvordan havet vil reagere på global oppvarming, kjøres klimamodeller tiår og århundrer frem i tid. De brukes til å anslå fremtidig havnivåstigning, endringer i havstrømmer som AMOC, og havforsuring.
- **Prosess- og konsekvensstudier:** Modeller kan brukes til å undersøke spesifikke "hva hvis"-scenarioer, for eksempel: Hva blir konsekvensene av et stort oljeutslipp? Hvordan spres larver fra et oppdrettsanlegg? Eller hvordan vil økt issmelting fra Grønland påvirke sirkulasjonen i Norskehavet?

16.6. Oppsummering

Dette kapittelet bygger bro mellom egenskapene til **vannmassene** fra forrige kapittel og de storskala transportmekanismene som flytter dem. Sirkulasjonen i havet drives av to hovedmotorer med ulik tidsskala: en rask, **vinddrevet overflatesirkulasjon** og en treg, **tetthetsdrevet dyphavssirkulasjon**.

I overflaten skaper samspillet mellom **vind og Corioliskraften** de store gyr-systemene, som effektivt transporterer varme. I dypet er det **tetthetsforskjeller**, skapt av avkjøling og saltøkning i polare strøk, som driver den globale **termohaline sirkulasjonen**. Dannelsen av vannmasser som NADW og AABW setter i gang en århundrelang reise langs havbunnen, styrt av **topografien**. Prosesser som **oppvelling** er essensielle for å returnere det næringsrike dypvannet til overflaten, noe som danner grunnlaget for det biologiske livet i havet.

Til sammen utgjør disse strømmene et globalt system som transporterer enorme vannmengder, målt i **Sverdrup**, og spiller en fundamental rolle i jordens klimasystem gjennom sin massive transport av varme, i tett samspill med atmosfæren. Forståelsen av dette systemet, inkludert kritiske komponenter som **AMOC**, er derfor avgjørende for å forstå både globalt klima og biologisk produktivitet.

16.7. Oppgaver

Praktisk forståelse for Ekmantransport og oppvelling

Oppgave 16.8 (Kystoppvelling langs Mørekysten)**.**
Bakgrunn: Langs den norske kysten opplever vi både kystoppvelling og kystnedvelling avhengig av vindretning og sesong. Mørekysten, som strekker seg nord-sør, er spesielt godt egnet for å studere disse prosessene.

a. Forklar kort hva som skjer når det blåser nordavind langs Mørekysten (som har en omtrent nord-sør orientering).

Beregning av Ekman-transport
Det blåser nordavind med styrke 15 m/s langs Mørekysten (64°N).

b. Beregn størrelsen og retningen på Ekman-transporten. Du finner det du trenger av verdier og formler nedenfor

Gitt:

- Vindstyrke: V = 15 m/s fra nord
- Breddegrad: $\varphi = 64°N$
- Vanntetthet: $\rho = 1025\ kg/m^3$

- Lufttetthet: $\rho_{luft} = 1.2 kg/m^3$
- Drag: $C_D = 1.5 \cdot 10^{-3}$

Formler:

- Vindstress: $\tau = \rho_{luft} \cdot C_D \cdot V^2$
- Coriolis-parameter: $f = 2\Omega sin(\varphi) = 1.46 \cdot 10^{-4} \cdot sin(\varphi)$
- Ekman-transport: $M_E = \frac{\tau}{\rho \cdot f}$ (rettet 90° til høyre for vinden)

c. Hvordan vil kystoppvelling påvirke:

1. Overflatetemperaturen i sjøen
2. Næringsinnholdet i de øvre vannlagene
3. Primærproduksjonen (planteplankton)

Oppgave 16.9 (Sesongvariasjoner i Lofoten)**.**
Bakgrunn: Lofoten har en kompleks kystlinje med både øst-vest og nord-sør orienterte kyststrekninger. Dette gir interessante variasjonsmønstre for oppvelling og nedvelling gjennom året.
Vindmønstre
Basert på at hovedvindretningen om sommeren er fra sørvest, mens den om vinteren er fra nordøst:

a. Tegn et enkelt skjema som viser hvilke deler av Lofoten som vil oppleve oppvelling om sommeren

b. Tegn tilsvarende for vinteren

c. Forklar hvorfor vindretningen endrer seg mellom sesongene

Temperaturdata
I 2024 ble det målt rekordtemperaturer i Lofoten med opptil 18°C i sjøen. Normaltemperaturen for sommeren er omkring 12-14°C.

d. Diskuter om disse høye temperaturene kan skyldes redusert oppvelling

e. Hvordan vil slike temperaturendringer påvirke det marine økosystemet?

f. Koble dette til klimaendringer i Arktis

Praktisk anvendelse
En fisker planlegger å fiske torsk utenfor Svolvær. Han vet at torsk foretrekker kaldt, næringsrikt vann.

g. Hvilken vindretning bør han håpe på for å finne de beste fiskeforholdene?

h. Forklar sammenhengen mellom vindforhold og fiskebetingelser

17. Bølger og tidevann

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for konsekvensene av jordens rotasjon, tetthetsforskjeller og trykkforskjeller og hvordan de påvirker havet og atmosfæren

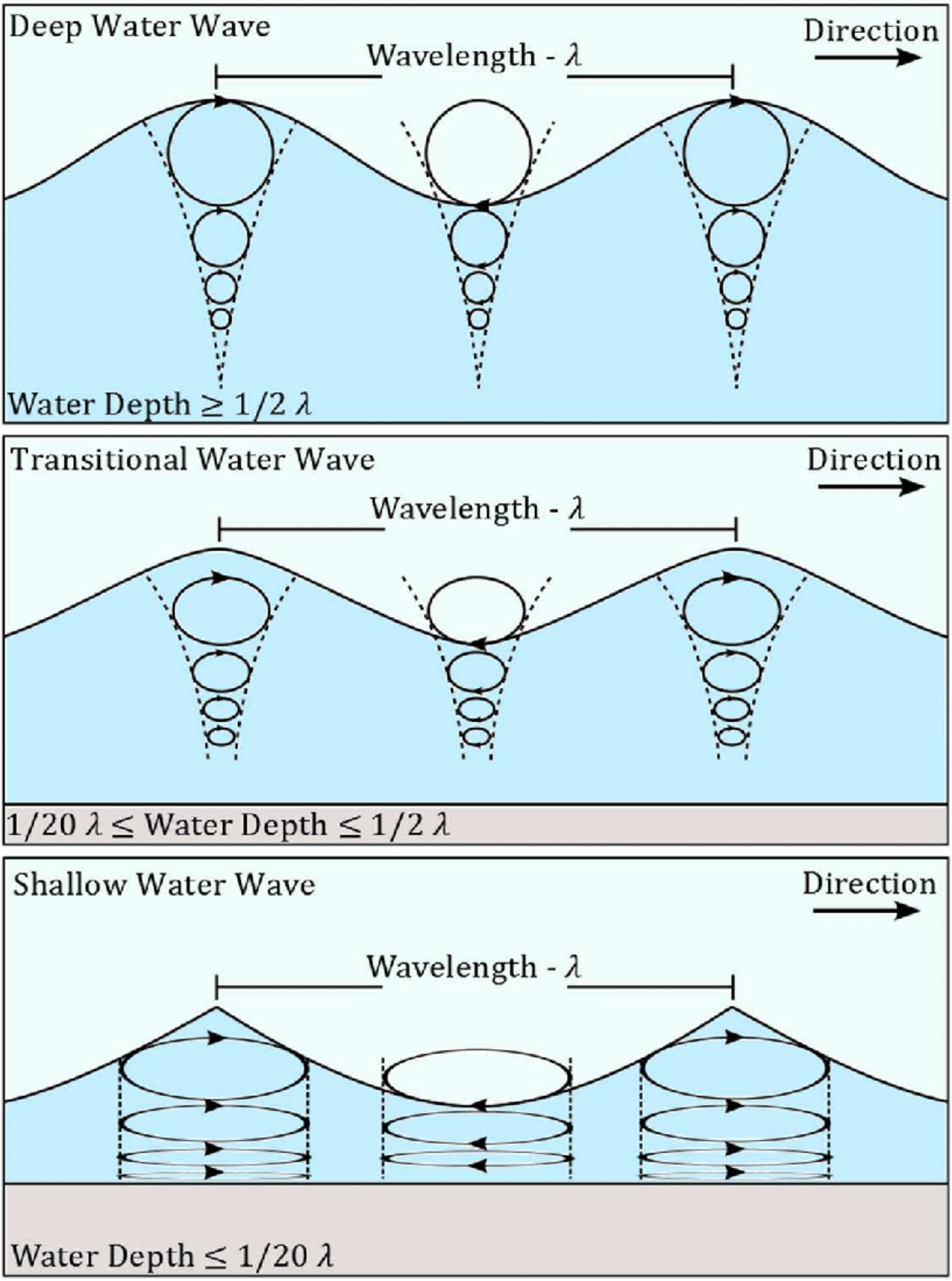
Bølger og tidevann er blant de mest synlige uttrykkene for havets energi.
De påvirker kystlandskapet, skipstrafikk, klima og økosystemer – og representerer samtidig en betydelig energikilde.

I dette kapitlet ser vi på hvordan bølger og tidevann oppstår, hvordan de beveger seg, og hvordan de inngår i større prosesser i jordsystemet.
Vi ser også på hvordan denne kunnskapen brukes i **modellering, værvarsling og bærekraftig energiproduksjon**.

17.1. Bølger – energi i bevegelse

17.1.1. Hvordan bølger oppstår

Havbølger dannes primært når vind overfører energi til havoverflaten gjennom friksjon. Når vinden blåser over vannoverflaten, oppstår det friksjonskrefter mellom luften og vannet som setter vannpartiklene i bevegelse. Det som er viktig å forstå er at det ikke er vannet som beveger seg horisontalt over store avstander, men energien som forplanter seg som en bølgebevegelse. Vannpartiklene følger tilnærmet sirkulære baner, der de beveger seg fremover i bølgetoppen og bakover i bølgedalen.



Figur 17.1.: Partikkelbevegelsen følger lukkete baner, mens energien forplanter seg med bølgeretningen.

Størrelsen på bølger avhenger av tre hovedfaktorer: vindstyrken, hvor lenge vinden har blåst (varighet),

og den avstanden vinden blåser over åpent hav (fetch). Jo større disse tre faktorene er, jo større blir bølgene. De største bølgene i verden finnes i havområdene utenfor Norge, der sterke vinder kan blåse over store avstander i Nordsjøen og Norskehavet (Amundsen, 2018). Brytende bølger kan bli høyere enn bølger på åpent hav, det kommer vi tilbake til senere.

Bølger kan også oppstå ved andre mekanismer enn vind. Jordskjelv under havbunnen skaper tsunamier, tidevann genererer tidevannsstrømmer, og selv hurtige lufttrykksendringer kan skape atmosfæriske bølger.

17.1.2. Bølgeparametere og energi

De viktigste størrelsene som beskriver en bølge er:

- **Bølgelengde (λ):** avstanden mellom to bølgetopper.
- **Bølgeperiode (T):** tiden det tar for to bølgetopper å passere et fast punkt.
- **Bølgefart (c):** avstanden bølgen beveger seg per tidsenhet, gitt ved

$$c = \frac{\lambda}{T} \tag{17.1}$$

- **Bølgeamplitude (a):** høyden fra likevektslinjen til bølgetoppen.
- **Bølgehøyde (H):** avstanden mellom topp og bunn ($\approx 2a$).

Et kritisk forhold å forstå er at bølgeenergien er proporsjonal med kvadratet av bølgehøyden (H^2). Dette betyr at små endringer i bølgehøyde resulterer i dramatiske endringer i energiinnholdet. En bølge som er dobbelt så høy, inneholder fire ganger så mye energi (Norsk Kystvarslingssenter / Norwegian Coastal Forecasting Centre, n.d.).

17.1.3. Dype og grunne bølger

Bølgers oppførsel endres dramatisk avhengig av forholdet mellom vanndybden og bølgelengden.

Dype vannbølger opptrer når vanndybden er større enn halvparten av bølgelengden ($d > \lambda/2$). I dette tilfellet påvirkes ikke bølgebevegelsen av havbunnen, og partikkelbanene er nesten perfekte sirkler. Bølgefarten avhenger kun av bølgelengden:

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$$

Lange bølger beveger seg raskere enn korte.

Grunne vannbølger oppstår når vanndybden blir mindre enn 1/20 av bølgelengden ($d < \lambda/20$). Her blir partikkelbanene ovale og trykkes sammen mot bunnen. Bølgefarten avhenger nå av vanndybden:

$$c = \sqrt{gd}$$

Når bølger beveger seg inn på grunnere vann, avtar farten, bølgelengden blir kortere, og bølgehøyden øker. Til slutt blir bølgen så bratt at den bryter, og denne sonen kalles surfsonen. Den enorme energien som frigjøres når bølger bryter, er en av de viktigste kreftene bak kysterosjon.

17.1.4. Når bølger møtes – interferens

Når to eller flere bølger møtes, oppstår interferens. Dette kan være konstruktiv interferens, der bølger forsterker hverandre når de er i fase, eller destruktiv interferens, der de svekker eller kansellerer hverandre når de er i motfase.

Interferens kan skape uforutsigbare og ekstreme bølgehøyder. Det som kalles "monsterbølger" kan oppstå når flere bølger interfererer konstruktivt og skaper enkeltbølger som er betydelig høyere enn den signifikante bølgehøyden i området. En monsterbølge, eller en *freak wave*, er en bølge som er minst 2,2 ganger høyere enn den signifikante bølgehøyden. Altså en enkeltbølge som ikke bare er stor, men unormalt stor (Amundsen, 2018).

Bølger gjennomgår også refraksjon (bøying) når de treffer grunne områder skrått, og de kan reflekteres mot bratte klipper. Dette forklarer hvorfor bølgeenergi ofte konsentreres mot nes og odder, mens bukter får mindre bølgepåvirkning. Dette har stor betydning for kysterosjon og sedimenttransport.

17.1.5. Brytende bølger - surf!

Brytende bølger oppstår når en bølge blir så bratt at den ikke lenger kan holde formen sin, og toppen av bølgen kollapser fremover. Dette skjer vanligvis når bølgehøyden blir for stor i forhold til bølgelengden (over ca. 1:7), eller når bølgehøyden utgjør mellom 60 og 80 prosent av vanndybden. Når bølger nærmer seg grunt vann, vil farten avta, bølgelengden bli kortere og bølgehøyden øke, noe som gjør bølgen stadig brattere til den til slutt bryter. Under brytningen frigjøres mye energi, det dannes kraftig turbulens, og vannmassene settes i bevegelse mot land. Brytende bølger er derfor avgjørende for erosjon, transport av sedimenter og dannelse av undervannsstrømmer i strandsonen.

Oppgave 17.1 (Forklaringsppgave:)**.** Forklar hvorfor en bølge endrer form og til slutt bryter når den kommer inn mot en strand.

Oppgave 17.2 (Analyseoppgave:)**.** Se på en globus. Hvor på jorden vil du forvente å finne de aller største bølgene? Begrunn svaret ditt med utgangspunkt i faktorene som bestemmer bølgestørrelse.

17.2. Tidevann – månenes og solens trekkraft

Tidevann er en naturlig variasjon i vannstand i havet mellom flo og fjære. Den laveste vannstanden kalles fjære, og den høyeste vannstanden kaller vi flo. Tidsrommet mellom to høyvann (flo) og to lavvann (fjære) er omtrent 12 timer og 25 minutter, og de største variasjonene får vi rundt nymåne og fullmåne, da kaller vi det for **springflo**. Omtrent 7 dager og 6 timer før springflo har vi de minste variasjonene, og det kalles for **nippflo**.

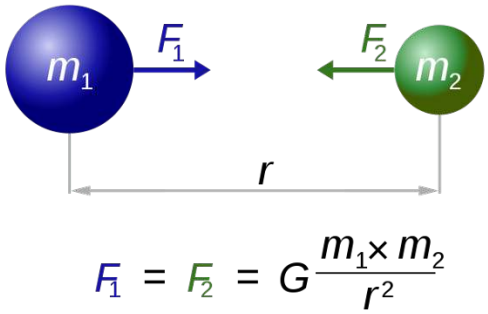
Typer tidevann

- **Springflo:** når sol og måne står på linje (ny- og fullmåne) og kreftene virker sammen.
- **Nippflo:** når sol og måne står i rett vinkel (halvmåne), og kreftene delvis opphever hverandre.

Forskjellen mellom flo og fjære varierer geografisk, avhengig av havbassengenes form, dybde og topografi.

17.2.1. Grunnleggende årsak

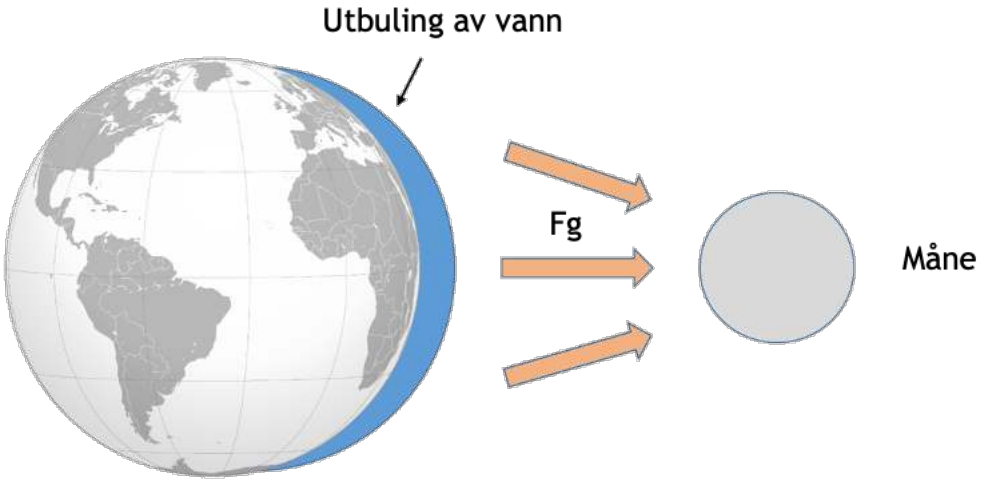
For å forstå tidevannet fullt ut, så må man forstå hva gravitasjon er. Dere som har hatt Fysikk har lært om Newtons gravitasjonslov.



Figur 17.2.: Newtons gravitasjonslov som forteller at tiltrekningskraften mellom to legemer er like stor og motsatt rettet, og avhengig av massen til begge legemene samt avstanden mellom dem.

Gravitasjonskraften avtar med kvadratet av avstanden. Selv om solen har en mye større masse enn månen, er månen så mye nærmere jorden at dens tiltrekningskraft varierer mer over jordas diameter. Det er denne *variasjonen* i gravitasjonskraft – ikke den absolutte styrken – som skaper tidevann

La oss se på jorden og månen:

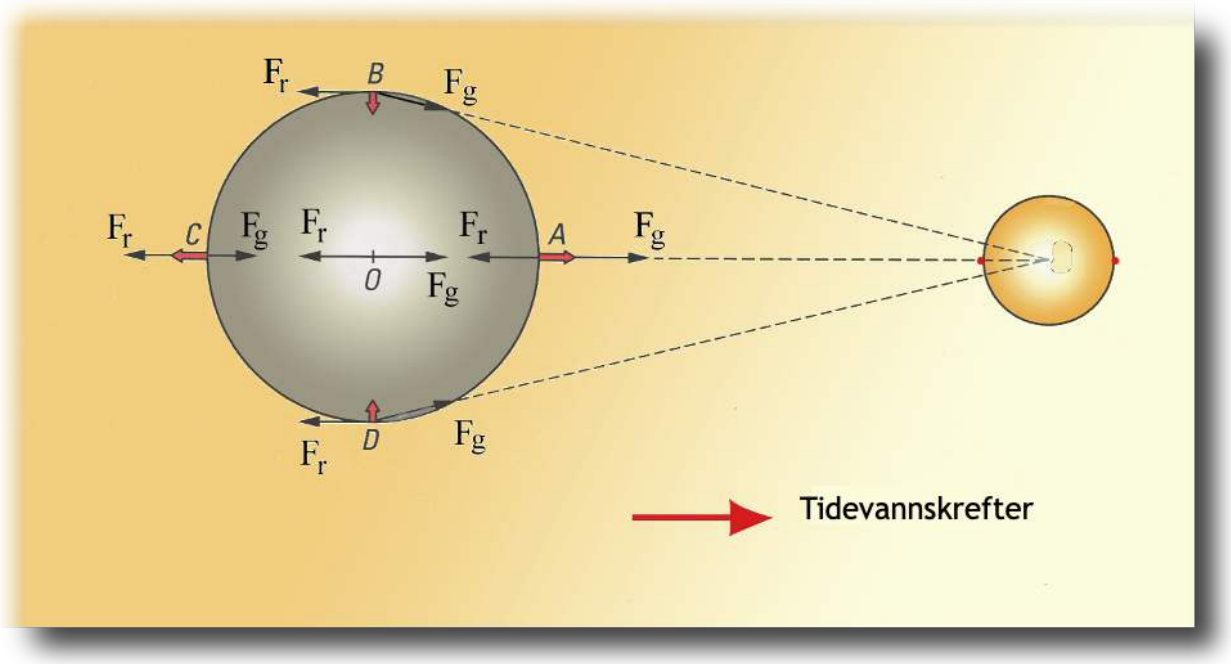


Figur 17.3.: Vannet flytter seg lettere enn hele jordkloden. I figuren ser dere hvordan gravitasjonskreftene virker på vannmassene mot månen, markert som F_g.

Gravitasjonskreftene F_g er sterkest nærmest månen, når r er minst:

$$F_g = G \cdot \frac{m_{jord} \cdot m_{mne}}{r^2}$$

I tillegg til gravitasjonskreftene opplever vi en *treghetskraft* på jorden som skyldes at jorden og månen roterer rundt et senter. Denne treghetskraften kalles gjerne *sentrifugalkraft* og er en fiktiv kraft. Sentrifugalkraften er lik på hele kloden.

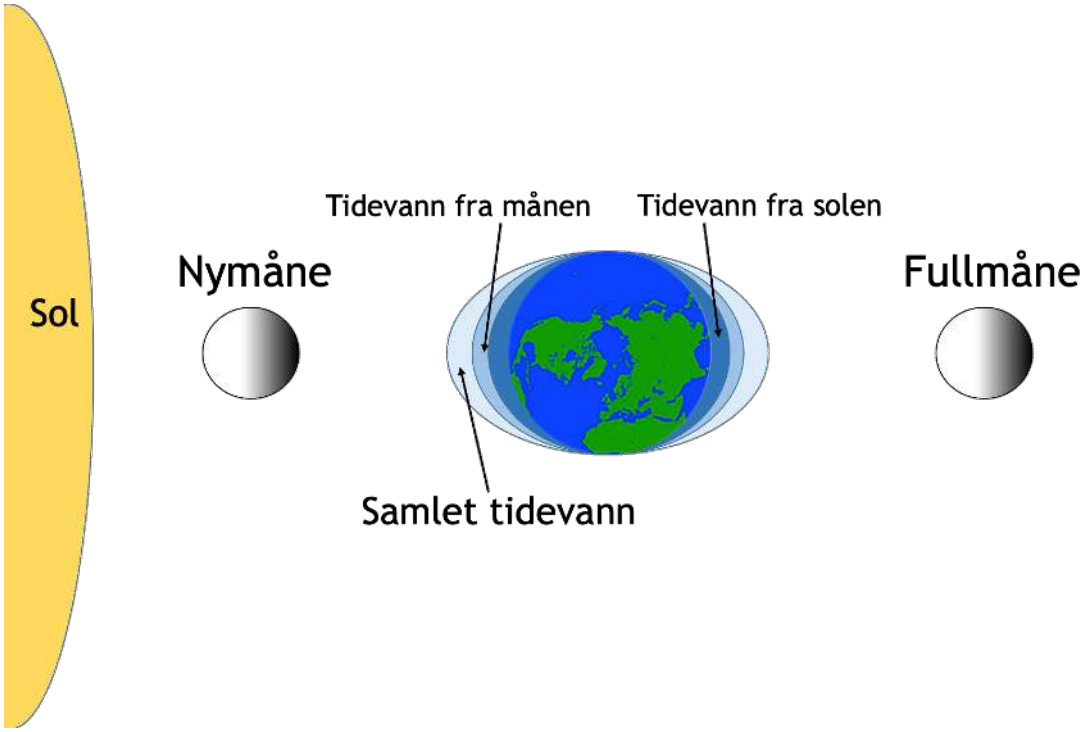


Figur 17.4.: Kraftpilene er tegnet inn på flere steder på jordoverflaten. Dere ser at sentrifugalkraften er lik på hele kloden, mens gravitasjonskraften har retning inn mot sentrum i månen, og størrelsen avhenger av avstanden til månen. A, B, C og D viser summen av sentrifugalkraften og gravitasjonskraften. Vi ser at kreftene peker vekk fra jorden i A og C, men inn mot jorden i B og D. Summen av gravitasjonskraften og sentrifugalkraften er det som gir tidevannskreftene som virker på jordoverflaten.

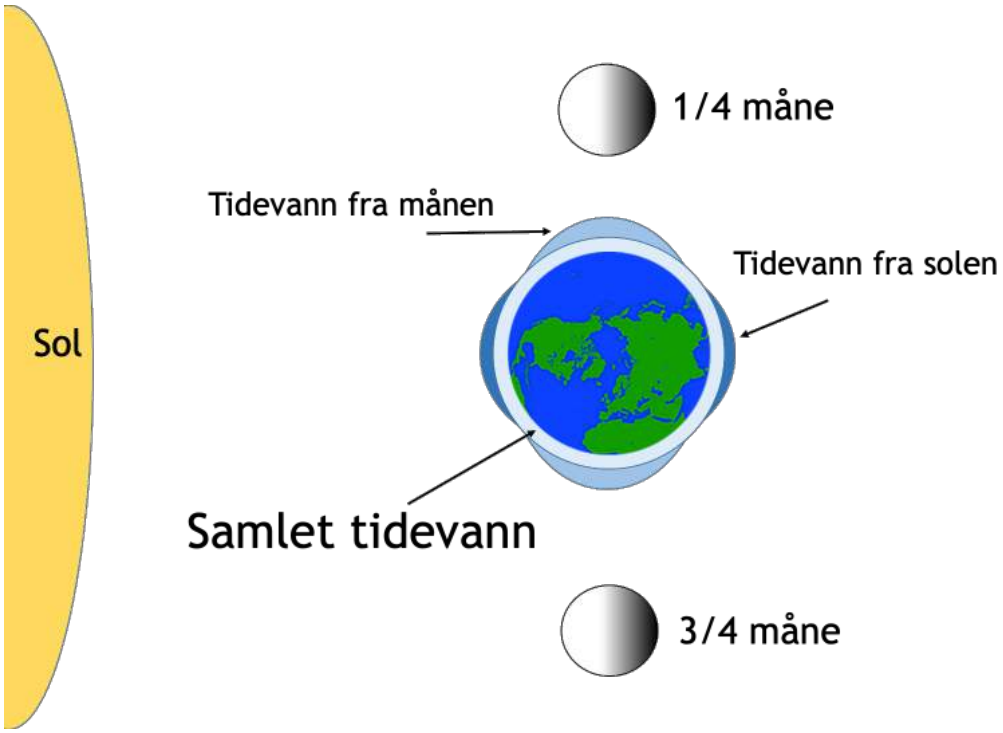
Figur 17.4 viser hvordan det blir krefter som trekker vannet ut fra jordoverflaten på linjen som går gjennom jordens og månens sentrum, mens kreftene virker inn mot jordoverflaten på de punktene som er lengst vekke fra denne linjen. Dette fører også til at vannet buler ut på begge sider av jorden samtidig.

Solen

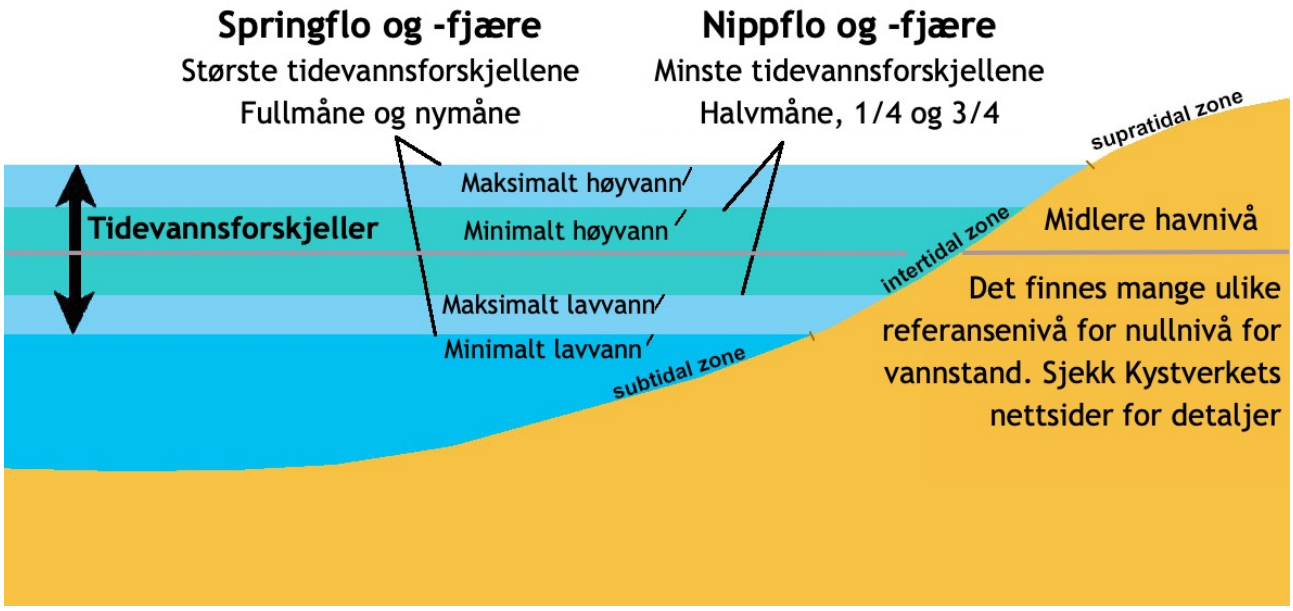
Solen bidrar også med sin gravitasjon.



Figur 17.5.: Solen topper det hele! Konsekvensen av gravitasjonen fra solen er at vi får maksimalt tidevann ved nymåne og fullmåne. Solen er jo mye tyngre enn jorden og solen, men avstanden er også mye større, så effekten er at det er tidevannet fra månen som dominerer vannstandsvekslingene på jordoverflaten.



Figur 17.6.: Små tidevannsforskjeller når vi har halvmåne.



Figur 17.7.: Ulike nivåer for vannstand knyttet til tidevann.

17.2.2. Tidevannsbølger

De variasjonene vi har sett på over er det vi kaller "likevektstidevann", og er en forklaring på hvordan tidevannet ville sett ut om hele jordkloden var dekket av hav. De store landkontinentene på kloden vil bryte opp tidevannet i ulike havbølger som har en typisk bølgelengde på 1000 kilometer. Disse tidevannsbølgene vil ha en periode som er typiske for likevektstidevannet.

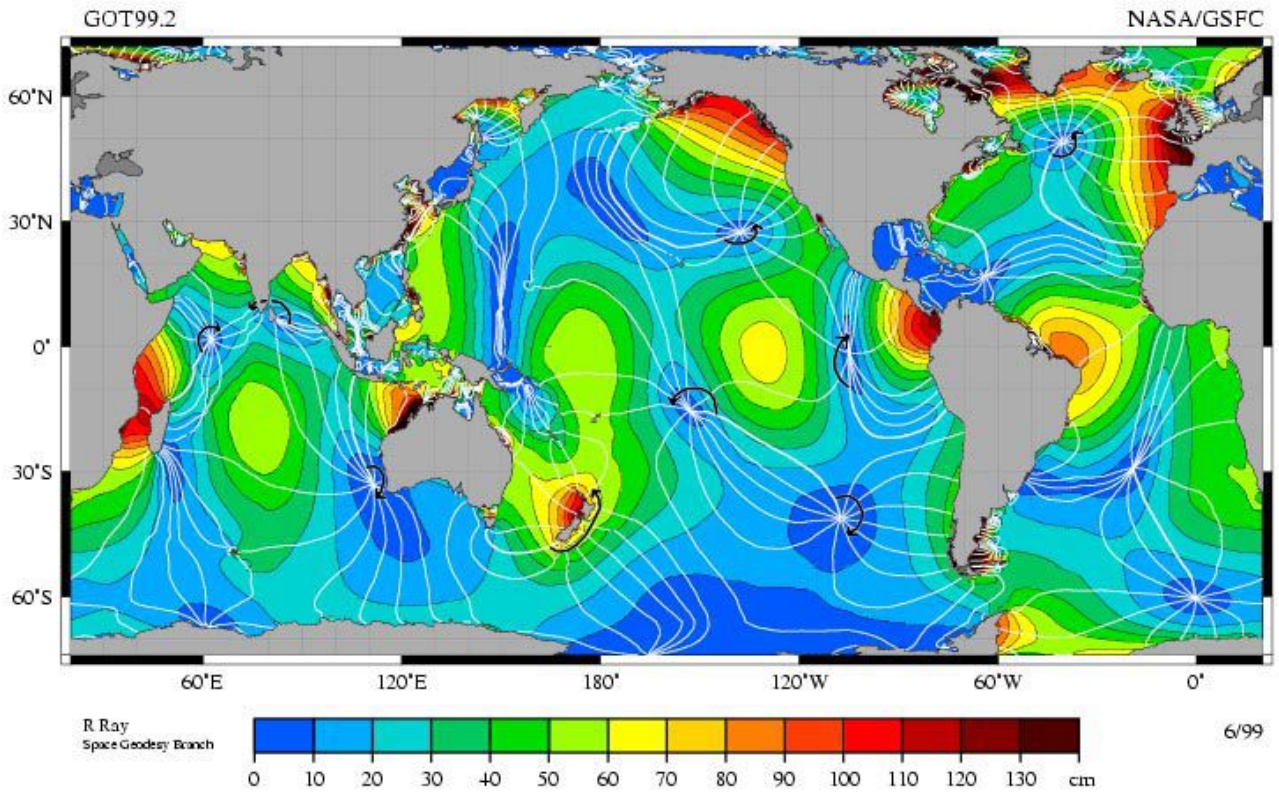
Geografisk variasjon i tidevann

Tidevannsforskjellene varierer enormt geografisk på grunn av havbassengenes form, dybde, batymetri og topografi. Det globale gjennomsnittet er rundt en meter, men enkelte steder som Fundybukta i Canada kan ha tidevannsforskjeller på opptil 16 meter. Dette skjer når tidevannsbølgen kommer i **resonans** med bassengenes naturlige svingningsperiode.

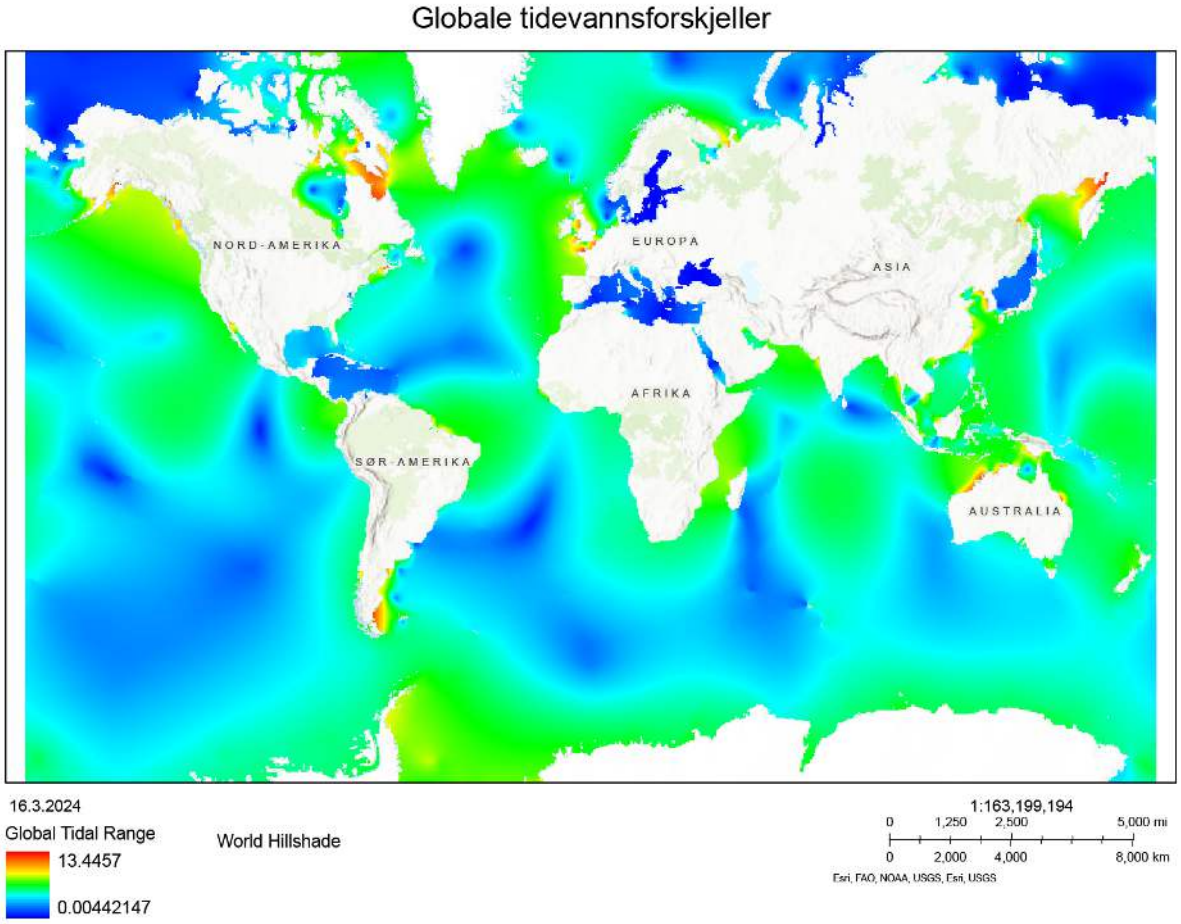
I Norge varierer tidevannsforskjellene fra omkring 0,6 meter i Bergen til 1,2 meter i Bodø. Dette skyldes hvordan tidevannsbølgen forplanter seg nordover langs kysten med en hastighet på 400-500 km/t.

Amfidromiske punkt

Tidevannsbølgene vil forsterke hverandre noen steder, og andre steder vil bølgene være i motfase og slokke hverandre ut. Dette fører til at vi har noen steder på jorden der vi har svært store tidevannsforskjeller, og andre steder hvor det nesten ikke er tidevannsforskjeller i det hele tatt. Disse punktene kaller vi *amfidromiske punkt*. Hvis vi tegner linjer gjennom de stedene som har høyvann samtidig, så møtes disse linjene i de amfidromiske punktene.



Gjennomsnittlig tidevannsforskjell globalt sett er omtrent 1 meter. Det finnes noen steder på kloden som har langt større tidevannsforskjeller, i Bay of Fundy i Canada er forskjellene opp mot 16 meter! Bukter og viker kan forårsake at tidevannet noen steder kan bli veldig høyt.



Figur 17.8.: Kilde: https://hub.arcgis.com/maps/EsriOceans::global-tidal-range/explore

17.2.3. Tidevannsstrømmer

Tidevannsstrømmer er strømmer som skyldes tidevannet. Tidevannsstrømmene varierer mye mer enn tidevannsforskjellene rundt omkring på kloden. Tidevannsstrømmene er sterkest nær kysten, spesielt i sund som leder inn i fjorder eller større bukter. Hvis det er et smalt sund inn i en fjord, så kan tidevannsstrømmene bli ganske kraftige. Vi har ganske mange kraftige tidevannsstrømmer langs norskekysten. Verdens kraftigste tidevannsstrøm finnes også i Norge - Saltstraumen.

Tidevannsbølge i elv - er det mulig?

Noen steder oppstår det et spesielt fenomen som på engelsk kalles "tidal bore". Se videoen under:
https://www.youtube.com/watch?v=F-EoL4Jf7ug

17.3. Modellering og observasjon

Moderne forståelse og varsling av bølger og tidevann er avhengig av gode observasjonssystemer og numeriske modeller.

Observasjonssystemer inkluderer:

- Bøye- og radarstasjoner som måler bølgehøyde, periode og retning
- Tidevannsmålere som registrerer vannstand kontinuerlig
- Satellitter med altimetri som måler havoverflatens høyde globalt

Numeriske modeller bygger på fundamentale fysiske lover som Navier-Stokes-ligningene og grunnvannsligninger (shallow water equations). Disse modellene tar hensyn til vindfelt, havbunnstopografi og Corioliskraft, og brukes til:

- Varsling av stormflo og ekstrembølger
- Planlegging av kystinfrastruktur
- Klimamodellering av havets energiutveksling

17.4. Kystprosesser og forming av landskapet

Bølger og tidevannsstrømmer er blant de viktigste kreftene som former kystlandskapet. **Bølgeerosjon** oppstår når bølgeenergi treffer kysten og gradvist bryter ned berggrunn og løsmasser. Over tid kan dette skape dramatiske landformer som klipper, kystgrotter og rauker.

Sedimenttransport skjer når bølger og strømmer transporterer sand og grus langs kysten. Langs kysten oppstår det langgrunnstrøm parallel med stranden når bølger treffer på skrå. Denne strømmen kan transportere enorme mengder sediment og bygge opp landformer som sandbanker, tomboloer og strandvoller.

Forholdet mellom erosjon og avsetning avgjør om en kyst er en erosjonskyst (der materiale fjernes) eller en avsetningskyst (der materiale akkumuleres).

- **Erosjonskyster** er kjennetegnet ved at materiale fjernes. Her dominerer harde bergarter, og bølgenergi formes landskapet til klipper, svaberg og bølgeeroderte plattformer. Over tid kan erosjon isolere deler av en klippe og danne rauker (sea stacks) og havbuer (sea arches).
- **Avsetningskyster** er kjennetegnet ved at materiale akkumuleres. Her bygger bølger og strømmer opp landformer. Når bølger treffer stranden på skrå, settes det opp en langgrunnstrøm parallelt med kysten. Denne strømmen transporterer store mengder sand. Der kysten endrer retning, kan denne sanden avsettes og danne sandbanker (spits). Hvis en sandbanke vokser helt over en bukt, kalles den en baymouth bar. En tombolo er en landtunge av sand som forbinder en øy med fastlandet.

17.5. Bølger og tidevann i jordsystemet

Bølger og tidevann er ikke isolerte fenomener, men integrerte deler av jordsystemets energisyklus. Bølger overfører energi fra atmosfæren til havet, mens tidevann overfører energi fra jord-måne-systemets gravitasjons- og rotasjonsenergi til havet. Begge prosesser påvirker sedimenttransport, erosjon og kystprosesser, og dermed også geosfæren.

Dette kapitlet har vist hvordan bølger og tidevann representerer fundamentale fysiske prosesser som knytter sammen atmosfære, hydrosphere og geosfære i et komplekst system av energioverføring og landskapsforming. Forståelsen av disse prosessene er ikke bare vitenskapelig interessant, men også praktisk viktig for samfunn som lever nær havet.

Utforskingsoppgave

Bruk data fra Meteorologisk institutt eller NVE for å sammenligne målt vannstand, bølgehøyde og vindstyrke i et kystområde over en uke.
Diskuter hvordan observasjonene gjenspeiler samspillet mellom vær, bølger og tidevann.

Oppgave 17.3 (Praktisk oppgave:)**.** Finn en tidevannstabell for et sted nær deg (f.eks. på www.kartverket.no/sehavniva). Sammenlign datoene for springflo med månefasene for den samme perioden. Stemmer teorien?

Oppgave 17.4 (Identifiseringsoppgave:)**.** Se på et bilde av Jærkysten og et bilde av kysten i Lofoten. Hvilken av disse vil du primært klassifisere som en erosjonskyst og hvilken som en avsetningskyst? Begrunn svaret.

Oppgave 17.5 (Forklaringsppgave:)**.** Forklar prosessen med langgrunnstransport og hvordan den bidrar til å bygge opp en sandbanke (spit).

Oppgave 17.6 (Drøftingsoppgave:)**.** Mange steder bygger man moloer eller groynes (korte moloer vinkelrett på stranden) for å hindre at strender vaskes bort. Drøft hvilke positive og negative konsekvenser en slik konstruksjon kan ha for kystlinjen.

Tidevannsbølge i elv

Noen få steder i verden kan det oppstå en helt spesiell bølge oppover i noen elver. Se gjerne videoen under.

https://www.youtube.com/watch?v=F-EoL4Jf7ug

18. Naturfarer knyttet til havet

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling
- vurdere risiko ved naturfarer som følge av fenomener i atmosfæren, havet og kryosfæren og drøfte hvordan klimaendringer kan påvirke disse

Havet er en kilde til både liv og fare. Stormflo, tsunamier og kysterosjon er eksempler på naturfarer knyttet til havet som kan få store konsekvenser for mennesker og samfunn.

I dette kapitlet ser vi på noen av de viktigste naturfarene knyttet til havet, hvordan de oppstår, og hvilke tiltak som kan redusere risikoen knyttet til disse farene.

18.1. Stormflo

Stormflo er en situasjon hvor vannstanden langs kysten blir ekstra høy på grunn av værforhold som lavtrykk og kraftig vind. Når et lavtrykk passerer, vil havoverflaten heve seg litt for å utligne trykkforskjellen. Samtidig kan vinden presse vannmassene mot kysten, spesielt hvis den blåser rett mot land. Kombinasjonen av lavt lufttrykk og pålandsvind kan føre til at vannstanden stiger betydelig over normalen, noe vi kaller stormflo.

Hvor høy vannstanden blir under en stormflo, avhenger av flere faktorer:

1. **Lavtrykkets styrke**: Jo lavere lufttrykk, desto høyere kan vannstanden bli.

2. **Vindens styrke og retning**: Kraftig vind som blåser rett mot kysten, kan presse store vannmasser innover og bidra til høyere vannstand. Vind langs kysten har mindre effekt.

3. **Havdyp og kystens form**: Grunne havområder og en buktende kystlinje kan forsterke effekten av stormflo, fordi vannet lettere presses opp og inn mot land.

4. **Tidevann**: Hvis stormfloen inntreffer samtidig med høyvann eller springflo, kan vannstanden bli ekstra høy.

Havvannet kan løftes flere meter av en kraftig syklon, spesielt i tropiske områder der stormflo (‘storm surge’) kan nå høyder på 3–6 meter, og i ekstreme tilfeller over 8 meter ved kysten. Dette skjer når lavt lufttrykk og sterk vind presser store vannmasser mot land, og effekten forsterkes hvis stormen treffer samtidig med høyvann eller springflo.

18.1.1. Konsekvenser av stormflo

Stormflo kan ha flere konsekvenser for kystområdene:

- **Oversvømmelse**: Når vannstanden stiger, kan sjøen trenge inn over land og oversvømme lavtliggende områder som strender, veier og bebyggelse.
- **Erosjon**: Høy vannstand og kraftige bølger kan føre til økt erosjon av strender og kystlinjen, spesielt hvis stormfloen varer lenge.
- **Skader på infrastruktur**: Oversvømmelse og bølger kan skade bygninger, veier, bruer og annen infrastruktur nær kysten.
- **Påvirkning på økosystemer**: Saltvannet kan trenge inn i ferskvannsområder og påvirke plante- og dyrelivet der.

Figur 18.1.: Stormflo i Bergen fra 12. januar 2017. Foto: Ulpu Leijala. Kilde: Nilsen et al. (2017)

18.1.2. Varsling og beredskap

For å redusere skadene fra stormflo, er det viktig med gode varslingssystemer og beredskapsplaner. Meteorologisk institutt overvåker lavtrykk og vindforhold, og sender ut farevarsel når det er risiko for høy vannstand. Kommuner og beredskapsetater har planer for å håndtere oversvømmelser og evakuere folk hvis nødvendig. Tiltak som flomvoller, drenering og arealplanlegging kan også bidra til å redusere sårbarheten for stormflo.

18.1.3. Klimaendringer og stormflo

Klimaendringene kan påvirke risikoen for stormflo i fremtiden. Havnivået stiger på grunn av oppvarming og issmelting, noe som gjør at stormflo kommer på toppen av et allerede høyere havnivå. Hvis klimaendringene fører til endringer i lavtrykk og vindmønstre, kan det også påvirke hyppigheten og styrken av stormflo. Det er derfor viktig å ta hensyn til klimaendringene i planlegging og tilpasning langs kysten.

Oppgaver om stormflo

Oppgave 18.1.

a. **Forklar med egne ord:** Hva er stormflo, og hvilke faktorer avgjør hvor høy vannstanden blir?

b. **Tegn og forklar:** Lag en enkel skisse som viser hvordan lavtrykk og pålandsvind kan føre til stormflo langs kysten.

c. **Sammenlign:** Hva er forskjellen på stormflo og vanlig høyvann (springflo)?

Oppgave 18.2.

a. **Bruk karttjenester**: Gå inn på Kartverkets kart over havnivå: https://www.kartverket.no/tilsjos/se-havniva og finn ut hvilke områder i din kommune som er mest utsatt for stormflo. Hvilke konsekvenser kan dette få for samfunnet?

b. **Modellering**: Bruk en enkel modell (for eksempel en bøtte med vann og en vifte) for å demonstrere hvordan vind og lavtrykk kan påvirke vannstanden. Forklar hva som skjer i modellen.

Oppgave 18.3.

a. **Diskuter:** Hvordan kan klimaendringer påvirke risikoen for stormflo i fremtiden? Hva kan gjøres for å tilpasse seg disse endringene?
b. **Skriv en beredskapsplan:** Tenk deg at du er ansvarlig for beredskapen i en kystkommune (gjerne din egen kommune). Lag en enkel plan for hvordan dere skal håndtere en varslet stormflo.

18.2. Stormbølger

Stormbølger er et fenomen som oppstår når kraftig vind blåser over havoverflaten over lengre tid og en større distanse. Disse bølgene kan vokse seg store og energirike, og kan ha betydelige konsekvenser når de treffer kysten.

Når vind blåser over havoverflaten, overføres energi til vannet gjennom friksjon. Vinden skaper først små krusninger på overflaten. Etter hvert som vinden fortsetter å blåse, vokser disse krusningene til små bølger. Dersom vinden er sterk nok og blåser over en tilstrekkelig lang distanse (strøklengde) og tid, vil bølgene fortsette å vokse og bli til stormbølger.

Størrelsen og energien til stormbølger avhenger av flere faktorer:

1. **Vindstyrke**: Jo kraftigere vinden er, desto større blir bølgene. Sterk vind kan overføre mer energi til vannoverflaten.
2. **Strøklengde**: Dette er den avstanden vinden blåser over havet uten hindringer. En lengre strøklengde gir bølgene mer tid og rom til å vokse.
3. **Varighet**: Hvor lenge blåser vinden? Vedvarende vind over lang tid vil skape større bølger enn kortvarige vindkast.
4. **Havdyp**: Bølgene vokser seg større over dypt vann. Når havdybden blir mindre enn halvparten av bølgelengden, begynner bunnen å bremse bølgene. Dette vil kunne føre til brytende bølger langs strendene.

Stormbølger kan forplante seg over store avstander, gjerne tusenvis av kilometer med lite energitap, også utenfor områder med sterk vind. Bølgene transporterer energi gjennom vannet, ikke vannmassene i seg selv. Retningen til bølgene bestemmes av den dominerende vindretningen i området der de ble dannet.

Nordsjøen og Norskehavet er utsatt for stormbølger, spesielt om høsten og vinteren når lavtrykk og kraftige vinder er vanlige. Disse havområdene har lang nok strøklengde til at store bølger kan utvikle seg. Stormbølger som treffer norskekysten kan stamme fra lavtrykk langt ute i Atlanterhavet eller nærmere kysten.

Når stormbølger treffer kysten, kan de ha betydelige konsekvenser:

- **Erosjon**: Energien i stormbølgene kan erodere strender, klipper og annen kystlinje. Over tid kan dette føre til tilbaketrekning av kystlinjen og tap av land.
- **Oversvømmelse**: Stormbølger kan skylle over naturlige barrierer som sanddyner og forårsake oversvømmelse av lavtliggende områder.
- **Skader på infrastruktur**: Bølgekraften kan skade moloer, brygger, veier og bygninger nær kysten.
- **Påvirkning på skipsfart**: Store bølger kan gjøre navigasjon og operasjoner vanskelige og farlige for skip og båter.

18.2.1. Stormflo og bølger

Stormbølger kan være spesielt ødeleggende når de opptrer sammen med stormflo. Stormflo er en hevning av havnivået forårsaket av lavt lufttrykk og pålandsvind under stormer. Når stormbølgene kommer på toppen av en stormflo, kan de nå lenger inn på land og forårsake større skade. Kombinasjonen av stormflo og stormbølger er en av de største truslene mot kystsamfunn under ekstremvær.

18.2.2. Varsling og beredskap

For å redusere skadene fra stormbølger, er det viktig med gode varslingssystemer og beredskapsplaner. Meteorologisk institutt overvåker vind- og bølgeforhold, og sender ut farevarsel når det er ventet høye bølger. Kommuner og beredskapsetater har planer for å håndtere oversvømmelser, erosjon og skader fra bølger. Tiltak som bølgebrytere, forsterkninger av kystlinjen og arealplanlegging kan også bidra til å redusere sårbarheten for stormbølger.

18.2.3. Klimaendringer og stormbølger

Klimaendringene kan påvirke stormbølger på flere måter. Stigende havnivå vil føre til at bølgene kan nå lenger inn på land og forårsake større skade. Hvis klimaendringene fører til endringer i vindmønstre og stormintensitet, kan det også påvirke hyppigheten og størrelsen på stormbølger. Varmere hav kan også gi mer energi til stormsystemene. Det er derfor viktig å ta hensyn til klimaendringene i planlegging og tilpasning langs kysten.

Oppgaver om stormbølger

Oppgave 18.4.

a. **Forklar med egne ord:** Hva er stormbølger, og hvilke faktorer avgjør hvor store bølgene blir?

b. **Tegn og forklar:** Lag en enkel skisse som viser hvordan vind, strøklengde og varighet påvirker bølgehøyden.

c. **Sammenlign:** Hva er forskjellen på stormbølger og vanlige bølger?

Oppgave 18.5.

a. **Bruk karttjenester**: Gå inn på https://www.windy.com/nb/-B%C3%B8lger-waves?waves,60.395,5.324,5 og værdata fra Yr. Er det noen områder i Norge som kan være utsatt for stormbølger nå?

b. **Modellering**: Lag en enkel bølgemodell med vannkar, vifte og ulike strøklengder. Undersøk hvordan bølgehøyden endres med vindstyrke og strøklengde.

Oppgave 18.6.

a. **Diskuter:** Hvordan kan klimaendringer påvirke risikoen for stormbølger i fremtiden? Hva kan gjøres for å tilpasse seg disse endringene?
b. **Skriv en beredskapsplan:** Tenk deg at du er ansvarlig for beredskapen i en kystkommune (gjerne din egen kommune). Lag en enkel plan for hvordan dere skal håndtere en varslet stormbølgehendelse.

18.3. Tsunamier

Tsunamier skiller seg fundamentalt fra vanlige vindbølger. De har ekstremt lange bølgelengder – ofte flere hundre kilometer – og svært høy energi. Mens vindbølger har bølgelengder på titalls til hundretalls meter, kan tsunamier ha bølgelengder som strekker seg over hele havbasseng.

18.3.1. Hvordan oppstår tsunamier?

Tsunamier dannes når en stor mengde vann forflyttes raskt, ofte på grunn av en plutselig bevegelse av havbunnen. De vanligste årsakene til tsunamier er:

1. **Undersjøiske jordskjelv**: Når to tektoniske plater beveger seg mot eller fra hverandre, kan det oppstå spenninger som frigjøres i form av jordskjelv. Hvis jordskjelvet skjer under havet og forårsaker en vertikal forskyvning av havbunnen, kan det føre til at store vannmasser skyves opp eller ned, noe som skaper en tsunami.
2. **Vulkanutbrudd**: Store vulkanutbrudd under vannet kan også forårsake tsunamier. Når en vulkan eksploderer, kan den forflytte store mengder vann og skape bølger.
3. **Skred på havbunnen**: Store skred, enten på land som faller i havet eller på havbunnen, kan også forårsake tsunamier ved å forflytte vannmasser raskt.
4. Sjeldent: meteoritt som lander i havet

18.3.2. Tsunamiens egenskaper

Tsunamier har flere unike egenskaper som skiller dem fra vanlige havbølger:

- **Høy hastighet**: Tsunamier kan bevege seg med hastigheter på opptil 800 km/t i dypt vann, noe som gjør dem svært raske.

- **Lang bølgelengde**: Tsunamier har svært lange bølgelengder, ofte flere hundre kilometer, noe som gjør at de ikke merkes som store bølger når de er ute på dypt vann.
- **Liten bølgehøyde i dypt vann**: I dypt vann kan tsunamier ha en bølgehøyde på bare noen få titalls centimeter, noe som gjør dem vanskelige å oppdage.
- **Økende bølgehøyde nær kysten**: Når tsunamien nærmer seg kysten og havdypet avtar, reduseres bølgelengden og bølgehøyden øker dramatisk. Dette kan føre til bølgehøyder på flere meter når tsunamien treffer land

Tsunamier beveger seg med hastigheter som kan beregnes med formelen for grunne vannbølger:

$$c = \sqrt{gd}$$

I Stillehavet, hvor vanndybden er rundt 4000 meter, beveger tsunamier seg med hastigheter på cirka 720 km/t – nesten like raskt som et jetfly.

18.3.3. Konsekvenser av tsunamier

Tsunamier kan ha ødeleggende konsekvenser for kystområder:

- **Oversvømmelse**: Når tsunamien treffer kysten, kan den forårsake omfattende oversvømmelser som ødelegger bygninger, infrastruktur og landbruksområder.
- **Tap av liv**: Tsunamier kan føre til store tap av menneskeliv, spesielt i tett befolkede kystområder.
- **Ødeleggelser av økosystemer**: Tsunamier kan ødelegge kystøkosystemer som mangroveskoger, korallrev og våtmarker.
- **Langsiktige økonomiske konsekvenser**: Gjenoppbygging etter en tsunami kan være kostbar og tidkrevende, og kan påvirke lokal økonomi i lang tid.

18.3.4. Varsling og beredskap

For å redusere skadene fra tsunamier, er det viktig med gode varslingssystemer og beredskapsplaner. Det finnes internasjonale og regionale varslingssystemer som overvåker jordskjelv og havbunnsbevegelser, og som kan sende ut varsler til kystområder som er i fare. Lokale myndigheter har også beredskapsplaner for evakuering og håndtering av tsunami-situasjoner. Utdanning og bevisstgjøring av befolkningen i utsatte områder er også viktig for å sikre rask og effektiv respons.

Oppgaver om tsunamier

Oppgave 18.7.

a. **Forklar med egne ord:** Hva er en tsunami, og hvilke faktorer avgjør hvor stor skaden blir når den treffer kysten?

b. **Tegn og forklar:** Lag en enkel skisse som viser hvordan en tsunami dannes og hvordan bølgehøyden endres når den nærmer seg kysten.

c. **Regn ut:** Bruk formelen for grunne vannbølger ($c = \sqrt{gd}$) til å beregne hvor raskt en tsunami kan bevege seg over ulike havdyp.

Oppgave 18.8.

a. Søk opp og beskriv to historiske tsunamier – én global (f.eks. Indiahavet 2004) og én norsk (f.eks. Storeggaraset). Hva var årsaken, og hvilke konsekvenser fikk de?

b. Lag en kort radioreportasje eller podkast der du forklarer hvordan en tsunami kan påvirke et kystsamfunn.

c. Kan klimaendringer påvirke risikoen for tsunamier? Begrunn svaret.

18.4. Meteotsunamier

En meteotsunami er en sjelden, men potensielt farlig havbølge som ligner på en vanlig tsunami, men som utløses av raske endringer i atmosfærisk trykk – ikke av jordskjelv eller skred. Slike trykkendringer kan oppstå i forbindelse med kraftige tordenvær, stormlinjer eller raske frontpassasjer, og forplanter seg som en trykkbølge over havoverflaten. Dersom denne atmosfæriske forstyrrelsen beveger seg med omtrent samme hastighet og retning som havbølgene, kan det oppstå en resonanse som forsterker bølgen betraktelig når den nærmer seg kysten.

Typiske utløsende situasjoner er kraftige tordenvær, squall-linjer, tropiske sykloner eller hurtige kaldfronter, der trykket kan endre seg med flere hPa på få minutter. Slike hendelser er sjeldne, men kan gi store og plutselige havbølger langs kysten.

Meteotsunamier kan oppstå plutselig og er vanskelige å forutsi, siden de er avhengige av både spesielle værforhold og bestemte kyst- og bunnforhold. Grunne bukter, smale fjorder eller havner er spesielt utsatt, fordi bølgen kan forsterkes ytterligere av lokal topografi og bunnforhold. Konsekvensene kan variere fra moderate bølger til store oversvømmelser og skade på infrastruktur langs kysten. I motsetning til stormflo, som utvikler seg over flere timer eller dager, kan en meteotsunami oppstå og forsvinne i løpet av minutter til noen få timer, og det er derfor viktig å være oppmerksom på denne typen naturfare i utsatte områder.

Meteotsunamier har fått ulike navn rundt om i verden, for eksempel "rissaga" på Balearene, "marrobbio" på Sicilia og "abiki" i Japan. Selv om de fleste meteotsunamier er små, har det vært hendelser der bølgehøyden har nådd flere meter og forårsaket betydelige skader på båter, havneanlegg og kystsamfunn.

Oppgaver om meteotsunamier

Oppgave 18.9.

a. **Forklar med egne ord:** Hva er en meteotsunami, og hvordan skiller den seg fra en vanlig tsunami?

b. **Tegn og forklar:** Lag en enkel skisse som viser hvordan raske endringer i atmosfærisk trykk kan føre til dannelse av en meteotsunami.

c. **Modellering**: Lag en enkel modell som demonstrerer hvordan en trykkbølge kan påvirke vannoverflaten. Forklar hva som skjer i modellen.

18.5. Sammenligning av ulike typer bølgefarer

Egenskap	Stormbølge	Meteotsunami	Monsterbølge (Freak wave)
Utløsende årsak	Kraftig vind/storm, ofte over lang tid	Rask endring i atmosfærisk trykk (værfenomen)	Kompleks samspill av vind, strøm, bunnforhold og ikke-lineære bølgefenomener
Typiske værforhold	Storm, orkan, lavtrykk	Tordenvær, squall-linje, hurtig frontpassasje	Sterk vind, urolig sjø, ofte i områder med sterke havstrømmer eller bunnvariasjoner
Varighet	Timer til dager	Minutter til noen få timer	Sekunder til minutter
Bølgehøyde	Ofte 5–20 meter, kan være høyere	Vanligvis 0,5–2 meter, men kan nå flere meter	Kan være dobbelt så høy som omliggende bølger, ofte 10+ meter
Bølgelengde	50–500 meter	10–100 kilometer	Kortere bølgelengde enn stormbølger
Fart	10–30 km/t (avhenger av vind og havforhold)	30–100 km/t (avhenger av trykkbølgens hastighet)	Varierer, ofte rask og uforutsigbar
Geografisk utbredelse	Åpent hav, kystområder	Kystnære områder, spesielt bukter og fjorder	Ulike havområder, særlig der strøm og bunnforhold endres raskt, f.eks. Nordsjøen, Stillehavet
Forsterkende faktorer	Langvarig vind, store havområder	Resonans med kyst/topografi, grunne bukter	Ikke-lineær bølgesammenheng, strømkonvergens, bunntopografi
Konsekvenser	Skader på skip, offshore, erosjon, oversvømmelse	Plutselig flom, skade på havner, båter og infrastruktur	Kan senke store skip, ekstrem fare for sjøtrafikk
Varsling	God, kan forutses med værprognoser	Vanskelig, ofte kort varsel	Svært vanskelig, ofte ingen varsling

Repetisjon

18.6. Kysterosjon

Kysterosjon er ikke et ekstremvær, men definitivt et naturfenomen som kan utgjøre en naturfare. Kysterosjon er en naturlig prosess hvor bølger, strømmer og tidevann sliter på kystlinjen og fører til at land forsvinner. Denne prosessen kan ha betydelige konsekvenser for kystsamfunn, infrastruktur og økosystemer.

Kysterosjon skjer hovedsakelig gjennom tre prosesser: bølgeerosjon, kjemisk forvitring og massebevegelse. Bølger som slår mot kysten har stor kraft og kan løsne og flytte sedimenter som sand, grus og stein. Over tid kan dette føre til at kystlinjen trekker seg tilbake. Kjemisk forvitring skjer når

saltvann reagerer med bergarter og mineraler i kystlinjen, noe som svekker og bryter ned materialet. Massebevegelse som skred og utglidninger kan også føre til tap av land, spesielt i områder med bratt topografi.

Hastigheten og omfanget av kysterosjon avhenger av flere faktorer:

1. **Bølgeenergi**: Høye, kraftige bølger har større erosjonskraft enn lave, svake bølger. Bølgeenergien avhenger av vindforhold, strøklengde og havdyp.
2. **Kystlinjens geologi**: Løse sedimenter som sand eroderes lettere enn fast fjell. Kystlinjens geologi og sedimentsammensetning påvirker erosjonsraten.
3. **Topografi**: Bratte klipper og skråninger er mer utsatt for erosjon og skred enn flate kystsletter.
4. **Havnivåstigning**: Stigende havnivå fører til at bølgene kan nå lenger inn på land og erodere nye områder.
5. **Menneskelig aktivitet**: Utbygging, masseuttak og andre inngrep langs kysten kan forstyrre den naturlige sedimenttransporten og øke erosjonen.

Kysterosjon kan ha alvorlige konsekvenser for kystområdene:

- **Tap av land**: Erosjon fører til at verdifulle landområder som strender, jordbruksland og naturområder forsvinner.
- **Skader på infrastruktur**: Bygninger, veier og annen infrastruktur nær kysten kan bli skadet eller ødelagt av erosjon og skred.
- **Endrede økosystemer**: Erosjon kan ødelegge habitater for planter og dyr langs kysten, og føre til endringer i artssammensetning og økologiske funksjoner.
- **Redusert rekreasjon og turisme**: Tap av strender og endrede kystlandskap kan påvirke rekreasjonsmuligheter og turisme negativt.

Norge har en lang og variert kystlinje som er utsatt for erosjon. Norskekysten består av alt fra lave strender til bratte fjellklipper, og erosjonsraten varierer mye fra sted til sted. Områder med løse sedimenter som sand og leire er spesielt sårbare. Steder som Lista, Jæren og deler av Østfold har opplevd betydelig erosjon og tilbaketrekning av kystlinjen. Klimaendringer med stigende havnivå og mer ekstremvær kan forverre situasjonen i fremtiden.

For å beskytte kystområdene mot erosjon finnes det flere mulige tiltak:

- **Harde strukturer**: Bølgebrytere, moloer og strandmurer kan dempe bølgeenergien og stabilisere kystlinjen. Slike strukturer kan imidlertid ha negative effekter på sedimenttransport og økosystemer.
- **Myke tiltak**: Strandfordring, hvor sand tilføres stranden for å kompensere for erosjon, kan være et mer naturvennlig alternativ. Revegetering av sanddyner og strandenger kan også bidra til å stabilisere kysten.
- **Tilbaketrekning**: I noen tilfeller kan det være nødvendig å flytte bebyggelse og infrastruktur lenger inn på land for å unngå skader fra erosjon.
- **Arealplanlegging**: God planlegging og reguleringer kan hindre utbygging i erosjonsutsatte områder og sikre at naturlige buffersoner bevares.

18.6.1. Overvåking og forskning

For å forstå og håndtere kysterosjon er det viktig med overvåking og forskning. Regelmessige målinger av kystlinjen og erosjonsrater kan gi verdifull informasjon om endringer over tid. Forskning på sedimentdynamikk, bølgeforhold og effekter av klimaendringer kan bidra til å utvikle bedre modeller og prognoser for kysterosjon. Denne kunnskapen er avgjørende for å kunne planlegge og iverksette effektive tiltak.

18.6.2. Klimaendringer og kysterosjon

Klimaendringene forventes å forverre kysterosjon i mange områder. Stigende havnivå vil føre til at bølgene kan nå lenger inn på land og erodere nye områder. Varmere hav kan også gi mer energi til stormsystemer og øke bølgehøyden. Endringer i vindmønstre og nedbør kan påvirke sedimenttilførsel og kystdynamikk. Det er derfor viktig å ta hensyn til klimaendringene i planlegging og forvaltning av kystområdene.

Oppgaver om kysterosjon

Oppgave 18.10.

a. **Forklar med egne ord:** Hva er kysterosjon, og hvilke faktorer påvirker erosjonsraten?

b. **Tegn og forklar:** Lag en enkel skisse som viser hvordan bølger kan føre til kysterosjon.

c. **Sammenlign:** Hva er forskjellen på harde og myke tiltak for å beskytte kysten mot erosjon?

18.7. Marine hetebølger

Marine hetebølger er perioder der temperaturen i havoverflaten er unormalt høy i forhold til det som er vanlig for årstiden i et bestemt område. For at en hendelse skal regnes som en marin hetebølge, må temperaturavviket vare i minst fem dager og være betydelig høyere enn det historiske gjennomsnittet for samme periode.

18.7.1. Hvordan oppstår marine hetebølger?

Marine hetebølger oppstår ofte når det er varmt i lufta over havet, lite vind og mye sol. Svake vinder gjør at det varme overflatevannet ikke blandes nedover i havet, slik at varmen blir liggende i de øverste vannlagene. Slike forhold kan vare fra noen dager til flere uker eller måneder, spesielt om sommeren. I ekstreme tilfeller kan en marin hetebølge bli liggende i lang tid hvis det ikke kommer værforandringer som gir vind og omrøring.

18.7.2. Konsekvenser for havet og samfunnet

Marine hetebølger kan ha store konsekvenser for livet i havet og for samfunnet:

- Bleking og død av koraller, som gir tap av biologisk mangfold
- Tap av tareskog og endringer i økosystemene langs kysten
- Økt forekomst av sykdommer og parasitter, som lakselus i oppdrettsanlegg

- Redusert fiskebestand og påvirkning på fiskeri og akvakultur
- Endringer i havstrømmer og næringskjeder

Eksempler fra Norge viser at marine hetebølger kan føre til rekordhøye temperaturer, som i Lofoten i 2024, der havet ble målt til 18 °C, hele 4 grader over normalen.

18.7.3. Klimaendringer og økt risiko

Forskning viser at marine hetebølger har blitt både hyppigere, lengre og mer intense de siste tiårene, særlig på grunn av global oppvarming. Antallet marine hetebølger globalt har doblet seg siden 1980-tallet, og de nordlige havområdene, som Barentshavet, er blant de mest utsatte. Klimaendringer fører til at slike ekstreme hendelser blir vanligere og får større konsekvenser for havets økosystemer og for mennesker som er avhengige av havet.

18.7.4. Samspill mellom jordsystemene

Marine hetebølger er et godt eksempel på hvordan havet, atmosfæren og kryosfæren påvirker hverandre. Oppvarming av havet skyldes økt tilførsel av varme fra atmosfæren, og endringer i havtemperatur kan igjen påvirke vær, havstrømmer og isforhold i Arktis. Slike hendelser kan dytte økosystemer over såkalte «økologiske vippepunkt», der små endringer gir store og ofte irreversible konsekvenser.

Oppgaver om marine hetebølger

Oppgave 18.11.

a. **Forklar med egne ord:** Hva er en marin hetebølge, og hvilke faktorer bidrar til at den oppstår?

b. **Analyser data**: Finn og analyser temperaturdata fra havoverflaten i et norsk havområde de siste 20 årene. Kan du finne perioder med marine hetebølger? Finner du nyhetssaker fra periodene?

c. **Diskuter:** Hvordan kan marine hetebølger påvirke fiskeri og oppdrettsnæringen i Norge?

19. Sjøis og innlandsiser

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for klimasystemet på ulike skalaer i tid og rom og vurdere antropogen klimapåvirkning
- vurdere risiko ved naturfarer som følge av fenomener i atmosfæren, havet og kryosfæren og drøfte hvordan klimaendringer kan påvirke disse

> Fra det minste snøfnugg til de enorme isdekkene i Antarktis, er jordens frosne rike – kryosfæren – både en klimaregulator og et klimavarsel. Den reflekterer sollys som et gigantisk speil, holder på en tikkende karbonbombe i permafrosten, og styrer globale havstrømmer. Hva vil skje hvis større deler av kryosfæren tiner eller smelter?

Kryosfæren er en viktig del av jordens klimasystem og omfatter alle områder på planeten vår hvor vann eksisterer i frossen form. Dette inkluderer snø, is, permafrost, isbreer og havis. Kryosfæren spiller en avgjørende rolle i å regulere jordens energibalanse, påvirke værmønstre og opprettholde unike økosystemer.

I dette kapittelet skal vi se på to delsystemer i kryosfæren; sjøis og innlandsis. Sjøisen er en viktig del av klimasystemet, og her finner vi store årstidsvariasjoner mellom sommer og vinter. De enorme ismassene på Grønland og i Antarktis er ikke bare passive hvite flater på kartet, de fungerer nærmest som en termostat på global temperatur. En smelting av disse vil også gi store konsekvenser for havnivåstigning.

19.1. Sjøis

Hav- og sjøis skiller seg fra all annen is på jorden ved at den dannes, vokser og smelter i saltvann. Dette gjør at den har andre egenskaper enn for eksempel isfjell, elveis, isbreer og is på innsjøer, som alle stammer fra ferskvann eller snø som har falt på land. Sjøisdannelsen er mer langsom enn frysing av ferskvann.

1. Salt havvann har lavere frysepunkt enn ferskvann - typisk $-1,8^{\circ}C$ for havvann som er stille.
2. Saltet fører til at vannets tetthet øker når vannet nærmer seg frysepunktet, som fører til at det synker og forsvinner fra overflaten før det er kaldt nok til å fryse. Typisk må havvannet være ved frysepunktet i de øverste 100–150 meter før det dannes sjøis (Snow & Ice Data Center, n.d.)

Sjøisen vil oftest starte å **fryse** inntil land, inntil et fartøy eller annen sjøis. I grenselaget nærmest et annet objekt vil vannet være nærmest i ro, og kan derfor fryse. På åpent hav vil bevegelsene fra eksempelvis bølger motvirke at havet fryser, selv om vannet er kaldt nok.

Sjøis kan **smelte** både fra oversiden og undersiden:

- ved kontakt med varm luft
- ved kontakt med varmt vann - for eksempel varme havstrømmer under eller på siden av isen

- mekanisk nedbrytning ved bølger
- varmt sjøvann kan skylle innover isen

19.1.1. Klassifisering

Sjøisen klassifiseres typisk etter alder. Men den kan også klassifiseres etter hvor den er dannet eller etter type.

Alder

Verdens meteorologiorganisasjon (WMO) klassifiserer sjøis etter alder.

- Førsteårsis er is som ikke har vokst mer enn én vinter. Typisk 0,3 til 2 meter tykk.
- Gammel is har overlevd smelting fra minst én sommer. Typisk tykkelse er opptil 3 meter, eller noen ganger mer.
  Gammel is deles gjerne inn i andreårsis, tredjeårsis, flerårsis.

Type

Man kan også dele inn etter *deformert* eller *ikke-deformert* is.

- Ikke-deformert is er helt jevn. Denne er sjelden, da isen ofte påvirkes og brytes opp av vind, havstrømmer eller bølger.
- Deformert is er mekanisk deformert, av vind, bølger, havstrømmer eller termisk ekspansjon:
  - Lagdelt eller stablet is: to eller flere lag har sklidd oppå hverandre
  - Skrugarder: is brekker opp av kompresjonskrefter, og så fryser de sammen igjen. Man har observert opptil 50 meter dype skrugarder i Arktis og gjerne 5–10 meter over havnivå (Snow & Ice Data Center, n.d.).
  - Oppbrukket is: isen brekker opp, vi får sprekker der det er hav mellom. Dette kan være viktig for det biologiske livet i polare strøk.

19.1.2. Sjøisutbredelse

Sjøisutbredelsen i Arktis og Antarktis er svært viktig for jordens strålingsbalanse, dette så vi på i kapittel 3 og kapittel 4.

Figurene nedenfor viser et eksempel på hvordan sjøisutbredelsen var den 9.oktober 2025.

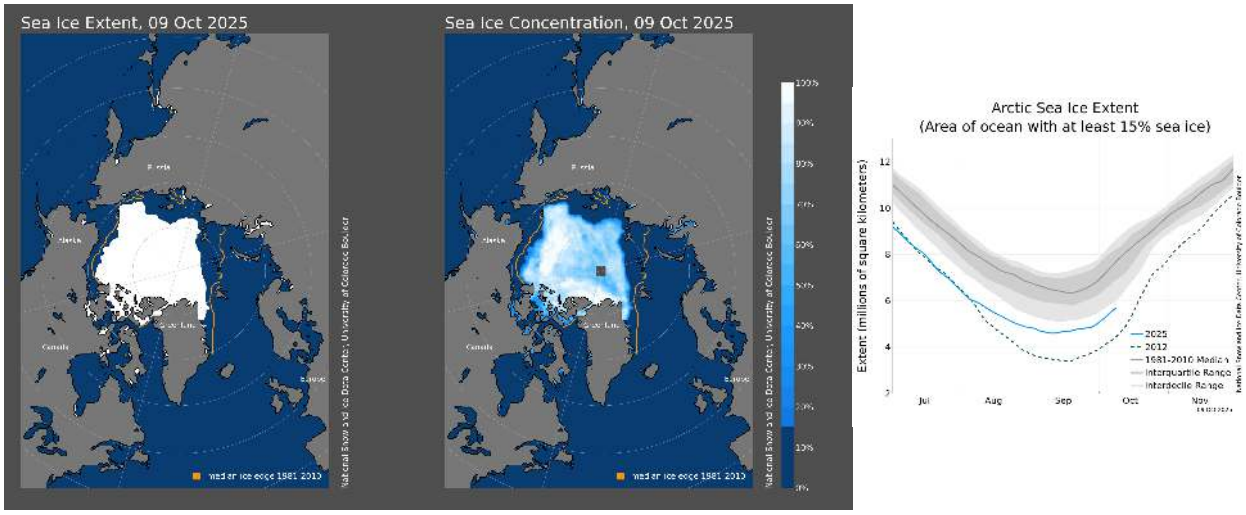
Sjøisen i Arktis - video fra Bjerknessenteret for klimaforskning

https://youtu.be/FI6blLWCnOo?si=HhiVBtFlb1NQLP7G

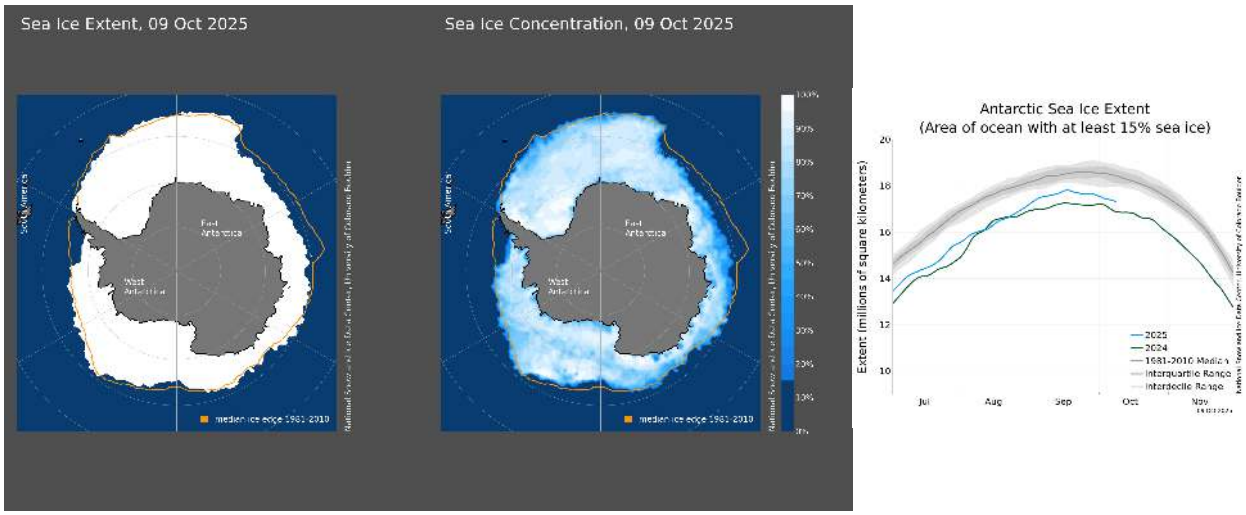
Repetisjonsoppgaver sjøis

Oppgave 19.1 (Fysikk i fryseprosessen)**.** Forklar hvorfor sjøisdannelsen går langsommere enn frysing av ferskvann, med fokus på tetthet og konveksjon.

Oppgave 19.2 (Mekanisk nedbrytning)**.** Nevn tre måter mekaniske krefter (vind, bølger, strøm)



Figur 19.1.: Sjøisutbredelse i Arktis den 9.oktober 2025. Til venstre: utbredelse av sjøis. I midten: konsentrasjon av sjøis (hvor mye is per arealenhet). Til høyre: utvikling av sjøisutbredelse gjennom året. Den oransje linjen i bildene til venstre og i midten og den grå linjen i tidsserien til høyre indikerer gjennomsnittlig utbredelse for 1981 til 2010 for 9.oktober. Grafen inkluderer også linjer for utvalgte tidligere år for sammenligning. Kilde: NSIDC.



Figur 19.2.: Sjøisutbredelse i Antarktis den 9.oktober 2025.Til venstre: utbredelse av sjøis. I midten: konsentrasjon av sjøis (hvor mye is per arealenhet). Til høyre: utvikling av sjøisutbredelse gjennom året. Den oransje linjen i bildene til venstre og i midten og den grå linjen i tidsserien til høyre indikerer gjennomsnittlig utbredelse for 1981 til 2010 for 9.oktober. Grafen inkluderer også linjer for utvalgte tidligere år for sammenligning. Kilde: NSIDC.

påvirker sjøisens form og utbredelse.

Oppgave 19.3 (Biologisk betydning)**.** Teksten nevner at "oppbrukket is" kan være viktig for det biologiske livet. Gi et eksempel på hvorfor åpne sprekker (råker) i isen er avgjørende for dyr i polare strøk.

Oppgave 19.4 (Smelteprosesser)**.** Beskriv forskjellen på hvordan **varm luft** og **varmt sjøvann** bidrar til smelting av isen.

Oppgave 19.5 (Studere figurer)**.** Se på figurene som viser sjøisutbredelse i Arktis og Antarktis den 9.oktober 2025, Figur 19.1 og Figur 19.2.

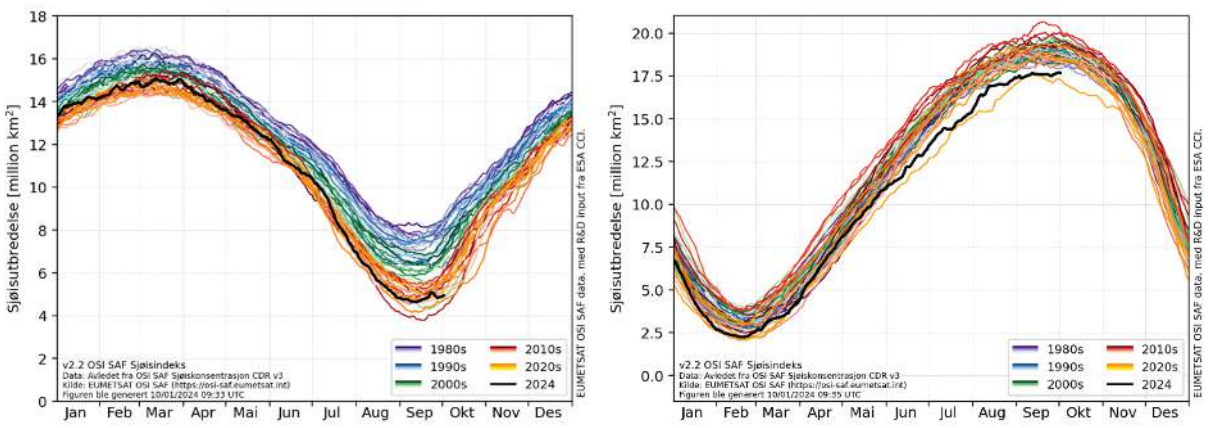
a. Beskriv hovedforskjellene i sjøisutbredelse mellom de to polområdene på denne datoen.
b. Forklar hvordan årstidsvariasjonen i sjøisutbredelse skiller seg mellom Arktis og Antarktis basert på tidsseriene i figurene.
c. Beskriv hvordan sjøisutbredelsen i Arktis har endret seg over tid sammenlignet med Antarktis, basert på tidsseriene i figurene.

Oppgave 19.6 (Iskart-tjenesten)**.** Gå til Meteorologisk institutts tjeneste Cryo.

a. Velg "Iskart". Se på dagens sjøisutbredelse i Arktis. Finn også et historisk kart fra samme dato i fjor, for fem år siden, og for ti år siden. Hvilke trender ser du? (de historiske kartene ligger i mapper - velg rett mappe for å finne rett dato)
b. Velg "Klimaindikatorer". Hvordan er tendensen for inneværende måned på nordlige halvkule? Og hva med sørlige halvkule? Forklar hvorfor tendensene er så like eller ulike.

Eksamensoppgave Våren 2025 Oppgave 12

Oppgave 19.7. Figurene nedenfor viser sjøisutbredelse (i millioner kvadratkilometer) gjennom året ved polene på nordlig og sørlig halvkule i perioden fra 1980 til oktober 2024. Ulike farger tilsvarer sjøisutbredelse i ulike tiår.
I denne oppgaven skal du avgjøre om påstandene om sjøisutbredelse i tabellen under figurene er sanne eller usanne. Noen av påstandene er knyttet til figurene nedenfor.



Figur 19.3.: Tidsserier av global sjøisutbredelse.

Marker hvilke påstander som er sanne, og hvilke som er usanne.

	Sann	Usann
Figuren til høyre viser sjøisutbredelse på den nordlige halvkulen.		
Den årlige variasjonen i sjøisutbredelse (i millioner km^2) er like stor på begge figurene.		
Figuren til venstre viser større årstidsvariasjon i sjøisutbredelse enn figuren til høyre.		
Endringer i sjøisutbredelse påvirker i liten grad lufttemperaturen.		
Ifølge figuren til venstre har sjøisutbredelsen vært lavere i september måned i perioden 2010 til 2024 enn i perioden 1980 til 2000.		

19.2. Innlandsisen på Grønland

Innlandsisen på Grønland er verdens nest største iskappe, bare overgått av Antarktis. Isen dekker omtrent 1,7 millioner kvadratkilometer – rundt 85% av øya – og på det tykkeste er den over 3 kilometer tykk. Denne enorme ismassen inneholder nok vann til å heve det globale havnivået med 7 meter dersom den skulle smelte fullstendig. Grønlandsisen er derfor en svært viktig del av jordens klimasystem.

19.2.1. Innlandsisens rolle i klimasystemet

Grønlandsisen spiller flere kritiske roller i klimasystemet:

- **Albedoeffekten**: Den hvite isoverflaten reflekterer store mengder sollys tilbake til verdensrommet. Dette holder temperaturen nede både lokalt og globalt. Når isen smelter og blir mørkere – eller avdekker mørkt land og hav – absorberes mer solenergi, noe som forsterker oppvarmingen ytterligere. Dette er en selvforsterkende prosess som forskerne kaller albedoeffekten.
- **Havnivåstigning**: Når isen smelter, renner smeltevannet ut i havet og bidrar direkte til havnivåstigning. Siden årtusenskiftet har Grønland i gjennomsnitt mistet masse hvert år, og bidratt med ca. 0,7 mm havnivåstigning per år. Dette kan høres lite ut, men over tid og i kombinasjon med andre kilder til havnivåstigning, får det store konsekvenser for kystsamfunn over hele verden.
- **Påvirkning av havstrømmer**: Smeltevann fra Grønland er ferskvann, som er lettere enn saltholdig havvann. Når store mengder ferskvann renner ut i Nord-Atlanteren, kan det forstyrre den storstilte havsirkulasjonen som Golfstrømmen er en del av (AMOC). Dette kan igjen påvirke klimaet i Europa og andre deler av verden.

19.2.2. Massetap og klimaendringer

Grønlandsisen er svært følsom for klimaendringer. Forskere har dokumentert et totalt massetap på over 9000 milliarder tonn is siden år 1900. I perioden 2002–2012 var den årlige smeltingen i gjennomsnitt 215 milliarder tonn vann per år. Smeltingen har akselerert de siste tiårene, og Grønland smelter nå dobbelt så raskt som for bare 20 år siden.

Massetapet skjer på to måter:

- **Overflatesmeltning**: Når temperaturen stiger, smelter snø og is på overflaten av innlandsisen. Smeltevannet samler seg i innsjøer og elver på isoverflaten, og renner til slutt ut i havet. I ekstreme varmeperioder kan hele overflaten av isen smelte, selv på toppen i 3000 meters høyde – noe som ble observert for første gang i 2012.

- **Dynamisk massetap**: Isen oppfører seg som en ekstremt seig elv som strømmer mot kysten. Når breene når havet, brekker store stykker av – vi sier at breen "kalver". Smeltevann som trenger ned gjennom sprekker fungerer som et **smøremiddel**, slik at isen sklir raskere ut i havet. Omtrent 40% av massetapet fra Grønland skyldes slike dynamiske prosesser.

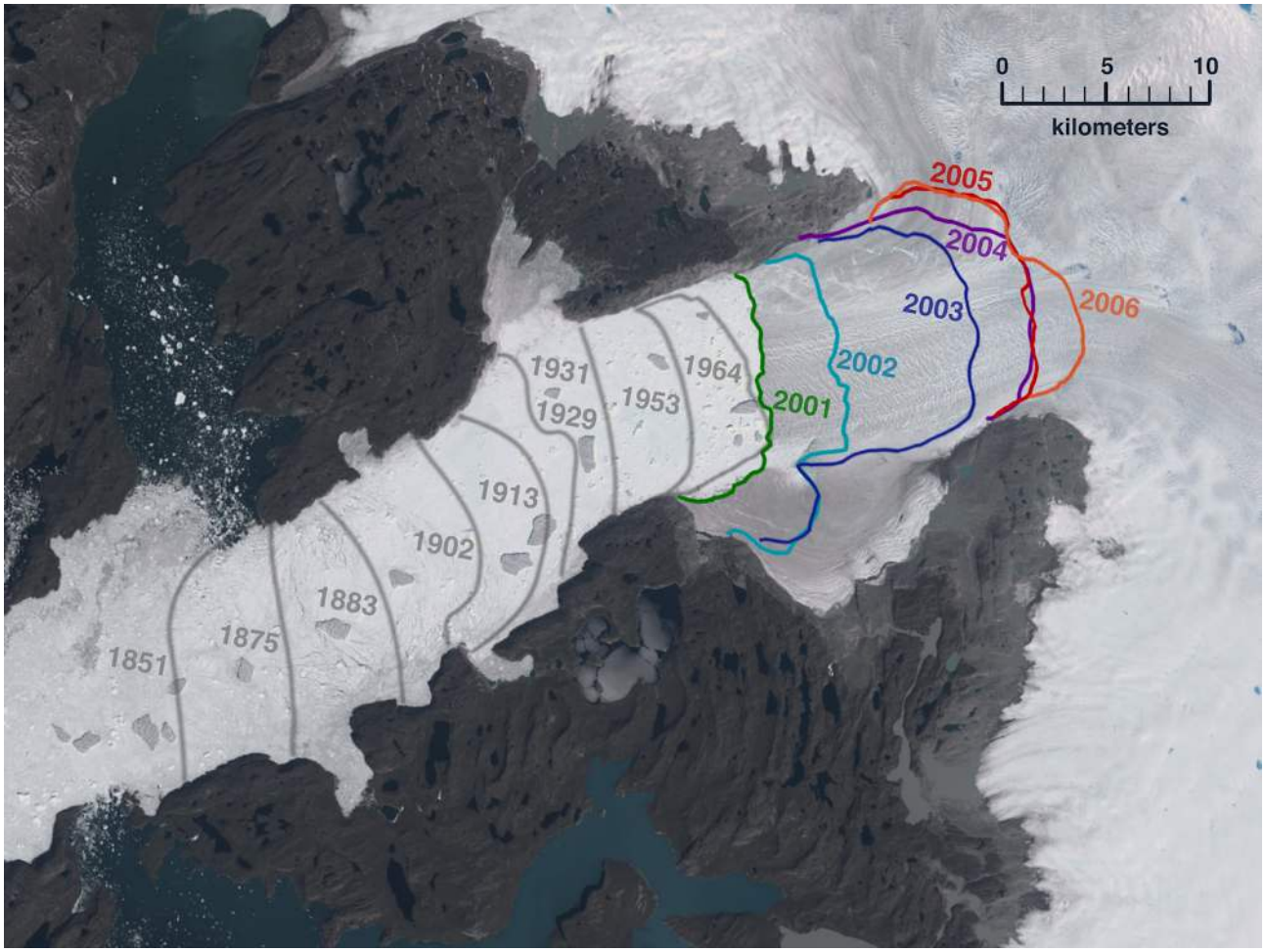
19.2.3. Utløpsbreer og kalving

Langs kantene av innlandsisen strømmer store utløpsbreer ut mot kysten, som sakte elver av is. Når breene når fjordene, bryter store deler av isen av og faller i havet – en prosess som kalles kalving. Dette skaper majestetiske isfjell, og kalving fra Grønlands breer produserer mellom 12 000 og 15 000 isfjell hvert år.

Når smeltevann fra overflaten trenger ned gjennom sprekker i isen, akselereres smeltingen ytterligere. Vannet virker som et smøremiddel under isen og får breene til å gli raskere mot havet. Varmt fjordvann som trekkes inn under brefronten, smelter isen nedenfra og forsterker kalvingen. Dette samspillet mellom overflatesmeltning, varmere havvann og isbevegelse gjør at smeltingen skjer raskere enn klimamodellene tidligere har forutsett.

19.2.4. Fremtidsutsikter

Forskning viser at hvis den globale temperaturen stiger med mer enn 1,7 grader over førindustrielt nivå, kan Grønlandsisen komme til et punkt der den smelter helt over tid – selv om temperaturen senere skulle stabiliseres. Vi har allerede nådd 1,4 graders oppvarming, og temperaturen fortsetter å stige. Det er derfor avgjørende å redusere klimagassutslippene raskt for å unngå irreversible endringer i kryosfæren.


0
5
10
kilometers
2005
2004
2003
2006
2002
2001
1964
1953
1931
1929
1913
1902
1883
1875
1851

19.3. Innlandsisen i Antarktis

Antarktis' innlandsis er den største enkeltstående ismassen på jorden og dekker omtrent 14 millioner kvadratkilometer – om lag 98% av kontinentet. Med et isvolum på rundt 26,5 millioner kubikkilometer, inneholder den nok vann til å heve det globale havnivået med over 58 meter dersom den skulle smelte fullstendig.

19.3.1. Øst- og Vest-Antarktis

Antarktis er delt i to, og de reagerer forskjellig på oppvarmingen:

- **Øst-Antarktis:** Er høyest, kaldest og foreløpig mest stabil. Her faller det faktisk mer snø i noen områder fordi lufta blir fuktigere når det blir varmere.
- **Vest-Antarktis:** Dette er forskernes største bekymring. Store deler av denne isen hviler på fjell som ligger *under* havnivå. Det betyr at varmt havvann kan trenge inn under isen og smelte den nedenfra.

19.3.2. "Dommedagsbreen" og de flytende bremsene

Langs kysten av Antarktis flyter store **ishyller**. Disse fungerer som bremseklosser for isen som ligger på land. Hvis ishyllene kollapser, mister innlandsisen støtten og glir raskt ut i havet. Et eksempel er **Thwaites-breen**, ofte kalt "dommedagsbreen". Hvis denne brekker opp, kan det utløse en kjedereaksjon i hele Vest-Antarktis som ikke lar seg stoppe.

19.3.3. Massetap og havnivåbidrag

Satellittmålinger fra GRACE- og GRACE-FO viste at Antarktis i perioden 2002–2023 har mistet omtrent 150 gigatonn is per år, tilsvarende 0,4 mm global havnivåstigning årlig. Fordelingen av massetap er svært ulik:

- Vest-Antarktis og Den Antarktiske Halvøy står for hoveddelen av tapet, drevet av dynamisk avrenning og basal smelting under ishyllene.
- Øst-Antarktis har regionale variasjoner, med svakt massetap langs kysten og små gevinstområder i indre regioner på grunn av økt snøfall.

19.3.4. Fremtidige prognoser

Klimamodeller anslår at antarktisk massetap kan akselerere under høyere utslippsscenarier, særlig dersom ishyller bryter sammen og dynamisk massetap dominerer. Usikkerheten er størst for Vest-Antarktis. Her kan vi få en selvforsterkende smelting.

19.4. Polynyaer

Polynyaer er områder med åpent vann omgitt av sjøis. De dannes vanligvis i polare strøk, og kan oppstå på grunn av vind, havstrømmer eller varme kilder under isen. Polynyaer er viktige for det marine økosystemet, da de gir tilgang til næringsstoffer og oksygen for organismer som lever under isen. De spiller også en rolle i utvekslingen av varme og fuktighet mellom havet og atmosfæren, noe som påvirker lokale og globale klimamønstre.

19.4.1. Typer av polynyaer

Kystpolynyaer oppstår langs kysten der vind presser ismassene bort fra land, eller der varme kyststrømmer hindrer isdannelse. Et eksempel er polynyaen ved McMurdo Sound i Antarktis, som dannes av sterke katabatiske vinder som blåser av isen mot åpne havområder.

Sentralsjøis-polynyas (også kalt åpne-ocean-polynyas) dannes midt i isdekte havområder når varme undervannsstrømmer smelter isen nedenfra. Den største kjente sentralsjøis-polynyas er Weddellpolynyas i Sørishavet, som kan dekke opptil flere hundre tusen kvadratkilometer når de er aktive.

19.4.2. Dannelse og vedlikehold

Polynyaer dannes og opprettholdes gjennom flere mekanismer:

- Vinddrift: Sterke vinder driver isen vekk fra et område og forhindrer at ny is binder seg, slik at et åpent område opprettholdes.
- Termisk oppstrømning: Varme vannmasser stiger opp under isen og smelter den nedenfra, noe som hindrer tykkere isdannelse.
- Havstrømmer: Kystnære eller dyphavsstrømmer kan frakte varmt vann inn under isen, og dermed skape og vedlikeholde polynyaer.

19.4.3. Økologisk og klimarelevant betydning

- Biologiske oaser: Polynyaer er produktive områder med tidlig vårblomstring av plankton når sola kommer tilbake. Dette gir næring til fisk, fugl og marine pattedyr, og kan støtte økosystemer i fjerne polare breddegrader.
- Karbonsyklus: Gjennom høye primærproduksjonsrater i polynyaer tas CO_2 opp i vannet og omdannes til organisk materiale, noe som kan påvirke det globale karbonbudsjettet.
- Varme- og gassutveksling: Åpne vannflater slipper ut varmere luft og gasser (f.eks. CO_2 og metan) til atmosfæren, og bidrar til lokale klimavariasjoner.
- Isdynamikk: Polynyaer påvirker isdannelsen ved å produsere ny is (med tilhørende brine rejection), som øker havets tetthet og bidrar til dypvannsdannelse i polare havbassenger. Dette er en nøkkelprosess i den globale termohaline sirkulasjonen.

Eksempler

- McMurdo Sound, Antarktis: En kystpolynya som er avgjørende for Adélie-pingvinenes hekkeområder.
- Svalbardpolynyas, Arktis: Flere kystpolynyaer utenfor Svalbard som påvirker lokale fiskeri- og marine økosystemer.
- Weddellpolynyas, Sørishavet: Periodisk store åpne områder midt i det isdekte Sørishavet som har vært observert både på 1970- og 2010-tallet.

19.4.4. Polynyaer under klimaendringer

Endringer i vindmønstre, havtemperatur og isdekke kan påvirke hyppighet, størrelse og varighet av polynyaer. Økt havtemperatur og tynnere haleris kan gjøre sentralsjøis-polynyaer mer vanlige, mens endringer i katabatiske vinder kan påvirke kystpolynyaenes dannelse. Siden polynyaer har stor betydning for både økosystemer og det globale havsirkulasjonssystemet, er overvåking og forskning på disse fenomenene viktig for å bedre forstå framtidige klimaskift.

20. Snø og snøskred

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for klimasystemet på ulike skalaer i tid og rom og vurdere antropogen klimapåvirkning
- gjøre rede for forskning på forhistorisk klima, og hvordan det bidrar til å lage prognoser for framtidens klima
- drøfte konsekvenser av klimaendringer for enkeltmennesker, samfunn og økosystem, og vurdere bærekraftige løsninger for hvordan enkeltmennesker og samfunn kan redusere og tilpasse seg klimaendringer i nåtid og framtid
- vurdere risiko ved naturfarer som følge av fenomener i atmosfæren, havet og kryosfæren og drøfte hvordan klimaendringer kan påvirke disse

Snø er en viktig del av jordens klimasystem. Den påvirker energibalanse, vannsyklus og økosystemer – og utgjør samtidig en betydelig risiko for mennesker og infrastruktur i fjellområder. I dette kapitlet ser vi på hvordan snø dannes, hvilke egenskaper den har, og hvordan den påvirker både klima og samfunn. Vi ser også på hvordan snøskred oppstår, og hvilke tiltak som kan redusere risikoen knyttet til snøskred.

20.1. Snø - en viktig del av kryosfæren

(Se litt på https://hogback.atmos.colostate.edu/cmmap/learn/clouds/cloudMicro1.html)

Snø er en viktig komponent i og egenskaper har stor betydning for snødekkets utvikling og stabilitet gjennom vinteren. Selv om vi ofte forbinder kryosfæren med mektige isbreer, er det sesongbaserte snødekket den komponenten som dekker størst areal. Forståelse av hvordan ulike snøkrystaller dannes og omdannes er viktig både for snøskredvarsling og studier av snøens påvirkning på klima og miljø.

Enkelt sagt er snø vanndamp som fryser til iskrystaller, klistrer seg sammen og faller mot bakken. Snø finnes i mange former, og egenskapene varierer avhengig av forholdene under dannelse og etter at den har lagt seg på bakken. Noen vanlige typer inkluderer:

- Tørr nysnø: Lett og luftig snø med lav tetthet. Vanlig i kalde, tørre klima.
- Våt snø: Inneholder mer vann og er tyngre. Oppstår ofte når temperaturen er nær frysepunktet.
- Hardpakket snø: Oppstår ved sterk vind eller etter at snøen har ligget over tid.
- Kornsnø: Grovkornet snø som har gjennomgått smelte- og fryseprosesser.

20.1.1. Dannelse av snø

Snø blir dannet når vanndamp går gjennom deposisjon høyt oppe i troposfæren. Snøen dannes først som snøkrystaller. Snøkrystaller dannes under to helt bestemte forutsetninger: temperaturen må være under frysepunktet, og det må finnes små partikler i luften som vanndamp kan fryse på. Disse partiklene, kalt **frysekjerner** eller **deposisjonskjerner**, kan være alt fra støv og pollen til sotpartikler.

Snøkrystallene fester seg til hverandre i troposfæren og danner snøfnugg. Når disse er tunge nok, faller de mot bakken.

På grunn av vannmolekylets (H_2O) egenskaper, vil iskrystallene naturlig organisere seg i en sekskantet (heksagonal) struktur. Den nøyaktige utformingen påvirkes deretter av temperaturforhold i troposfæren, vindstyrke og vindretning, tilgjengelig luftfuktighet, og tiden det tar før snøfnugget treffer bakken.

https://www.youtube.com/watch?v=ao2Jfm35XeE

Video som viser hvordan snøfnugg dannes

- Ved svært lave temperaturer (under -20 °C) dannes gjerne enkle, små **plater** eller **prismer**.
- I temperaturer nærmere frysepunktet (like under 0°C), og med høy luftfuktighet, kan krystallene vokse seg store og komplekse, med de karakteristiske forgreningene vi kjenner som **dendritter** (stjerneformede krystaller).

Snøkrystaller

Oppgave 20.1 (Lag tankekart eller modell)**.** Se videoen overfor om hvordan snøfnugg dannes. Lag et tankekart eller en animert infografikk som forklarer hvorfor snøfnuggene blir så ulike.

Oppgave 20.2 (Lag en snøkrystall)**.**

a. Gå til lenken nedenfor og lag minst 4 ulike snøfnugg. Forklar hvilke prosesser som inngår i de ulike trinnene i prosessene du har valgt. https://scijinks.gov/snow-crystals/

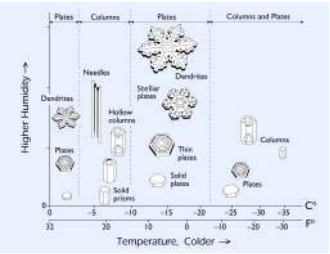
b. Klarer du å koble de ulike prosessene du har valgt til værhendelser?

Hvert eneste snøkrystall følger en unik rute gjennom skyen, og opplever dermed en unik kombinasjon av temperatur og fuktighet. Dette er grunnen til det berømte utsagnet om at "ingen snøfnugg er helt like".

Etter hvert som iskrystallene vokser, blir de tyngre og begynner å falle mot bakken. Underveis kan de kollidere med andre krystaller og danne større snøflak. Størrelsen på snøflakene avhenger av luftfuktigheten; i fuktig luft kan flakene bli opptil 7-10 mm i diameter. Hvis snøkrystallene faller gjennom et luftlag med temperatur over 0°C, vil de begynne å smelte. Delvis smeltede krystaller kan binde seg sammen og danne tettere og våtere snø, ofte kalt "kram snø". Hvis krystallene rekker å smelte helt før de når bakken, blir nedbøren til regn i stedet for snø.

Figur 20.1.: 35 ulike snøtyper. Krystallens form og størrelse avhenger av temperatur- og fuktighetsforhold når de dannes. Ved veldig lave temperaturer dannes det ofte nåleformede krystaller, mens det ved høyere temperaturer nær 0°C dannes mer komplekse sekskantede former. Hentet fra Libbrecht (2006).

Nakaya-diagrammet



Figur 20.2.: Nakaya-diagrammet: Snøens morfologi koblet til temperatur og luftfuktighet. Hentet fra

Oppgave 20.3.

a. Forklar forskjellen på et snøkrystall og et snøfnugg

b. Hva er forskjellen mellom sludd og snøfnugg?

c. Forklar hvorfor snøkrystallene får en sekskantet struktur

d. Undersøk Nakaya-diagrammet og identifiser hvilke temperatur- og fuktighetsforhold som gir opphav til:

   - Enkle sekskantede prismer.
   - Stjerneformede dendritter.
   - Nåler eller søyler.

e. Diskuter hvilke typer snøkrystaller som sannsynligvis dannes i Norge om vinteren, basert på typiske værforhold.

f. Hvordan kan studiet av snøkrystaller gi innsikt i klimaendringer? Diskuter hvordan endringer i temperatur og fuktighet kan påvirke dannelsen av snø.

20.1.2. Snødekke

Når snøen legger seg på bakken, starter en kontinuerlig forvandlingsprosess kalt **metamorfose**. Snødekket består av iskrystaller, luft og noen ganger flytende vann. Egenskapene til snødekket endres over tid på grunn av ytre faktorer som temperatur, vind og vekten av ny snø.

De primære krystallformene er avgjørende for de første egenskapene til snødekket. For eksempel vil et nysnødekke bestående av dendrittiske krystaller ha en svært lav tetthet (ofte under 100 kg/m^3) på grunn av den store mengden luft som fanges mellom krystallenes grener. Vind under snøfall kan fragmentere krystallene, noe som fører til mindre korn og et tettere nysnødekke.

Snødekkets fysiske egenskaper

Snøens tetthet ρ_s er en av de mest variable egenskapene til snø. Den kan variere fra under $50 kg/m^3$ for løs nysnø til opp mot $1000 kg/m^3$ for veldig våt sørpesnø.

Snøform	Finkornet nysnø	Lett nysnø	Tørr nyfalt kornsnø	Moderat vindpakket snø	Hard vindpakket snø	Gammel kornet snø	Snø i svært værharde områder	Veldig våt sørpesnø
Tetthet $[g/cm^3]$	0,01	0,08	0,12	0,15-0,25	0,25-0,35	0,4-0,5	0,5-0,6	opp mot 1,0

Snøkrystallenes unike former og egenskaper har stor betydning for snødekkets utvikling og stabilitet gjennom vinteren. Forståelse av hvordan ulike snøkrystaller dannes og omdannes er derfor viktig både for snøskredvarsling og studier av snøens påvirkning på klima og miljø.

Snøkrystallenes form og størrelse varierer avhengig av temperatur- og fuktighetsforhold under dannelsen. Snødekket har flere viktige funksjoner:

- Det reflekterer en stor del av solinnstrålingen tilbake til atmosfæren på grunn av sin høye albedo, noe som bidrar til å regulere jordens energibalanse.
- Snø fungerer som et isolerende lag som beskytter underlaget mot lave lufttemperaturer og ekstreme værforhold.
- Når snøen smelter, frigjøres det lagrede vannet, noe som er viktig for vannforsyning, vegetasjon og økosystemer.

Mengden snø som akkumuleres gjennom vinteren, samt tidspunktet og hastigheten på snøsmeltingen, har stor innvirkning på miljøet og menneskelige aktiviteter. Endringer i snøforhold som følge av klimaendringer kan føre til konsekvenser som:

- Endret tilgjengelighet av vannressurser
- Påvirkning på plante- og dyreliv tilpasset snødekte områder
- Økt risiko for naturfare som snøskred og flom ved rask snøsmelting

For å forstå og tilpasse oss effektene av klimaendringer er det viktig å overvåke og studere endringer i snøforhold over tid. Dette innebærer blant annet målinger av snødybde, snøens vannekvivalent (mengden vann som er lagret i snøen) og tidspunkt for snøsmelting. Slik kunnskap er avgjørende for å kunne håndtere konsekvensene av endringer i kryosfæren og utvikle bærekraftige tilpasningsstrategier.

- Nedbør som snø
- Lagdeling i snøen – snøfysikk, metamorfose

Snøens betydning for klima og hydrologi

Snø dekker store deler av jordens overflate i vinterhalvåret og har flere viktige funksjoner:

Albedo-effekt: Snøens lyse overflate reflekterer sollys og bidrar til å redusere oppvarmingen av jordens overflate.

Vannreservoar: Snø fungerer som et naturlig reservoar for ferskvann, spesielt i fjellområder. Når snøen smelter om våren, tilføres elver og innsjoer vann.

Isolasjon: Snø isolerer bakken mot kulde, noe som beskytter planter og organismer.

Repetisjonsoppgaver

Hvordan dannes snø i atmosfæren, og hvilke faktorer påvirker dannelsen?

Beskriv forskjellen mellom tørr nysnø og våt snø.

Hva er albedo-effekten, og hvordan påvirker den klimaet?

Hvorfor er snø viktig som vannreservoar?

20.1.3. Metamorfose i Snø

Metamorfose er prosessen der snøkrystaller endrer seg over tid etter at de har lagt seg på bakken. Denne transformasjonen påvirker snøens stabilitet, tetthet og evne til å isolere bakken.

Prosessene i metamorfose

Snøkrystaller begynner å omdannes umiddelbart etter at de har falt til bakken. De viktigste prosessene er:

Mekanisk metamorfose: Vind og trykk kan knuse snøkrystaller, noe som gjør dem mer kompakte. Dette skjer spesielt i vindutsatte områder.

Termisk metamorfose: Temperaturforskjeller mellom ulike lag i snødekket kan føre til at snøkrystaller sublimerer (går fra fast stoff til gass) og kondenserer igjen. Dette skaper større og mer avrundede korn.

Smelteomvandling: Når snøen utsettes for smelting og frysing, dannes grovkornet snø. Dette skjer ofte om våren eller i områder med skiftende temperaturer.

Oppbyggende og nedbrytende omvandling

Metamorfosen kan deles inn i to hovedkategorier:

Oppbyggende metamorfose: Oppstår under stabile, kalde forhold med store temperaturgradienter. Dette fører til dannelse av kantkornet snø, som kan gi opphav til farlige lag for snøskred.

Nedbrytende metamorfose: Skjer under mer stabile forhold uten store temperaturforskjeller. Snøen blir tettere og mer stabil.

Viktighet for snøskred og hydrologi

Metamorfosen av snø påvirker hvor stabilt snødekket er, noe som er avgjørende for å vurdere skredfare. Ulike typer snølag, som skare eller kantkorn, kan skape svake lag som utløser skred. For hydrologi bestemmer metamorfosen hvor raskt snøen smelter og frigjør vann.

Repetisjonsoppgaver

Hva er metamorfose i snø, og hvilke prosesser inngår i denne?

Hva er forskjellen mellom oppbyggende og nedbrytende metamorfose?

Hvordan påvirker metamorfose stabiliteten i snødekket?

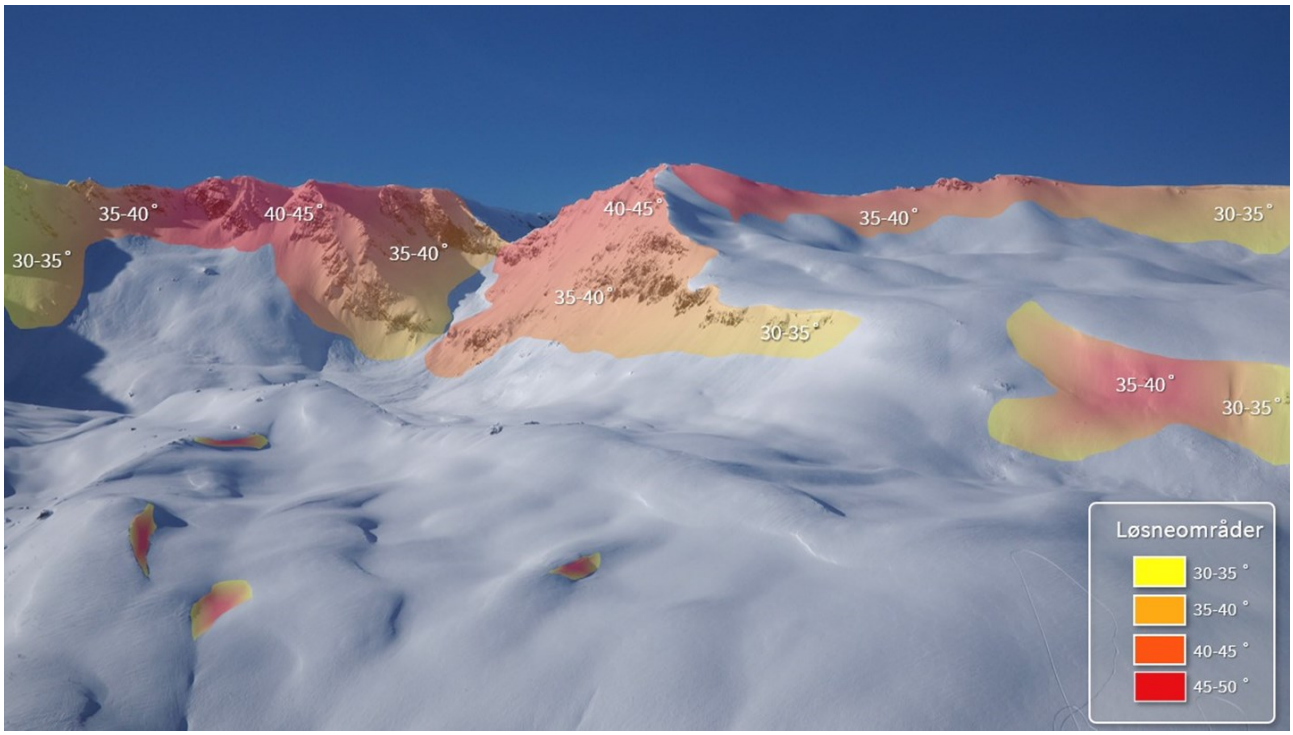
Hvorfor er kunnskap om metamorfose viktig for å forstå skredfare?

20.2. Snøskred

Snøskred er en naturlig prosess som kan utgjøre en betydelig fare for mennesker og infrastruktur i fjellet. Skredfaren øker under visse forhold, som stor mengde nysnø, sterk vind, endringer i lufttemperatur og regn. Helning mellom 30 og 60 grader, samt terrengformer som botner, elvegjel, skar og konvekse partier er også forbundet med høyere skredfare.

20.2.1. Snøskredterreng

Vi deler gjerne inn i løsneområder for skred og utløpsområder for skred. Det er viktig å vite at løsneområder (=der skredet starter) ikke trenger å være samme sted som utløsningspunktet for skredet, snøskred kan fjernutløses.



Figur 20.3.: Eksempel på løsneområder for snøskred. Illustrasjon: NVE

Det viktigste for å kjenne igjen skredterreng, er å kunne finne ut om terrenget er brattere enn 30°. Men det er viktig å huske på at skred kan fjernutløses om du befinner deg i områder som er mindre bratt enn 30° også .

Utløpsområdene for skred er mye større enn løsneområdet, og like farlig for oss mennesker.

Oppgave 20.4.
Gå til regobs.no og søk etter bratthets- og utløpssonekart. Finn et område som er mye brukt til toppturer på ski (hvis du ikke kjenner noen områder, så kan du finne Bakkanosi i kommunen Aurland og gjøre oppgaven der).
Planlegg en skitur til en fjelltopp med fin utsikt som er trygg både på vei opp og ned igjen.

20.2.2. Skredtyper

Det finnes flere typer snøskred, knytter til ulike skredproblemer. Vi deler gjerne inn i tre hovedtyper skred: *løssnøskred*, *flakskred* og *glideskred*.

Det er ulike årsaker til ulike problemer, og skiller gjerne også mellom tørre og våte skred. **Nysnø** kan forårsake både tørre og våte skred, og både løssnøskred og flakskred. **Fokksnø** vil i større grad legge til rette for flakskred. Et av de vanskeligste skredproblemene er **vedvarende svake lag**, fordi de kan dannes tidlig på vinteren og bli værende gjennom hele vinteren. Dette skredproblemet er en av grunnene til at det er viktig å ta en snøprofil hvis man oppholder seg i bratt terreng. **Glideskred** har en annen profil, ved at hele snøpakken glir langs bakken. Glideskred er mer sannsynlig om vinteren er mild og nedbørsrik, der det ikke er tele i bakken før snøen kom.

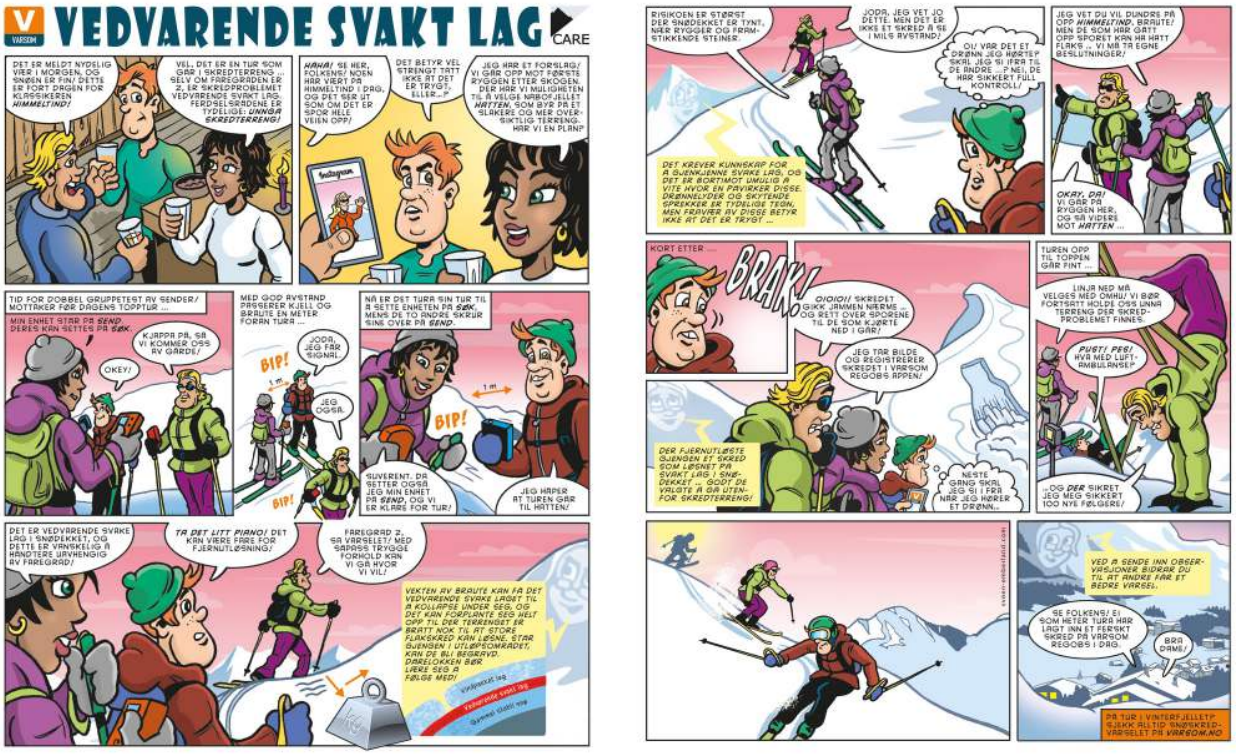
Tørre løssnøskred oppstår vanligvis i løs, ubunden snø med lav fasthet. De starter ofte med en liten lokal utglidning i et punkt og sprer seg nedover fjellsiden i en karakteristisk pæreform. Tørre løssnøskred utløses gjerne av seg selv eller av andre i bratt terreng, og forårsakes ofte av fersk snøfall.

(a) Illustrasjon av flakskred. Kilde: NVE

(b) Illustrasjon av løssnøskred. Kilde: NVE

Figur 20.5.: Tegneserien "Nysnø i fjellet" er laget av NVE og Friflyt. Tegningene er laget av Ivan Emberland. Kilde: Varsom.no

Våte løssnøskred skyldes tap av kohesjon og binding innad i den våte snøen. De oppstår på grunn av oppvarming av snødekket, som kan skyldes solinnstråling, temperaturstigning eller regn. Våte løssnøskred er tunge og kan ha lengre utløpslengde enn tørre løssnøskred.



Figur 20.6.: Tegneserien "Vedvarende svake lag" er laget av NVE og Friflyt. Tegningene er laget av Ivan Emberland. Kilde: Varsom.no

Tørre flakskred består av et sammenhengende flak av snø som løsner på grunn av et underliggende svakt lag som kollapser. Dette fører til at flaket glir ut og raser ned fjellsiden. Tørre flakskred har en markant bruddkant, og skredmassene ligger ofte blokkvis. De kan nå høy fart på kort tid og er blant de farligste snøskredene.

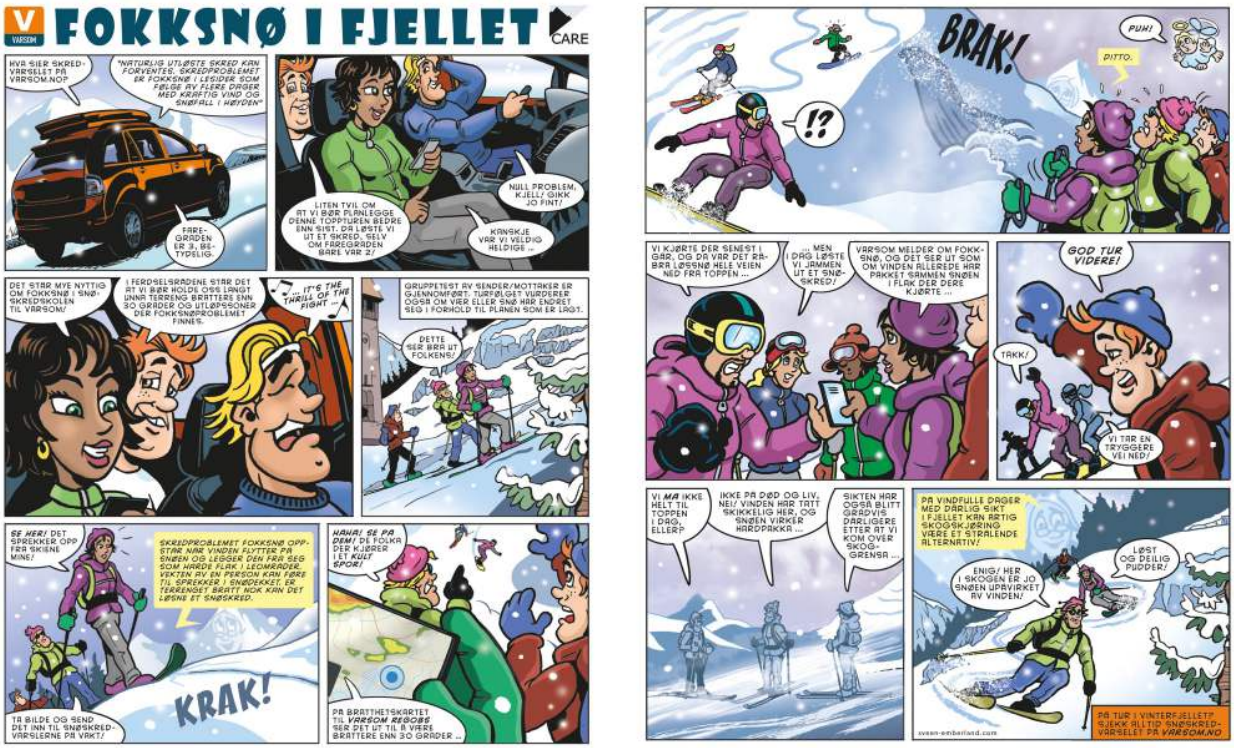
Våte flakskred skyldes også et svakt lag, men utløses av regn, varme eller solinnstråling som fører til at smeltevann hoper seg opp i snødekket. Våte flakskred er tunge, men har lavere fart enn tørre flakskred. De kan likevel ha lang utløpslengde på grunn av den høye tettheten.

20.2.3. Smelteomvandling

Smelteomvandling skjer når temperaturen i snødekket stiger til 0°C og snøkrystallene begynner å smelte til vann. Avrundingen av krystallene skjer mye raskere enn ved nedbrytende omvandling, siden vannmolekylene beveger seg mye enklere i flytende tilstand. Dette fører til at det dannes store, avrundede korn kalt smelteformer.

Når vannmengden øker, fyller porerommet mellom krystallene seg med vann. Til slutt blir tyngdekraften sterkere enn kohesjonen og vannet begynner å renne gjennom snødekket. Dette gjør at bindingene mellom hver enkelt snøkrystall vil smelte bort. Hvis temperaturen i snødekket synker under null igjen, vil vannet fryse og det dannes svært sterke bindinger (isbroer) mellom krystallene. Skare- eller islag er et typisk tegn på at det har vært en smelte-fryse-prosess i snødekket.

Gå gjerne til Varsom.no & NVE (u.å.) for mer om praktisk vurdering av skredfarevurdering.



Figur 20.7.: Tegneserien "Fokksnø" er laget av NVE og Friflyt. Tegningene er laget av Ivan Emberland. Kilde: Varsom.no

Figur 20.8.: Tegneserien "Våt snø i fjellet" er laget av NVE og Friflyt. Tegningene er laget av Ivan Emberland. Kilde: Varsom.no

20.2.4. Nedbrytende omvandling

Nedbrytende omvandling, også kalt destruktiv metamorfose, skjer når temperaturen i snødekket er under 0°C og det er en liten eller ingen temperaturgradient. Under disse forholdene vil snøkrystallene gradvis miste sine skarpe kanter og flater, og bli mer avrundet. Dette skjer fordi vanndampmolekylene vil fordampe fra de konvekse delene av krystallene og kondensere på de konkave. Over tid vil krystallene bli mer sfæriske og bindingene mellom dem vil bli sterkere. Nedbrytende omvandling fører dermed til et mer stabilt snødekke.

20.2.5. Oppbyggende omvandling

Oppbyggende omvandling, også kalt konstruktiv metamorfose, skjer når det er en stor temperaturgradient i snødekket, typisk mer enn 10°C per meter snødybde. Under disse forholdene vil vanndamp transporteres fra varmere til kaldere områder i snødekket, vanligvis oppover mot den kaldere snøoverflaten. Dette fører til at det vokser ut armer og grener på snøkrystallene i retning av vanndamptransporten. Over tid dannes det store, begerlignende krystaller kalt begerkrystaller, eller hulrom og kanaler rundt krystallene. Dette svekker bindingene i snødekket og øker skredfaren. Oppbyggende omvandling skjer raskest nær bakken der temperaturen er høyest og det er mest tilgjengelig fuktighet. Oppbyggende omvandling er det som kan skape *vedvarende svake lag*, som kan vare i ukevis eller måneder, og utgjør en kontinuerlig skredfare så lenge de eksisterer.

> Les mer om omvandling i snø
>
> NVE har laget et sammendrag om snøomvandling. Dere finner faktaarket her Norges Vassdrags- og energidirektorat (2020).

20.2.6. Snøskred og klimaendringer

Klimaendringer påvirker snøskredfaren i Norge. Mildere vintre med hyppigere temperatursvingninger rundt 0°C og økt forekomst av regn vil trolig føre til flere våte skred. Samtidig kan kortere perioder med snødekke i lavlandet redusere faren der. I høyfjellet forventes økt skredfare, spesielt våte skred, utover våren og sommeren.

Kunnskap om snøskred og vurdering av skredfare er avgjørende for trygg ferdsel i fjellet. Snøskredvarsler fra Varsom.no, observasjoner i RegObs og forståelse av samspillet mellom vær, snødekke og terreng er viktige verktøy for å unngå ulykker. Med klimaendringene blir det enda viktigere å overvåke snøskredfaren nøye og tilpasse seg de endrede forholdene i norske fjell.

https://youtu.be/trkM8T673Ig?si=gorfhxQ35GJYfysm

21. Permafrost

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for klimasystemet på ulike skalaer i tid og rom og vurdere antropogen klimapåvirkning
- gjøre rede for forskning på forhistorisk klima, og hvordan det bidrar til å lage prognoser for framtidens klima
- drøfte konsekvenser av klimaendringer for enkeltmennesker, samfunn og økosystem, og vurdere bærekraftige løsninger for hvordan enkeltmennesker og samfunn kan redusere og tilpasse seg klimaendringer i nåtid og framtid
- vurdere risiko ved naturfarer som følge av fenomener i atmosfæren, havet og kryosfæren og drøfte hvordan klimaendringer kan påvirke disse

Permafrost er et kritisk element i jordens klimasystem. Den lagrer store mengder karbon, påvirker økosystemer og infrastruktur – og er samtidig svært følsom for klimaendringer.

I dette kapitlet ser vi på hva permafrost er, hvordan den dannes og hvilke egenskaper den har. Vi ser også på hvordan permafrost påvirker både klima og samfunn, og hvilke konsekvenser tining av permafrost kan ha i et varmere klima.

21.1. Permafrost

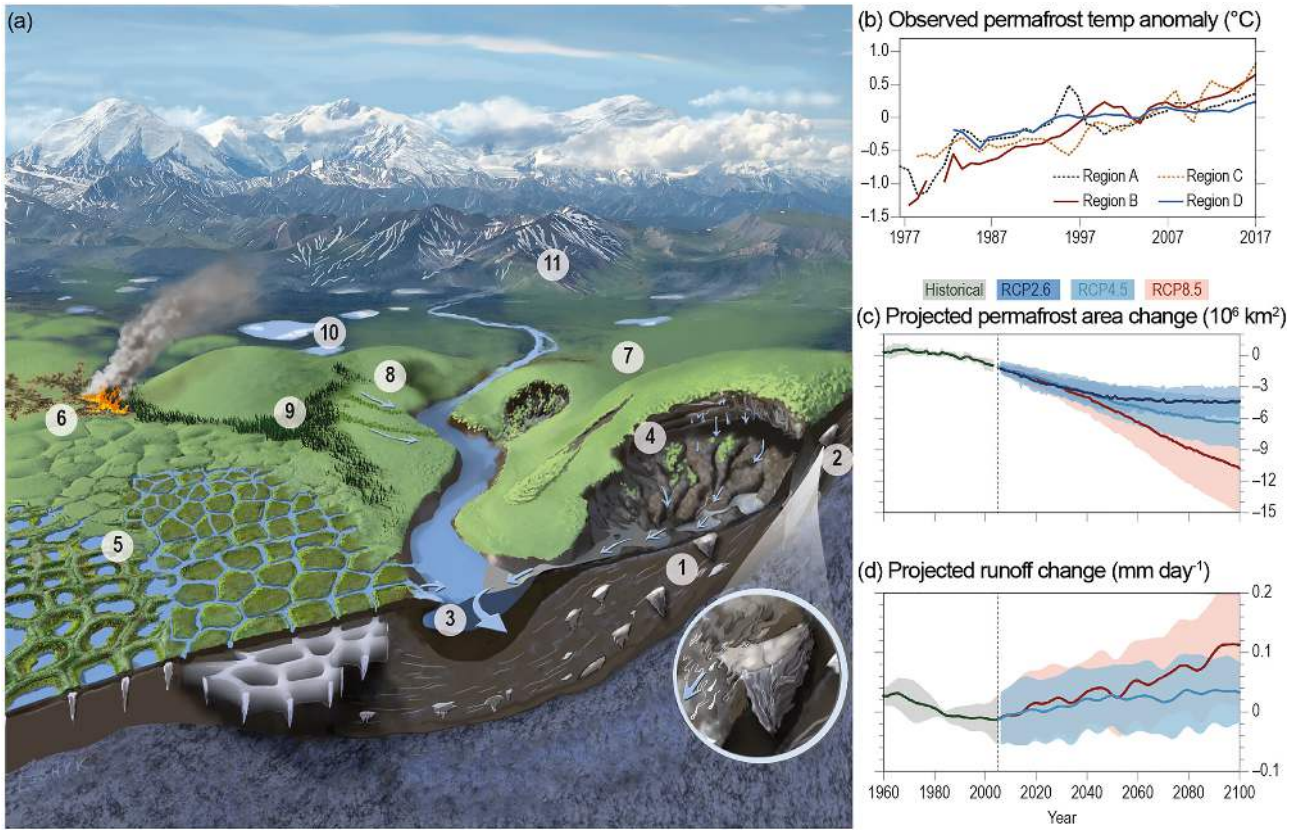
Har du noen gang tenkt over hva som skjer med bakken når temperaturen holder seg under frysepunktet år etter år? I store deler av verden, særlig i arktiske og subarktiske områder, finner vi et fascinerende naturfenomen kalt permafrost - jord som forblir frossen gjennom hele året. Dette kapittelet vil ta deg med på en reise inn i permafrostens verden og forklare hvorfor den er så viktig for både lokale økosystemer og det globale klimaet.

21.2. Hva er permafrost?

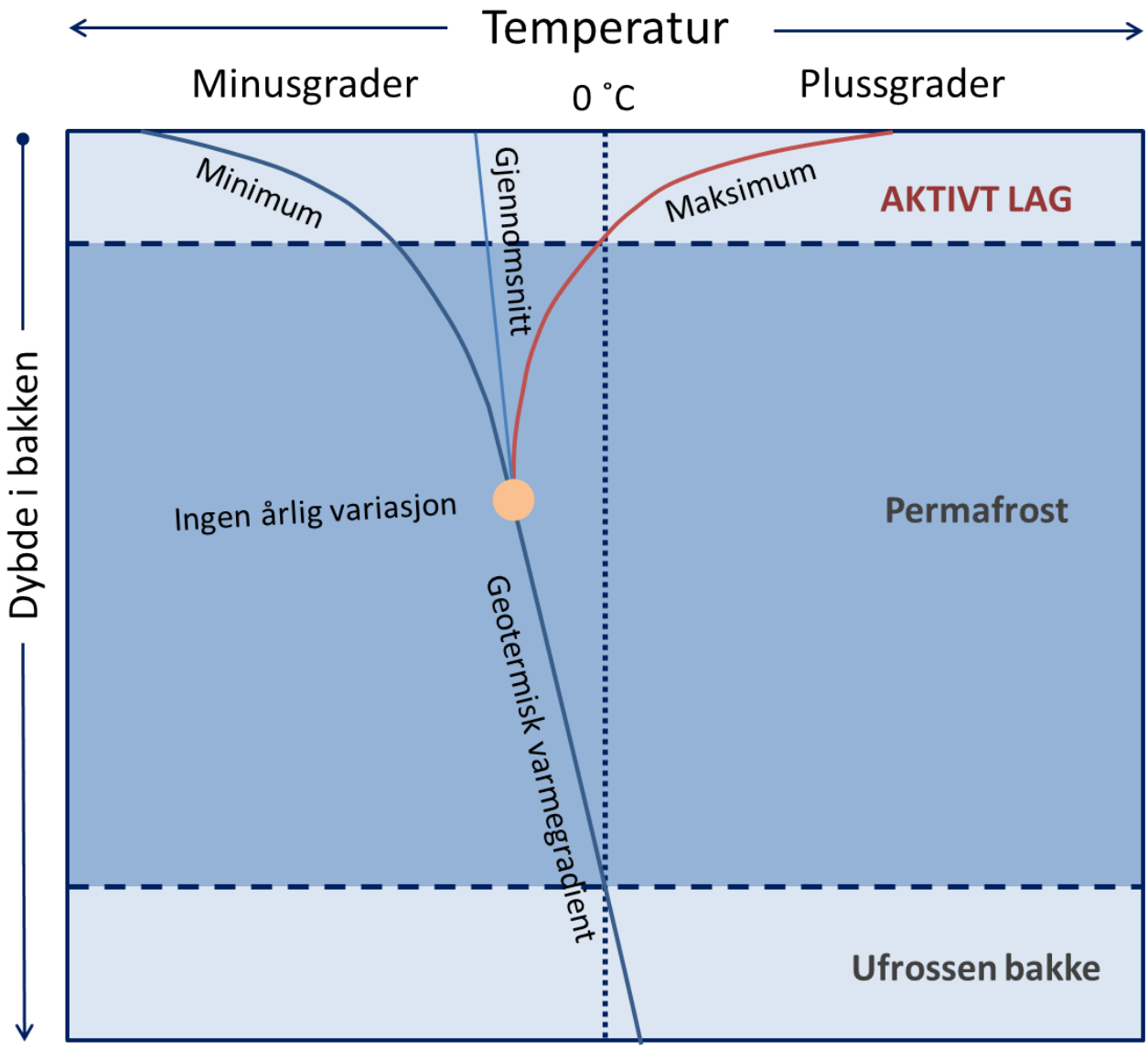
Permafrost defineres som grunn eller bakke som holder en temperatur på 0°C eller lavere i minst to påfølgende år. Dette omfatter både jord, sedimenter og berggrunn, uavhengig av fuktighetsinnhold eller isinnhold. Over permafrosten finner vi det aktive laget, som tiner om sommeren og fryser igjen om vinteren.

21.2.1. Permafrostens struktur

Permafrost kan deles inn i flere lag:



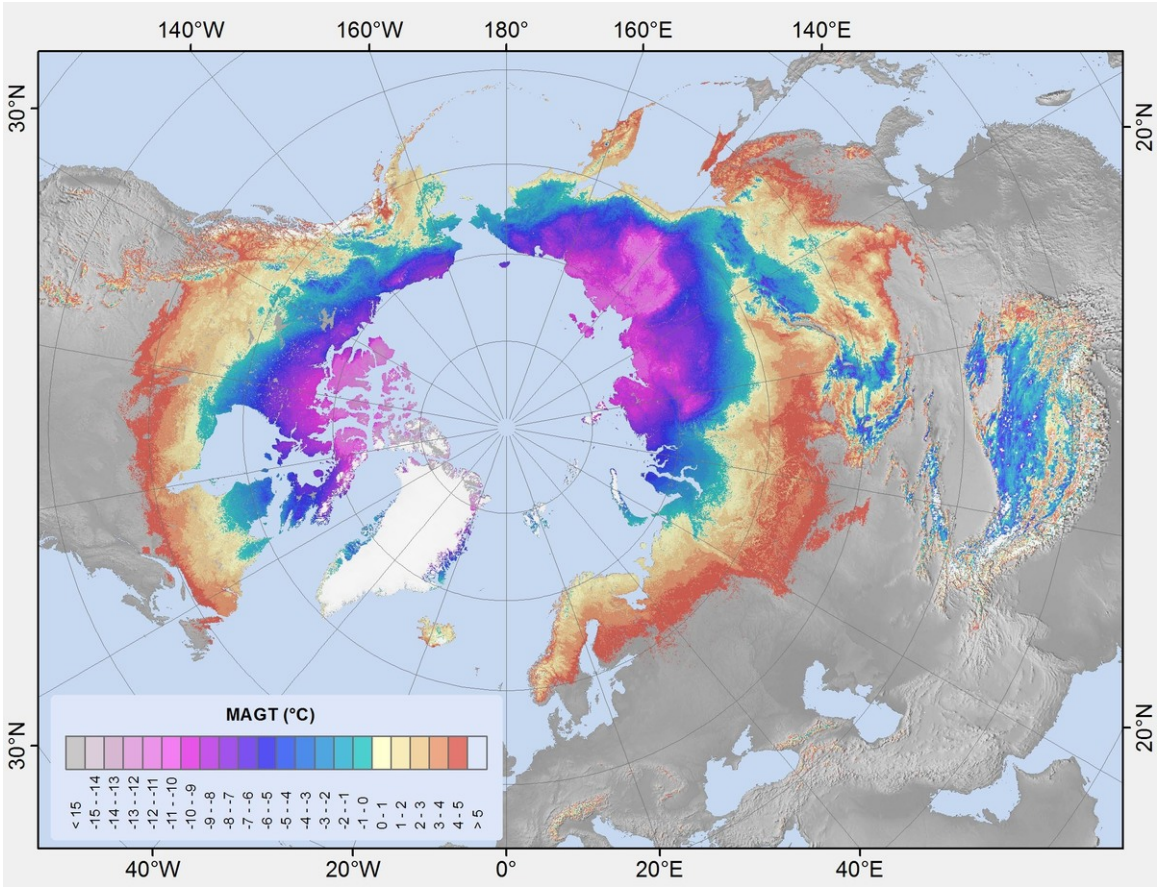
Figur 21.1.: Figur 1: (a) Diagram som illustrerer komponenter i det sirkumpolare arktiske landskapet som potensielt er sensitive for klimaendringer, inkludert (1) permafrost, (2) jordis, (3) elvenes strømningshastighet, (4) brå tining via jordskred og småskala prosesser, (5) overflatevannakkumulering, (6) skogbranner, (7) endringer i tundrabiomer, (8) buskvegetasjon, (9) boreale skoger, (10) innsjøis, og (11) sesongbasert snødekke. (b) Observerte permafrosttemperaturanomalier (i forhold til baseline fra Det internasjonale polaråret 2007-2009) over tid (Romanovsky, Isaksen, et al., 2017; Romanovsky, Smith, et al., 2017). (c) Globalt areal av permafrost nær overflaten og (d) projisert endring i overflateavrenning til Polhavet under lave (RCP2.6), middels (RCP4.5), og verst tenkelige (RCP8.5) utslippsscenarier. Figurer tilpasset med tillatelse fra Figur 3.10 i IPCC SROCC kapittel 3 (Meredith et al., 2019). Tekst hentet fra (Wang et al., 2023).



Figur 21.2.: Begreper knyttet til permafrost

1. Det aktive laget (0.5-2 meter tykt)
2. Den øvre permafrostsonen
3. Den nedre permafrostsonen
4. Grunnfjellet

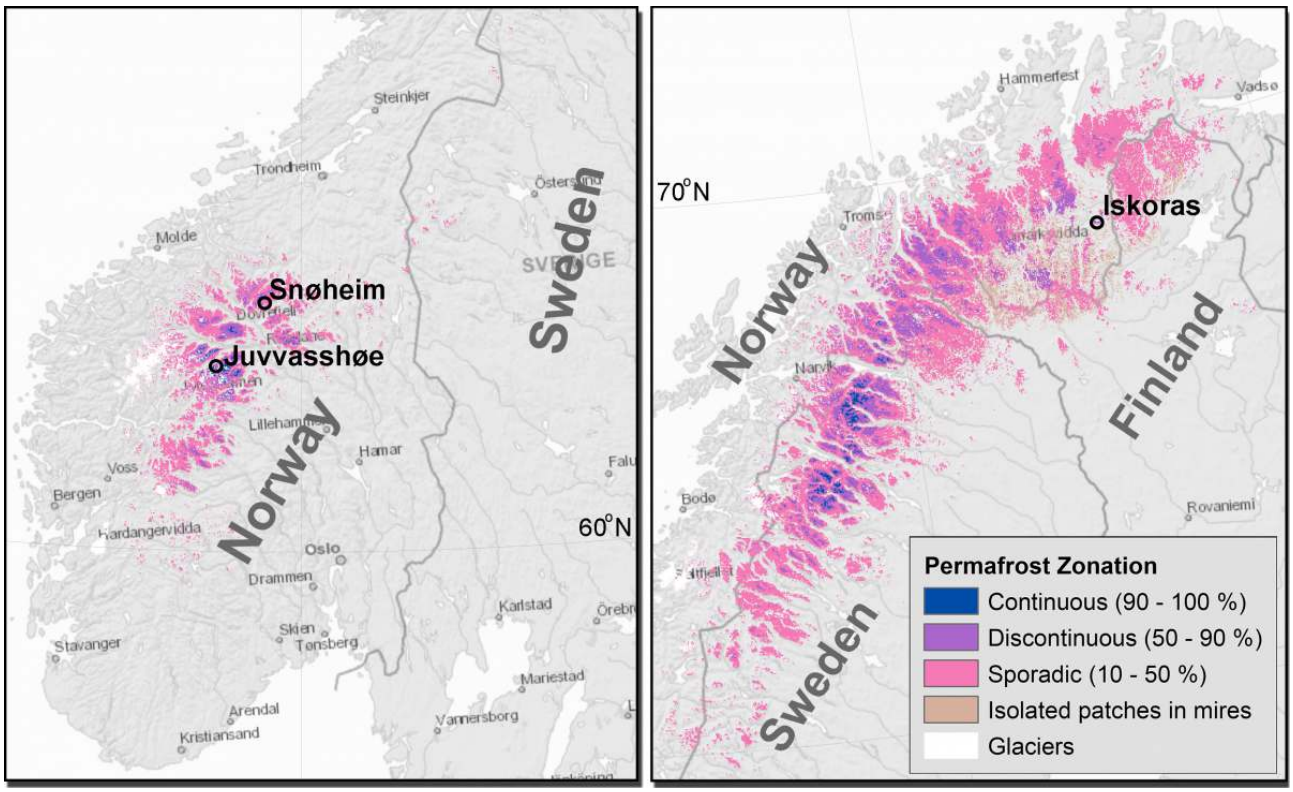
21.3. Utbredelse



Figur 21.3.: Bakketemperaturer på den nordlige halvkulen i perioden 2000-2016. Av Jaroslav Obu (m.fl. 2018)/ESA GlobPermafrost project (2016-2019)/Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA. Negative temperaturer indikerer permafrost.

Permafrost dekker omkring 15% av landjorden på den nordlige halvkule, inkludert store deler av:

- Alaska
- Canada
- Sibir
- Grønland
- Høyfjellsområder i Norge
  - Hovedsakelig fjellområder over 1300-1500 meter over havet, men også lavere liggende lengre nord
  - Jotunheimen, Dovrefjell og Rondane, og deler av Finnmarksvidda



Figur 21.4.: Kartet viser posisjon for permanente målestasjoner for permafrost i Norge. I tillegg vises kart over permafrost i Norge, Sverige og Finland. Kilde: Cryo, Meteorologisk institutt

Stopp opp og reflekter

Oppgave 21.1.
Ta deg tid til å vurdere følgende spørsmål før du går videre:

a) Hvordan ville du forklare forskjellen mellom permafrost og det aktive laget for en medelev?
b) Tegn en skisse som viser de ulike lagene i permafrost og hvordan temperaturen varierer gjennom dem.

21.4. Dannelse og opprettholdelse av permafrost

21.4.1. Klimatiske forhold

Permafrost dannes i områder hvor årsmiddeltemperaturen er under 0°C over lang tid, det må være minst 2 år for at det kan kalles permafrost. Dannelsen og opprettholdelsen av permafrost påvirkes av et komplekst samspill mellom flere faktorer:

Lufttemperatur spiller en avgjørende rolle som primærdriver for permafrostdannelse. Den sesongmessige variasjonen i lufttemperatur påvirker særlig det aktive laget, mens dypere lag responderer på langtidsendringer i gjennomsnittlig temperatur. I områder med årsmiddeltemperatur under -2°C er permafrost vanlig, mens temperaturer mellom -2°C og 0°C gir sporadisk permafrost.

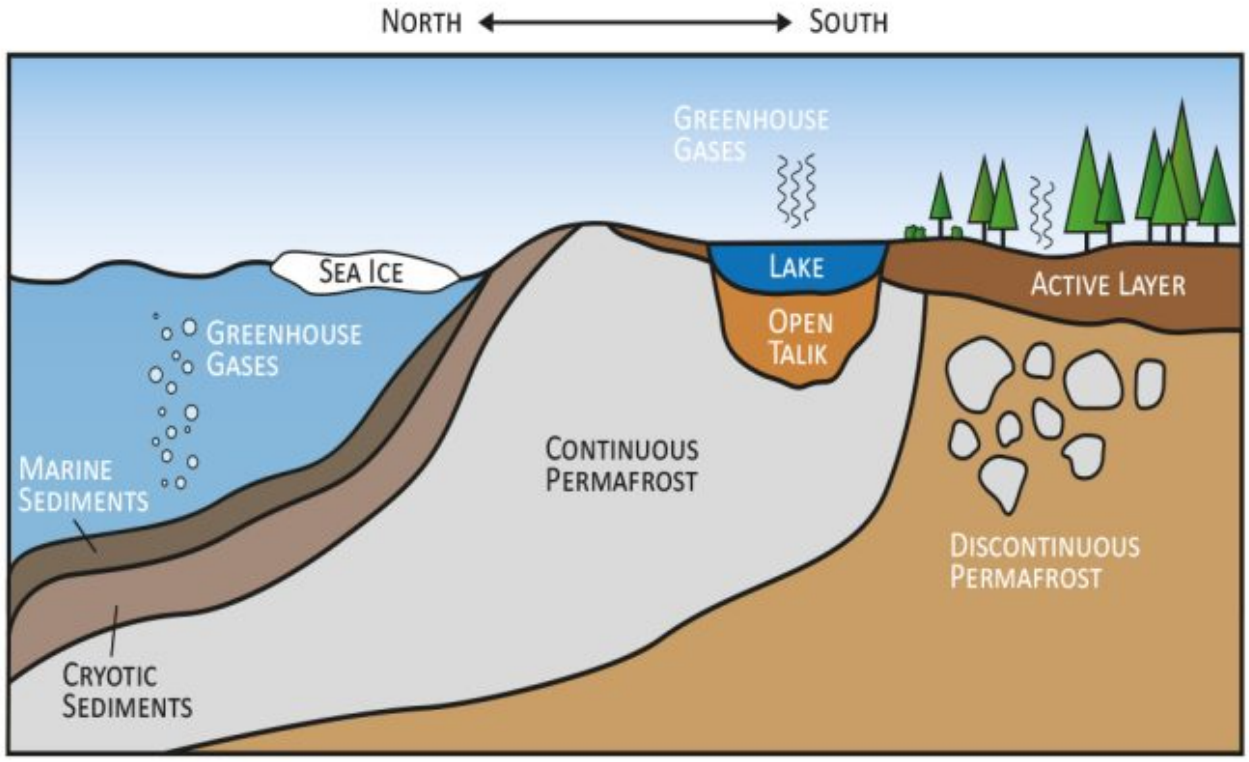
Snødekkets isolerende effekt er fascinerende kompleks. Om vinteren fungerer snø som et beskyttende teppe som hindrer kulden i å trenge ned i bakken. Paradoksalt nok kan derfor tykke snølag faktisk motvirke permafrostdannelse ved å holde bakketemperaturen høyere enn lufttemperaturen.

I områder med tynt eller manglende snødekke om vinteren er derfor forholdene mer gunstige for permafrostdannelse.

Vegetasjonen påvirker både energiutvekslingen mellom atmosfæren og bakken og vannbalansen i systemet. Tett vegetasjon kan redusere solinnstrålingen til bakken og dermed bidra til kaldere forhold. Samtidig påvirker planterøtter vanninnholdet i jorden, som igjen har betydning for fryse- og tineprosessene. Mose og lav er særlig viktige da de danner et isolerende lag som beskytter permafrosten.

Topografien spiller en sentral rolle gjennom flere mekanismer. Hellingsgrad og hellingsretning (eksposisjon) påvirker hvor mye solinnstråling bakken mottar. Nordvendte skråninger i den nordlige halvkule mottar mindre solenergi og har derfor større sannsynlighet for permafrostdannelse. Høyde over havet er også avgjørende. Temperaturen i luften synker gjennomsnittlig med 0,6°C per 100 meter man beveger seg oppover.

Jordtype og berggrunn har betydning for varmeledningsevne og vanninnhold. Grovkornet materiale som grus og sand har god drenering og leder varme dårligere enn finkornet materiale som leire. Berggrunnen under løsmassene påvirker også varmestrømmen fra jordens indre og kan dermed påvirke permafrostens tykkelse og stabilitet. Vanninnholdet i materialet er særlig viktig da vann har høy varmekapasitet og frigjør/tar opp mye energi ved faseendringer.



Figur 21.5.: Typisk permafrost-landskap. Kilde: Exeter Design Studio (u.å.)

21.4.2. Temperaturen - en avgjørende faktor

Temperaturvariasjonene i permafrost representerer et samspill mellom varmestrømmer fra atmosfæren og jordens indre. For å forstå dette samspillet må vi se på sammensatte prosesser og hvordan de varierer med tid og dypbde.

Temperaturprofil og dybdevariasjon I permafrostens øvre lag observerer vi en markant sesongvariasjon i temperaturen. Det aktive laget, som typisk strekker seg fra 0,5 til 2 meter under overflaten,

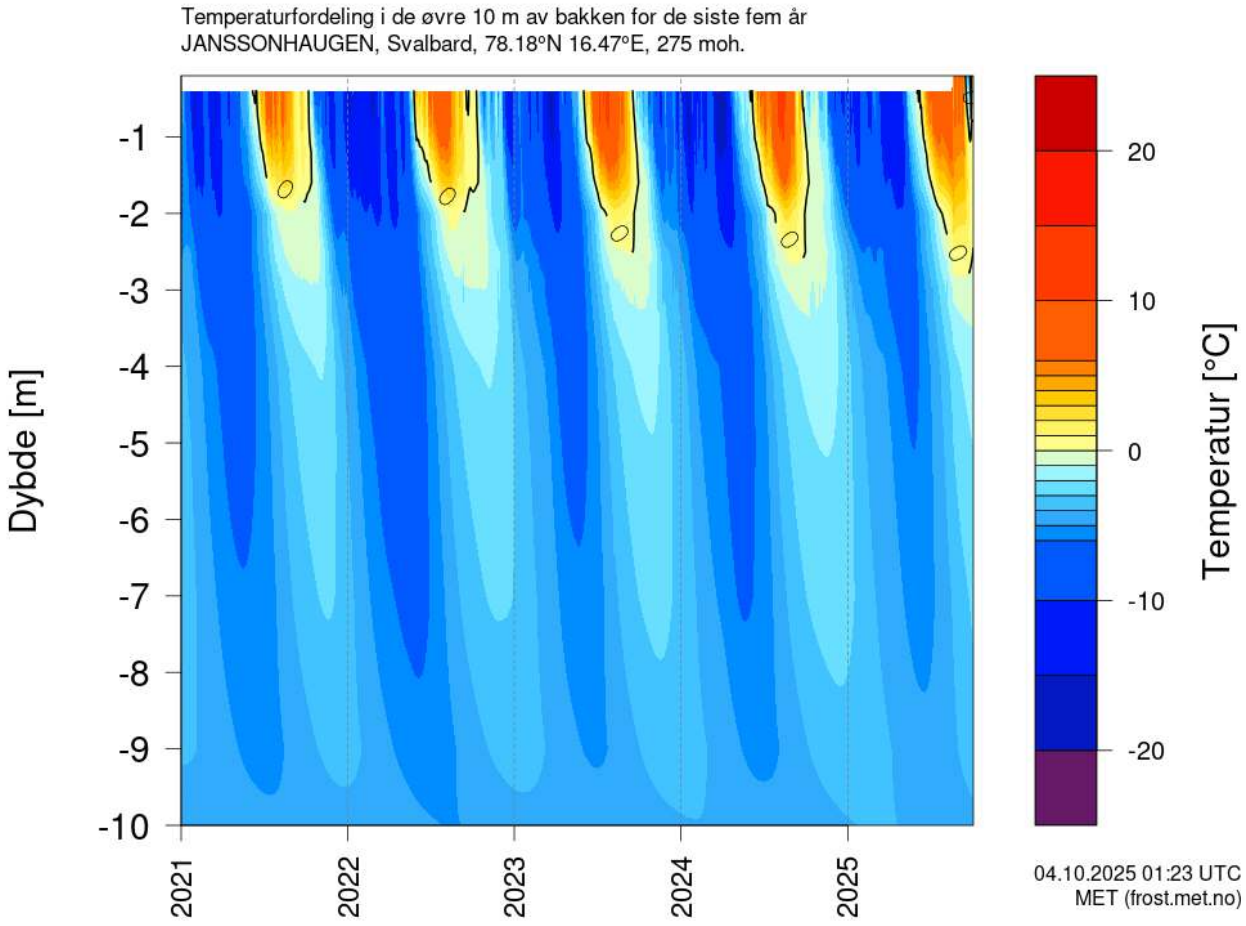
gjennomgår årlige sykluser av frysing og tining. Denne dynamikken skaper en karakteristisk temperaturprofil hvor amplituden i temperatursvingningene gradvis avtar med dybden. Ved en viss dybde, kjent som "ingen årlig variasjon"-dybden, blir de årlige temperaturvariasjonene så små at de knapt er målbare (mindre enn 0,1°C).

Varmeutveksling og energibalanse Varmeutvekslingen i permafrostsystemet styres av flere prosesser:

- Varmeledning (konduksjon) gjennom bakken
- Latent varme fra faseoverganger mellom is og vann
- Vertikal varmetransport gjennom vannbevegelse
- Geotermisk varmestrøm fra jordens indre

Disse prosessene opererer med ulik styrke og betydning i forskjellige dybdeintervaller. I det aktive laget dominerer sesongmessige prosesser, mens i dypere lag blir den geotermiske varmestrømmen gradvis mer betydningsfull.

Den geotermiske gradientens rolle I permafrostens dypeste lag møter vi den geotermiske gradienten - en gradvis temperaturøkning med dybden som skyldes varme fra jordens indre. Denne gradienten, som typisk ligger på 2-3°C per 100 meter, setter en naturlig nedre grense for permafrostens utbredelse. Der temperaturen når 0°C, definerer vi permafrostens maksimale dybde. Dette dybdenivået kan variere fra noen få meter i områder med sporadisk permafrost til flere hundre meter i kontinuerlige permafrostområder.



Figur 21.6.: Temperaturfordeling i de øvre 8,5 meter av bakken for de siste fem år. Dataene er fra Janssonhaugen, Svalbard. Kilde: Meteorologisk institutt (u.å.)

Betydning for mennesker og infrastruktur Kunnskap om permafrost er avgjørende for mennesker som bor og arbeider i permafrostområder. Millioner av mennesker verden over lever på permafrost, og deres hverdag påvirkes direkte av permafrostens stabilitet. Når temperaturen i permafrosten endrer seg, kan dette føre til:

- Setningsskader på bygninger, veier og annen infrastruktur når grunnen synker ujevnt
- Økt risiko for jordskred og utglidninger i bratte områder
- Problemer med vann- og avløpssystemer når bakken beveger seg
- Skader på rørledninger for olje og gass
- Ustabile forhold for kritisk infrastruktur som flyplasser og kraftlinjer

I Alaska og Sibir ser vi allerede mange eksempler på bygninger som må forsterkes eller flyttes på grunn av ustabil permafrost. Her i Norge er dette særlig relevant for bygg og anlegg i høyfjellsområder, der selv små temperaturendringer kan påvirke stabiliteten i grunnen. Dette viser hvor viktig det er å forstå og overvåke temperaturforholdene i permafrosten når vi planlegger utbygging i utsatte områder.

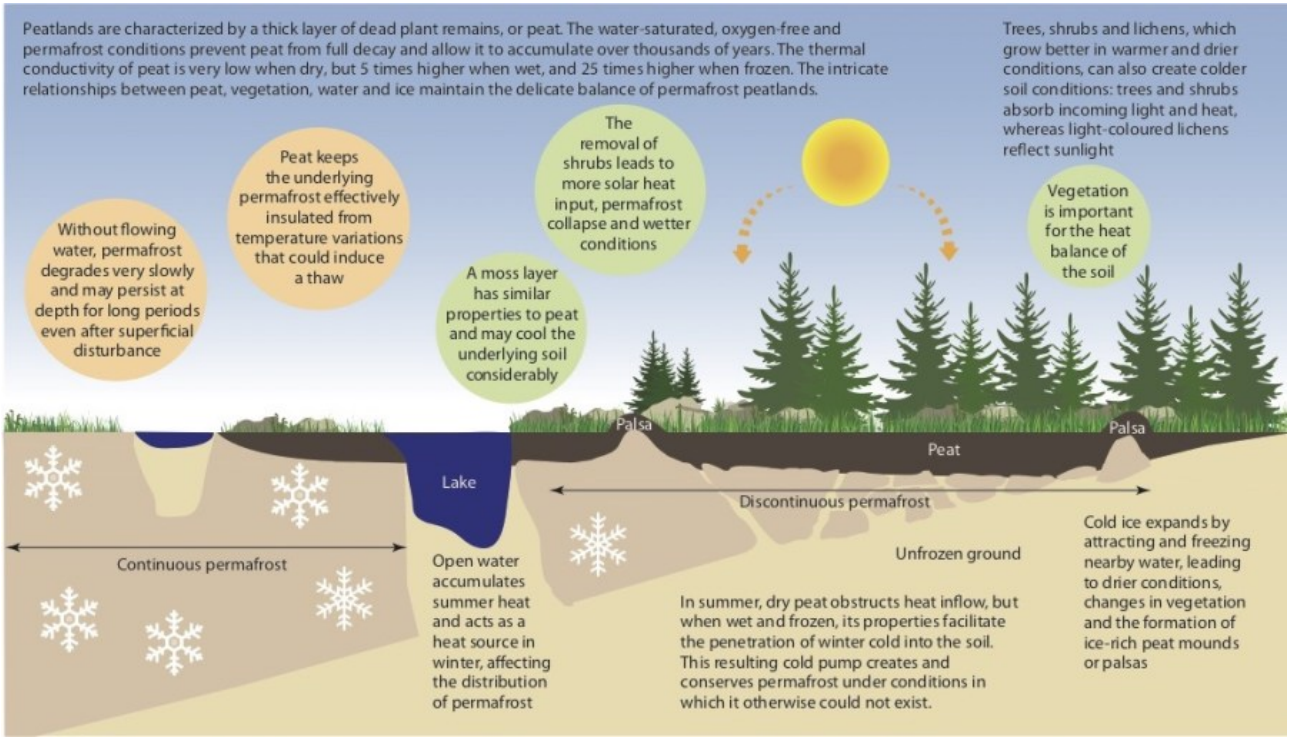
Fordypningsspørsmål

Oppgave 21.2.
Diskuter følgende med en medelev:

- På hvilken måte påvirker snødekket permafrostens stabilitet?
- Hvorfor er samspillet mellom vegetasjon og permafrost så viktig?
- Hvilken rolle spiller topografien i dannelsen av permafrost i Norge?

21.5. Permafrost som karbonlager

Permafrostområdene representerer et av klodens mest betydningsfulle naturlige karbonlagre. Gjennom titusener av år har døde planter og dyr blitt bevart i den frosne grunnen, og deres organiske materiale har gradvis akkumulert seg i permafrosten. Dette har skapt et enormt naturlig karbondepot som nå står i fare for å destabiliseres.



Figur 21.7.: Torv- og myrlandskap med permafrost. Hvilken rolle spiller torv, planter og vann? Kilde: UNEP (2019)

21.5.1. Omfang og betydning

Forskere anslår at permafrosten inneholder omtrent 1600 milliarder tonn karbon (Mamidala et al., 2020). For å sette dette i perspektiv, tilsvarer det nesten dobbelt så mye karbon som det som finnes i atmosfæren i dag, og mer enn tre ganger så mye som det som er lagret i alle verdens skoger samlet. Dette karbonlageret har bygget seg opp over tusener av år, men kan potensielt frigjøres i løpet av bare noen få generasjoner hvis permafrosten fortsetter å tine (Schuur et al., 2023).

21.5.2. Frossen biomasse

I permafrosten finner vi ikke bare enkle karbonforbindelser, men også komplekse organiske strukturer fra forhistorisk tid. Dette inkluderer:

- Planterester fra tundravegetasjon
- Rester av dyr fra istiden
- Mikroorganismer som har vært frosset i tusener av år
- Torv og andre organiske avsetninger

Når dette materialet tiner, kan bakterier og andre mikroorganismer begynne nedbrytningsprosessen, noe som fører til utslipp av klimagassene karbondioksid og metan.

21.5.3. Metanhydrater og forskning på tining av permafrost

I permafrostområdene på Svalbard forskes det for å forstå dynamikken i metanfrigjøring. Ved Universitetssenteret på Svalbard (UNIS) har forskere dokumentert økende forekomster av metanbobler i områder hvor permafrosten tiner. Dette fenomenet er særlig interessant fordi det gir oss et unikt innblikk i hvordan permafrosten responderer på oppvarming (Birchall et al., 2023).

Metanhydrater, også kjent som "brennbar is", er krystallinske forbindelser hvor metangassmolekyler er fanget inne i strukturer av vannmolekyler. Disse hydratene har dannet seg over tusener av år under spesifikke trykk- og temperaturforhold. Når disse forholdene endres, kan hydratene destabiliseres og frigjøre betydelige mengder metan - en klimagass som er omkring 25 ganger mer potent enn karbondioksid over en 100-års periode.

Norske forskere har gjennom målinger og observasjoner på Svalbard påvist at:

- Metanfrigjøringen øker markant i perioder med rask tining
- Frigjøringen ofte skjer i "pulser" eller "utblåsninger"
- Prosessen kan være selvforsterkende ved at frigjort metan bidrar til ytterligere oppvarming

21.5.4. Nedbrytningsprosesser i permafrost som tiner

1. Tidlig aktivering Når temperaturen stiger over frysepunktet, våkner mikroorganismer som har vært inaktive i den frosne tilstanden. Disse organismene begynner umiddelbart å bryte ned tilgjengelig organisk materiale. I denne fasen er det særlig aerobe bakterier som dominerer, og hovedproduktet er karbondioksid.

2. Anaerob nedbrytning Etter hvert som oksygenet forbrukes i de vannmettede jordlagene, tar anaerobe bakterier over. Disse produserer metan som et biprodukt av sin metabolisme. Denne prosessen er særlig aktiv i våtmarksområder hvor:

- Vannmettede forhold hindrer oksygentilførsel
- Organisk materiale er lett tilgjengelig
- Temperaturen er tilstrekkelig høy for bakteriell aktivitet

3. Kjemiske prosesser Nedbrytningen påvirker også jordens kjemiske egenskaper:

- pH-verdien kan endres, noe som påvirker mikroorganismenes aktivitet
- Næringsstoffer frigjøres fra tidligere utilgjengelige organiske forbindelser
- Nye kjemiske forbindelser kan dannes gjennom mikrobiell aktivitet

Hastigheten og omfanget av disse prosessene påvirkes av flere faktorer:

- Temperatur (høyere temperatur gir raskere nedbrytning)
- Fuktighetsforhold i jorden
- Tilgjengelighet av næringsstoffer
- Type organisk materiale som brytes ned

Forskere ved blant annet CICERO Senter for klimaforskning (Andreassen, 2024) arbeider med å kartlegge disse prosessene i detalj. Deres arbeid er kritisk for å forstå hvordan permafrostområdene vil respondere på fortsatt oppvarming, og hvordan dette kan påvirke det globale klimasystemet.

21.6. Permafrost og klimaendringer

Når permafrist tiner, frigjøres tidligere frosset organisk materiale som kan brytes ned til klimagasser:

- Karbondioksid (CO_2)
- Metan (CH_4)

Dette kan føre til en positiv tilbakekobling som forsterker den globale oppvarmingen.

21.6.1. 1. Miljømessige konsekvenser

Frigjøring av klimagasser Når det organiske materialet i permafrosten brytes ned, frigjøres betydelige mengder klimagasser. Dette skjer gjennom flere mekanismer:

- Aerob nedbrytning som produserer CO_2
- Anaerob nedbrytning som frigjør metan
- Plutselige utslipp fra metanhydrater

Disse prosessene kan skape en selvforsterkende syklus hvor økte utslipp fører til ytterligere oppvarming.

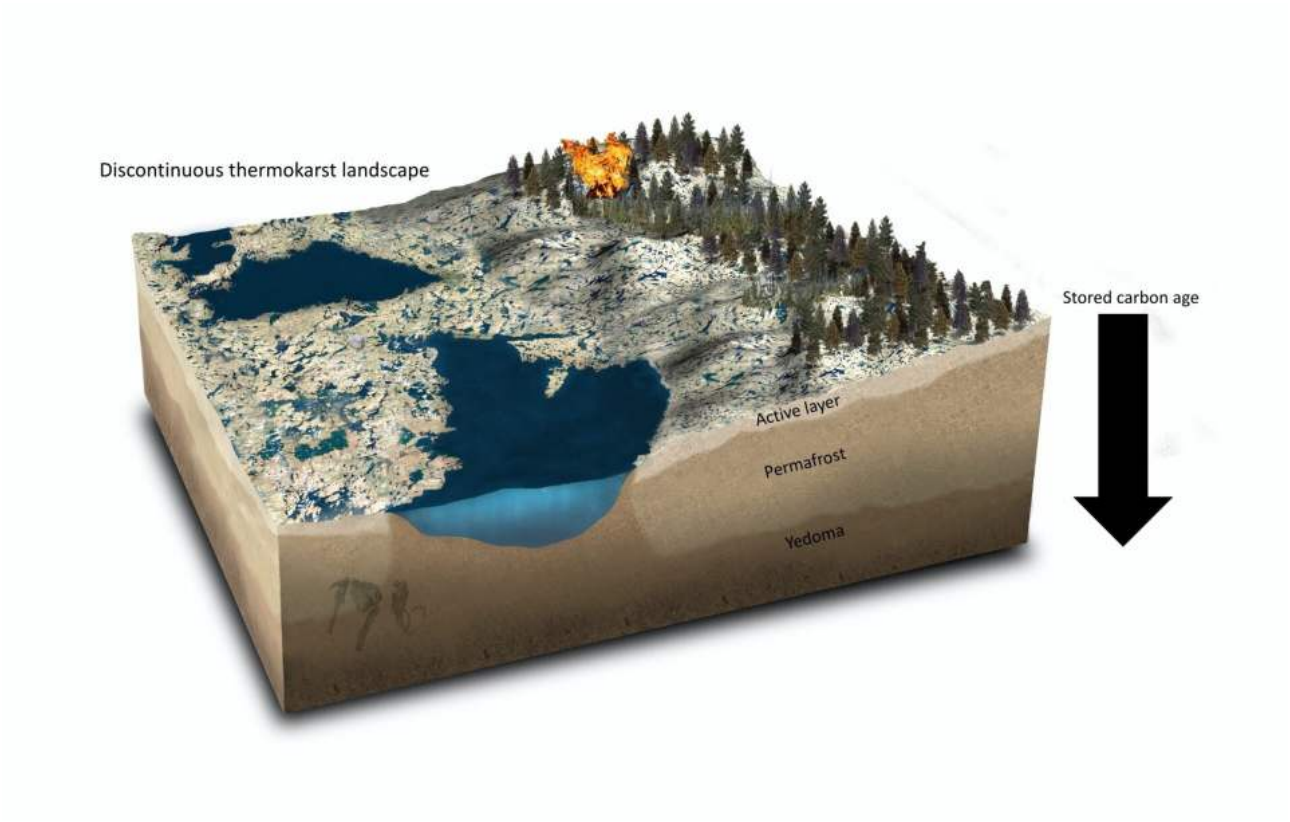
Endringer i økosystemer Tinende permafrost forårsaker omfattende endringer i lokale økosystemer:

- Vegetasjonsmønstre endres når jordforholdene blir ustabile
- Vannbalansen i landskapet forstyrres, noe som påvirker både plante- og dyreliv
- Nye arter kan etablere seg mens andre forsvinner
- Tradisjonelle trekkruter for dyr kan bli avbrutt eller endret

Endringer i overflatealbedo Endring i vegetasjon vil kunne endre overflatealbedo, og på den måten endre strålingspådrivet i klimasystemet.

Erosjon og landskapsendringer Når permafrosten tiner, blir landskapet mer sårbart for ulike typer erosjon:

- Kysterosjon øker dramatisk i arktiske områder
- Termokarst utvikles når permafrost med høyt isinnhold tiner, og danner karakteristiske forsenkninger i landskapet (Snow & Center, 2024)
- Jordskred og utglidninger blir mer frekvente i bratt terreng
- Elvebredder kan kollapse når permafrosten som holder dem sammen forsvinner
- "Drunken forest": Trær som mister sitt feste og heller i ulike retninger når permafrosten tiner



Figur 21.8.: Brå tining og termokarst kan slippe ut betydelige mengder karbon til atmosfæren, selv i løpet av få dager. Kilde: ESA (2022)

21.6.2. 2. Infrastrukturelle utfordringer

Setningsskader på bygninger Bygninger i permafrostområder står overfor alvorlige stabilitetsproblemer:

- Fundamenter kan bli ustabile når grunnen under synker ujevnt
- Eksisterende sprekker i bygninger kan forverres
- Gulv kan bli skjeve og dører kan kile seg fast
- Reparasjoner blir både kostbare og teknisk utfordrende

Figur 21.9.: En termokarstdam i Sibir. Like under vegetasjonen sees massive islag. Når de tiner, kan overflaten kollapse i fordypninger som igjen setter fart på tiningen. Ifølge en ny studie kan slike prosesser dominere landskapet i fremtiden. Kilde: Tjoflot (2020)

Ustabile transportårer Veier og jernbaner påvirkes særlig sterkt av permafrosttining:

- Ujevne setninger skaper farlige "bølger" i veidekket
- Jernbaneskinner kan bli forskjøvet og deformert
- Broer kan miste stabilitet når fundamentene påvirkes
- Flyplasser opplever problemer med rullebaner som blir ujevne

Kritisk infrastruktur Rørledninger og annen kritisk infrastruktur står overfor spesielle utfordringer:

- Olje- og gassledninger kan brekke når grunnen beveger seg
- Elektriske installasjoner og kabler kan bli skadet
- Vann- og avløpssystemer kan kollapse eller bli forstyrret
- Telekommunikasjonsmaster kan bli ustabile

Disse konsekvensene viser hvordan permafrosttining representerer en betydelig utfordring for både naturmiljøet og menneskelig aktivitet i berørte områder. Særlig bekymringsfullt er det at mange av disse prosessene kan forsterke hverandre og skape akselererende endringer i sårbare områder.

Analyser og diskuter

Oppgave 21.3.
Bruk fagkunnskapen din til å vurdere:

- Hvorfor er det problematisk at karbon som har vært lagret i tusener av år frigjøres over kort tid?

- Hvilke konsekvenser kan tining av permafrost få for det globale klimasystemet?

Oppgave 21.4.
Reflekter over følgende:

- Hvilke tilpasningstiltak mener du er mest kritiske for norske forhold?
- Hvordan kan vi best forberede samfunnet på endringene som kommer?

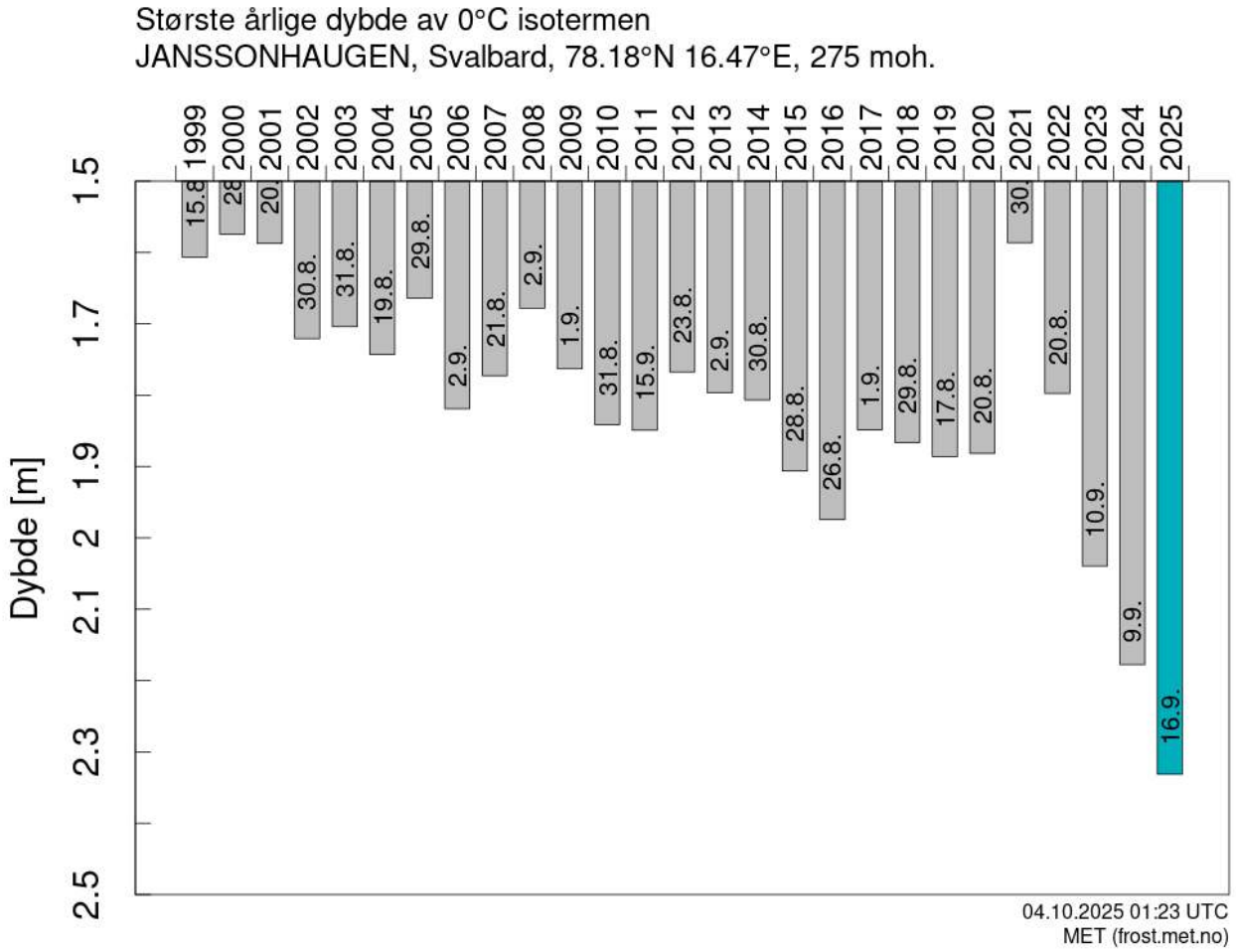
21.7. Permafrostforskning

Vår forståelse av permafrost bygger på en systematisk kombinasjon av feltarbeid og laboratorieanalyser, sammen med modellering.

21.7.1. Feltundersøkelser

Temperaturmålinger Den mest grunnleggende, men samtidig helt avgjørende metoden for permafroststudier er systematisk temperaturovervåkning:

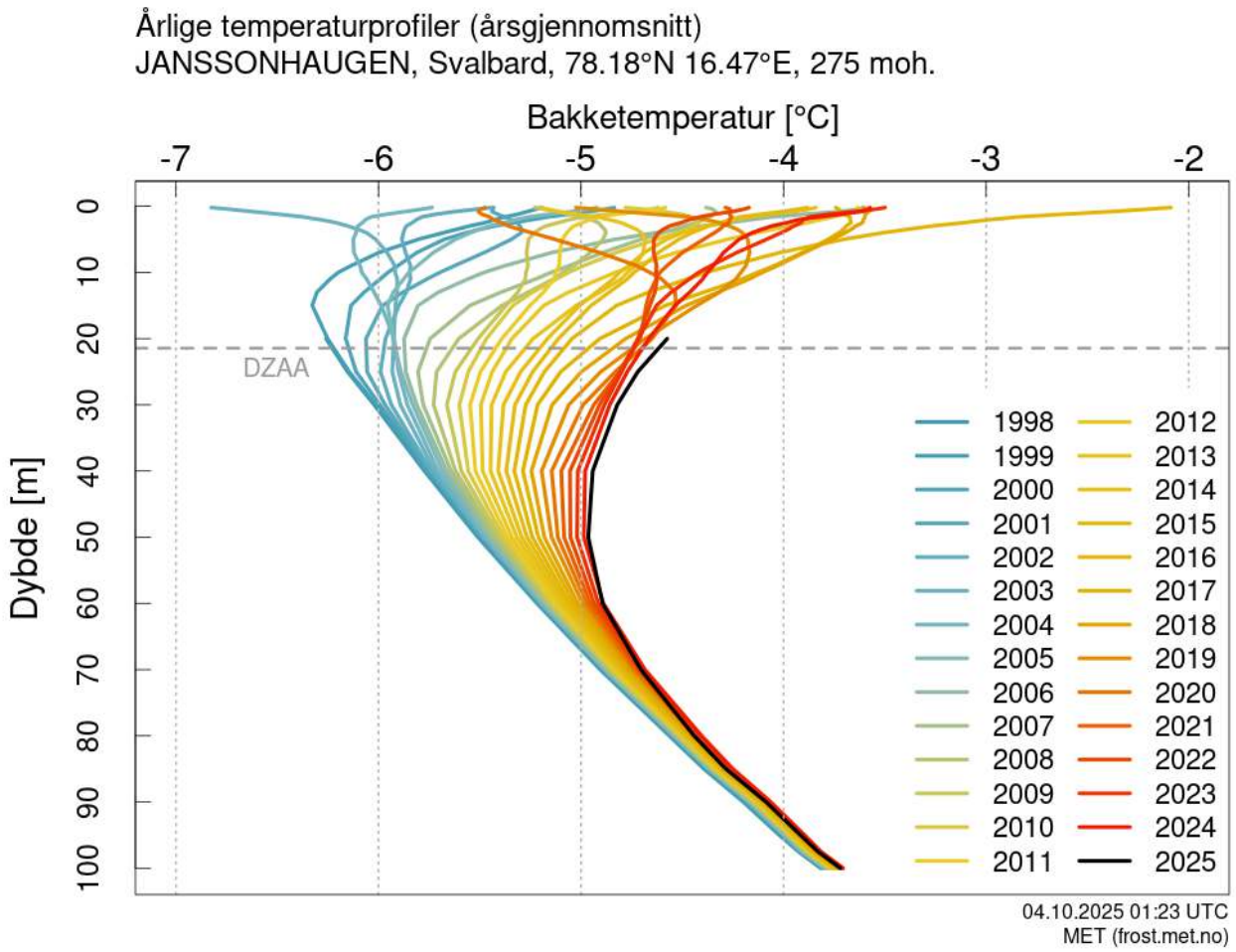
- Borehull med temperaturloggere plasseres strategisk i terrenget
- Målinger tas i ulike dybder for å kartlegge temperaturprofiler
- Automatiske værstasjoner registrerer lufttemperatur og snødybde
- Datainnsamlingen skjer kontinuerlig gjennom hele året



Figur 21.10.: Største årlige dybde av 0C isotermen på Janssonhaugen, Svalbard. Tallene i søylene viser datoene for maksimal dybde. Kilde: Meteorologisk institutt (u.å.)

Geofysiske metoder Moderne geofysiske undersøkelser gir oss mulighet til å "se" ned i bakken uten å forstyrre permafrosten:

- Georadar sender elektromagnetiske bølger ned i bakken og gir detaljerte bilder av lagdeling
- Elektrisk resistivitetstomografi (ERT) kartlegger isinnhold og vannfordeling
- Seismiske undersøkelser avdekker strukturer og lagdeling i dypere lag
- Gravimetriske målinger kan påvise større isansamlinger



Figur 21.11.: Årlige temperaturprofiler fra målinger på Janssonhaugen, Svalbard. Kilde: Meteorologisk institutt (u.å.)

Overvåkning av landskapsendringer Permafrostens påvirkning på landskapet studeres gjennom flere metoder:

- Droner med høyoppløselige kamera dokumenterer overflateendringer
- LIDAR-skanning gir presise terrengmodeller
- GPS-målinger registrerer bevegelser i bakken
- Satellittdata følger utviklingen over større områder

21.7.2. Laboratoriemetoder

Sedimentanalyser I laboratoriet undersøkes permafrostprøver for å forstå deres fysiske og kjemiske egenskaper:

- Kornfordelingsanalyser avdekker jordartenes sammensetning
- Mikroskopstudier viser isstrukturer og mineralogi
- Porevannkjemi gir innsikt i fryse-tine-prosesser
- Organisk innhold bestemmes gjennom glødetapsanalyser

Geotekniske undersøkelser Permafrostens mekaniske egenskaper er avgjørende for stabilitetsvurderinger:

- Trykkfasthet måles ved ulike temperaturer

- Fryse-tine-sykluser simuleres i klimakammer
- Deformasjonsegenskaper undersøkes under kontrollerte forhold
- Vanninnhold og isinnhold kvantifiseres

Kjemiske og biologiske analyser Moderne laboratoriemetoder gir verdifull innsikt i permafrostens rolle i økosystemet:

- Karbondatering av organisk materiale
- DNA-analyser av mikroorganismer
- Isotopanalyser for klimarekonstruksjon
- Gasskromatografi for analyse av metaninnhold

21.7.3. Permafrostforskning på Svalbard

Ved Universitetssenteret på Svalbard (UNIS) kombineres disse metodene i langsiktige forskningsprogrammer UNIS (2022).

Her ser vi hvordan feltobservasjoner og laboratorieanalyser gjensidig beriker hverandre:

- Feltdata validerer laboratorieresultater
- Laboratorieeksperimenter hjelper med å tolke feltobservasjoner
- Langtidsserier gir grunnlag for å forstå endringsprosesser
- Tverrfaglig samarbeid sikrer helhetlig forståelse

Denne systematiske tilnærmingen til permafrostforskning er avgjørende for å:

- Forstå permafrostens respons på klimaendringer
- Utvikle bedre modeller for framtidige endringer
- Planlegge tiltak for å beskytte infrastruktur
- Bevare sårbare arktiske økosystemer

Refleksjonsoppgaver

Oppgave 21.5.

a) Hvorfor er det viktig å kombinere flere ulike forskningsmetoder i permafroststudier?
b) Hvilke fordeler gir feltundersøkelser som ikke kan oppnås i laboratoriet, og omvendt?
c) Modellering er ikke beskrevet så detaljert i denne teksten. Kan du tenke deg hvordan modellering kan styrke permafrostforskningen sammen med feltarbeid og laboratoriestudier?

21.8. Fremtidsutsikter

Klimamodeller indikerer at permafrostområdene vil fortsette å krympe i årene som kommer. Dette kan føre til:

- Økt frigjøring av klimagasser
- Større utfordringer for infrastruktur
- Endringer i arktiske økosystemer

21.9. Oppgaver til permafrost

Kortsvarsoppgaver

Oppgave 21.6.
De tre neste oppgavene er kortsvarsoppgaver (2-3 avsnitt per oppgave)

a) **Det termiske regimet i permafrost** Forklar hvordan temperaturprofilet endrer seg med dybden i permafrost, og hvorfor denne kunnskapen er viktig for forståelsen av permafrostens stabilitet.
b) **Geofysiske undersøkelsesmetoder** Velg to geofysiske metoder som brukes i permafrostforskning. Beskriv hvilken type informasjon hver metode gir, og hvorfor denne informasjonen er verdifull for vår forståelse av permafrost.
c) **Metanhydrater og klimaendringer** Gjør rede for hvordan metanhydrater i permafrost kan påvirke globale klimaendringer. Bruk relevante fagbegreper i besvarelsen.

Langsvarsoppgaver

Oppgave 21.7.
De tre neste oppgavene er kortsvarsoppgaver (2-3 avsnitt per oppgave)

a) **Permafrost, samfunn og tilpasning:** Drøft hvordan tinende permafrost påvirker både naturmiljø og menneskelig aktivitet i arktiske områder. Din besvarelse skal inneholde:

- En beskrivelse av de fysiske prosessene ved tining av permafrost
- En analyse av konsekvensene for infrastruktur og bebyggelse
- En diskusjon av aktuelle tilpasningstiltak
- En vurdering av langsiktige konsekvenser for samfunnsplanlegging

b) **Permafrostens rolle i klimasystemet:** Analyser permafrostens betydning i det globale klimasystemet. Din besvarelse skal inneholde:

- En forklaring av permafrostens funksjon som karbonlager
- En diskusjon av mekanismene for frigjøring av klimagasser
- En vurdering av tilbakekoblingsmekanismer
- En refleksjon over betydningen for klimapolitikk og forvaltning

Vurderingskriterier for langsvarsoppgaver:

- Faglig presisjon og korrekt bruk av fagbegreper
- Evne til å se sammenhenger og analysere årsak-virkning
- Selvstendig drøfting med velbegrunnede argumenter
- Ryddig struktur og god sammenheng i besvarelsen

22. Naturlig klimavariabilitet

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for klimasystemet på ulike skalaer i tid og rom og vurdere antropogen klimapåvirkning
- gjøre rede for forskning på forhistorisk klima, og hvordan det bidrar til å lage prognoser for framtidens klima

Vi er stolte av **midnattssolen** i Norge, og flere steder i Norge reklamerer med at de er porten inn i midnattssolens rike. Området der vi kan se midnattssol i Norge minker litt etter litt. Hvorfor er det sånn?

Vil du vite mer?

Video fra UiB om midnattssol og solinnstråling.
Video om forskjellen mellom vær og klima

Jordens klima er ikke statisk; det har alltid vært i endring og vil fortsette å endre seg. For å forstå dagens og fremtidens klimaendringer, må vi først forstå de naturlige prosessene som forårsaker variasjoner i klimasystemet. Klimaet påvirkes av et komplekst samspill mellom atmosfæren (luften), hydrosfæren (vannet), kryosfæren (is og snø), geosfæren (landjorden) og biosfæren (livet).

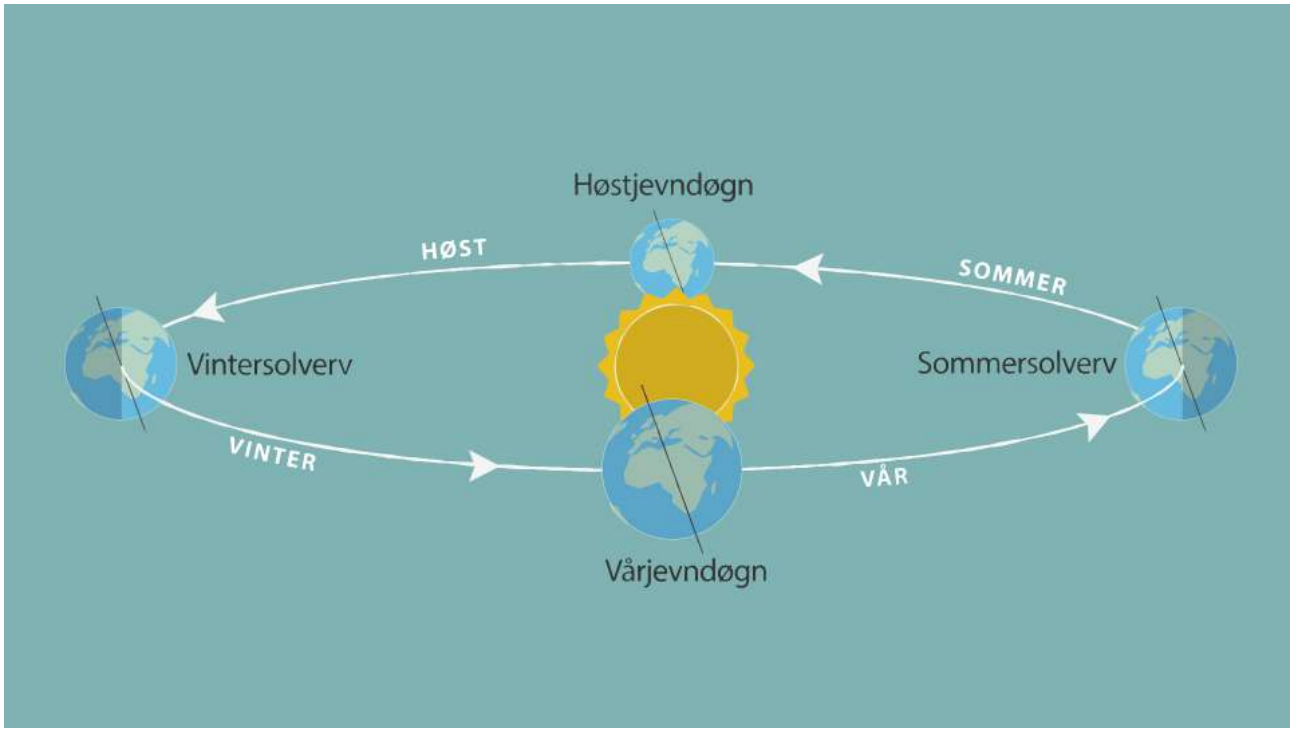
Den desidert viktigste energikilden for dette systemet er solen. Toppen av atmosfæren mottar i gjennomsnitt mellom 1361 og 1367 W/m^2, en enorm energimengde som setter i gang prosesser som vinder, havstrømmer og fordampning. Andre energikilder, som geotermisk varme fra jordens indre (ca. 0,06 W/m^2), er forsvinnende små i forhold til solen.

Naturlige klimavariasjoner kan deles inn i flere kategorier: **eksterne pådriv**, **interne variasjoner** og **tilbakekoblingsmekanismer**. Vi vil i dette kapittelet fokusere på de eksterne pådrivene, altså faktorer utenfor selve klimasystemet som tvinger frem endringer i klimasystemet. Interne variasjoner vil vi se på i kapittel 24 om oscillasjoner og tilbakekoblingsmekanismene vil vi jobbe nærmere med i kapittel 26 når vi skal se på klimamodellering.

La oss først se på sammenhengen mellom jordens bane og årstidene.

22.1. Jordens bane rundt solen og årstidene

En viktig konsekvens av at jordaksen er skråstilt er årstidene. I figuren over ser vi effekten av at rotasjonsaksen er skråstilt i forhold til jordens bane rundt solen: I den delen av jordbanen hvor rotasjonsaksen heller mot solen har vi sommer på den nordlige halvkule og vinter på den sørlige halvkule. Tilsvarende vil vi ha vinter på den nordlige halvkule og sommer på den sørlige halvkule ett halvt år senere.



Figur 22.1.: Solverv og jevndøgn (Kilde: UiB)

Oppgaver om årstider

Oppgave 22.1. Studer figur og søk på nett

a. Studer figuren over. Hva er datoene for de forskjellige solverv og jevndøgn? Hvordan er årstidene definert? Samsvarer dette med din forståelse av f.eks. vinter?

b. Når er jorden nærmest solen i år? Hva med neste år? Se gjerne: https://www.timeanddate.com/astronomy/perihelion-aphelion-solstice.html

Vil du vite mer om årstidene og variasjoner i jordbanen?

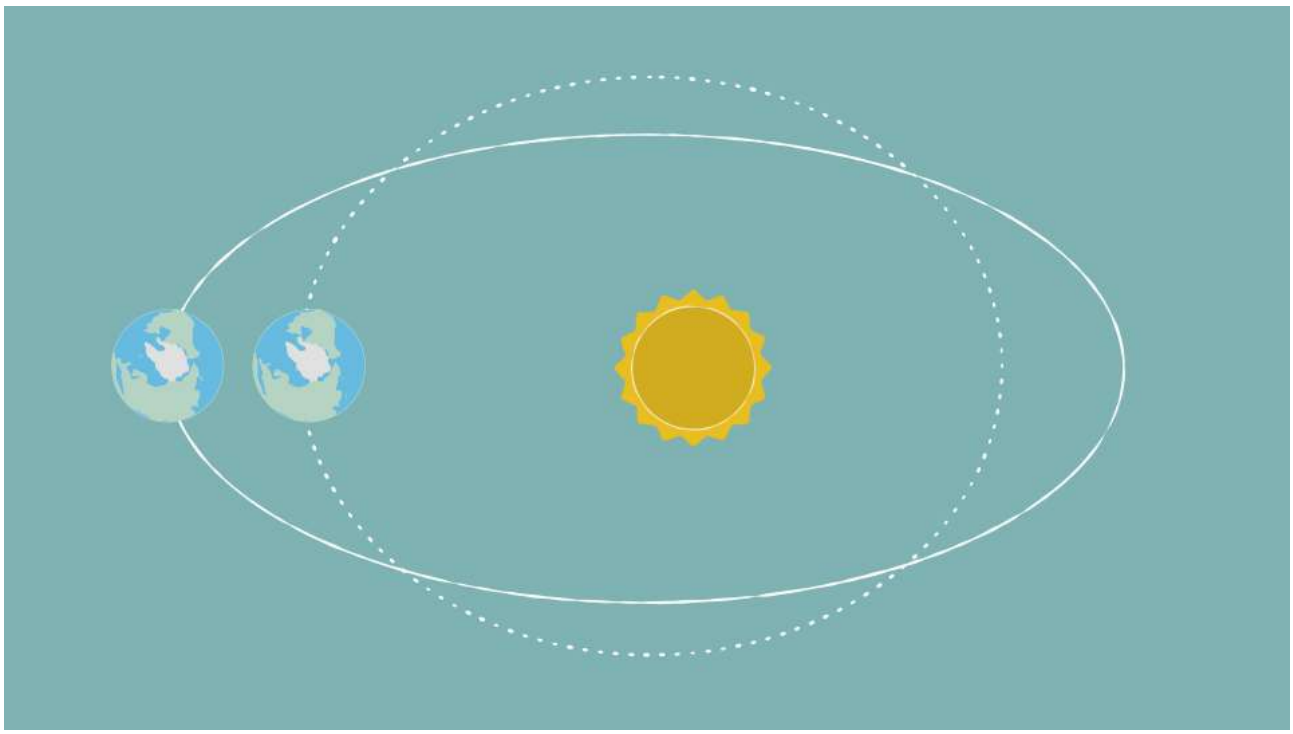
En fin introduksjon til årstidene og variasjoner i jordens bane rundt solen kan du finne her på Khan Academy

22.2. Variasjoner i innstrålingen fra solen - Milancović-sykluser

Over lange tidsperioder endrer jordens bane rundt solen og helningen på jordaksen seg i faste sykluser, kjent som Milanković-sykluser. Disse endringene påvirker hvor mye solinnstråling ulike deler av jorden mottar, og når på året den mottas. Milanković-syklusene omfatter tre astronomiske faktorer som kan påvirke innstrålingen fra Solen til et område på Jorden:

1. **Eksentrisitet** (**Jordbanens form**): ordens bane rundt Solen er svakt elliptisk. Formen på ellipsen varierer med en periode på ca. 100 000 år (og 400 000 år). Eksentrisiteten varierer mellom 0 (sirkel) og 0,07. Mest elliptisk bane gir en forskjell mellom vinter og sommer på 20-30 %. I dag er forskjellen omtrent 6 %.

2. **Helningen på jordens rotasjonsakse** i forhold til jordbaneplanet: Vinkelen på jordaksen varierer



Figur 22.2.: Solen er i brennpunktet på den elliptiske baneformen. Figuren er upresis. Kilde: UiB

mellom 22,1° og 24,5° i en syklus på ca. 41 000 år. I dag er vinkelen 23.3° og blir gradvis mindre. En større helning gir større årstidsforskjeller og mer solinnstråling ved høye breddegrader. Dette er grunnen til at området for midnattssol gradvis endres.

3. **Presesjon** («vingling») i jordens rotasjonsakse: Jordaksens retning i verdensrommet forandres, lik en snurrebass. Dette fører til at årstidene forflytter seg langs jordbanen. Denne syklusen har en periode på ca. 19 000 til 23 000 år. Presesjonen fører til at årstidene forflytter seg langs jordbanen. Punktet i jordbanen som er nærmest solen kalles perihelion. Punktet i jordbanen som er lengst vekk fra solen kalles aphelion.

Disse syklusene er den viktigste driveren bak istidene de siste par millioner årene. De starter og avslutter istider ved å endre sommertemperaturen på høye breddegrader, som igjen bestemmer om snøen smelter eller blir liggende og bygger seg opp til isbreer.

22.2.1. Hvordan påvirker dette midnattsolen?

Det er vinkelen på jordens rotasjonsakse som definerer polarsirkelen. Idag går polarsirkelen over Saltfjellet med en breddegrad på 66.7° nord (90°N – 23.3°), men den beveger seg gradvis nordover. Dette betyr at området hvor man kan oppleve midnattsola gradvis endres.

I seg selv betyr ikke dette så mye, men dette vil også gradvis endre hvor mye solinnstråling som treffer de høye versus de lave breddegrader, noe som påvirker mengden snø og is i polområdene.

Når helningsvinkelen er mindre, så blir forskjellene mellom årstidene mindre. Det blir mindre solinnstråling på høyere bredder, som gir mindre avsmelting av snø og is, og lengre perioder der det kan falle nedbør som snø. Dette kan gi større flater som er snø og islagt, særlig på nordlige halvkule, som øker jordens samlete albedo. Dette vil da gi en sakte global avkjøling.

Helningsvinkel

Oppgave 22.2.
Hvorfor vil det ikke bli like store flater som blir snø- og islagt på sørlige halvkule om helningsvinkelen blir mindre?

Oppgaver om presesjon

Oppgave 22.3. Konsekvenser for klima
Hvis jorden ligger i perihelion ved vintersolverv på den nordlige halvkule, så gir det forholdsvis varme vintre og kalde somre på den nordlige halvkule.
Hva skjer i dette tilfellet på den sørlige halvkule?

Istider

Oppgave 22.4.
Over lange tidskalaer (tusenvis av år) er endringene i jordbanen og rotasjonsaksen viktige for hvor mye snø fra vinteren på høye breddegrader som bevares over sommeren og dermed en utløsende årsak til istidene.
Hva er den optimale kombinasjonen av helning på rotasjonsaksen, retningen på rotasjonsaksen i forhold til perihelion og graden av eksentrisitet for å sikre at somrene er kalde i den nordlige halvkule?

Diskusjonsspørsmål

Oppgave 22.5.
Anta at eksentrisiteten er null og jordbanen er en sirkel.

- Hvordan vil presesjonen påvirke klimaet i denne situasjonen?
- Hvordan vil årstidene påvirkes?

Vil du vite mer?

En fin oversikt over endringer i jordaksen og jordbanen (Milankovitch-syklene) kan du finne her på NASA sine hjemmesider

22.3. Variasjoner i global albedo

Hvordan påvirker endringer i jordoverflaten globalt albedo?

Tabell 22.1.: Albedoverdier for ulike overflater

Overflate	Albedo
Nysnø	0.9
Skitten snø	0.4
Havis	0.5 - 0.7
Ørken	0.4
Grønt gress	0.25
Dyrket mark	0.2
Svart skog	0.1

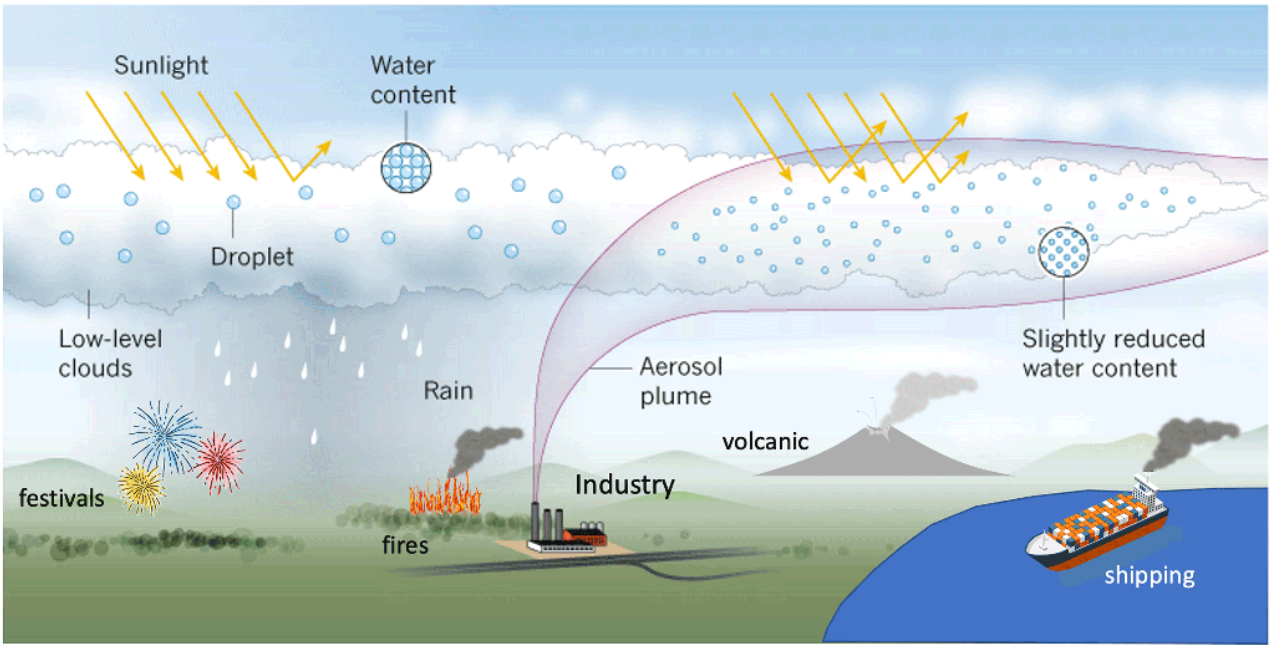
Overflate	Albedo
Skog	0.08 - 0.18
Hav	0.06

I ettlagsmodellen nedenfor kan du endre på verdien for globalt albedo for å se hvordan det påvirker temperaturen ved bakken, og oppi atmosfæren. Ta utgangspunkt i tabellen over og velg ulike verdier for å se hvordan albedo påvirker den globale temperaturen. (Dette er den samme modellen som vi jobbet med i Kapittel 4).

22.3.1. Atmosfærisk albedo

Det globale albedoet påvirkes ikke bare at albedoverdiene på jordoverflaten. Atmosfæren bidrar også til det globale albedoet.

I atmosfæren er det atomer, molekyler, skydråper, iskrystaller, nedbør og aerosoler. Aerosoler er svevende, faste eller flytende småpartikler. Alle partiklene vil påvirke sollyset ved spredning. Spredning skiller seg fra refleksjon ved at de fleste stråleretningene er mulige etter at solstrålingen har truffet partiklene. I motsetning til refleksjon vil noe av strålingen etter spredning har retning mot jorden. Spredning og refleksjon har det til felles at partiklene ikke får energi fra strålingen, slik reflektert og spredt solstråling som går ut mot verdensrommet kalles samlet sett for reflektert solstråling.



Figur 22.3.: Aerosolenes påvirkning på grenselaget i atmosfæren. Kilde: (Christensen et al., 2022)

Det atmosfæriske albedoet påvirkes av atomer, molekyler, iskrystaller, nedbør og aerosoler. Skydråper og iskrystaller er de partiklene i atmosfæren som har størst betydning for det atmosfæriske albedoet.

22.3.2. Vulkanutbrudd

Vulkansk aktivitet har betydning for variasjonen i atmosfærens albedo. Under kraftige vulkanutbrudd sendes gasser (inkludert SO_2 og CO_2) og aske høyt opp i atmosfæren. I tillegg til asken, kan SO_2-gassen omdannes til aerosoler.

Kraftige utbrudd kan føre til at aerosolene kommer helt opp i stratosfæren. Aerosoler i stratosfæren vil gi økt albedo, og dermed en avkjøling ved bakken på jorden. Virkningen på jordens albedo fra ett kraftig vulkanutbrudd kan vare i inntil tre år.

Oppgaver om vulkanutbrudd

Oppgave 22.6.
Hvilke større vulkanutbrudd kjenner du til? Hadde de en merkbar effekt på klima?

22.4. Variasjoner i utstrålingen fra solen - solflekker

Solens overflate (fotosfæren) har en gjennomsnittlig temperatur på 5800 K. *Solflekker* er områder på soloverflaten med lavere temperatur enn omgivelsene og med intens magnetisk aktivitet. Disse områdene i fotosfæren ser mørkere ut enn omgivelsene, og skyldes at de har lavere temperatur enn resten av fotosfæren. Temperaturen i solflekker kan variere mellom 3000 og 4500 K. De minste solflekkene varer fra timer til uker, mens de største kan en sjelden gang vare i et par måneder.

Antall solflekker varierer i perioder, kalt **solflekksykluser**. Disse varierer med 9 til 12 år, med et gjennomsnitt på omtrent 11 år. Variasjonen i antall solflekker gir også variasjon i mengde utstrålt energi fra solen. Siden solflekkene har lavere temperatur enn omgivelsene, er det mindre utstråling fra disse områdene. Men det er varmere områder rundt solflekkene, og herfra er det spesielt stor utstråling. Områdene kalles for fakler, og utstrålingen fra disse mer enn kompenserer for reduksjonen fra selve solflekkene. Resultatet blir dermed at det er størst utstråling fra solen når den har solflekkmaksimum, og minst ved solflekkminimum (link til NASA figur med solflekkaktivitet).

I tillegg til å se på periodisiteten på syklusene, så kan vi se på hvordan solflekkene varierer på solen. Figuren over viser øverst et *sommerfugldiagram* over solflekkpar som viser solflekkarealet per breddegrad på solen. Diagrammet illustrerer andelen (i prosent) av soloverflaten som til enhver tid er dekket av solflekker ved angitt breddegrad (EQ = solens ekvator) som funksjon av tid. (Sort > 0.0%, Rødt > 0.1% Gult > 1.0%).

Nederste del av figuren viser gjennomsnittlig daglig solflekkareal, altså ser man her på hele den synlige hemisfæren av solen.

Oppgaver om solflekker

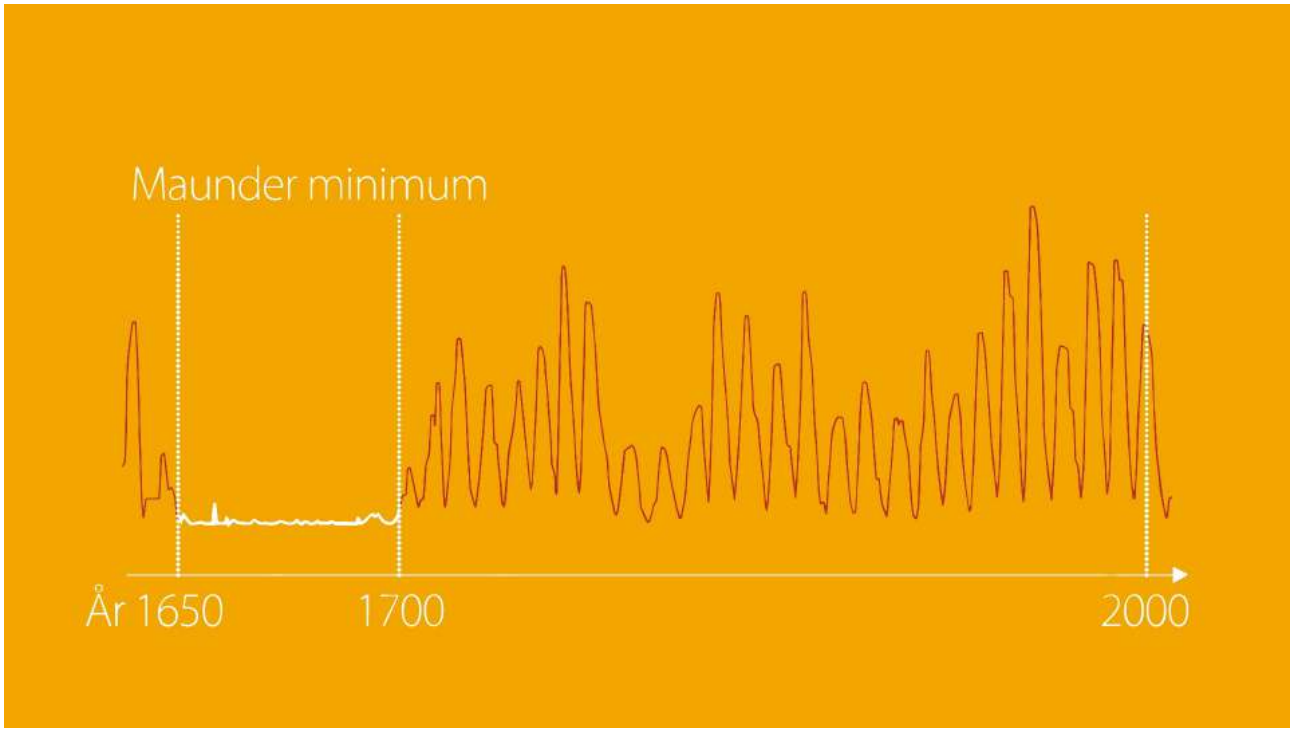
Oppgave 22.7.
Hvor mye har solflekkaktiviteten påvirket solinnstråling i de siste år?

Over lengre tidsskala finner man større endringer i solflekkaktivitet. Figuren over viser en periode kjent som "Maunder minimum" - en lengre periode med ekstremt lav solflekkaktivitet fra ca. år 1650 til ca. år 1700. Maunder minimum samsvarer med **den lille istid**, en usedvanlig kald periode dokumentert i Europa, hvor temperaturen var godt under normalen og breene vokste.

Effekten av endringer i solflekkaktivitet er alene ikke nok til å forklare den lille istid, men det er kjent at det også var økt vulkansk aktivitet på samme tid, noe som i kombinasjon kunne ha forårsaket den lille istid.

Oppgaver om Nigardsbreen

Oppgave 22.8.
Nigardsbreen er en kjent brearm av Jostedalsbreen i Norge.
Hvorfor har brearmen dette navnet og hva har det å gjøre med den lille istid?



Figur 22.4.

22.5. Platetektonikk

Over millioner av år fører kontinentaldrift til store endringer i jordens klima. Disse langsomme prosessene er en driver for klimaendringer over geologiske tidsskalaer. Plasseringen av landmasser påvirker klimasystemet på flere måter:

- **Endring av havstrømmer:** Åpning og lukking av havpassasjer endrer de globale havstrømmene, som fungerer som et transportbånd for varme. For eksempel, da Sør-Amerika og Australia løsrev seg fra Antarktis, ble det åpnet for en sirkumpolar havstrøm rundt det sørligste kontinentet. Denne strømmen isolerte Antarktis fra varmere farvann, noe som førte til nedising og etableringen av den massive iskalotten vi ser i dag.
- **Fjelldannelse:** Når tektoniske plater kolliderer, dannes store fjellkjeder som Himalaya. Slike fjellkjeder påvirker atmosfærisk sirkulasjon og kan skape regionale klimaer, som regnskygger. I tillegg fører forvitring av nydannet fjell til kjemiske reaksjoner som trekker CO_2 ut av atmosfæren over millioner av år, noe som kan føre til en global nedkjøling.
- **Vulkanisme og CO_2-nivåer:** Mesteparten av jordens vulkanske aktivitet skjer langs plategrensene. I perioder med høy tektonisk aktivitet kan store mengder CO_2 slippes ut i atmosfæren, noe som fører til en sterkere drivhuseffekt og et varmere globalt klima. Motsatt kan perioder med lav aktivitet bidra til nedkjøling.

Oppgaver om platetektonikk

Oppgave 22.9 (Kontinentaldrift og havstrømmer)**.**

a. Beskriv hvordan åpningen av havpassasjer rundt Antarktis påvirket det globale klimaet.
b. Forklar hvorfor etableringen av den sirkumpolare havstrømmen ble en viktig driver for nedising av Antarktis?

Oppgave 22.10 (Fjelldannelse og klima)**.**

a. Hvordan kan dannelsen av store fjellkjeder som Himalaya påvirke det regionale og globale klimaet?
b. Forklar hvordan kjemisk forvitring av nydannede fjell kan påvirke atmosfærens CO_2-nivåer over geologiske tidsskalaer

Oppgave 22.11 (Vulkanisme og drivhusgasser)**.**

a. Diskuter hvordan økt vulkansk aktivitet langs plategrenser kan påvirke atmosfærens CO_2-nivåer og det globale klimaet.
b. Gi eksempler på hvordan perioder med høy og lav tektonisk aktivitet har påvirket jordens klimahistorie.

22.6. Variasjoner i gassinnholdet i atmosfæren

Atmosfærens innhold av drivhusgasser har variert naturlig gjennom jordens historie og har en fundamental rolle i å regulere planetens temperatur. Disse gassene absorberer langbølget varmestråling fra jorden og hindrer den i å forsvinne rett ut i verdensrommet, en prosess kjent som drivhuseffekten. De viktigste naturlig varierende drivhusgassene er vanndamp, karbondioksid og metan.

- **Vanndamp (H_2O)**: Dette er den mest utbredte og kraftigste drivhusgassen i atmosfæren. Mengden vanndamp i luften er imidlertid først og fremst styrt av temperaturen – varm luft kan holde på mer fuktighet enn kald luft. Derfor fungerer vanndamp hovedsakelig som en forsterker (en positiv tilbakekobling) av klimaendringer, heller enn en primær driver. Når temperaturen stiger på grunn av andre faktorer (som økt CO_2), øker mengden vanndamp, noe som forsterker den opprinnelige oppvarmingen.

- **Karbondioksid (CO_2)**: Analyser fra iskjerner, spesielt fra Vostok-stasjonen i Antarktis, viser en svært sterk korrelasjon mellom atmosfærisk CO_2-konsentrasjon og global temperatur over de siste 800 000 årene. Under istider har CO_2-nivået vært lavt (rundt 180 ppm), mens det har vært høyere i de varmere mellomistidene (rundt 280 ppm). Dette viser at CO_2 fungerer som en kraftig forsterker av klimaendringer initiert av Milanković-syklusene. [Bilde av Vostok-isdata som viser CO2 og temperaturkorrelasjon]

- **Metan (CH_4)**: Iskjerner viser at også konsentrasjonen av metan har svingt i takt med istidene. Selv om metan finnes i mye lavere konsentrasjoner enn CO_2, er det en svært potent drivhusgass per molekyl. Naturlige kilder inkluderer våtmarker og biologiske prosesser, og nivåene har historisk sett økt i varmere perioder. Et dramatisk eksempel på metans potensial finner vi ved overgangen fra trias- til juraperioden for rundt 200 millioner år siden. Enorme vulkanutbrudd slapp ut store mengder CO_2, som førte til en global oppvarming. Forskere mener denne oppvarmingen kan ha destabilisert store reservoarer av metanhydrater (is-lignende strukturer av metan og vann) på havbunnen, noe som resulterte i et massivt og raskt utslipp av metan til atmosfæren. Denne hendelsen forsterket oppvarmingen dramatisk og er knyttet til en av de største masseutryddelsene i jordens historie (Ruhl et al., 2011).

Disse naturlige variasjonene understreker klimasystemets følsomhet for endringer i drivhusgasser. Det er viktig å merke seg at dagens konsentrasjoner av både CO_2 og metan er langt høyere enn noe vi har sett i de naturlige syklusene de siste 800 000 årene, noe som plasserer dagens klimaendringer i en særstilling.

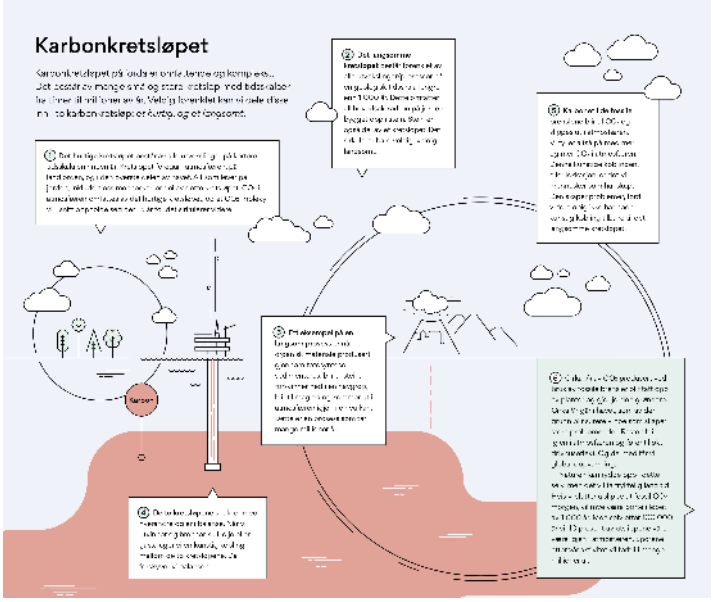
Oppgaver om drivhusgasser

Oppgave 22.12 (Drivhusgasser og tilbakekoblingsmekanismer)**.** Vanndamp er den mest potente drivhusgassen, men den fungerer først og fremst som en forsterker av klimaendringer.

a. Forklar hvorfor vanndamp ikke er en primær driver av klimaendringer
b. Gjør rede for hvordan vanndamp kan skape en positiv tilbakekobling i klimasystemet.

22.6.1. Karbonets kretsløp

For å forstå rollen til karbondioksid og metan, må vi se på karbonets kretsløp. Karbon er et grunnstoff som kontinuerlig sirkulerer mellom fire store reservoarer: atmosfæren (som CO_2), hydrosfæren (oppløst i hav og ferskvann), biosfæren (i levende og døde organismer) og geosfæren (i bergarter og fossilt brensel).



Figur 22.5.: Tekst og figur utarbeidet av Norsk klimastiftelse i samarbeid med klimaforsker Siv Kari Lauvset, Bjerknes/UiB/Norce. Kilde: Norsk klimastiftelse (2019)

- **Det raske kretsløpet:** Dette omfatter utvekslingen mellom atmosfæren, havet og biosfæren. Planter tar opp CO_2 gjennom fotosyntese. Dyr og planter frigjør CO_2 gjennom respirasjon (ånding). Når organismer dør, frigjøres karbon gjennom nedbrytning. Havet tar opp og frigjør enorme mengder CO_2 i en kontinuerlig utveksling med atmosfæren. Dette kretsløpet opererer på tidsskalaer fra dager til århundrer.
- **Det langsomme (geologiske) kretsløpet:** Over millioner av år blir karbon fjernet fra atmosfæren og lagret i litosfæren. Kjemisk forvitring av fjell trekker CO_2 ut av luften. Dødt organisk materiale og skjell som synker til havbunnen, kan over lang tid omdannes til sedimentære bergarter (som kalkstein) og fossile brensler (kull, olje, gass). Dette karbonet returneres til atmosfæren gjennom vulkansk aktivitet. Dette geologiske kretsløpet fungerer som en termostat for jorden, og har historisk sett regulert CO_2-nivået og klimaet over svært lange tidsperioder.

Naturlige klimaendringer er ofte knyttet til forstyrrelser i dette kretsløpet. Menneskelig aktivitet, spesielt forbrenning av fossilt brensel, flytter karbon fra det langsomme, geologiske kretsløpet til det raske kretsløpet i en hastighet som er mange ganger raskere enn de naturlige prosessene.

Oppgaver om karbonets kretsløp

Oppgave 22.13 (Det raske kretsløpet)**.**

a. Beskriv hovedprosessene i det raske karbonkretsløpet og hvordan de påvirker atmosfærens CO_2-nivåer på kort tidsskala.
b. Forklar hvordan havet fungerer som en buffer for CO_2 i det raske kretsløpet.

Oppgave 22.14 (Det langsomme (geologiske) kretsløpet)**.**

a. Gjør rede for hovedprosessene i det langsomme karbonkretsløpet og deres rolle i reguleringen av atmosfærens CO_2 over millioner av år.
b. Diskuter hvordan menneskelig aktivitet påvirker balansen mellom det raske og langsomme karbonkretsløpet.

Oppgave 22.15 (Menneskelig påvirkning)**.** Kapittelet nevner at menneskelig aktivitet, spesielt forbrenning av fossilt brensel, flytter karbon fra det langsomme kretsløpet til det raske kretsløpet i en hastighet som er mange ganger raskere enn naturlige prosesser. Diskuter hvilke konsekvenser denne forstyrrelsen kan få for klimasystemet og hvorfor hastigheten på endringen er problematisk.

22.7. Istider og mellomistider

De naturlige variasjonene i jordbanen og rotasjonsaksen er årsaken til at vi gjennom historien har hatt istider. Animasjonen over viser istidene igjennom de siste 3 millioner år basert på data fra sedimentkjerner fra havbunnen. Disse endringene fra istider, hvor flere kilometer tykk is dekket store deler av kontinentene i Nord-Amerika og Eurasia, til mellomistider, slik som idag, følger sykluser som tilsvarer endringene i jordaksen og jordbanen.

Oppgaver om istider

Oppgave 22.16.

a. Hvorfor er det bare på Grønland og Antarktis vi har innlandsis i dag?
b. Hvilke sykluser i jordbanen og jordaksen finner du igjen i istidssyklusene? Hvorfor er syklusen i istidene ikke konstant igjennom hele perioden?

Vil du vite mer?

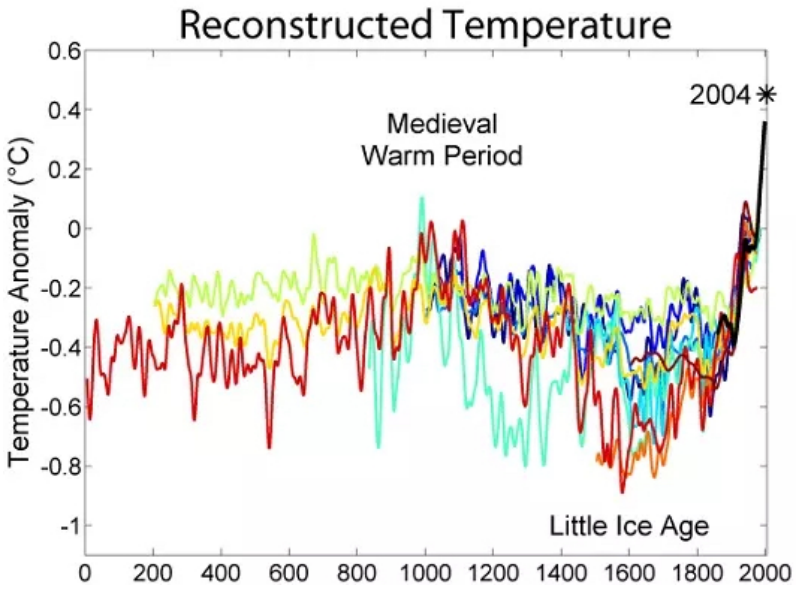
Animert versjon av endringer i eksentrisitet (eccentricity), presesjon (precession) og jordaksen (obliquity) også kjent som Milankovitch sykluser eller "Orbital Cycles" fra NASA (bruk direkte link) Credit: NASA/JPL-Caltech

22.8. Tidligere eksamensoppgaver og sammensatte oppgaver

Oppgave 22.17. Eksamen Høsten 2018 Oppgave 2

Figur 22.6.: Bildet illustrerer klimaet under "den lille istid" i Nederland første halvdel av 1600-tallet. Bilde: "En scene på isen", maleri av Hendrick Avercamp

Perioden fra starten av 1300-tallet til midten av 1800-tallet betegnes som "den lille istid". Denne perioden er preget av et klima med lave temperaturer og mye nedbør over store deler av verden. "Den lille istid" sto i sterk kontrast til den varme perioden tidligere i middelalderen og førte til død og hungersnød for millioner av mennesker.



Figur 22.7.: Figuren viser temperaturanomalier fra 2000 år tilbake og frem til i dag på bakgrunn av rekonstruerte temperaturdata. Hentet fra https://geoforskning.no/norge-sverige-og-danmark-i-den-lille-istid/ 6.april 2024

a. Gjør rede for mulige årsaker til forverringen i klimaet under "den lille istid".

b. Ta utgangspunkt i figur 22.7, og forklar hvordan temperaturen under "den lille istid" kan rekonstrueres.

c. Forklar forskjeller mellom siste istid og "den lille istid".

Sammensatte oppgaver

Oppgave 22.18 (Milanković-sykluser og istider)**.** Milanković-syklusene setter i gang istidene ved å endre solinnstrålingen til høye breddegrader. Forklar hvordan en endring i jordaksens helningsvinkel påvirker:

- hvor mye solinnstråling høye breddegrader mottar
- hvor stor albedo blir på høye breddegrader
- hvordan CO_2-nivået i atmosfæren endres

Hva er sammenhengen mellom disse tre prosessene i en istidssyklus?

Oppgave 22.19 (Den lille istiden)**.** Den lille istiden (ca. 1300–1850) var ikke forårsaket av bare én faktor. Bruk kunnskap fra hele kapittelet til å forklare hvordan følgende faktorer kan ha arbeidet sammen:

- Maunder minimum (redusert solflekkeaktivitet)
- Økt vulkansk aktivitet
- Endringer i havstrømmer
- Endringer i CO_2-nivået

Hvorfor kan man ikke forklare den lille istiden ved å se på bare én av disse faktorene?

Oppgave 22.20 (Karbonets kretsløp på ulike tidsskalaer)**.** Tegn eller beskriv karbonets kretsløp og merk hvor følgende prosesser og reservoarer er:

- Det raske kretsløpet (fotosyntese, respirasjon, havutbytting)
- Det langsomme geologiske kretsløpet (forvitring, sedimentering, vulkanisme)
- Hvordan Milanković-syklusene påvirker det raske kretsløpet
- Hvordan platetektonikk påvirker det langsomme kretsløpet

Forklar hvorfor begge kretsløpene er viktige for å forstå naturlige klimavariasjoner.

Oppgave 22.21 (Fremtidsscenario)**.** Jordens klima har variert naturlig i millioner av år gjennom en kombinasjon av Milanković-syklusene, vulkanisme, og variasjoner i karbonets kretsløp. I dag ser vi en rask oppvarming drevet av antropogene CO_2-utslipp.

a. Hvilke naturlige klimafaktorer vil normalt virke avkjølende på klimaet i dag?
b. Hvorfor er det viktig å forstå både naturlige og menneskeskapte faktorer når vi vurderer fremtidige klimaendringer?
c. Hvordan kan kunnskap om tidligere naturlige klimavariasjoner hjelpe oss med å forutsi fremtidige klimaendringer?

23. Naturlige klimavariasjoner

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren
- gjøre rede for klimasystemet på ulike skalaer i tid og rom og vurdere antropogen klimapåvirkning

23.1. Klimaforandringer gjennom jordens historie

Klima er vær over lang tid. Som det står på SNL: «Vi kler oss for været, men bygger hus tilpasset klimaet» (Dannevig & Harstveit, 2025). Vi kan dele inn dagens klima i tre hovedsoner per halvkule:

- Tropisk klima – der det ikke er noen egentlig vinter
- Det tempererte klimaet – med både sommer og vinter
- Polarklima – der det ikke er noen egentlig sommer

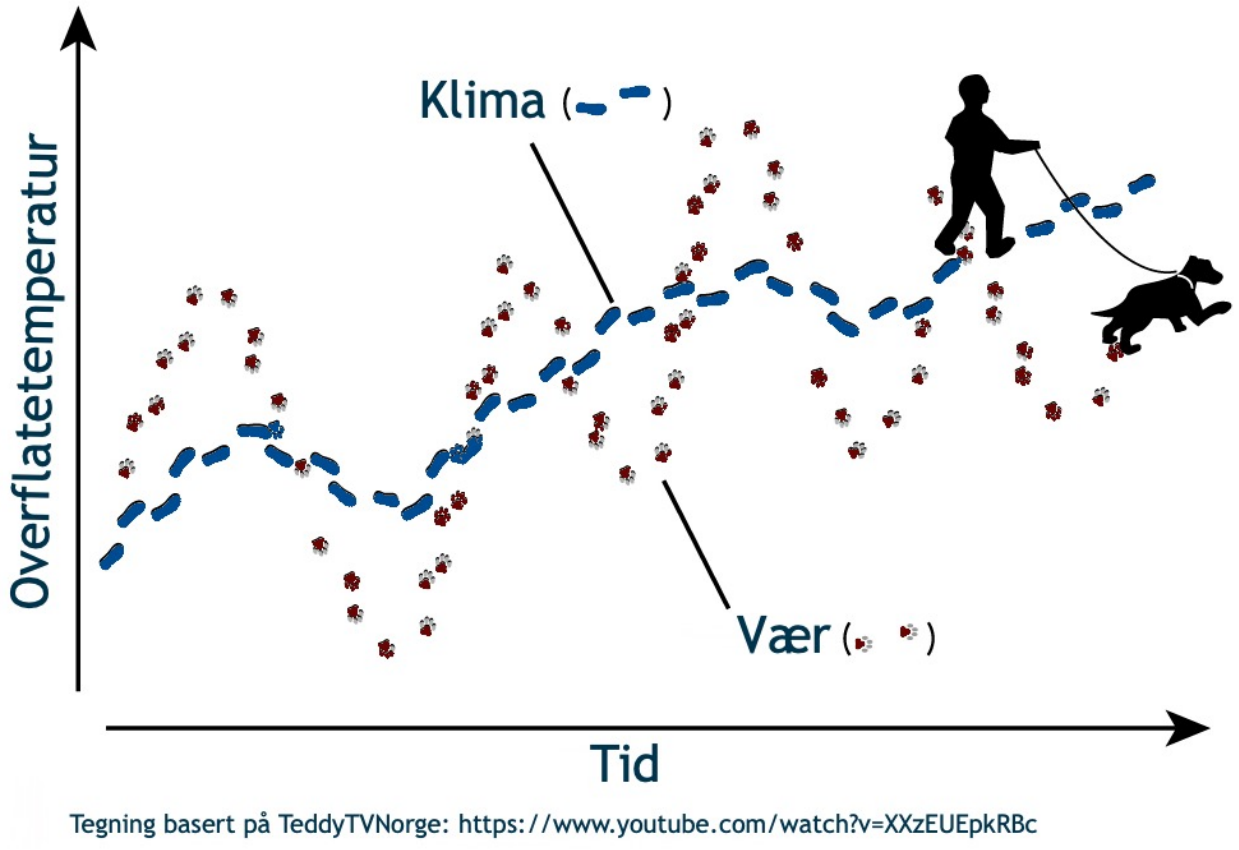
Når vi diskuterer klimaet i dag, bruker vi en ganske kort tidsskala, og vi snakker ofte om «normalperioder» på 30 år. Når vi ser på klima langt tilbake i tid er det naturlig å se på lengre tidsperioder og ofte snakkes det om globale klimaendringer mer enn lokale. Klimaet varierer som regel mer dess mindre område en studerer, derfor kan det være stor usikkerhet i å ekstrapolere fra lokale data til globale klimaendringer. Det er viktig å skille mellom klimaendringer og klimavariabilitet.

Det er vanlig å bruke analogien med en mann som er ute og går tur med hunden sin. Se video 23.1. Dersom du følger sporene etter hunden er det vanskelig å si hvor de er på vei, en må følge mannen sitt spor, for han representerer en trend. Med hunden sine spor mener en da været og korte klimavariasjoner, og med mannens spor mener en klimaendringer.

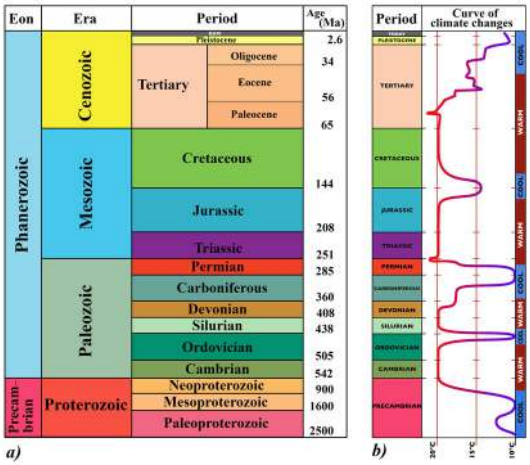
Når vi ser på hvordan klimaet har forandret seg gjennom historien til jorden, er det som regel temperatur vi setter søkelys på. Dersom vi ser på figur 23.2. ser vi at det har vært store endringer til alle tider. Det har både vært varmere og kaldere enn det er i dag. Når det kommer store forandringer i klima, finner vi også ofte geologiske bevis for at det har ført til masseutryddelse. Sett i et så stort perspektiv, er holocen en relativt kald tidsperiode, det har vært mye varmere i tidligere tider.

Figur 23.3 viser hvordan temperaturen har forandret seg i løpet av fanerozoikum (de siste 542 millioner år). Vi ser at også i denne tidsperioden har temperaturen variert mye. Det var i første rekke i fanerozoikum at et rikt liv utviklet seg på jorden, og hver gang temperaturen har endret seg, har dette påvirket evolusjonen. Sett i dette perspektivet er klimaet på jorden i dag ganske kaldt. En kan likevel legge merke til at mennesket startet å utvikle seg først for ca. 7 millioner år siden, og vår art, Homo Sapiens, har neppe vert her så mye lenger enn 300 000 år (Ørmen, 2025). Vår art har bare eksistert på jorden i et visst temperaturområde, vi har overlevd kaldere temperaturer enn vi har i dag, men vi har ikke opplevd veldig mye varmere temperaturer.

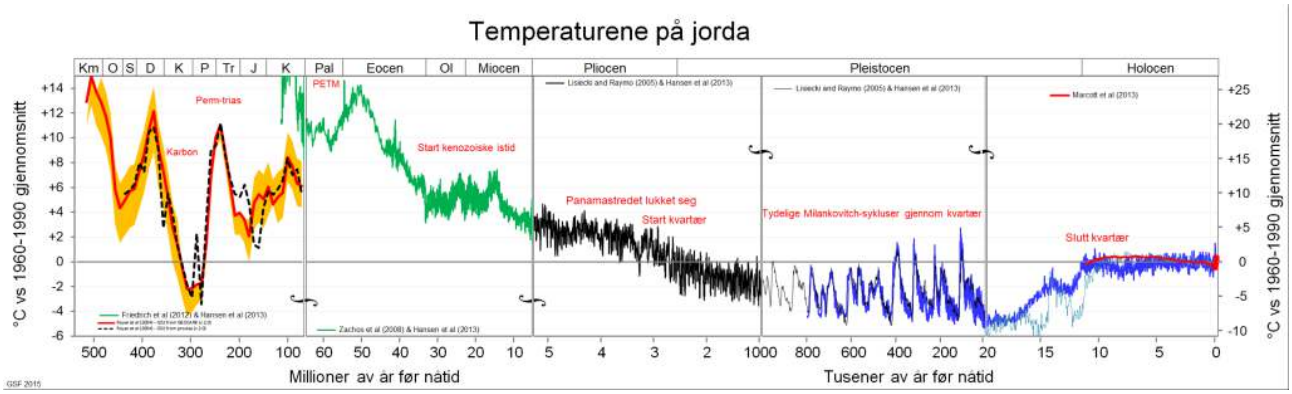
Dersom vi korter ned tidsskalaen enda mer, og bare ser på de siste 2000 årene, vil en få en graf som det vi ser i figur 23.4. Her finner vi at det var en varm periode på den nordlige halvkulen i det meste



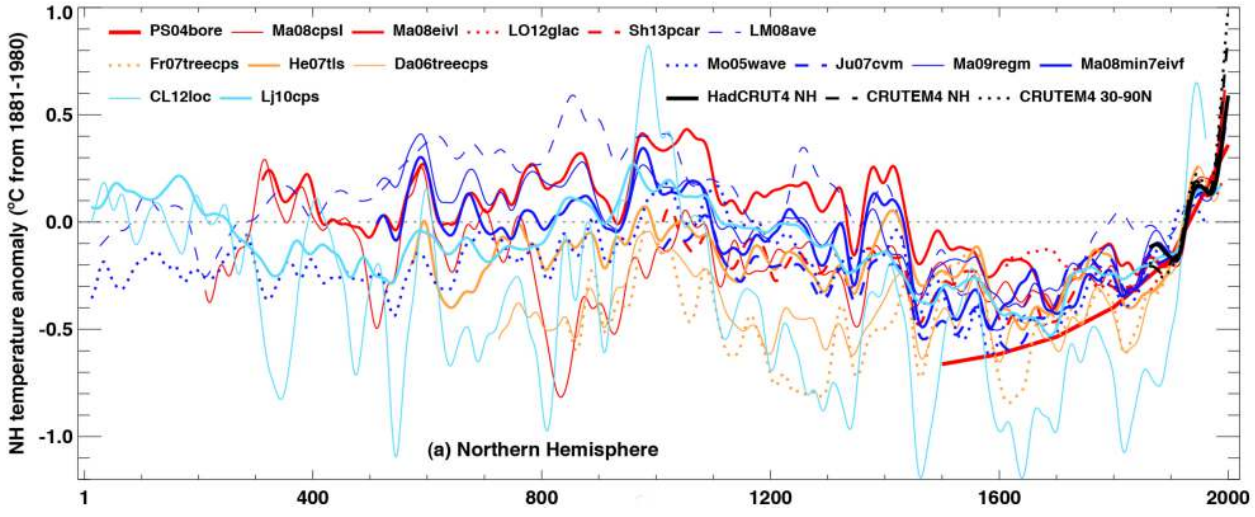
Figur 23.1.: En person som går tur med hunden som en analogi for vær versus klima. Hentet 13.oktober 2023 fra https://www.youtube.com/watch?v=XXzEUEpkRBc.



Figur 23.2.: Temperaturforandringer i proterozoikum og fanerozoikum. Figuren er hentet 10.august 2023 fra Nikolov & Petrov (2014)

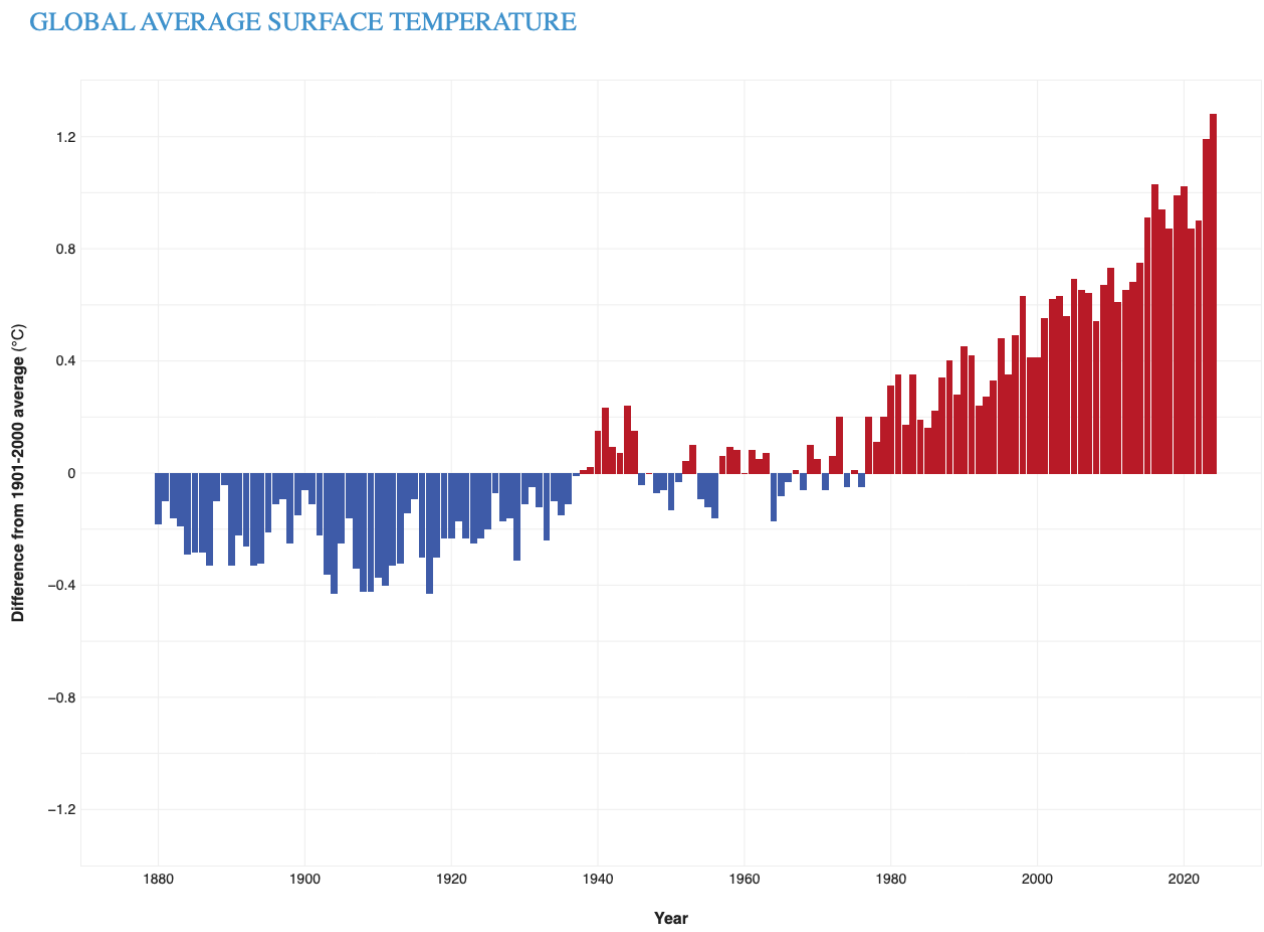


Figur 23.3.: Temperaturutviklingen på jorden i Fanerozoikum. Legg merke til at skalaen under, som viser år, forandrer seg fra venstre til høyre. Hentet 12.08.23 fra Setså (2022).



Figur 23.4.: Temperaturutviklingen på den nordlige halvkule de siste 2000 årene. De ulike strekene markerer ulike dataserier. Figuren er hentet hos (IPCC AR5 Synteserapport, 2013).

av middelalderen, fulgt av den lille istiden fra ca. 1300 – 1850. Etter 1850 har temperaturen stort sett gått opp, og det er nå sannsynligvis varmere enn det har vert tidligere i denne tidsperioden.



Figur 23.5.: Global temperaturutvikling siste 140 år. Hentet 04.10.2025 hos (Lindsey & Dahlman, 2025).

Dersom vi zoomer inn enda mer, og bare ser på de siste 140 årene, slik figur 11.5 viser, ser temperaturutviklingen dramatisk ut. Denne perioden har vi konkrete målinger fra, den er ikke rekonstruert på grunnlag av proxydata. I hele perioden fra 1880 til 2020, har temperaturen økt med 0,08 °C per tiår, totalt litt over 1 °C. Siden 1981 har oppvarmingen gått noe raskere, da har temperaturen økt med 0,18 °C per tiår (Lindsey & Dahlman, 2025).

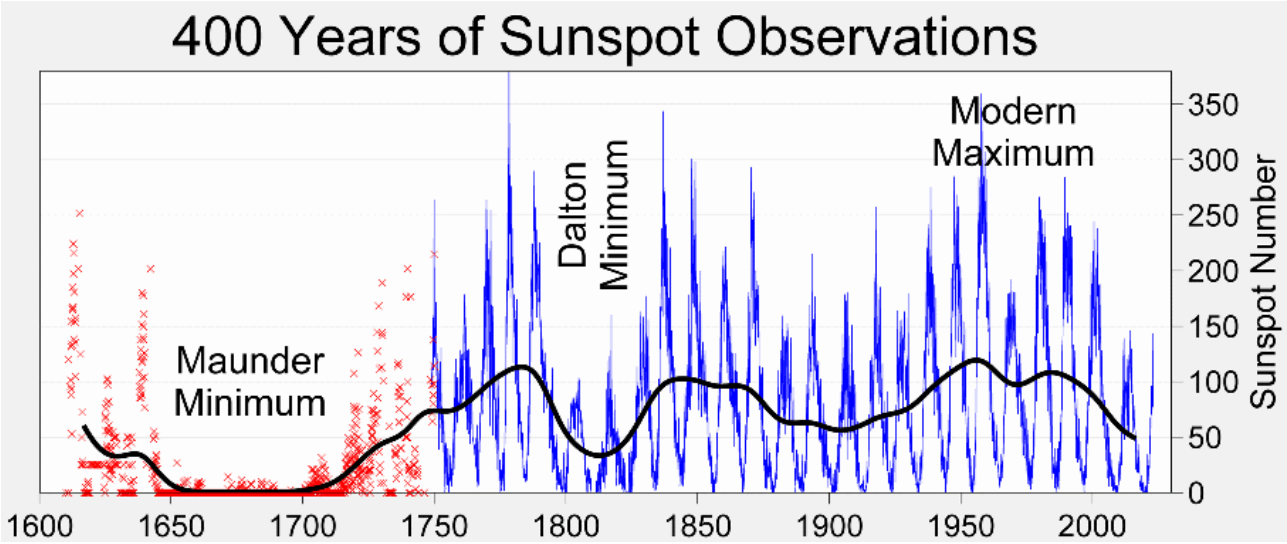
Klimaet har med andre ord endret seg mye til alle tider, men det er ikke alltid de samme årsakene som gjør at klimaet forandrer seg. Vi skal i dette kapitlet først se på en del naturlige årsaker til at klimaet kan forandre seg, og så kommer vil tilbake til menneskeskapte klimaendringer i et senere kapittel.

23.2. Naturlige årsaker til klimaendringer

23.2.1. Ytre faktorer som kan påvirke klimaet på jorden

Solen

Solen i seg selv kan påvirke klimaet på minst tre måter:



Figur 23.6.: Figuren viser solflekkaktivitet siste 400 år. Den er laget av Robert A. Rohde (Berkeley Earth), og hentet den 4.oktober 2025 fra (Wikipedia-brukere, 2025).

A. Solen blir stadig varmere. En regner med at den har blitt ca. 30% varmere fra den ble dannet til i dag, og at den vil bli ytterligere 30% varmere de neste 4,5 milliarder årene (Engvold, 2025).

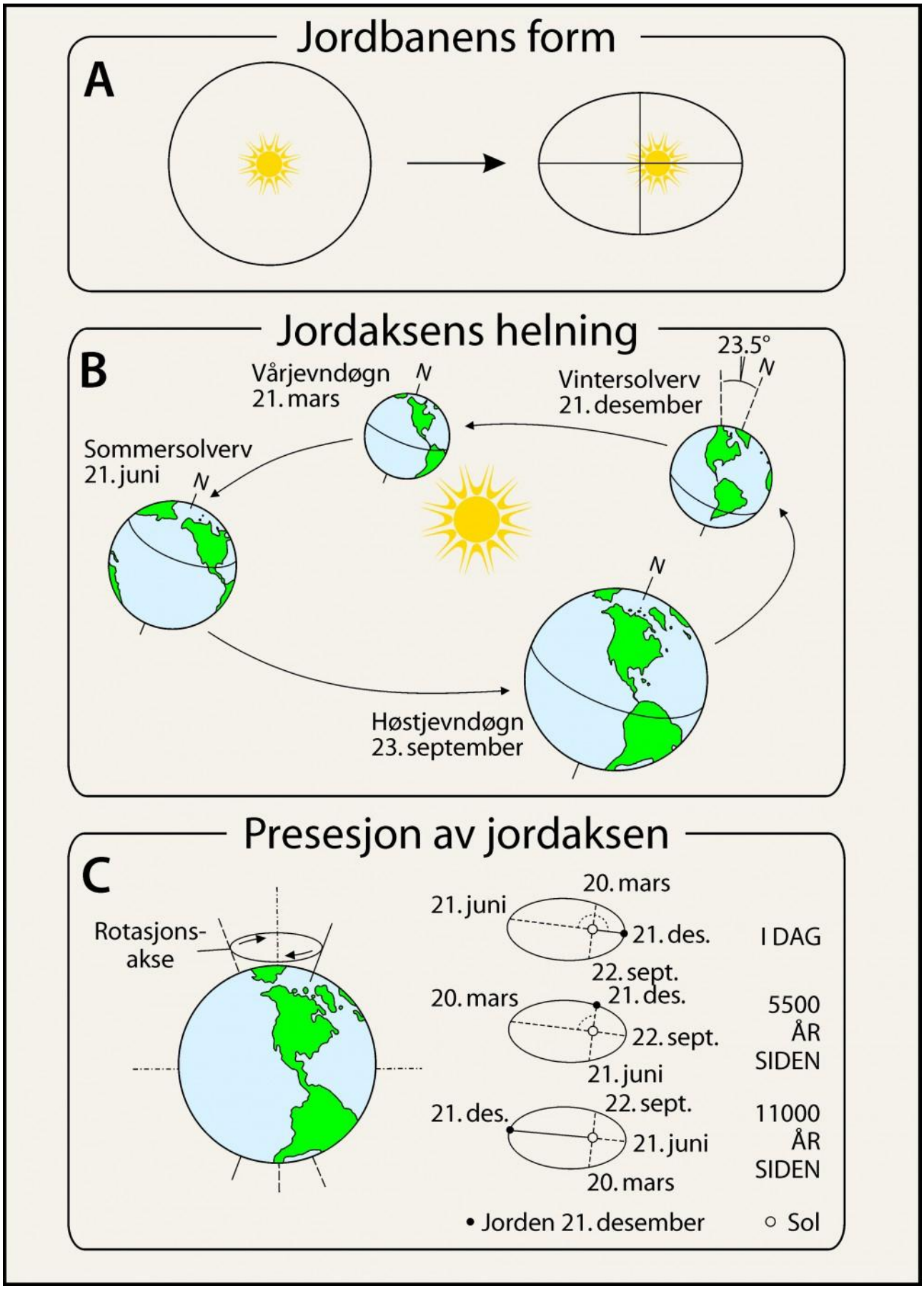
B. På solen er det noen mørkere flekker som kalles solflekker. Enkelt sagt kan man si at i perioder med få solflekker får jorden noe mindre energi fra solen, og i perioder med mange solflekker får jorden noe mer energi. Mengden av slike flekker varierer i perioder på ca. 11 år (Engvold, 2025).

   Solflekker som fenomen ble oppdaget av Galileo Galilei, og en har siden observert og registrert antallet solflekker. I lengre perioder kan det være lite solflekker, disse periodene kalles minimum. Tre slike perioder skjedde samtidig med den lille istid, nemlig Sporer-minimum (1460 – 1550), Maunder-minimum (1645 – 1715) og Dalton-minimum (1790 – 1830). De to siste minimumene er vist på figur 23.6. Perioder med lite solflekker reduserer ikke temperaturen på jorden mye, kanskje bare 0,3 °C, men dette kan være nok til å forandre klimaet om det allerede er nær et vippepunkt (Müller, 2022 side 207-208).

C. Kosmisk stråling kommer delvis fra solen og delvis fra kilder utenfor vårt solsystem. En omdiskutert hypotese går ut på at kosmisk stråling påvirker kan påvirke skydannelsen i troposfæren. Hypotesen hevder at når det er mer kosmisk stråling inn til jorden, så blir det flere aerosoler i luften. Dette vil kunne føre til at det blir mer skyer som kan reflekter den innkommende kortbølga strålingen fra sola. Per nå tror en ikke at kosmisk stråling spiller en veldig stor rolle i å endre klimaet, noen forskere mener at denne hypotesen er avvist (Pilskog, 2019). Hypotesen fortsetter likevel å skape diskusjon, og noen forskere har også knyttet denne hypotesen til at reversering av jordens magnetfelt for 780 000 år siden førte til sterkere vintermonsun i Asia (Ueno et.al., 2019).

Geometrien mellom jorden og solen – Milanković-syklusene

I 1911 bestemte den serbiske ingeniøren Milutin Milanković seg for at han ville forstå hele universet. Han jobbet med mange forskjellige fag og tema, og etter hvert begynte han å forske på hvorfor vi har istider. Han ville finne ut hva som gjorde at klimaet svingte mellom varme og kalde perioder. Teorien han kom frem til har senere fått navnet Milanković-syklusene (Müller, 2022. s. 103 - 104). Milanković-syklusene er tre ulike faktorer som kan påvirke hvor mye stråling et sted på jorden får fra solen, se figur 23.7.



Figur 23.7.: De tre faktorene i Milanković-syklusene. Hentet 15.09.23 fra https://www.ngu.no/om-geologi/klimavariasjoner

A. **Jordbanens form eller eksentrisitet**. Jorden går rundt solen i en bane som er elliptisk, dette betyr at jorden på noen tidspunkter i året er nærmere solen enn på andre tidspunkter. I dag er denne variasjonen ca. 3 %, og dette avviket fører til at det er 6 % forskjell i mengden solinnstråling mellom perihelium (tidspunktet da jorden er nærmest solen) og aphelium (tidspunktet da jorden er lengst fra solen) (Sander, 2022).

   Formen på banen forandrer seg noe over tid, fra mer sirkulær til mer elliptisk. Dersom banen er mer elliptisk, øker forskjellen i mengde solinnstråling mellom perihelium og aphelium. Dette vil gi større årstidsvariasjoner. Dagens eksentrisitet er ganske lav, bare 0,017 (0,0 ville vært en perfekt sirkel, og 1,0 en parabelbane). Eksentrisiteten kan variere fra nesten 0,0 til 0,05. På det meste kan mengden solinnstråling variere med 20 – 30 %. Jordbanens form har en syklus på 90 – 100 000 år (Sander, 2022). Se grafen merket med «Excentricitet» figur **?@fig-11_8**.

B. **Jordaksens helningsvinkel.** I dag heller rotasjonsaksen til jorden med 23,5°, men i løpet av en syklus på ca. 41 000 år veksler den fra 24,5° til 22,5° (Fossen, 2025). Dersom jorden stod helt vinkelrett på solen, ville vi ikke hatt årstider på jorden i det hele. Når helningen øker, vil også årstidsforskjellene bli større (Sander, 2022). Se grafen merket med «Axellutning» i figur **?@fig-11_8**.

C. **Presesjon av jordaksen**. Som toppen på en snurrebass, snurrer også jordens akse i en sirkel. For aksen skal gjøre en hel sirkel, går det ca. 26 000 år. I tillegg gjennomgår den elliptiske banen til jorden en slags presesjon, det innebærer at ellipsen gradvis forandrer retning. Denne gjennomfører en full rotasjon på ca. 112 000 år (Sander, 2022).

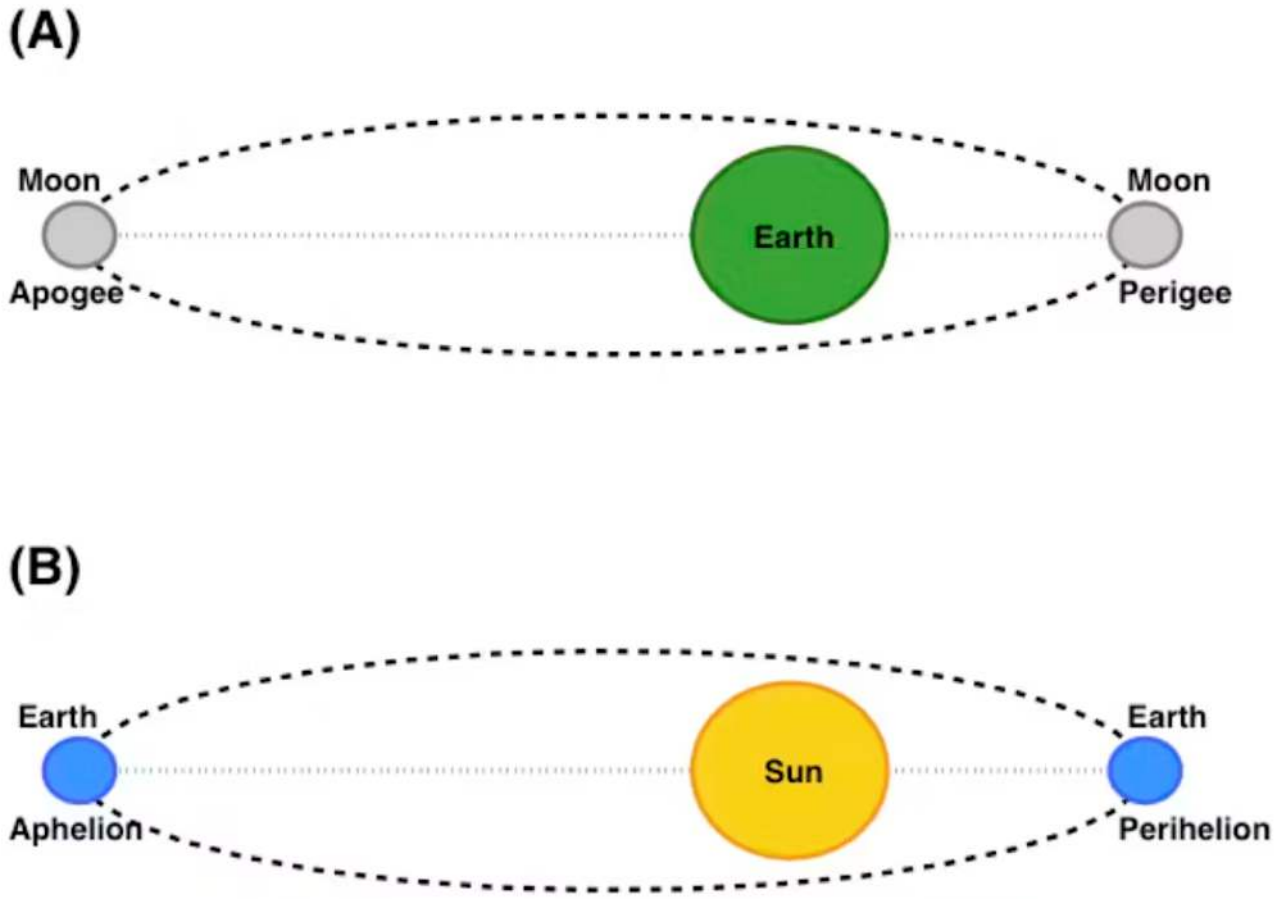
   Disse to presesjonsbevegelsene fører til at tidspunktet for perihelium og aphelium forskyves. Samlet sett har denne syklusen en periode på ca. 21 000 år. I dag er vi nærmest solen når vi har vinter på den nordlige halvkule, dette gjør at vintrene blir litt mildere, men samtidig er vi lengst fra solen når vi har sommer, dette gjør somrene tilsvarende kjølige. På den sørlige halvkule er det motsatt, der er vi lengst fra solen når det er vinter, dette gjør vintrene der litt kaldere. Om ca. 10 000 år vil dette være motsatt (Sander, 2022). Se grafen merket med «Precession» i figur **?@fig-11_8**.

Det er når samme effekt av alle de tre Milanković-syklusene treffer samtidig man kan se de store utslagene av dem. De forklarer godt svingninger mellom istider og mellomistider i Kvartær (de siste 2,5 millioner år) (Fossen, 2025). Det er spesielt lave sommertemperaturer som kan trigge istider har det vist seg. Og motsatt, når solinnstrålingen er høy om sommeren, kan mellomistider inntreffe.

Vi lever i dag i en mellomistid, Holocene. Forrige mellomistid kalles Eem, og varte fra ca. 130 000 – 117 000 år siden. Det er beregnet at i Eem var solinnstrålingen i Sibir hele 13 % høyere om sommeren enn den er i dag. Spesielt i starten av Eem virket alle de tre faktorene sammen. Jordens bane var ganske elliptisk, det var en høy vinkel på jordens akse og vi var nærmest solen når det var sommer på den nordlige halvkule (Müller, 2022).

Lunisolære tidevannssykluser

I likhet med at jorden går i en elliptisk bane rundt solen, går også månen i en elliptisk bane rundt jorden. Se figur 23.8. Månens forhold til jorden endrer seg over tid, på lignende måter som jordens forhold til solen endrer seg i Milancovic-syklusene. Dette påvirker tidevannet. Når både månen og solen er på sitt nærmeste i forhold til jorden, trekker de mer enn når bare en av dem, eller ingen av dem er nær jorden. Tidevannskraften blir sterkere dess mer gravitasjonen fra solen og månen trekker. Forskere hevder at en slik sterkere tidevannskraft fører til avkjøling av havoverflaten, fordi det øker den vertikale blandingen i havene. Dette kan bidra til en ganske rask nedkjøling av klimaet ca. hvert 1800 år (Keeling & Whorf, 2000).



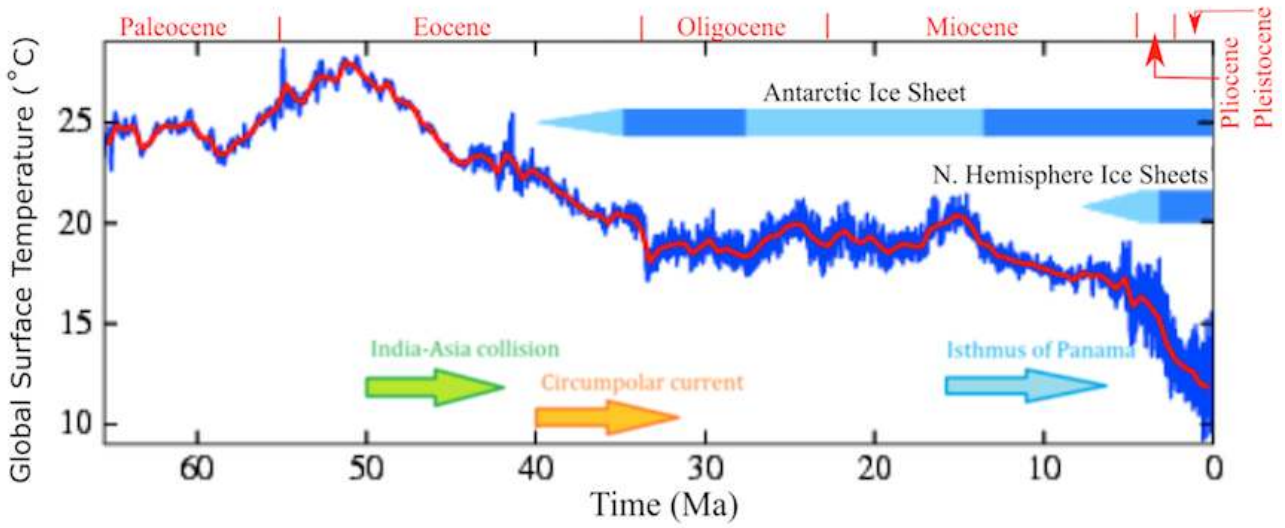
Figur 23.8.: Månens elliptiske bane rundt jorden (A) og jordens elliptiske bane rundt solen (B). Hentet 19.12.23 fra https://theconversation.com/after-the-supermoon-comes-the-supertide-48260

23.2.2. Faktorer internt på jorden som kan påvirke klimaet

Platetektonikk og kontinentenes plassering på kloden

Hvordan kontinentene er plassert på kloden har stor påvirkning på klimaet på flere måter.

- Dersom alle kontinentene er samlet rundt ekvator, er det mindre sjanse for nedising og **istider, enn dersom minst ett kontinent lå ved en av polene.**

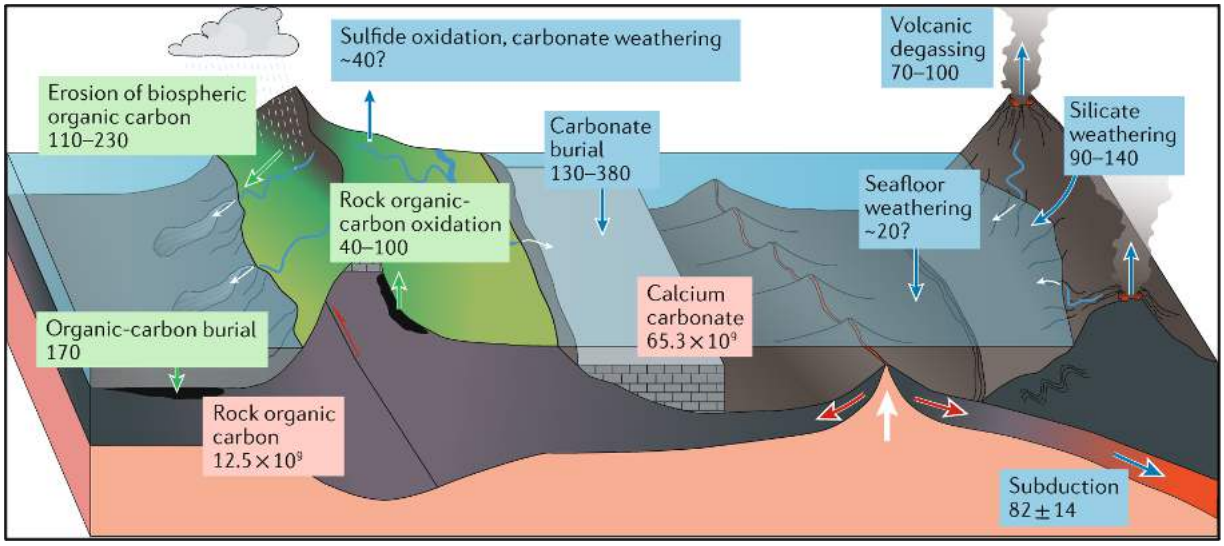


Figur 23.9.: Global overflate temperatur siste 65 millioner år. Hentet 18.09.23 fra https://open-press.usask.ca/physicalgeology/chapter/17-4-glaciations-over-earths-history/

- **Kontinentene påvirker havstrømmene.**
  - Antarktis lå lenge sammen med de andre kontinentene, og fikk varmt vann fra ekvator ned mot seg. Flere hendelser for ca. 50 millioner år siden kjølte sakte ned temperaturen på jorden, blant annet kollisjonen mellom den indiske og den eurasiske plate. Dette økte erosjonsraten, noe som senket innholdet av CO_2 i atmosfæren. Etter hvert åpnet passasjen mellom Antarktis og de andre kontinentene seg, og den sirkumpolare og kalde Sørishavstrømmen dannet seg, først skilte Antarktis og Australia lag for 45 millioner år siden, og så skilte Antarktis og Sør-Amerika lag for 30 millioner år siden (van den Ende & al., 2016.) Dette førte til at mindre varmt vann nådde ned til Antarktis, og førte til at kontinentet ble ytterligere nedkjølt, og for ca. 40 millioner år siden begynte Antarktis å ise ned. (Ward, 2001) Se pilene merket med «circumpolar current» og «Antartic Ice Sheet» i figur Figur 23.9.
  - For ca. 3 millioner år siden lukket landbroen som vi i dag kaller Mellom-Amerika gapet mellom Nord- og Sør-Amerika. Se pilen merket med «Isthmus of Panama» i figur 11.9. Dette førte til at Golfstrømmen og Den nordatlantiske strømmen førte varmt vann nordøstover til de nordlige delene av Europa. Med denne varmen fulgte det også fuktighet, og da klimaet etter hvert ble litt kjøligere førte dette til at store innlandsiser vokste frem i Nord-Europa og istidsperioden kvartær satte inn. Se pilen merket med «N. Hemisphere Ice Sheet» i figur Figur 23.9. En tror at mye av nedbøren kom som snø, dette økte albedoen, og en fikk en «runaway cooling» gjennom en selvforsterkende tilbakekopling (InTeGrate, 2019).
- **Kontinentene påvirker luftstrømmene.**

– Da Himalaya hevet seg som en følge av kollisjonen mellom India og Eurasia for ca. 50 millioner år siden, fikk dette store følger for klimaet i området. Det påvirket monsunen i Asia, presset den lenger sørover. Dette stengte kalde luftstrømmer inne nord for Himalaya (Müller, 2022, side 71). Det førte også til en global temperaturnedgang, som følge av den økte kjemiske forvitringen (Riebeek, 2011).

Platetektonikk, erosjon og vulkansk aktivitet



Figur 23.10.: Oversikt over karbonfluks mellom de tre lagrene hav, atmosfære og litosfære. Blå bokser viser uorganisk karbonfluks i MtC/år, grønne bokser viser organisk karbonfluks i MtC/år, mens de rosa boksene er karbonlager i MtC. Hentet 22.09.23 fra https://www.nature.com/articles/s43017-020-0058-6

Platetektonikk kan også påvirke klimaet gjennom sin rolle i karbonets kretsløp. Platetektonikk kan både fjerne CO_2 fra atmosfæren og tilføre det igjen. Figur Figur 23.10 viser en oversikt over måtene dette kan skje på.

De grønne boksene viser fluksen (utvekslingen) av organisk karbon, altså karbon knyttet til liv. Mye av det organiske karbonet blir fjernet fra atmosfæren gjennom fotosyntese og begravd i sedimenter på havbunnen. Samtidig forbrenner (oksiderer) dyr glykose, og puster ut CO_2. Dermed blir karbon tilført atmosfæren.

De blå boksene viser uorganisk karbon. Mye karbon er bundet opp i kalkstein og annen havbunn, dette fjerner CO_2 fra atmosfæren. Når det foregår mye forvitring, transporteres mye CO_2 ut til havdypene. Når en ny stein blir eksponert for atmosfæren fordi steinen foran har rast ut, vil det starte en kjemisk reaksjon mellom mineralene i denne steinen og atmosfæren. Denne kjemiske reaksjonen vil binde opp CO_2 fra atmosfæren i de nye mineralene som blir dannet. Det vil si at i forbindelse med fjellkjedefoldinger når høye fjell blir løftet opp eller andre situasjoner med mye kjemisk forvitring, så vil erosjonshastigheten øke, og dermed vil mer CO_2 fjernes fra atmosfæren (Müller, 2022, s. 33). Etter hvert vil platetektonikken føre til at havbunnen subduseres ned under en annen plate. Dette vil føre til vulkanisme, og mye av den CO_2-en som var lagret på havbunnsskorpen blir nå sluppet ut igjen i atmosfæren.

En tror at store vulkanperioder kan ha stor påvirkning på klimaet, for eksempel for 56 millioner år siden da Nord-Amerika og Europa gikk fra hverandre. Da var det mange vulkaner i området som i dag er blitt til Nord-Atlanteren. Dette er samtidig med PETM (det paleocen-eocen termale maksimum), som var en periode med en veldig rask temperaturøkning, minst 5 °C på noen tusen år. Det er indikasjoner på at PETM i alle fall delvis kom som følge av utslipp at store mengder klimagasser i atmosfæren.

Forskere mener at innholdet av CO_2 steg fra 600 ppm til utrolige 2000 ppm (over 4 ganger mer enn i dag). Dette kan komme direkte fra vulkanaktiviteten, men en tror også at vulkanismen varmet opp organisk rike lag i de sedimentære bergartene i havbunnen. Dette kan ha ført til at trykket der økte, og til slutt eksploderte gassen ut gjennom havbunnen og ut i atmosfæren (Müller, 2022, side 60 – 62).

Platetektonikk påvirker altså klimaet på flere måter:

- Gjennom å fange CO_2 fra atmosfæren gjennom forvitring og erosjon.
- Gjennom å lagre store mengder CO_2.
- Gjennom å slippe ut CO_2 i atmosfæren gjennom vulkanisme.
- Gjennom å flytte på kontinenter slik at hav- og luftstrømmer blir påvirket.
- Gjennom hvor kontinentene er plassert på jorden.

Aerosoler

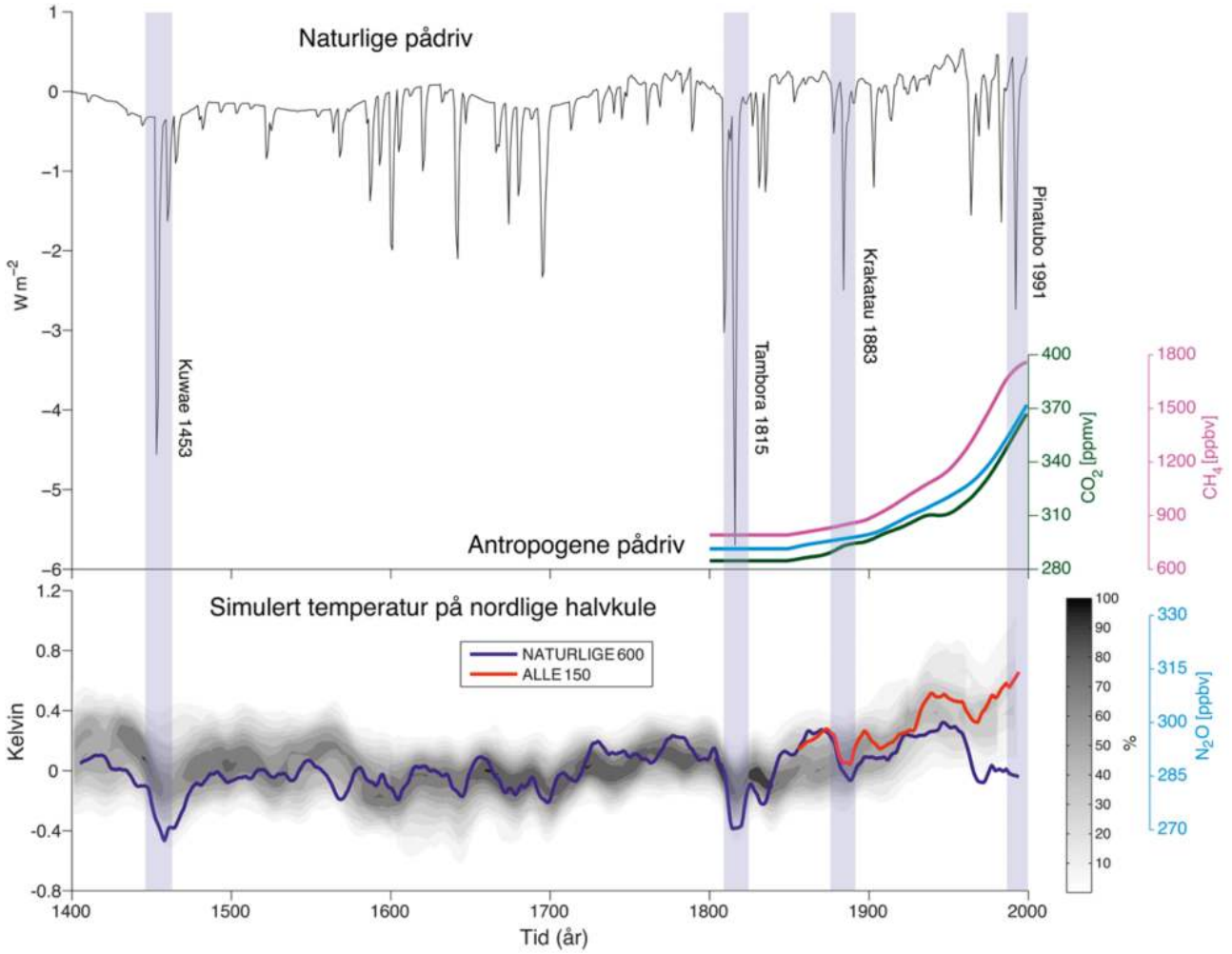
Aerosoler er veldig små partikler, som holder seg svevende i atmosfæren. Disse kan komme fra flere kilder, for eksempel:

- Sjøsalt: Bølger og sjøsprøyt
- Mineralstøv: Ørkensand
- Diverse partikler fra vulkaner
- Aske: Fra store skogbranner
- Biologiske partikler: Pollen, sopp, bakterier og virus
- Antropogene partikler: Veistøv, partikkelutslipp fra forbrenning av hydrokarboner

  Aerosolene spiller en stor rolle i klimaet. De kan både reflektere og absorbere innkommende stråling, og de kan påvirke den utgående strålingen (Meteorologisk institutt og Bjørndalen, 2023). De er viktige kondenseringskjerner for skydannelse. Dersom skyene de danner er hvite på toppen, vil de ha høy albedo og reflektere solinnstrålingen. Dersom de danner skyer som er mer grå, vil disse ha lavere albedo og kunne absorbere mer av stålingen.

Vulkaner kan slippe ut svovelgasser som omdannes til aerosoler, og dette kan ha en kortvarig nedkjølende effekt på klimaet. Som figur Figur 23.11 viser er mange av de kaldeste årene siden 1400-tallet år der det har vært kraftige vulkanutbrudd. Effekten er likevel såpass kortvarig at dette må kalles en nedkjøling av været mer enn en nedkjøling av klimaet.

Det er ennå usikkerhet knyttet til hvor stor rolle ørkensand spiller i klimasystemet. Forskning viser at over Sahara ligger det et opptil 4 kilometer tykt lag av støv, og at dette reflekterer ca. 25% av solinnstrålingen til denne ørkenen. Det er også funnet bevis for at sand som er løftet helt opp i toppen av troposfæren, har fulgt vindene til Europa og lager kondenseringskjerner for skyer, og slik påvirker nedbøren i Europa (Britannica, 2023). Det er usikkert om virkningene er for kortvarige til at det er snakk om å påvirke klimaet.



Figur 23.11.: Strålingspådriv av fire store vulkaner. Øverst: Naturlige og antropogene pådriv. Nederst: Simulert temperaturutvikling på den nordlige halvkule for de siste 600 år. Hentet 22.09.23 fra https://bjerknes.uib.no/artikler/fns-klimapanel/sol-vulkanutbrudd-og-co2

Albedoeffekten

Dersom albedoen i et område blir forandret påvirkes klimaet.

Høy albedo: Kortbølget strålingen reflekteres ut uten å varme opp bakken der det er overflater med høy albedo. Lyse overflater som ny snø, is, lys ørken og lyse skyer har høy albedo.

Lav albedo: Overflater med lav albedo vil absorbere den innkommende strålingen, varmes opp og sende energien ut igjen som mer langbølget stråling, denne kan absorberes av klimagassene. Temperaturen blir noe høyere over slike områder enn over områder med høy albedo. Mørke overflater har lav albedo, dette kan for eksempel være asfalt, hav, mørke bergarter og skog, spesielt barskog. Løvskog vil ha noe høyere albedo.

Ørken har ofte høy albedo, den er ofte ganske lys. Dersom deler av det som i dag er ørken, var dekket av skog, ville dette senke albedoen. Da ville mer av solinnstrålingen absorberes. Dette tror en er med å forklare noe av temperaturøkningen i forbindelse med PETM (Müller, 2022, side 61).

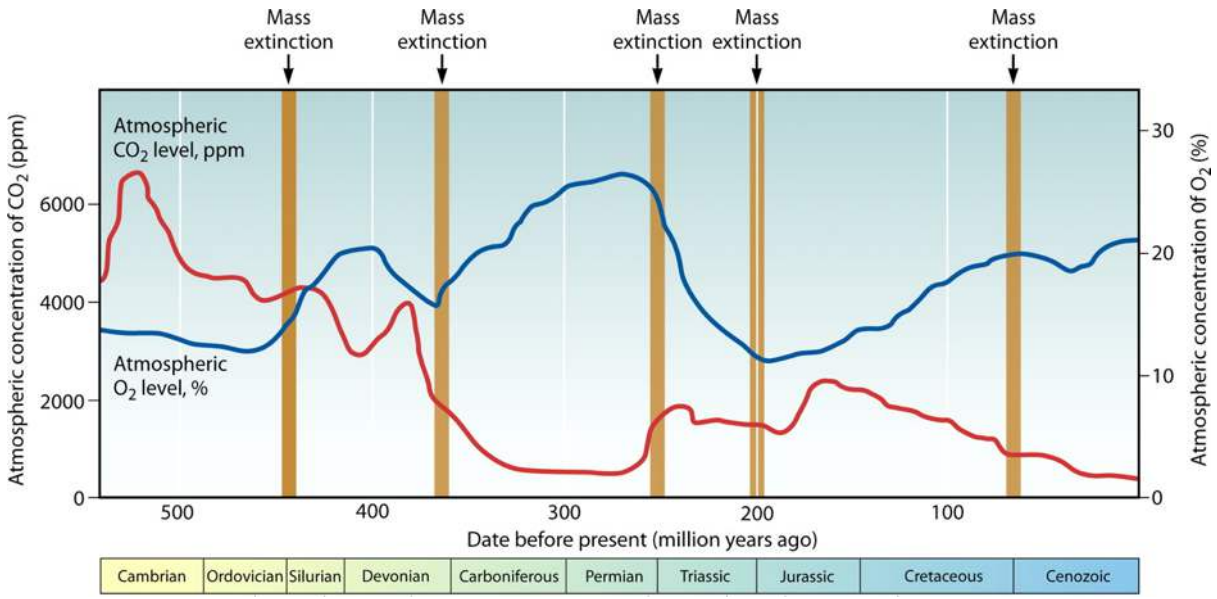
Evolusjon

Utviklingen av biosfæren har stor påvirkning på klimasystemet, selv om vi ser bort fra menneskene i denne omgang. Vi skal se på et par eksempler:

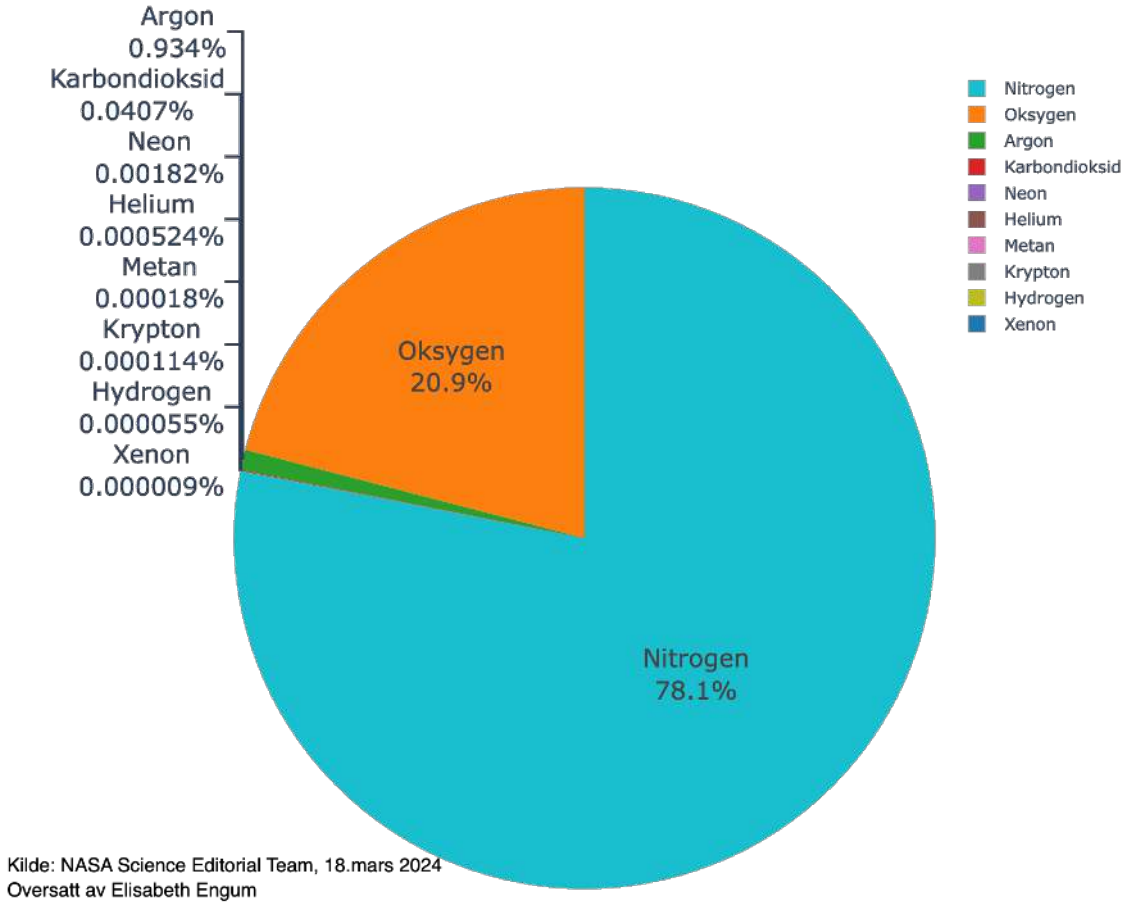
- **Fotosyntesen og Den Store Oksygenkatastrofen**: Da organismer utviklet fotosyntese for ca. 3 milliarder år siden, begynte disse å slippe ut oksygen. Lenge ble alt oksygenet fanget i havet, men for 2,4 milliarder år siden begynte oksygennivået i atmosfæren å øke. Dette førte til en katastrofe for det livet som var utviklet, og det førte til at CO_2- og CH_4-nivåene i atmosfæren sank. Dette førte til nedkjøling av atmosfæren (Lee, 2020).
- **Tre**: I perioden karbon (350 – 299 millioner år siden) utviklet en del planter lignin. Dette er dette som gjør at trær har ved-struktur, og som gir trærne styrke til å holde seg oppreist. Lignin er betydelig vanskeligere å bryte ned enn cellulose og de andre stoffene i planter (Manum, 2022). Mange store sumpskoger vokste frem, og når trærne i skogene døde, falt de ned i vann og ble liggende der uten å brytes ned. Dette skyltes delvis at miljøet var oksygenfattig, men også at nedbrytere ennå ikke hadde evolvert til å bryte ned lignin. Etter hvert ble disse trerestene omdannet til torv og senere til kull (Manum et. al. 2020). Som du kan se på figur Figur 23.12 føret dette til at det ble veldig lite CO_2 i atmosfæren, og veldig mye O_2. Dersom du ser tilbake på figur Figur 23.2 og Figur 23.3 kan du se at dette faller sammen med en periode med veldig lav temperatur på jorden.
- **Gress**: For rundt 6 millioner år siden ble områder på flere kontinent dekket at store gressletter med gress typer som har fotosyntese C4 (Ackerman & Knox, 2012, s. 480). Det innebærer blant annet at de er veldig gode til å ta opp CO_2 (Nyléhn, 2023). En tror at dette C4-gresset var med på å senke CO_2-nivået på jorden i denne perioden (Ackerman & Knox, 2012, side 480).

Atmosfærens sammensetning og drivhuseffekten

I kapittel Kapittel 2 så vi at atmosfæren inneholder flere gasser. Den består i stor grad av gassene N_2 og O_2, og mindre mengder CO_2 og andre gasser som CO, CH_4, Ar, NO_2 med flere. Se figur Figur 23.13. I kapittel Kapittel 4 var vi også innom hvilken rolle de ulike gassene spiller i drivhuseffekten. I tillegg til gassene i figur Figur 23.13 kommer vanndamp, som avhenger mye med temperatur, i tropene kan atmosfæren inneholde opp mot 3% vanndamp, mens i polare områder inneholder den kun noen tidels prosenter (Holtet, 2023). I forbindelse med drivhuseffekten, er spesielt innholdet av drivhusgasser viktig, og dette innholdet har variert opp gjennom historien. På figur Figur 23.12 kan du studere variasjonen i CO_2 og O_2 de siste 542 millioner årene. Som vi har vært inne på tidligere i dette kapitlet



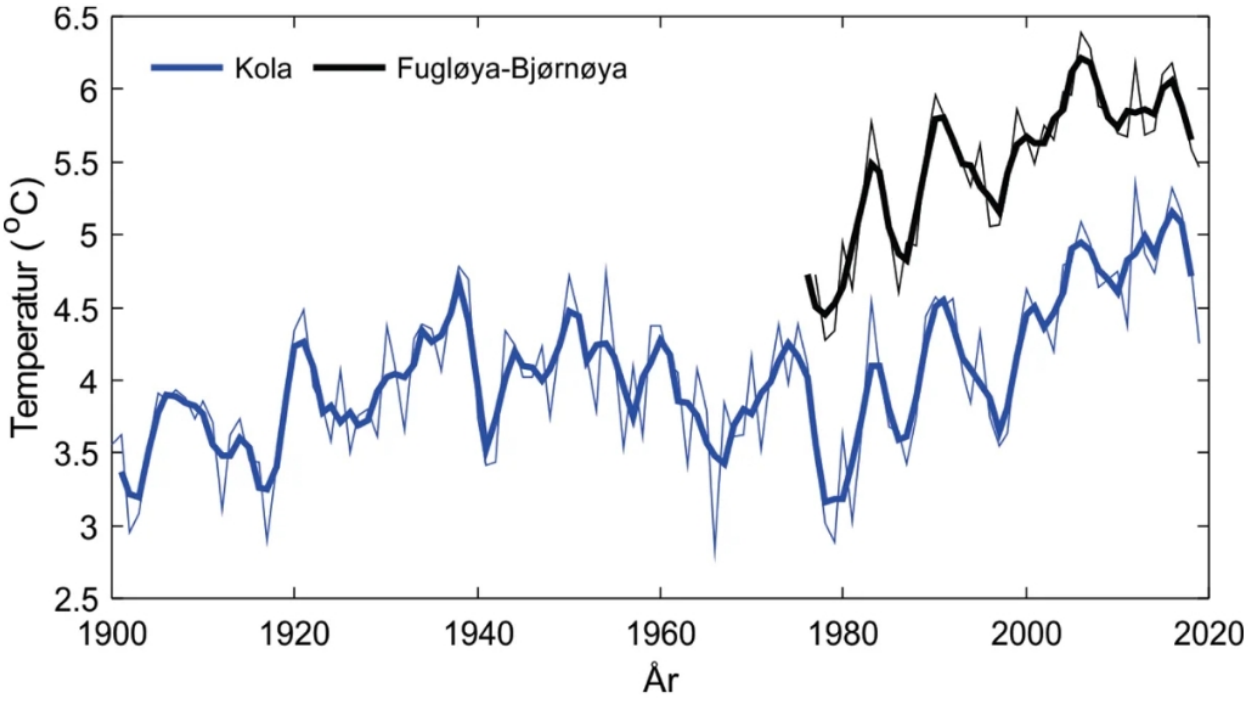
Figur 23.12.: CO_2-nivå (rød linje) og O_2-nivå (blå linje) i atmosfæren i Fanerosoikum. Hentet 13.10.23 fra https://zcfbglv.wixsite.com/geog0044/post/the-carboniferous-rainforest-collapse-will-modern-deforestation-lead-to-a-repeat-of-the-past



Figur 23.13.: Sammensetningen av en tørr atmosfære. Illustrasjon: Elisabeth Engum, 2024.

er det ulike årsaker til at mengden drivhusgasser i atmosfæren varierer. Når det er mer drivhusgasser bidrar dette til å øke den globale temperaturen og når det er mindre bidrar dette til å senke den globale temperaturen.

Andre faktorer som lager kortvarig klimavariabilitet



Figur 23.14.: Temperaturendringer i Barentshavet fra 1900 til 2019. Hentet 14.10.23 fra https://www.regjeringen.no/no/dokumenter/meld.-st.-20-20192020/id2699370/?ch=3

Det er mange tidsskalaer og frekvenser å studere vær og klima på. Et eksempel på dette er temperaturutviklingen i Barentshavet, vist i figur Figur 23.14. Denne figuren viser temperaturen et stykke ned i havet to steder i Barentshavet, vi skal konsentrere oss om den blå linjen som er hentet mellom 0 og 200 meters dyp ved Kola. Den tynne blå linjen viser årsverdier og den tykke blå linjen er tre års gjennomsnitt.

- **Mellomårlig klimavariabilitet:** Dersom vi først ser på årsvariasjonene, legger vi merke til at det svinger mye fra år til år. Dette kan skyldes mange faktorer. For eksempel var havoverflaten i verden veldig varm i 2023, dette mener forskere kan skyldes blant annet at passatene var unormalt svake dette året, dermed ble mindre sand fraktet fra Sahara og ut over havet. Dette førte til at det ble mindre aerosoler over havet, og mer av solinnstrålingen kunne absorberes og varme opp havvannet (Rowlatt, 2023). Mindre vind fører også til mindre bølger og mindre omrøring i havene, dermed kommer mindre av de kalde bunnvannet opp til overflaten. Styrken til vindene vil variere fra år til år, og det er naturlig at slike mellomårlige variasjoner i for eksempel vindstyrke også kan forklare noe av de mellomårlige temperaturvariasjonene i Barentshavet. Andre årsaker til store temperaturvariasjoner fra år til år, kan være kraftige svovelutslipp fra vulkaner, som reflekterer mye av det innkommende sollyset i et par år.

- **Dekadisk klimavariabilitet**: Dersom vi tar for oss den tykke linjen i figur Figur 23.14, den som representerer et treårig gjennomsnitt, så ser vi at klimaet svinger mye også fra tiår til tiår. Dette kalles dekadisk klimavariabilitet. Det er også ulike årsaker til slik klimavariabilitet, både ENSO og NAO varierer i slike flerårige sykluser, og kan påvirke klimaet når de inntreffer.

- **Multidekadisk klimavariabilitet:** I kapittel XX så vi blant annet på den Atlantiske Multidekale Oscillasjonen, som svinger i perioder på 60 – 80 år. En kan finne spor av disse svingningene også i figur 11.15. med noe høyere temperatur mellom 1930 og 1960, og noe lavere mellom 1965 og 1995. Etter 2000 har AMO vært i positiv fase, altså med relativt høye overflatetemperaturer.

Figur 11.16: Figur 11.15 med min egen påtegning av langvarig trend med grønn linje.

Ingen av disse tre klimavariabilitetene kan kalles klimaendring i seg selv. Klimaendring er den enda mer langvarige trenden som jeg har prøvd å indikere med grønn linje i figur 11.16. Men alle slike mer kortvarige klimavariabiliteter er med på å forsterke eller svekke de langvarige trendene, og de langvarige trendene kan styrke eller svekke de mer kortvarige variasjonene.

23.3. Repetisjonsoppgaver til kapittelet

a) Forklar forskjellen på vær og klima.

b) Gjør rede for hvordan klimaet har endret seg de siste 2500 årene.

c) Hvordan er klimaet i dag i forhold til gjennomsnittet i fanerozoikum?

d) Hva var den lille istid?

e) Hvordan har klimaet endret seg de siste hundreårene?

f) Gjør rede for ytre, naturlige faktorer som påvirker klimaet på jorden.

g) Gjør rede for interne, naturlige faktorer på jorden som påvirker klimaet.

23.4. Kildeliste til dette kapittelet

- Ackerman, Steven A & Knox, John A. (2012) *Meteorology: Understanding the Atmosphere* (3. Utgave*)*. Jones & Bartlett Learning, LLC
- Bryhni, Inge (2023, 1. mars): *Milanković-sykluser* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 15. september 2023 fra https://snl.no/Milankovi%C4%87-sykluser
- Dannevig, Petter; Harstveit, Knut (2023, 5. april): *Klima* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 10. august 2023 fra https://snl.no/klima
- Encyklopædia Britannica (2023): *Investigate the impact of sand particles of the Sahara on the Earth's climate.* Hentet 22.09.23 fra https://www.britannica.com/video/179439/Overview-desert-sand-climate-effects-focus-Sahara
- Engvold, Oddbjørn (2023, 10. september): *Sola* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 15. september 2023 fra https://snl.no/Sola
- Holtet, Jan A. (2023, 7. august): *atmosfæren* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 14. oktober 2023 fra https://snl.no/atmosf%C3%A6ren
- InTeGrate (2019, 1. februar): *Case Study: Miocene Tectonics, the Gulf Stream, Runaway Global Cooling and Sea Level Shange.* Hentet 22.09.23 fra https://serc.carleton.edu/integrate/teaching_materials/coastlines/student_materials/895
- Keeling CD, Whorf TP. (2000, 11. April): *The 1,800-year oceanic tidal cycle: a possible cause of rapid climate change*. Hentet 20.12.23 fra https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/10725399/

- Lee, Howard (2020, 21. juli): *How Earth's Climate Changes Naturally (and Why Things Are Different Now)* I Quanta Magazine. Hentet 14.10.23 fra https://www.quantamagazine.org/how-earths-climate-changes-naturally-and-why-things-are-different-now-20200721/
- Lindsey, Rebecca, Dahlman, Luann (2023, 18. januar): *Climate Change: Global Temperature*. Climate.gov. Hentet 12. August 2023 fra https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-global-temperature
- Manum, Svein B. (2022, 19. desember): *Lignin* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 13. oktober 2023 fra https://snl.no/lignin
- Manum, Svein B.; Eide, Christian Haug; Rosvold, Knut A. (2020, 17. mai): *kull* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 13. oktober 2023 fra https://snl.no/kull
- Meteorologisk institutt; Bjørndalen, Elena (2023, 12. september): *Aerosol - meteorologi* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 23. september 2023 fra https://snl.no/aerosol_-_meteorologi
- Müller, Reidar (2022): *Ild og Is, en kort innføring i klimaets historie.* Aschehoug forlag.
- Nyléhn, Jorun (2023, 25. mai): *C4-planter* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 13. oktober 2023 fra https://snl.no/C4-planter
- Pilskog, Ingjald (2019, 28. oktober): *Årsaker til klimaendringer*. Bjerknes Centre for Climate Research. Hentet 15.09.2023 fra https://bjerknes.uib.no/artikler/faktasider/arsaker-til-klimaendringer
- Riebeek, Holli (2011, 16. juni): *The Carbon Cycle*. Hentet 22.09.23 fra https://earthobservatory.nasa.gov/features/CarbonCycle
- Rowlatt, Justin (2023, 19. juni): *Climate change: Sudden heat increase in seas around UK and Ireland*. Hentet 14.10.23 fra https://www.bbc.com/news/science-environment-65948544
- Sander, Kjell (2022, 7. juni): *Jordbanen sin påvirkning på klima*. Hentet 15.09.23 fra https://estudie.no/jordbanen-sin-pavirkning-pa-klima/
- Ueno, Yusuke, Hyodo, Masayuki, Yang, Tianshui og Katoh, Shigehiro (2019): *Intensified East Asian winter monsoon during the last geomagnetic reversal transition.* Hentet 15.09.2023 fra https://www.kobe-u.ac.jp/research_at_kobe_en/NEWS/news/2019_07_03_01.html
- Van den Ende, Conrad, White, Lloyd T. og van Welzen, Peter C. (2016): *The existence and break-up of the Antarctic land bridge as indicated by both amphi-Pacific distributions and tectonics.* Hentet 30.05.24 fra https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1342937X16302829
- Ward, Paul (2001): *A Geological Timeline of Antarctica* på Cool Antartica. Hentet 22.09.23 fra https://www.coolantarctica.com/Antarctica%20fact%20file/History/history_of_the_land_geological-timeline_of_antarctica.php
- Ørmen, Torfinn (2023, 6. juni): *Homo sapiens* i *Store norske leksikon* på snl.no. Hentet 12. august 2023 fra https://snl.no/Homo_sapiens

24. Vekselvirkninger og oscillasjoner

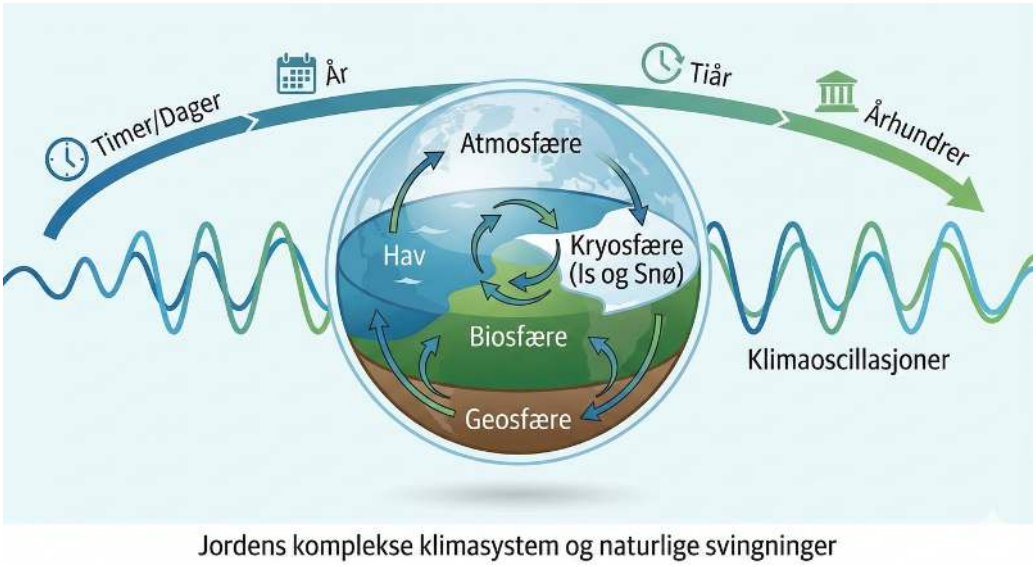
Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for vekselvirkninger mellom de ulike jordsystemene, og hvordan disse kan påvirke havet, atmosfæren og kryosfæren

24.1. Innledning

Jordens klimasystem består av flere jordsystemer – atmosfæren, havet, kryosfæren (is og snø), biosfæren og geosfæren – som kontinuerlig påvirker hverandre. Disse vekselvirkningene skaper komplekse mønstre som driver været vårt og definerer klimaet på forskjellige tidsskalaer. Noen prosesser skjer på timers eller dagers tidsskala, mens andre utvikler seg over år, tiår eller århundrer.

En viktig type vekselvirkning er klimaoscillasjoner – naturlige svingninger i klima- og værsystemer som gjentar seg over tid. Disse oscillasjonene kan forklare mye av variasjonen i temperatur, nedbør og ekstremvær fra år til år, og er avgjørende for å forstå både dagens klima og fremtidige endringer.



Figur 24.1.: Illustrasjon for å vise at naturlige klimavariasjoner på ulike tidsskalaer. Illustrasjon laget av Elisabeth Engum, ved Google Nano Banana Pro, 2026.

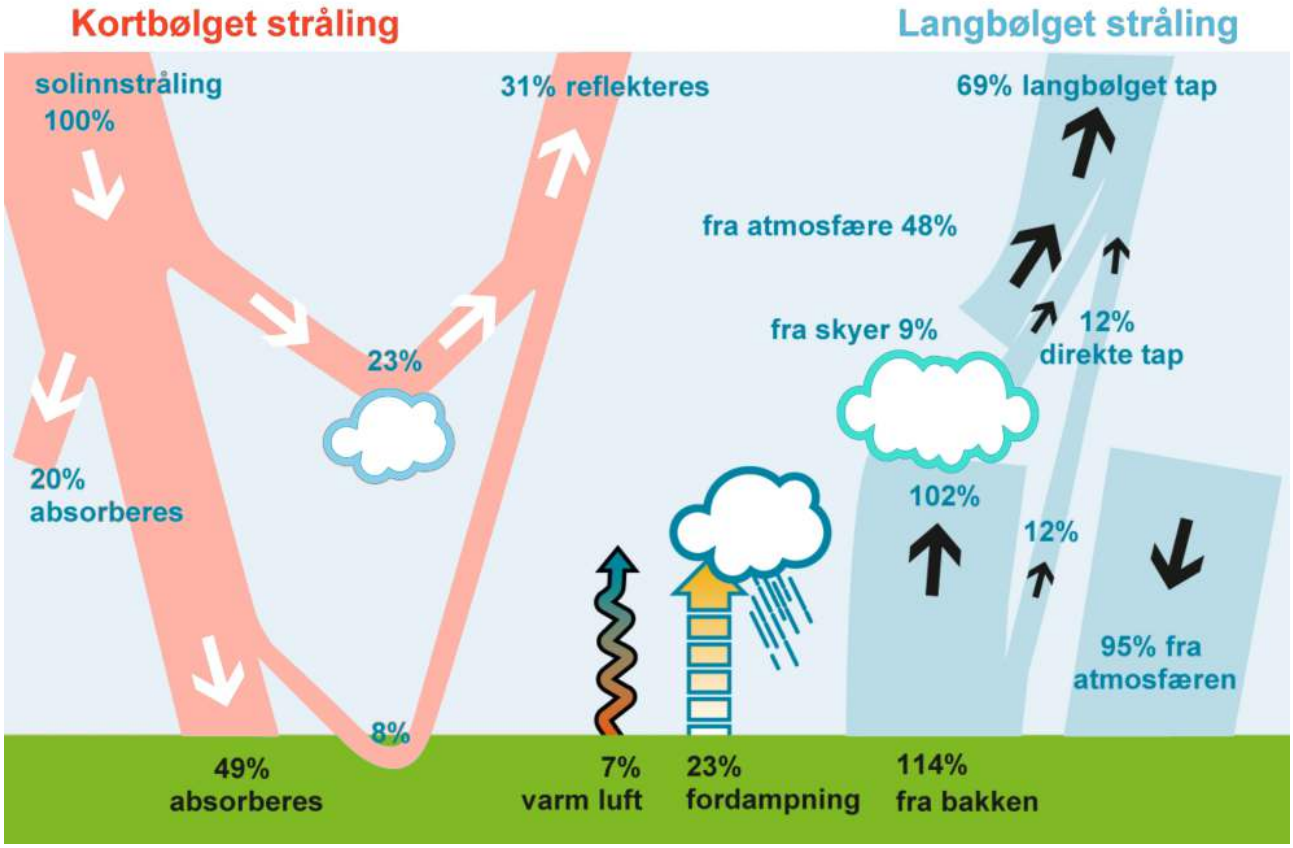
24.2. Vekselvirkninger mellom atmosfære, hav og kryosfære

Havet, atmosfæren og kryosfæren utgjør et tett koblet system som kontinuerlig utveksler energi, fuktighet og gasser. Dette samspillet driver været vårt og definerer jordens klima. Store klimafenomener som monsuner, ENSO (El Niño Southern Oscillation) og NAO (North Atlantic Oscillation) er alle resultater av denne dynamiske vekselvirkningen.

24.2.1. Energioverføring mellom hav og atmosfære

Energi overføres fra havet til atmosfæren hovedsakelig gjennom fordamping. Denne prosessen avkjøler havoverflaten, mens vanndampen bærer med seg latent varme opp i atmosfæren. Når dampen kondenserer og danner skyer, frigjøres denne energien og driver atmosfæriske sirkulasjoner som kan forsterke stormsystemer. I tillegg utveksles varme direkte gjennom følbar varme og langbølget stråling. I figur 24.2 vises energitapet ved langbølget stråling som mye større enn fordampning, men når vi ser på netto langbølget stråling, så er fordampning den aller største mekanismen for energioverføring fra havet til atmosfæren.

Havet tar opp og lagrer enorme mengder varme fra sola – langt mer enn landområdene – og fungerer som en buffer mot raske temperaturendringer i atmosfæren. Havstrømmer, som Golfstrømmen, frakter varme fra tropene mot høyere breddegrader og gir mildere klima i Nord-Europa enn breddegraden skulle tilsi. Atmosfæren og havet utveksler varme og fuktighet ved havoverflaten, og vindsystemer driver havstrømmer som igjen påvirker værmønstre og klimasoner.



Figur 24.2.: Jordens strålingsbalanse. Figuren er laget av Bjerknessenteret. Farger er modifisert av Elisabeth Engum. Innholdet i figuren er basert på data fra IPCC FAQ, figur 1.1, 2007.

24.2.2. Kryosfæren og tilbakekoblinger

Is og snø reflekterer 50–90% av innkommende solstråling på grunn av sin høye albedo. Nysnø har albedo på 80–90%, mens sjøis har albedo på 50–70%. Til sammenligning reflekterer åpent hav bare 6–10% av sollyset. Når isen smelter, absorberer havet derfor mer energi, noe som skaper en selvforsterkende oppvarmingsprosess kalt is-albedo-effekten. Dette påvirker både havstrømmer og det globale klimaet.

Smelting av havis og isbreer bidrar ikke bare til havnivåstigning, men endrer også havets lagdeling (sjiktning). Tilførsel av ferskvann fra smelting reduserer saliniteten i overflatelaget, noe som kan svekke den termohaline sirkulasjonen. Dette påvirker igjen utvekslingen av energi, varme og gasser mellom hav og atmosfære, med konsekvenser for klimaet i store deler av verden.

Samtidig kan saltholdig havvann som fryser til is gi opphav til kalde og saltholdige vannmasser som synker til bunns og driver dyphavsstrømmer. Denne prosessen, som kalles bunnvannsdannelse, har stor betydning for global energitransport og klima.

24.2.3. Telekoblinger

Endringer i hav- og lufttemperatur og isutbredelse i Arktis kan påvirke vær og klima på midlere breddegrader, blant annet gjennom endringer i jetstrømmen. Dette kalles telekoblinger – fjernvirkninger der prosesser i ett område påvirker været i et annet område langt unna. Store klimaoscillasjoner som NAO, AO, ENSO og IOD kobler sammen atmosfære, hav og kryosfære over store avstander, og gir globale effekter på vær, nedbør og ekstremhendelser.

24.3. Hva er klimaoscillasjoner?

Klimaoscillasjoner er naturlige, tilbakevendende svingninger i klima- og værsystemer. De oppstår som et resultat av samspillet mellom hav, atmosfære og kryosfære, og viser seg som variasjoner i temperatur, lufttrykk, vindmønstre og nedbør. Oscillasjonene har ulike geografiske områder og tidsskalaer:

- **Interannuelle oscillasjoner** (måneder–år): ENSO, NAO, AO, IOD
- **Dekadiske oscillasjoner** (tiår): PDO (Pacific Decadal Oscillation), AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation)

Oscillasjonene kan forsterke eller motvirke hverandre, og skaper komplekse mønstre som påvirker både lokalt vær og globalt klima. Forståelse av disse oscillasjonene er avgjørende for å kunne forutsi ekstremvær og klimavariasjoner.

24.4. El Niño–Southern Oscillation (ENSO)

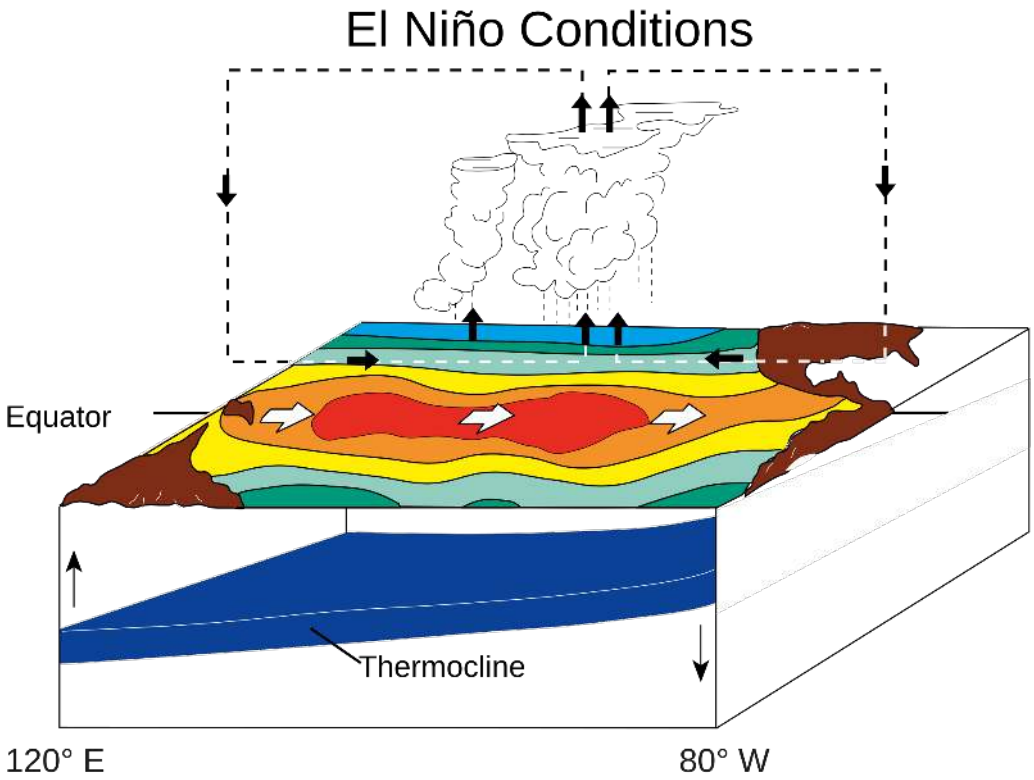
El Niño–Southern Oscillation (**ENSO**) er et av de viktigste klimafenomenene på jorden, og påvirker vær, klima og økosystemer over store deler av kloden. ENSO oppstår som et samspill mellom hav og atmosfære i det tropiske Stillehavet, og består av tre faser: El Niño, La Niña og en nøytral fase.

https://youtu.be/WPA-KpldDVc?si=NM9NKDQXT7IQQht2

24.4.1. Hvordan fungerer ENSO?

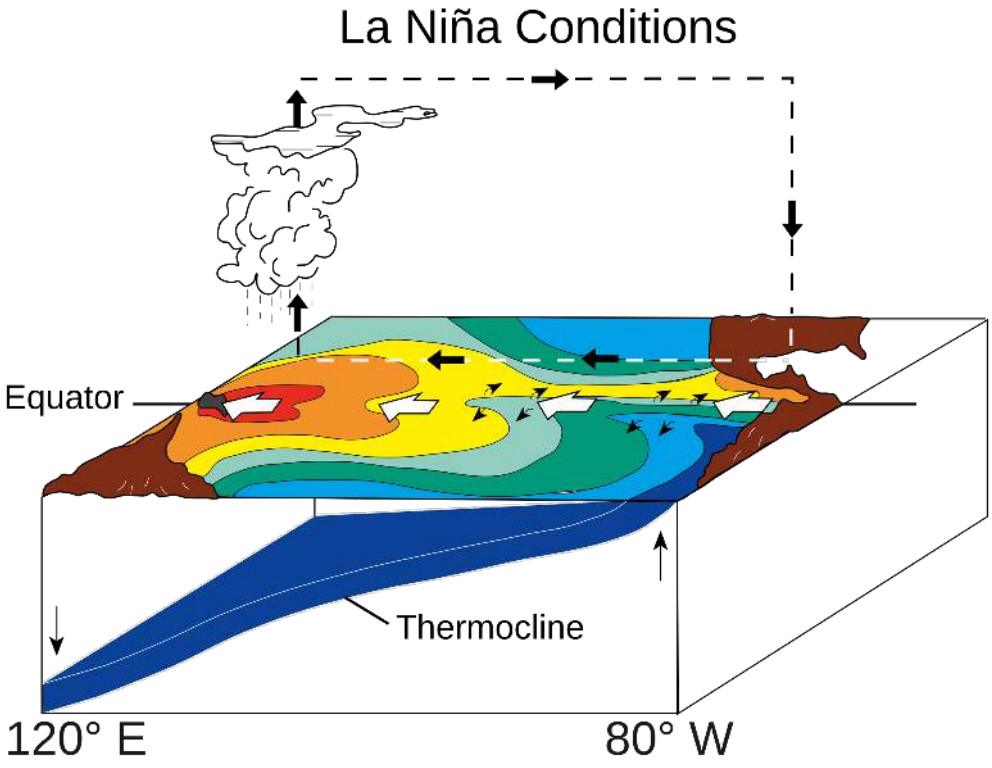
ENSO beskriver svingninger i havtemperatur og atmosfærisk trykk over det tropiske Stillehavet:

- **El Niño:** Under El Niño-fasen svekkes de østlige passatvindene, og varmt overflatevann strømmer østover mot Sør-Amerika. Dette gir høyere havtemperaturer i det østlige Stillehavet, mindre oppstrømning av næringsrikt kaldt vann, og store endringer i nedbør og temperatur globalt. El Niño gir ofte tørke i Australia og Indonesia, og kraftig regn og flom i Sør-Amerika og deler av USA.



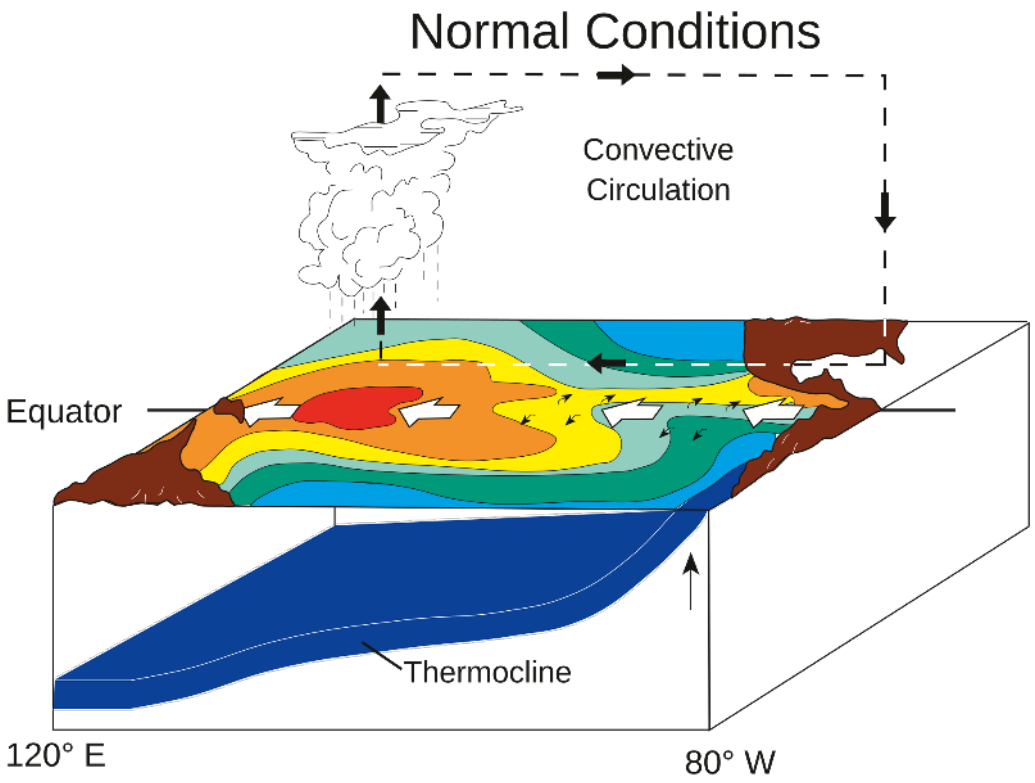
Figur 24.3.: El Niño. Figur: Wikimedia Commons.

- **La Niña:** Under La Niña-fasen forsterkes passatvindene, og kaldt vann strømmer vestover. Havtemperaturen i det østlige Stillehavet blir lavere enn normalt, og det oppstår motsatte værmønstre av El Niño: mer regn i Australia og Indonesia, og tørke i Sør-Amerika.



Figur 24.4.: La Niña. Figur: Wikimedia Commons.

- **Nøytral fase:** Havtemperatur og atmosfærisk trykk er nær normalen, og ENSO har liten innvirkning på globale værmønstre.



Figur 24.5.: Nøytral tilstand. Figur: Wikimedia Commons

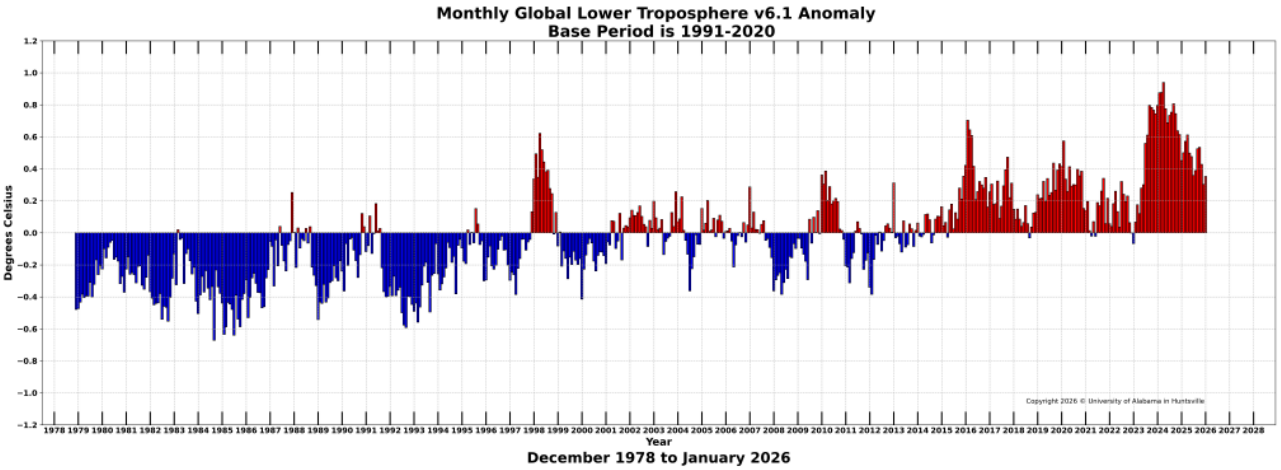
ENSO-syklusen gjentar seg vanligvis hvert 2.–7. år, og hver El Niño- eller La Niña-episode varer typisk 1–2 år. Mellom episodene er systemet i en nøytral fase.

24.4.2. Konsekvenser av ENSO

- **Vær og klima:** ENSO gir store variasjoner i temperatur og nedbør, og kan utløse ekstremvær som flom, tørke, orkaner og hetebølger.

- **Økosystemer:** Endringer i havtemperatur og oppvelling påvirker fiskerier, korallrev og biologisk mangfold, særlig langs kysten av Sør-Amerika og i tropene.

- **Samfunn:** ENSO har stor betydning for matproduksjon, vannforsyning og helse, spesielt i utviklingsland rundt Stillehavet. Sykdomsutbrudd, matmangel og økonomiske tap kan følge i kjølvannet av sterke ENSO-hendelser.



Figur 24.6.: El Niño-år er synlige i global temperatur. Legg særlig merke til årene 1998 og 2016.

24.4.3. ENSO og klimaendringer

Forskning tyder på at klimaendringer kan påvirke styrken og hyppigheten av ekstreme ENSO-hendelser, men det er fortsatt usikkerhet om hvordan fremtidens ENSO vil arte seg. Det er sannsynlig at variasjonen i nedbør og ekstremvær knyttet til ENSO vil øke i fremtiden.

Oppgaver om ENSO

I de følgende oppgavene vil du få bruk for informasjon på følgende nettside: https://www.bom.gov.au/climate/enso/?ninoIndex=nino3.4&index=rnino34&period=monthly#overview-section=Monitoring-graphs

Oppgave 24.1. Gå til nettsiden og finn den månedlige Niño 3.4-grafen (røde/svarte linjer for observasjoner). Noter ned gjennomsnittstemperaturavviket for de siste 6 månedene (f.eks. okt 2025–mars 2026). Er vi i El Niño, La Niña eller nøytral fase nå? Forklar hva indeksen måler.

Oppgave 24.2. Bruk "Select Period"-funksjonen til å vise data fra 2015–2016 (sterk El Niño). Sammenlign toppavviket den gangen med det sterkeste La Niña-avviket i 2020–2022. Hvordan påvirker dette globale telekoblinger som NAO i Norge (søk parallelt på met.no)?

Oppgave 24.3. Last ned månedlige data (via CSV-lenke på siden) for 1950–dd. Beregn gjennomsnittet per tiår i Excel eller Python (f.eks. 1990-1999 vs. 2010-2019). Diskuter: Er det en oppvarmingstrend i baseline? Koble til havets rolle i klimasystemet.

24.5. Den nordatlantiske oscillasjon (NAO)

Den nordatlantiske oscillasjon (NAO) er et av de viktigste klimafenomenene som påvirker vær og klima i Nord-Atlanteren, Europa og omkringliggende områder. NAO beskriver svingninger i lufttrykkforskjellen mellom lavtrykket ved Island (Islandslavtrykket) og høytrykket ved Asorene (Asorhøytrykket). Denne trykkforskjellen styrer styrken og retningen på vestavinden over Atlanterhavet, og har stor innvirkning på temperatur, nedbør og stormaktivitet i store deler av Europa, inkludert Norge.

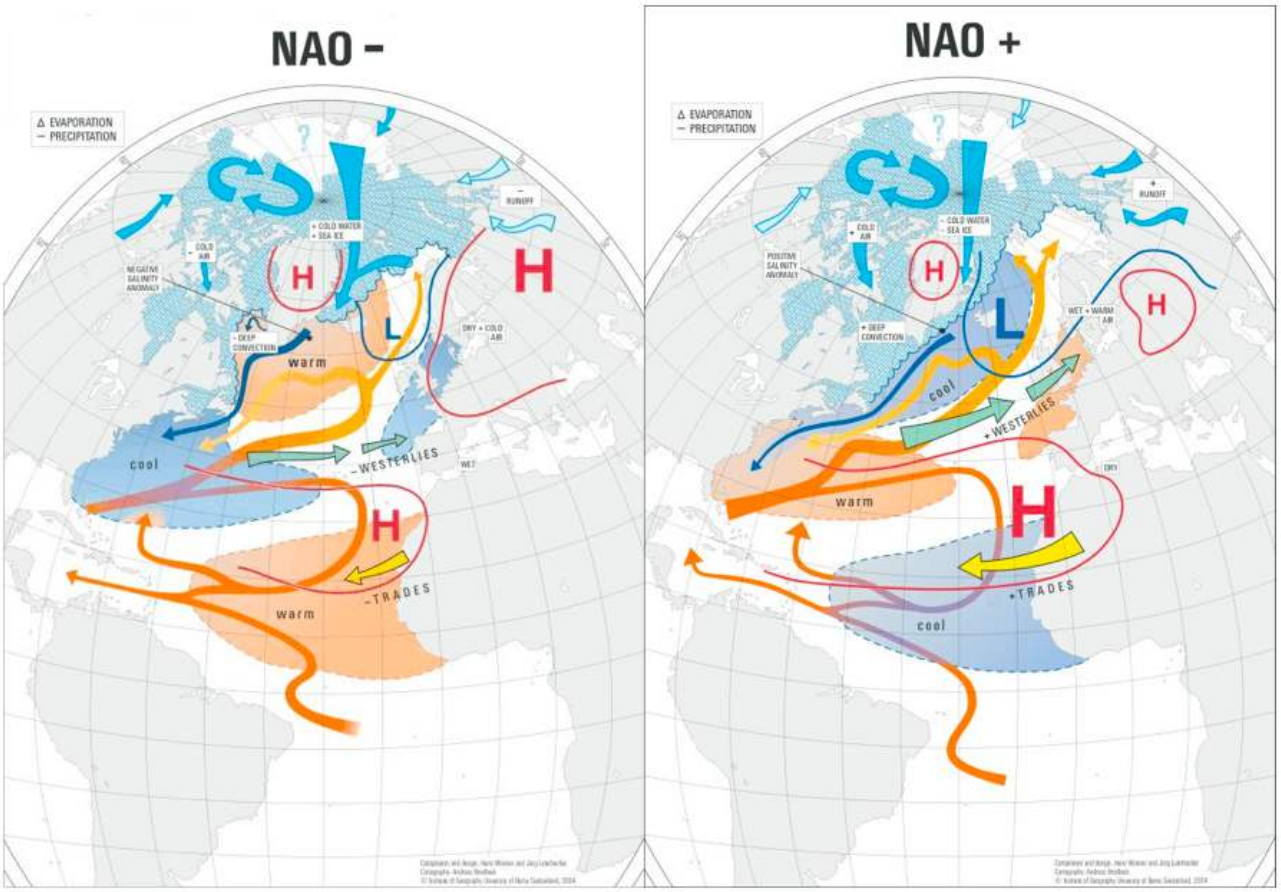
24.5.1. Hvordan fungerer NAO?

NAO måles gjennom en **NAO-indeks**, som er forskjellen i lufttrykk mellom Island og Asorene (eller Lisboa). Indeksen kan være positiv (NAO+) eller negativ (NAO-):

- **Positiv NAO (NAO+):** Stor trykkforskjell mellom Island og Asorene. Dette gir sterk vestavind, milde og våte vintre i Nord-Europa og Skandinavia, og flere og kraftigere stormer. Samtidig får Sør-Europa og Grønland ofte kaldere og tørrere vær.

- **Negativ NAO (NAO-):** Liten trykkforskjell. Vestavinden svekkes, og lavtrykkene tar en mer sørlig bane. Dette gir kaldere og tørrere vintre i Nord-Europa, mens Sør-Europa og Grønland får mildere og våtere vær.

NAO har størst innflytelse på været i vinterhalvåret (november–april), og kan forklare mye av variasjonen i temperatur og nedbør fra år til år. For eksempel hadde Bergen rekordmild og våt vinter i 2019–20 under en svært positiv NAO, mens vinteren 2025-2026 var kald og tørr med negativ NAO.



Figur 24.7.: Den nordatlantiske svingningen. Kilde: EDU-ARCTIC Consortium (n.d.)

24.5.2. Årsaker og sammenhenger

NAO er et naturlig, kaotisk fenomen som svinger på tidsskalaer fra måneder til flere tiår. Svingningene er koblet til større atmosfæriske systemer, som polarvirvelen i stratosfæren, og påvirkes av både hav, isforhold og atmosfærens generelle sirkulasjon.

24.5.3. Konsekvenser av NAO

- **Vær og klima:** NAO styrer hvor lavtrykkene beveger seg, og påvirker dermed temperatur, nedbør og vindforhold i store deler av Europa, Nord-Afrika, Grønland og det østlige USA.
- **Ekstremvær:** Perioder med positiv NAO gir flere og kraftigere stormer i Nord-Europa, mens negativ NAO kan gi kuldebølger og snøfattige vintre på vestlandet.
- **Havstrømmer og økosystemer:** Endringer i vindmønstre påvirker havstrømmer, isutbredelse og biologisk produktivitet i Nord-Atlanteren.

Oppgaver om NAO

Oppgave 24.4 (Case: Vinteren 2019–2020 og 2025–2026)**.** I teksten står det at:
Vinteren 2019–20 var «rekordmild og våt» i Bergen, under en svært positiv NAO.
Vinteren 2025–26 var «kald og tørr» med negativ NAO.

a. Forklar hvordan disse to vintrene passer med det du vet om NAO+ og NAO–.
b. Beskriv hvilke typer vær (temperatur, nedbør, vindretning) du ville forvente på Vestlandet i en typisk NAO+-vinter, og i en typisk NAO–-vinter.
c. Gi ett eksempel på hvordan NAO kan påvirke hverdagen til folk i Norge (transport, kraftpriser, skiføre, flomfare, osv.).

Oppgave 24.5. Bruk disse to kildene:
Polarpedia (på norsk): https://polarpedia.eu/nn/12733-2/
Erik Kolstad: "Hva er NAO – den nordatlantiske svingning?" https://erikwkolstad.com/2022/12/06/hva-er-nao-den-nordatlantiske-svingning/
Sammenlikn forklaringer

a. Les Polarpedia-artikkelen og marker det du mener er de 3 viktigste setningene for å forstå NAO.
b. Les Kolstad sin tekst. Finn minst to ting han forklarer som ikke kommer tydelig fram i klasseteksten dere fikk (for eksempel historiske observasjoner, sammenheng med andre klimafenomener, eller detaljer om trykkmønster).
c. Skriv en kort tekst (6–10 setninger) der du forklarer NAO ved å bruke elementer fra både klasseteksten, Polarpedia og Kolstad. Prøv å gjøre teksten forståelig for en elev på Vg1.

Oppgave 24.6 (Fagbegreper og presisjon)**.**

a. Lag en liten begrepsliste (min. 5 begreper) knyttet til NAO, for eksempel: lavtrykk, høytrykk, trykkgradient, vestavindsbeltet, stormbane, polarvirvel.
b. Gi en kort faglig definisjon av hvert begrep med egne ord, og forklar hvordan det henger sammen med NAO.

Oppgave 24.7 (NAO og ekstremvær)**.**

a. Gjør rede for hvordan en lang periode med positiv NAO-index kan øke sannsynligheten for enkelte typer ekstremvær.
b. Gjør det samme for en lang periode med negativ NAO-index.
c. Finn et eksempel på en ekstremværhendelse i Europa som kan ha vært påvirket av NAO, og forklar hvordan NAO kan ha spilt en rolle i denne hendelsen (du kan søke etter "NAO" og "extreme weather event" i søkemotoren du foretrekker).

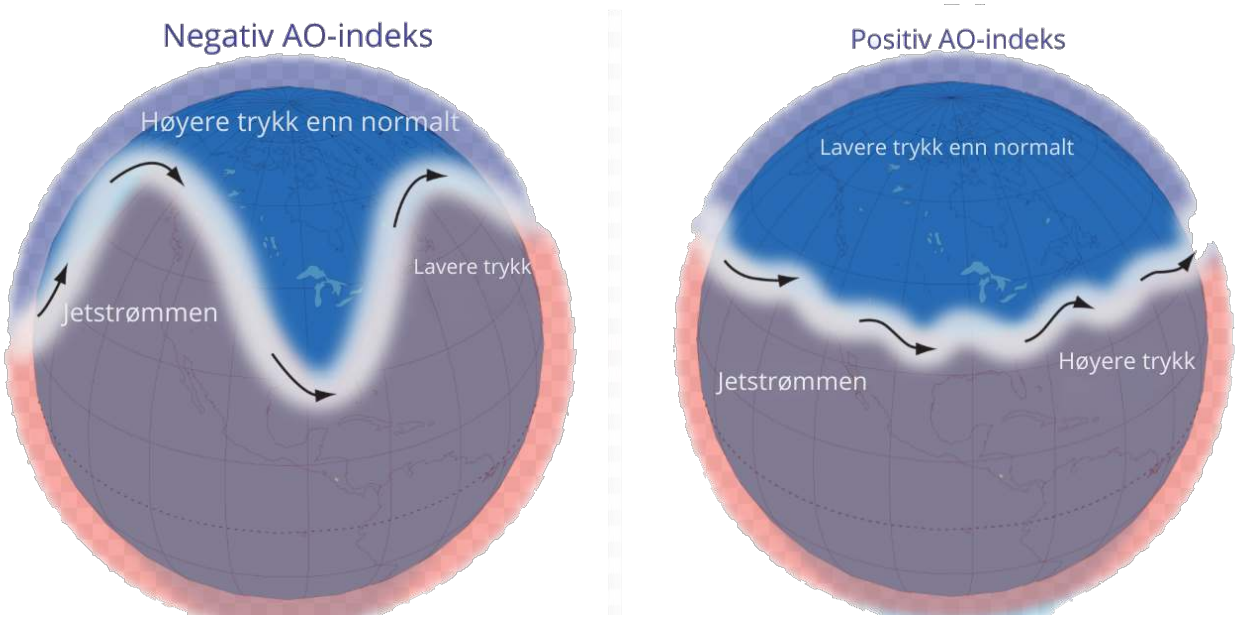
24.6. Den arktiske oscillasjon (AO)

Den arktiske oscillasjon (AO) er et viktig klimafenomen som beskriver svingninger i atmosfærisk trykk mellom Arktis og de tempererte områdene på den nordlige halvkule. AO-indeksen måler forskjellen i lufttrykk ved havnivå mellom polområdet og midtre breddegrader (rundt 37–45°N).

24.6.1. Hvordan fungerer AO?

Den arktiske oscillasjonen (AO) henger tett sammen med jetstrømmen, som er et bånd av sterke vinder i 8–12 km høyde.

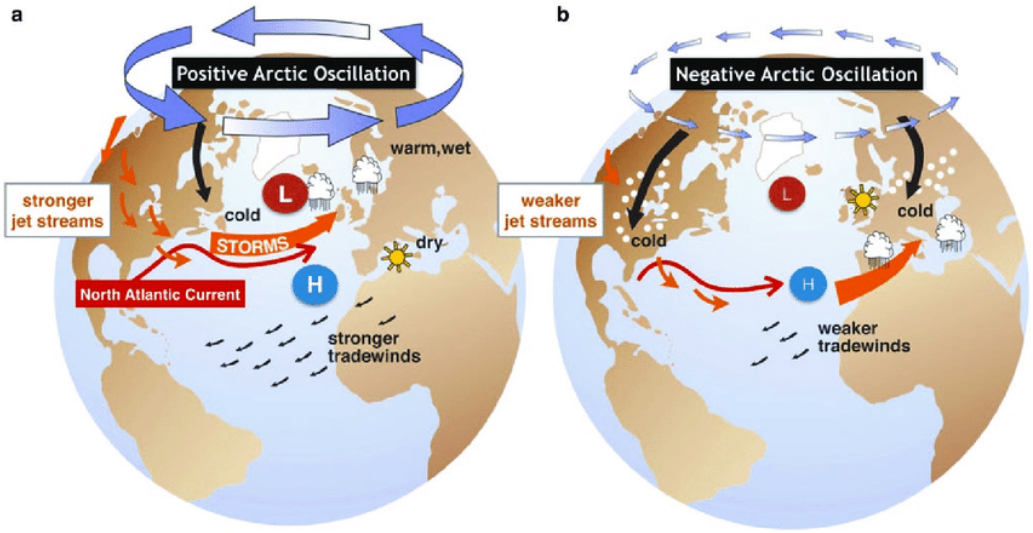
- Når AO er i en **positiv** fase, er lufttrykket (og geopotensiell høyde) i høyden lavere enn normalt over Arktis og høyere enn normalt lenger sør, omtrent i beltet 40–60° nord. Dette forsterker forskjellen i "høyde" mellom pol og midlere bredder på 500 hPa-flaten, og dermed øker også vindstyrken ifølge geostrofisk balanse: jo større forskjell, desto sterkere vestavind. Resultatet blir en kraftig, mer sammenhengende og ganske rett vestlig jetstrøm som sirkler rundt polområdet og i større grad holder den kalde polarluften "på plass" i nord. Været i Skandinavia, Alaska og Nord-Europa blir ofte mildere og våtere, mens Sør-Europa og vestlige deler av USA får tørrere forhold.
- I en **negativ** AO-fase er mønsteret motsatt: høyere enn normalt i Arktis og lavere lenger sør gjør at forskjellene i geopotensiell høyde blir mindre, og jetstrømmen svekkes og bukter seg mer. Da får vi større bølger i strømningsmønsteret, og kald polarluft kan lettere trenge langt sørover mot Europa, Asia og Nord-Amerika, mens varm luft kan strømme nordover. Dette gir økt risiko for kuldebølger og snørike vintre i disse områdene.



Figur 24.8.: Trykkanomaliene er knyttet til 500hPa-flaten (altså i høyden).

24.6.2. Årsaker og variasjoner

AO svinger naturlig mellom positive og negative faser på tidsskalaer fra dager til tiår, uten fast periodisitet. Svingningene er koblet til globale værmønstre og påvirkes av både hav, isforhold og atmosfærens generelle sirkulasjon. AO har generelt vært mer positiv siden 1970-tallet, men har pendlet mot en mer nøytral tilstand det siste tiåret.



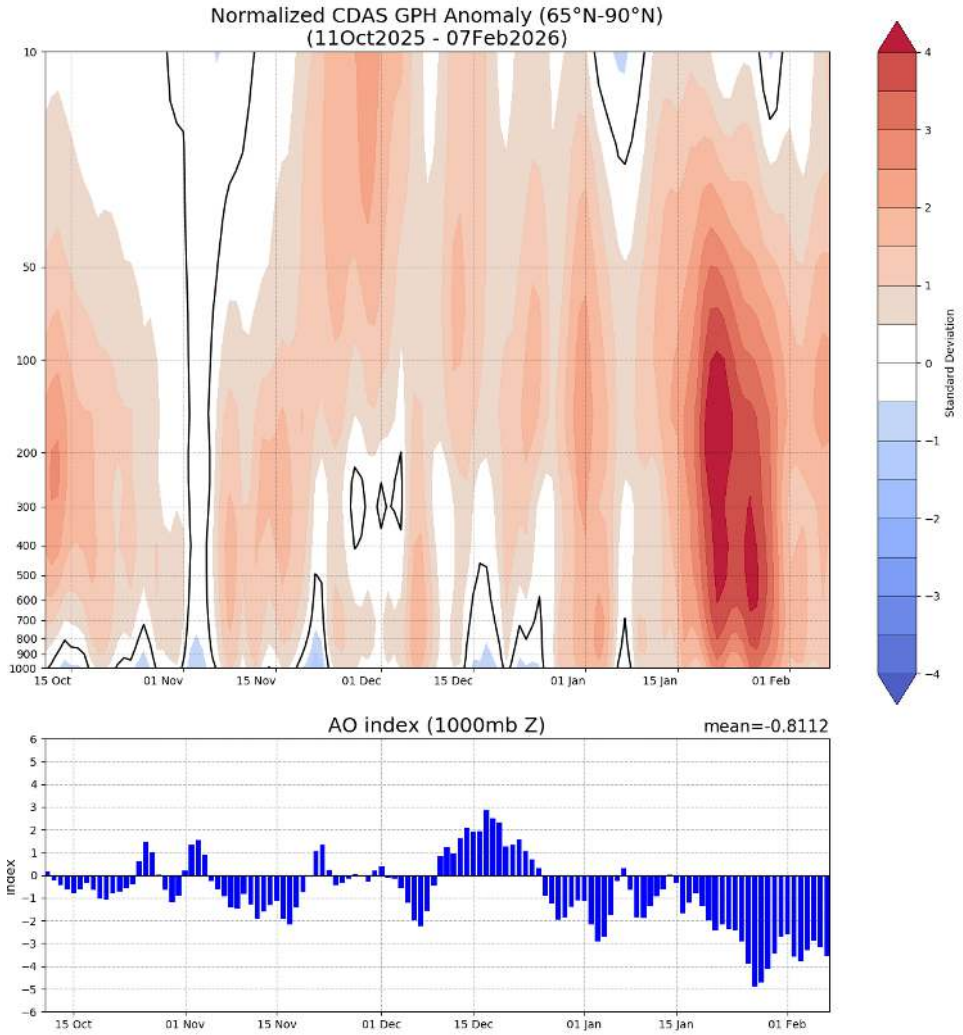
Figur 24.9.: Kilde: The Physical System of the Arctic Ocean and Subarctic Seas in a Changing Climate: Proceedings of the 2017 conference for YOUng MARine RESearchers in Kiel, Germany - Scientific Figure on ResearchGate. Available from: https://www.researchgate.net/figure/Schematic-of-the-Arctic-Oscillation-and-its-effects-adapted-from-AMAP-2012-with_fig2_327309091 [accessed 17 Sep, 2021]

24.6.3. Konsekvenser av AO

- **Vær og klima:** AO styrer hvor langt kald arktisk luft kan trenge sørover, og påvirker temperatur, nedbør og stormaktivitet på den nordlige halvkule.

- **Ekstremvær:** Negativ AO gir økt risiko for kuldebølger og snøstormer i Europa, Asia og Nord-Amerika. Positiv AO gir mildere og våtere vintre i nordlige områder.

- **Sjøis og økosystemer:** AO påvirker vindmønstre og transport av sjøis ut av Arktis, noe som har betydning for sjøisutbredelse og økosystemer.



Figur 24.10.: Bruk figuren til å se koblingen mellom AO-indeksen og trykkanomaliene i de ulike høydene. Figuren er lastet ned 9.februar 2026. Kilde: Climate Prediction Center (2026)

24.7. Indian Ocean Dipole (IOD)

Indian Ocean Dipole (IOD) er et viktig klimafenomen som beskriver svingninger i havtemperatur mellom den vestlige og østlige delen av det tropiske Indiske hav. IOD har stor innflytelse på vær, klima og nedbørsmønstre i landene rundt Det indiske hav, spesielt Øst-Afrika, India, Indonesia og Australia.

24.7.1. Hvordan fungerer IOD?

IOD har tre faser: positiv, negativ og nøytral.

- **Positiv IOD:** Vestlige Indiske hav er varmere enn normalt, mens østlige Indiske hav (nær Indonesia og Australia) er kaldere enn normalt. Dette gir mer nedbør og flom i Øst-Afrika og India, men tørke i Indonesia og Australia.

- **Negativ IOD:** Østlige Indiske hav er varmere enn normalt, mens vestlige Indiske hav er kaldere. Dette gir mer regn i Indonesia og Australia, og tørke i Øst-Afrika og India.
- **Nøytral IOD:** Havtemperaturene er nær normalen, og IOD har liten innvirkning på værmønstrene.

IOD måles med Dipole Mode Index (DMI), som er forskjellen i havtemperatur mellom vest og øst i det tropiske Indiske hav.

24.7.2. Konsekvenser av IOD

- **Vær og klima:** IOD påvirker monsunen over India, nedbør i Øst-Afrika og Australia, og kan utløse ekstremvær som flom og tørke.
- **Økosystemer og samfunn:** Endringer i havtemperatur og nedbør påvirker jordbruk, matproduksjon, vannforsyning og helse i landene rundt Det indiske hav.
- **Sammenheng med ENSO:** IOD kan samvirke med El Niño–Southern Oscillation (ENSO) i Stillehavet, og forsterke eller motvirke effektene av El Niño og La Niña.

24.7.3. Klimaendringer og IOD

Forskning tyder på at sterke positive IOD-hendelser kan bli vanligere i et varmere klima, noe som kan gi mer ekstremvær og større utfordringer for matproduksjon og samfunn i regionen.

24.8. Ulike oscillasjoner

I tillegg til NAO, AO, ENSO og IOD, finnes det flere andre viktige klimaoscillasjoner som påvirker vær og klima ulike steder i verden. Dette er eksempler på noen av dem:

- **Pacific Decadal Oscillation (PDO):** En langsom svingning i havtemperaturene i det nordlige Stillehavet, med faser som varer i flere tiår. PDO påvirker vær og klima i Nord-Amerika og kan forsterke eller motvirke effektene av ENSO.
- **Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO):** En naturlig variasjon i havtemperaturene i det nordlige Atlanterhavet, med sykluser på 60–80 år. AMO har betydning for orkanaktivitet i Atlanterhavet, nedbør i Sahel og klima i Europa.
- **Madden-Julian Oscillation (MJO):** En østgående bølge av konveksjon (tordenvær og regn) som beveger seg rundt ekvator med en periode på 30–60 dager. MJO påvirker monsunen, tropiske sykloner og kan modulere styrken til El Niño og La Niña.
- **Antarctic Oscillation (AAO) / Southern Annular Mode (SAM):** En svingning i lufttrykk og vindsystemer rundt Antarktis, som påvirker klimaet på den sørlige halvkule, inkludert Australia, Sør-Amerika og Sør-Afrika.
- **Pacific North American Pattern (PNA):** En atmosfærisk svingning som påvirker værmønstre over Nord-Amerika og det nordlige Stillehavet, ofte i samspill med ENSO og PDO.

24.9. Oppgaver

Nivå: Middels | Tema: NAO og lokale effekter

Oppgave 24.8 (Ekstremværet i Bergen 2019-2020)**.** Vinteren 2019-2020 var ekstraordinært mild og våt i Bergen, med over 3000 mm nedbør registrert ved Florida. NAO-indeksen var svært positiv denne vinteren.

a. Forklar hvordan en positiv NAO fører til mer nedbør i Bergen. Bruk begrepene vestavind, Golfstrømmen, og lavtrykksbaner i svaret ditt.
b. Samtidig opplevde Sør-Europa tørke. Hvorfor får disse områdene motsatt effekt av positiv NAO?
c. Diskuter hvilke konsekvenser ekstrem positiv NAO kan ha for:

- Vannkraftproduksjon i Norge
- Skredfare i bratte fjellområder
- Marine økosystemer langs vestkysten

d. Bruk en LLM til å finne NAO-indeksen for den siste vinteren. Sammenlign med vinteren 2019-2020 og forklar om årets vinter var typisk for den NAO-fasen vi hadde.

Oppgave 24.9 (Arktisk smelting og globale konsekvenser)**.** De siste tiårene har Arktis opplevd rask temperaturøkning (arktisk forsterkning) med betydelig nedgang i sjøisutbredelsen.

a. Forklar is-albedo-effekten og hvorfor den er en positiv tilbakekobling. Beregn hvor mye mer solenergi som absorberes når 1 km² havis med albedo 0,60 erstattes av åpent hav med albedo 0,08. Anta at innkommende solstråling er 200 W/m².
b. Smeltingen av havis tilfører store mengder ferskvann til Arktis. Forklar hvordan dette kan påvirke:

- Den termohaline sirkulasjonen
- Golfstrømmens styrke
- Klimaet i Nord-Europa

c. Forskning viser at redusert havis i Arktis kan påvirke jetstrømmen og gi mer ekstremvær på midlere breddegrader. Forklar mekanismen bak denne telekoblingen.
d. Diskuter om effekten av arktisk issmelting er sterkest gjennom AO eller NAO. Begrunn svaret ditt.

Oppgave 24.10 (El Niño og globale fiskerier)**.** Under en sterk El Niño-episode kollapser fiskeriene langs Peru og Ecuador, mens fiskeriene i det vestlige Stillehavet kan øke.

a. Forklar hvorfor fiskeriene kollapser langs Sør-Amerika under El Niño. Bruk begrepene oppstrømning (upwelling), passatvinder og næringstilgang.
b. Lag en tabell som sammenligner effektene av El Niño og La Niña på:

- Havtemperatur i østlige Stillehavet
- Passatvindenes styrke
- Nedbør i Australia
- Nedbør i Peru
- Fiskerier langs Sør-Amerika

c. ENSO påvirker ikke bare Stillehavsområdet. Bruk en LLM til å finne ut hvordan El Niño kan påvirke:

- Monsunen i India
- Orkanaktivitet i Atlanterhavet
- Tørkerisiko i Sørøst-Afrika

d. Diskuter hvordan klimaendringer kan påvirke fremtidens ENSO-syklus og hvilke konsekvenser dette kan få for matsikkerhet globalt.

Oppgave 24.11 (Sammensatte ekstremer)**.** I 2019 opplevde Australia ekstrem tørke og omfattende skogbranner. Denne perioden var preget av en positiv IOD og en nøytral til svak El Niño.

a. Forklar hvordan en positiv IOD fører til tørke i Australia. Vis til endringer i havtemperatur og atmosfærisk sirkulasjon.
b. Når IOD og El Niño opptrer samtidig, kan effektene forsterkes. Forklar hvorfor ved å analysere:

- Havtemperaturmønstre
- Atmosfæriske trykkforskjeller
- Nedbørsmønstre

c. I samme periode var det flom i Øst-Afrika. Forklar sammenhengen mellom tørken i Australia og flommen i Øst-Afrika.
d. Bruk en LLM til å undersøke om NAO og AO kan påvirke hverandre på lignende måte. Presenter funnene dine i en kort rapport.

Oppgave 24.12 (Havets rolle i karbonkretsløpet)**.** Havet tar opp omtrent 25% av alle menneskeskapte CO_2-utslipp, men denne kapasiteten påvirkes av temperatur, sirkulasjon og biologisk aktivitet.

a. Forklar hvorfor kaldt vann løser mer CO_2 enn varmt vann. Hva betyr dette for CO_2-opptak i:

- Polområdene
- Tropiske hav
- Områder med oppstrømning

b. Den termohaline sirkulasjonen frakter karbonrikt vann ned i dyphavet. Forklar denne prosessen og hvorfor den er viktig for langvarig karbonlagring.
c. Havforsuring skjer når CO_2 reagerer med sjøvann og danner karbonsyre. Forklar hvordan havforsuring påvirker:

- Marine organismer med kalkskall
- Korallrev
- Næringsnettet i havet

d. Diskuter hvordan klimaendringer kan skape en negativ tilbakekobling ved å redusere havets evne til å ta opp CO_2. Vurder effekter av:

- Økt havtemperatur
- Svakere termohalin sirkulasjon
- Endret lagdeling (sjiktning)

Oppgave 24.13 (Oscillasjoner på ulike tidsskalaer)**.** Klimaoscillasjoner virker på forskjellige tidsskalaer fra uker til tiår.

a. Lag en tidslinje som viser følgende oscillasjoner plassert etter karakteristisk periode:

- MJO
- NAO (sesongvariasjon)
- ENSO
- PDO
- AMO

b. Forklar forskjellen mellom interannuelle og dekadiske oscillasjoner. Gi ett eksempel på hver.
c. Du er værvarsler og skal lage en prognose:

- Hvilke oscillasjoner er mest relevante for en 3-dagers værvarsel?
- Hvilke er mest relevante for en sesongprognose (3 måneder frem)?
- Hvilke er mest relevante for en 30-års klimaprognose?

Begrunn svarene dine.
d. Bruk en LLM til å finne nåværende status (indeksverdier) for NAO, AO og ENSO. Basert på disse, gi en kvalitativ vurdering av forventet vær i Bergen de neste månedene.

Oppgave 24.14 (Modellering av is-albedo-effekten)**.** I denne oppgaven skal du bruke en enkel modell for å undersøke is-albedo-effekten.

a. Et arktisk område har følgende egenskaper:

- Areal: 1 million km^2
- Innkommende solstråling: 150 W/m^2 (gjennomsnitt over sommeren)
- Startforhold: 80% isdekning (albedo 0,65), 20% åpent hav (albedo 0,08)

Beregn hvor mye energi som absorberes daglig i startforholdet.
b. Antatt at isen smelter slik at isdekningen reduseres til 60%. Beregn ny energiabsorpsjon. Hvor mye mer energi absorberes sammenlignet med startforholdet?
c. Denne ekstra energien bidrar til mer smelting. Hvis 10% av den ekstra absorberte energien går til å smelte is (resten varmer havet), hvor mange km^3 is smelter per dag? (Smeltevamen for is er $3{,}34 \times 10^8$ J/m^3.)
d. Forklar hvorfor dette er en positiv tilbakekobling. Diskuter om denne prosessen er selvforsterkende eller om den stabiliserer seg på et tidspunkt.
e. Bruk en LLM til å finne ut om det finnes negative tilbakekoblinger i klimasystemet som kan motvirke is-albedo-effekten.

25. Klimaforskning - datainnsamling

Aktuelle kompetansemål

- gjøre rede for forskning på forhistorisk klima, og hvordan det bidrar til å lage prognoser for framtidens klima
- gjøre rede for hvordan numeriske modeller i geofag bygges opp og videreutvikles, og beskrive hvordan modellene brukes innenfor værvarsling, havmodellering og klimaforskning

Klimaforskning er et stort fagfelt, og det er mange ulike metoder som brukes for å forstå hvordan klimaet har vært tidligere, hvordan det er nå, og hvordan det kan bli i fremtiden. I dette kapitlet skal vi se på noen av de viktigste metodene som brukes i klimaforskning.

25.1. Observasjoner - målinger av dagens klima

Direkte observasjoner gir oss nøyaktige data om klimaet slik det er her og nå. Moderne instrumenter har gjort det mulig å overvåke klimasystemet med stadig økende presisjon og dekning.

- Målestasjoner: Verden over finnes et nettverk av tusenvis av bakkebaserte værstasjoner (som vi jobbet med i kapittel 14.1.1). Disse måler kontinuerlig sentrale klimavariabler som temperatur, lufttrykk, nedbør, vindstyrke og luftfuktighet. I havet brukes bøyer, skip og faste installasjoner til å måle blant annet havtemperatur, saltholdighet og havnivå. Disse langvarige måleseriene, noen over 150 år gamle, er fundamentale for å kunne identifisere klimaendringer.

- Satellitter: Siden 1970-tallet har satellitter revolusjonert klimaforskningen ved å gi oss et globalt overblikk over klimasystemet. Satellitter måler et bredt spekter av variabler, som overflatetemperatur på land og i hav, utbredelsen av snø og is, endringer i havnivå, konsentrasjonen av drivhusgasser i atmosfæren og endringer i vegetasjon. De gir oss et sammenhengende bilde av hele jorden og er spesielt verdifulle for å overvåke fjerntliggende områder som polområdene og de store verdenshavene.

- Droner og autonome farkoster: I de senere årene har droner og autonome undervannsfarkoster blitt viktige verktøy. De kan samle inn data med svært høy oppløsning i områder som er farlige eller vanskelig tilgjengelige for mennesker. Droner kan for eksempel brukes til å kartlegge smeltingen av en isbrekant i detalj, mens havglidere kan samle inn data fra ulike havdyp over lange perioder.

Disse direkte observasjonene er avgjørende for å forstå de fysiske prosessene i klimasystemet, som beskrevet i kapitlene om atmosfæren og havet. De er også kritiske for å overvåke konsekvensene av klimaendringer, som tining av permafrost og endringer i økosystemer.

25.2. Proxydata - arkivene fra fortidens klima

For å forstå klimaet før instrumentelle målinger begynte, må forskerne ty til indirekte kilder, kjent som **proxydata**. Dette er naturlige arkiver som har lagret informasjon om fortidens klima. Ved å analysere disse kan vi rekonstruere klimaet tusenvis, og til og med millioner, av år tilbake i tid.

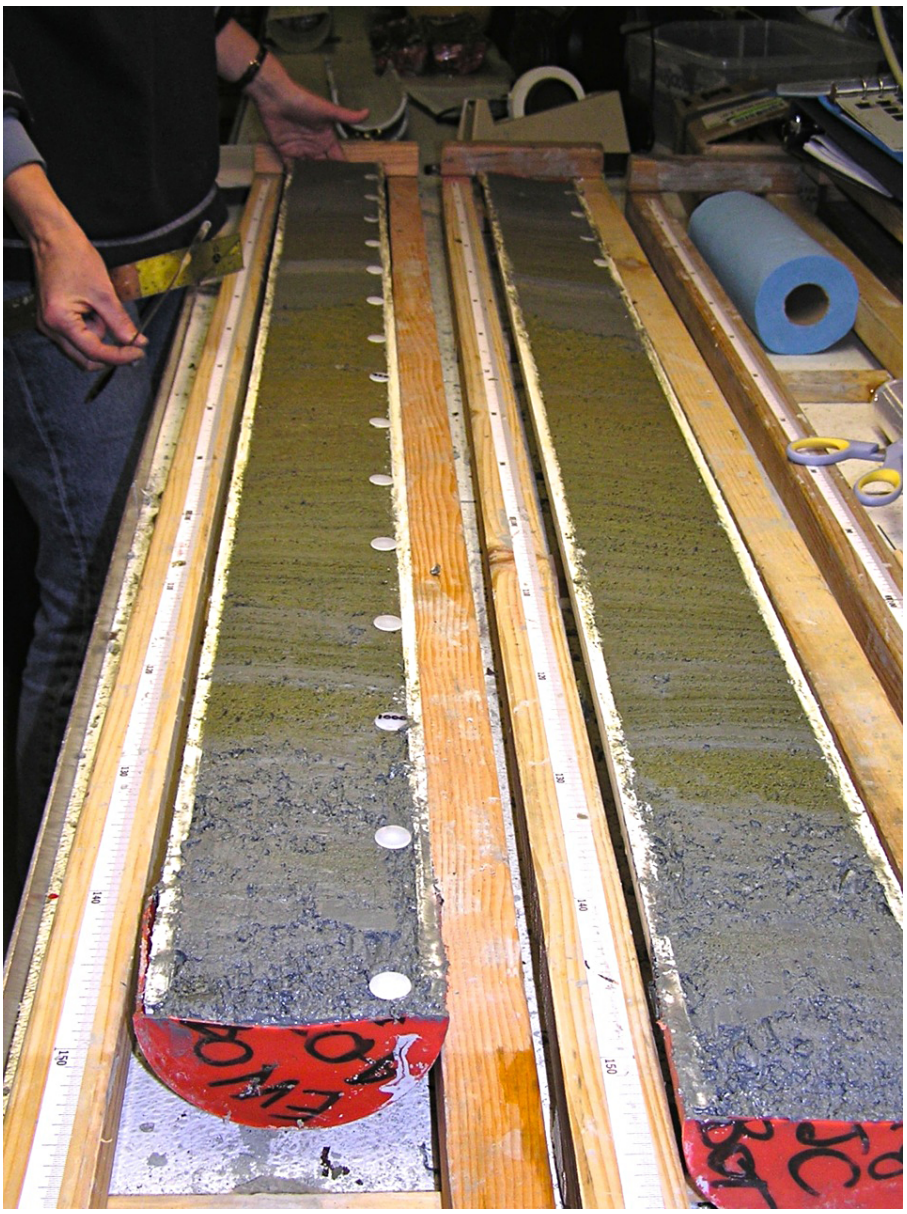
- Isborekjerner: Snø som faller i polområdene, som på Grønland og i Antarktis, blir over tid presset sammen til is. I denne isen fanges små luftbobler som inneholder prøver av den gamle atmosfæren. Ved å bore dype kjerner i isen kan forskere analysere disse luftboblene og måle tidligere konsentrasjoner av drivhusgasser som CO_2 og metan. Forholdet mellom ulike oksygenisotoper i selve isen kan også brukes til å beregne temperaturen da snøen falt.

Figur 25.1.: Bilde: "A scientist is examining an ice core recovered from 2 km deep in Antarctica which contains a record of how and why the climate changed in the past." Kendrick15435, CC BY-SA 4.0, via Wikimedia Commons

- Dryppsteiner: I mange grotter vokser stalagmitter og stalaktitter (dryppsteiner) sakte over tusenvis av år. De bygges opp lag for lag av mineraler fra vann som drypper ned. Disse lagene fungerer som årringer, og kjemiske analyser av dem, spesielt av oksygenisotoper, kan gi informasjon om nedbørsmengder og temperatur i regionen.

Figur 25.2.: En forsker som jobber i en grotte. Kilde: Bcerrato1 på Wikimedia Commons CC BY-SA 4.0

- Havbunns- og innsjøsedimentkjerner: På bunnen av hav og innsjøer avsettes det kontinuerlig partikler som synker ned, lag på lag. Disse sedimentene inneholder rester av pollen, plankton og andre organismer. Ved å bore ut kjerner av disse sedimentene kan forskere analysere innholdet. For eksempel kan typen pollen fortelle hvilke planter som vokste i området, noe som indikerer klimaet på land. Skall fra små marine organismer (foraminiferer) i havbunnssedimenter kan analyseres for å avdekke fortidens havtemperatur.



Figur 25.3.: "Marine sediment core recovered off southeast Alaska reveals fine-scale greenish layering, a response to climate change, and gray layers of volcanic ash, August 2004".

- Bergarter: Geologiske formasjoner og bergarter gir oss ledetråder om klimaet over svært lange tidsperioder (millioner av år). For eksempel vitner kullavsetninger om et varmt og fuktig klima med frodig plantevekst, mens skuringsstriper i fjellet og moreneavsetninger er klare tegn på tidligere istider.

- Dendrokronologi (trærnes årringer): Trær danner en ny vekstring hvert år. Bredden på disse ringene påvirkes av klimatiske forhold som temperatur og nedbør. I gode vekstår blir ringene brede, mens de i kalde eller tørre år blir smale. Ved å analysere årringene fra gamle trær, både levende og døde, kan forskere rekonstruere klimaet med årlig oppløsning flere hundre til tusen år tilbake i tid.

- Koraller og skjell: I likhet med trær har koraller og skjell årlige vekstringer. Den kjemiske sammensetningen av korallskjelettet varierer med havtemperaturen og vannkvaliteten der de vokser. Forskere kan bore ut kjerner fra store korallkolonier for å få detaljert informasjon om klimaforholdene i tropiske hav.

- Isbreavsetninger: Morener er rygger av stein og løsmasser som isbreer har skjøvet foran seg og lagt igjen. Ved å kartlegge og datere disse moreneryggene kan forskere bestemme den tidligere utbredelsen av isbreer og dermed identifisere kaldere perioder i fortiden.
- Kunst og kultur: Historiske dokumenter, malerier, sagaer og skipslogger kan også fungere som en form for proxydata. De gir kvalitative beskrivelser av uvanlige værhendelser, gode og dårlige avlinger, og tidspunkt for når innsjøer og elver frøs til. Selv om de ikke er presise vitenskapelige målinger, kan de gi verdifull supplerende informasjon om klimaet de siste århundrene.

Ved å kombinere data fra alle disse ulike kildene, kan forskere sette sammen et detaljert bilde av hvordan og hvorfor klimaet har variert tidligere. Denne kunnskapen er avgjørende for å teste og forbedre klimamodellene som brukes til å forutsi fremtidens klima.

Kilder til proxydata

Oppgave 25.1. Definer proxydata. Gi ett eksempel på proxydata og forklar kort hva det kan fortelle oss om klimaet.

Oppgave 25.2. Navngi fire kilder til proxydata og forklar kort hva hver kilde kan fortelle oss.

Oppgave 25.3. Hva er en isborekjerne? Hva kan man finne ut ved å studere en isborekjerne?

Oppgave 25.4. Forklar hvordan årringer i trær kan brukes til å finne ut hvordan klimaet var i fortiden.

Oppgave 25.5. Hva er foraminiferer? Hvorfor kan de brukes til å finne ut hvordan temperaturen i havet var tidligere?

25.3. Metoder for å tolke proxydata

For å hente ut klimainformasjon fra proxyarkivene, bruker forskere en rekke avanserte analysemetoder. Her ser vi på noen av de mest sentrale.

25.3.1. $\delta^{18}O$-metoden – et termometer for fortiden

En av de viktigste metodene for å rekonstruere fortidens temperaturer er å analysere forholdet mellom to ulike oksygenisotoper: den lette ^{16}O og den tyngre ^{18}O. Nesten alt oksygen er ^{16}O, men en liten andel er ^{18}O. Forholdet mellom disse, kjent som $\delta^{18}O$ (delta-O-atten), er svært temperaturavhengig og fungerer som et geokjemisk termometer.

$$\delta^{18}O = \left(\frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{prøve}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000‰ \tag{25.1}$$

Prosessen er basert på at vannmolekyler med den lette ^{16}O-isotopen fordamper lettere fra havet enn de tyngre vannmolekylene med ^{18}O. Når klimaet er kaldt, skjer følgende:

1. Mer vann med ^{16}O fordamper fra havet og transporteres mot polene.
2. Dette vannet faller som snø og blir bundet i de store isdekkene.
3. Resultatet er at isen på polene blir relativt rik på ^{16}O (får en lav $\delta^{18}O$-verdi), mens havet som blir igjen blir relativt rikt på ^{18}O (får en høy $\delta^{18}O$-verdi).

Ved å analysere $\delta^{18}O$-verdiene i **isborekjerner**, kan forskere derfor si noe om temperaturen da snøen falt. En lavere $\delta^{18}O$-verdi i isen indikerer en kaldere periode.

Tilsvarende kan man analysere skallene til små marine organismer (foraminiferer) fra **havbunnssedimentkjerner**. Disse organismene bygger skallene sine av kalsiumkarbonat ($CaCO_3$) fra vannet de lever i. Skallene vil derfor reflektere $\delta^{18}O$-verdien i havet på den tiden. En høyere $\delta^{18}O$-verdi i disse skallene indikerer et kaldere globalt klima med store isdekker.

25.3.2. Sjøisindikatorer i havbunnssedimenter

Utbredelsen av sjøis er en svært viktig klimaindikator, spesielt i polarområdene. **Havbunnssedimenter** inneholder flere spor som kan brukes til å rekonstruere tidligere sjøisdekke. Forskere ser på en blanding av mikrofossiler og kjemiske biomarkører:

- **Mikrofossiler:** Visse arter av **kiselalger** (**diatomeer**) er tilpasset et liv i eller ved kanten av sjøisen. Funn av fossiler fra disse artene i et sedimentlag er et sterkt tegn på at det var sjøis i området. Motsatt vil en høy konsentrasjon av fossiler fra plankton som lever i åpent hav, tyde på isfrie forhold.
- **Biomarkører:** En enda mer presis metode er å se etter spesifikke kjemiske forbindelser som kun produseres av organismer knyttet til is. Et eksempel er biomarkøren **IP_{25}** (Ice Proxy with 25 carbons), et molekyl som utelukkende lages av kiselalger som lever i arktisk sjøis. Tilstedeværelsen av IP_{25} i et sedimentlag er derfor et direkte bevis på sesongbasert sjøis. Ved å analysere blandingen av disse indikatorene kan forskere skille mellom perioder med permanent isdekke, sesongvariert is, isfrie somre eller tilstedeværelsen av **polynyaer** (permanente områder med åpent vann omgitt av is).

25.3.3. Foraminiferanalyse – et havtermometer

Foraminiferer er mikroskopiske, encellede organismer som lever i havet og bygger et skall av kalsiumkarbonat ($CaCO_3$). Når de dør, synker skallene til bunns og bevares i **havbunnssedimenter**.

Metoden baserer seg på at ulike arter foraminiferer foretrekker forskjellige havtemperaturer. Noen arter trives kun i kaldt polarvann, mens andre bare finnes i varme, tropiske strøk.

Ved å identifisere hvilke arter som finnes i et sedimentlag og telle deres relative mengde, kan forskere rekonstruere overflatetemperaturen i havet den gangen sedimentet ble avsatt. Denne metoden er spesielt kraftfull fordi den gir kvantitative estimater av fortidens temperatur og utfyller $\delta^{18}O$-analysen, som også ofte utføres på de samme foraminiferskallene.

25.3.4. $\delta^{13}C$ – et arkiv for vegetasjon

På samme måte som med oksygen, kan man analysere forholdet mellom den lette karbonisotopen ^{12}C og den tyngre ^{13}C. Dette forholdet, $\delta^{13}C$, gir spesielt god informasjon om fortidens vegetasjon. Planter tar opp CO_2 fra atmosfæren gjennom fotosyntesen, men ulike plantetyper foretrekker den lette ^{12}C-isotopen i ulik grad.

- **C3-planter** (de fleste trær og busker i tempererte og kalde strøk) diskriminerer sterkt mot ^{13}C og får en lav $\delta^{13}C$-verdi.
- **C4-planter** (typisk gress og planter i varme, tørre strøk) diskriminerer mindre og får en høyere $\delta^{13}C$-verdi.

Når planter dør og brytes ned, overføres deres karbonprofil til jordsmonnet. Vann som siver gjennom jorda og ned i grotter, tar med seg dette karbonsignalet. I **dryppsteiner** (stalagmitter) blir dette signalet bevart i lagene av kalsiumkarbonat. En endring fra lav til høy δ^{13}C i en dryppstein kan derfor indikere at landskapet over grotten endret seg fra skog (C3) til gresslette (C4), noe som ofte er et tegn på et tørrere eller varmere klima.

25.3.5. Pollenanalyse – landskapets historie

Pollenanalyse er en metode for å rekonstruere fortidens vegetasjon ved å studere fossile pollenkorn i **innsjø- og havbunnssedimenter**. Planter produserer pollen i store mengder, og hvert pollenkorn har en unik form som gjør at man kan identifisere hvilken planteart eller slekt det kommer fra. Pollenkornenes ytre vegg er ekstremt motstandsdyktig og bevares godt i oksygenfattige miljøer som på bunnen av en innsjø.

Ved å hente opp en sedimentkjerne og analysere pollensammensetningen lag for lag nedover i kjernen, kan forskere se hvordan vegetasjonen i området har endret seg over tid. For eksempel vil et lag med mye furu- og bjørkepollen, etterfulgt av et lag dominert av eikepollen lenger oppe, indikere en klimaendring mot varmere forhold.

Oppgaver om proxydata og metoder

Oppgave 25.6 (δ^{18}-metoden)**.** Les denne forklaringen:
Når klimaet blir kaldt, fordamper lett vann (med $\delta^{16}O$) lettere enn tungt vann (med $\delta^{18}O$). Det lette vannet blåses mot polene og blir til snø og is. Dermed blir isen rik på $\delta^{16}O$ (lav $\delta^{18}O$-verdi), og havet som blir igjen blir rik på $\delta^{18}O$ (høy $\delta^{18}O$-verdi).

a) Forklar med egne ord hvorfor lett vann fordamper lettere.

b) Hva betyr det hvis en forsker finner en **lav** $\delta^{18}O$-verdi i en isborekjerne?

c) Hva betyr det hvis en forsker finner en **høy** $\delta^{18}O$-verdi i et fossilt skall fra en liten organisme i havet?

Oppgave 25.7 (Å bruke biologiske indikatorer)**.** Havbunnssedimenter inneholder fossiler av små organismer som foraminiferer og kiselalger.

a) Forklar hvorfor enkelte foraminiferer bare lever i kaldt vann og andre bare i varmt vann.

b) Hvis en forsker finner fossiler av varmeelskende foraminiferer i et sedimentlag, hva kan h*n konkludere om havtemperaturen på den tiden?

Oppgave 25.8 (Vegetasjon og klima)**.** C3-planter (som furutrær) vokser i kjølege områder. C4-planter (som safari-gress) vokser i varme, tørre områder.

a) Hvis $\delta^{13}C$ i en dryppstein endres fra å vise C3-dominans til C4-dominans, hva har skjedd med klimaet?

b) Forklar hvordan en dryppstein fortelle en klimahistorie.

Oppgave 25.9 (Pollen som klimaindikatorer)**.** Pollenanalyse viser oss hvilke planter som vokste på et område. Forklar hvorfor pollen fra:

- Furutrær indikerer kjølig klima
- Eiketrær indikerer varmere klima

25.4. Eksempler på analyse av isborekjerner og havbunnssedimentkjerner

For å forstå hvordan de ulike metodene brukes i praksis, kan vi se for oss at vi analyserer en kjerne fra henholdsvis en innlandsis og fra havbunnen.

25.4.1. Analyse av en isborekjerne

Når en isborekjerne hentes opp fra Grønland, deles den inn i seksjoner og analyseres lag for lag. Forskerne ser etter en rekke ulike signaler som til sammen gir et helhetlig bilde av fortidsklimaet:

1. **Visuell analyse:** Først telles de årlige lagene for å etablere en tidsskala. Mørke lag blir undersøkt nærmere. Et slikt lag kan være **vulkansk aske** (**tefra**), som kan kjemisk kobles til et bestemt utbrudd og gi en svært nøyaktig datering. Andre mørke lag kan inneholde **sot** fra skogbranner eller **ørkenstøv** fra Sahara, som indikerer tørre og forblåste perioder. [Bilde av et mørkt askelag i en lys isborekjerne]
2. **Isotopanalyse:** Små prøver av isen smeltes og analyseres for oksygenisotoper. En kurve over $\delta^{18}O$-verdiene nedover i kjernen vil vise de store temperatursvingningene, som istider og mellomistider.
3. **Analyse av luftbobler:** Luften som er fanget i isen, analyseres for å måle fortidens konsentrasjon av drivhusgasser som CO_2 og metan. Forskerne finner en sterk sammenheng mellom temperaturen (fra $\delta^{18}O$) og CO_2-nivået.

25.4.2. Analyse av en havbunnssedimentprøve

En sedimentkjerne fra havbunnen i Nord-Atlanteren kan gi et annet, men komplementært bilde. Her analyseres innholdet i sedimentene:

1. **Mikrofossilanalyse:** Sedimentprøvene vaskes og siktes for å isolere skallene fra **foraminiferer**. Artsfordelingen brukes til å rekonstruere havtemperaturen. En økning i kaldtvannsarter kan signalisere en avkjøling.
2. **Isotopanalyse:** De samme foraminiferskallene analyseres for $\delta^{18}O$. En økning i $\delta^{18}O$-verdien i skallene reflekterer både lavere havtemperatur og en økning i globalt isvolum (siden mer ^{16}O er bundet i is på land). Dette bekrefter signalene fra isborekjernene.
3. **Analyse av sjøisindikatorer:** Samtidig undersøkes sedimentene for IP_{25} og is-assosierte **kiselalger**. En høy konsentrasjon av disse sammenfallende med kaldtvannsforaminiferer og høye $\delta^{18}O$-verdier, gir et sterkt bevis på at området hadde et utstrakt sjøisdekke i perioden.

Ved å kombinere disse ulike datasettene fra både is og hav, kan forskere sette sammen et detaljert og robust bilde av hvordan og hvorfor klimaet har variert tidligere. Denne kunnskapen er avgjørende for å teste og forbedre klimamodellene som brukes til å forutsi fremtidens klima.

Oppgaver om analyse av proxydata

Oppgave 25.10 (Velge riktig metode)**.** En forsker ønsker å finne ut: - Hvordan var temperaturen for 50 år siden? - Hvordan var temperaturen for 50 000 år siden?
Velg en passende proxydata-kilde for de to spørsmålene og forklar valget ditt.

Oppgave 25.11 (Sammenlikne kilder)**.** Lag en tabell:

Proxydata-kilde	Hvor langt tilbake kan vi se?	Tidsoppløsning (hvor detaljert?)	Hva måler vi?
Isborekjerner			
Trærnes årringer			
Havbunnssedimenter			
Dryppsteiner			

Hint: Noen kilder gir årlig informasjon, andre gir informasjon for hvert hundreår eller tusen år.

Oppgave 25.12 (Kritisk lesing)**.** "Hvis vi bare hadde data fra isborekjerner, ville vi kunne forstå alt om klimaet i fortiden."
Forklar hvorfor denne påstanden er feil. Hva mer trenger vi?

Animert infografikk

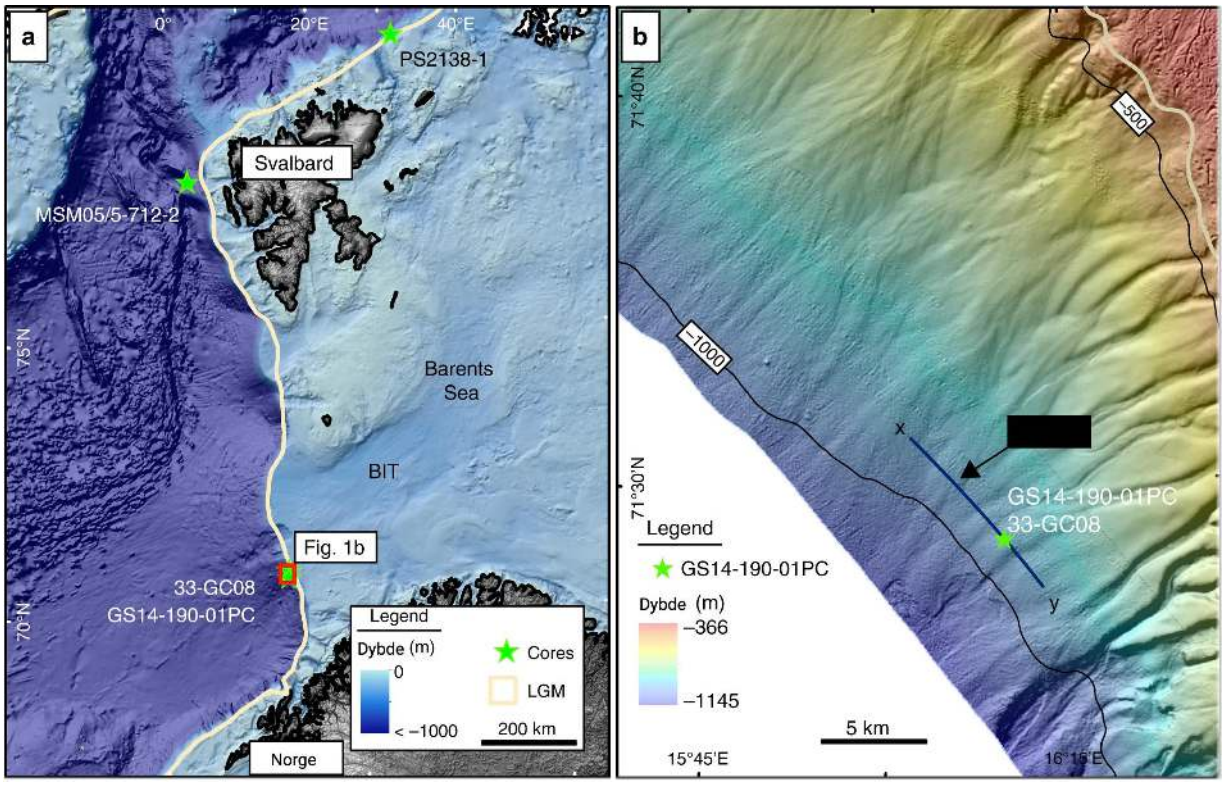
Oppgave 25.13 (Lag en dynamisk modell / animert infografikk)**.** Lag en visuell forklaring av **en** proxydata-metode. Den skal:

- Vise hvordan metoden fungerer
- Gi et konkret eksempel
- Forklare hva vi kan lære
- Være forståelig for andre elever i klassen

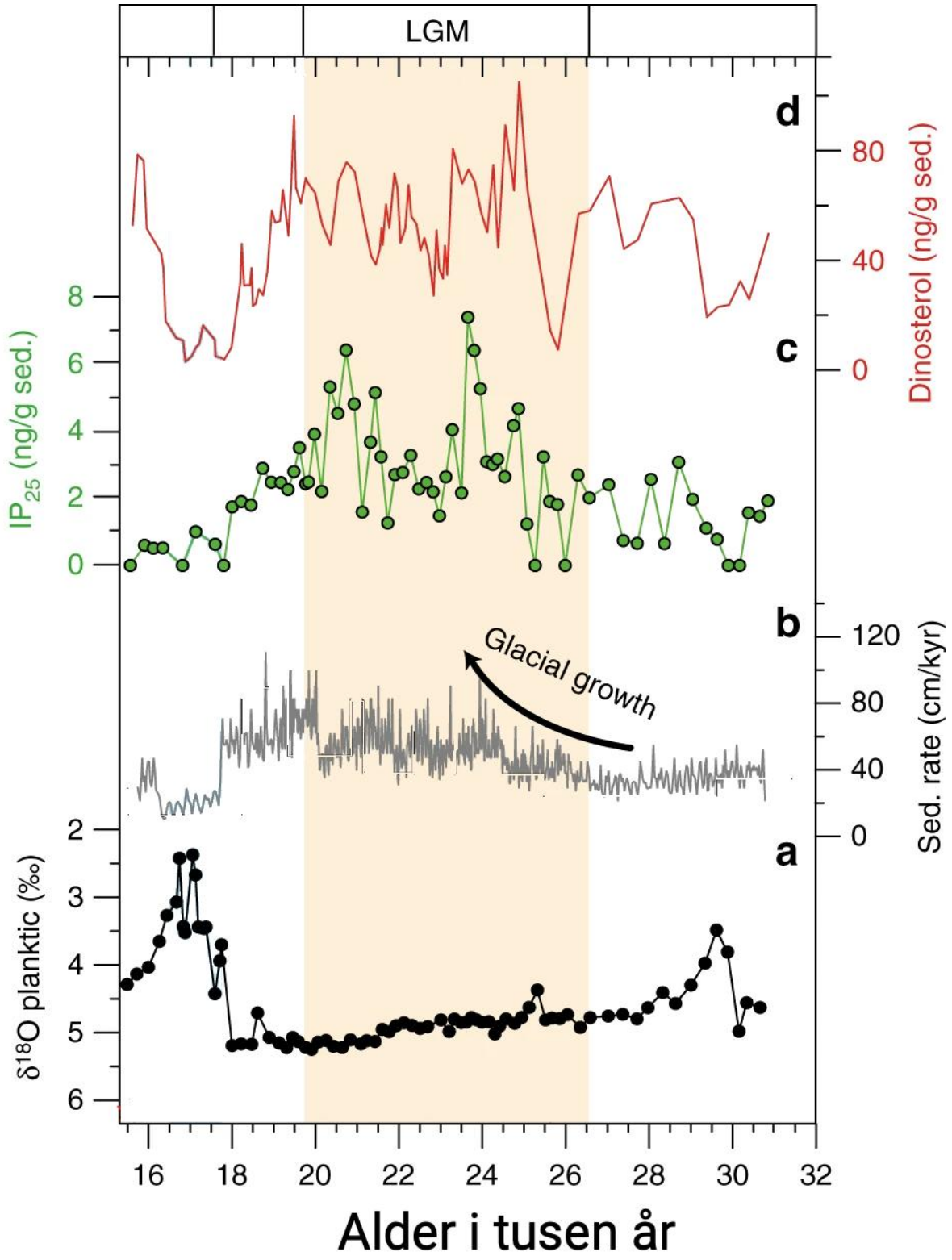
Du kan bruke programmer som PowerPoint, Canva, KI-modeller, eller andre verktøy du er komfortabel med.

Eksamensoppgave fra høsten 2024

Oppgave 25.14 (**Oppgave 20 – sedimentkjerne fra havbunn**)**.** I denne oppgaven skal du jobbe med en sedimentkjerne fra grensen mellom Norskehavet og Barentshavet. Sedimentkjernen har fått navnet GS14-190-01PC.
Figur 1 viser kart i ulik målestokk hvor plasseringen for kjerneprøven er markert. Figur 1a viser også to andre sedimentprøvestasjoner, vi skal ikke jobbe med disse i denne oppgaven.
Figur 2 viser ulike proxydata fra sedimentkjernen GS14-190-01PC.
Figur 3 viser fordeling av planktonmarkører ved ulike typer sjøisdekke i nordområdene.



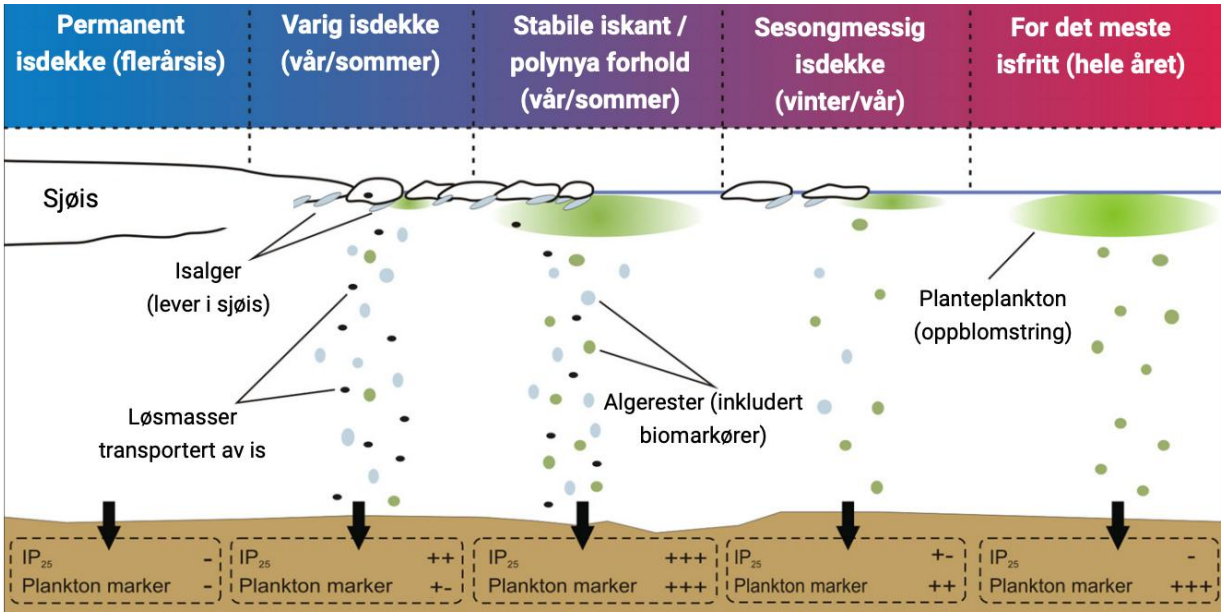
Figur 25.4.: Figur 1 viser et kart over forskningsområdet. 1a viser dagens topografi og geografi. Stasjoner hvor det er samlet inn havbunnsprøver, er markert med grønne stjerner. Den aktuelle kjerneprøven (GS14-190-01PC) i denne oppgaven er lokalisert i den røde firkanten markert med fig. 1b. Den beige linjen viser maksimal utbredelse av innlandsisen under Weichsel-istiden. 1b er zoomet mer inn mot GS14-190-01PC og viser mer detaljert batymetri (havdybde). Den beige linjen nær 500 meters dyp viser maksimal utbredelse av innlandsisen under Weichsel-istiden. Noe informasjon i figuren er fjernet fordi det ikke er aktuelt i denne oppgaven. Figuren er hentet 22. juni 2024 hos Knies, J., Köseoğlu, D., Rise, L., Baeten, N., Bellec, V. K., Bøe, R., … Belt, S. T. (2018). «Nordic Seas polynyas and their role in preconditioning marine productivity during the Last Glacial Maximum». Nature Communications, 9(1), 3959. https://doi.org/10.1038/s41467-018-06252-8 og er redigert av Utdanningsdirektoratet.



Figur 25.5.: Figur 2: Figuren er hentet 22. juni 2024 hos Knies, J., Köseoğlu, D., Rise, L., Baeten, N., Bellec, V. K., Bøe, R., … Belt, S. T. (2018). «Nordic Seas polynyas and their role in preconditioning marine productivity during the Last Glacial Maximum». Nature Communications, 9(1), 3959. https://doi.org/10.1038/s41467-018-06252-8 og er redigert av Utdanningsdirektoratet.

Figur 2 viser proxydata fra sedimentkjernen GC14-190-01PC for perioden mellom 15 000 og 31

000 år siden, altså i den siste glasiale perioden.
Det er fire grafer i figuren. Den nederste grafen er markert med a, den nest nederste med b, deretter med c, og den øverste er markert med d.
a $\delta^{18}O$-innholdet i en kaldtvannsforaminifer som man finner i havbunnssedimentene. Benevning er gitt i ‰.
b Sedimentasjonsrate beregnet av modeller. Benevning er gitt i antall cm per tusen år.
c IP_{25}-konsentrasjon i havbunnssedimentene. IP_{25} dannes av mikroalger som lever i sjøis. Benevning er gitt i antall nanogram per gram sediment.
d Dinosterol-konsentrasjon i havbunnssedimentene. Mengden dinosterol sier noe om hvor mye plankton det har vært i havmassene. Benevning er gitt i antall nanogram per gram sediment.
LGM = Large Glacial Maximum, altså den perioden hvor isutbredelsen var på sitt største.



Figur 25.6.: Figur 3: Figuren er hentet 22. juni 2024 fra Belt, S. T., & Müller, J. (2013). «The Arctic sea ice biomarker IP25: A review of current understanding, recommendations for future research and applications in palaeo sea ice reconstructions». Quaternary Science Reviews, 79, 9–25. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.12.001 og modifisert av Utdanningsdirektoratet.

Figuren ovenfor viser hvordan ulike sjøisdekker gir ulike blandinger i havbunnssedimentene. Isalger er markert i lyseblå farge, løsmasser som er transportert av is, med svart farge, oppblomstring av planteplankton i overflaten med grønnfarge, mens algerester (døde alger) som synker mot bunnen, også er i blått og grønt.
Du ser i figur 1a og b at kjerneprøven er tatt like utenfor der det var maksimal isutbredelse under siste istid (LGM).
a) Gjør rede for hva forskere kan finne ut ved å ta en sedimentprøve fra havbunnen fra posisjonen der sedimentprøve GS14-190-01PC er hentet.
Figur 2a viser hvordan nivåene av $\delta^{18}O$ varierer med alderen på sedimentene fra kjerneprøven GS14-190-01PC.
b) Forklar hva som skjer med isutbredelsen i området når $\delta^{18}O$-verdiene er lavest.
c) Studer figur 2 og 3. Velg minst to ulike tidsperioder. Gjør kort rede for sjøisforholdene i de valgte tidsperiodene.

26. Klimamodellering - fremtidsklima

- Toboksmodell
- Strålingspådriv og klimafølsomhet
- Tilbakekoblinger (avskoging, albedo, aerosoler mm)
- Globalt oppvarmingspotensial
- Ulike typer modeller (fra energibalanse, via boksmodeller, globale sirkulasjonsmodeller, til jordsystemmodeller)
- Klimamodeller
- IPCC

Video

Introduksjonsvideo: Drivhusgasser og klimaendring

26.1. Klimamodeller og fremtidsklima

> Klimamodeller er matematiske representasjoner av klimasystemet på jorden. De er sentrale verktøy for å forstå hvordan klimaet har endret seg tidligere, hva som driver endringene vi ser i dag, og hvordan det kan utvikle seg i fremtiden. Modellene spenner fra enkle, konseptuelle modeller som kan løses med penn og papir, til ekstremt komplekse jordsystemmodeller (Earth System Models, ESMs) som kjøres på verdens kraftigste superdatamaskiner og simulerer samspillet mellom atmosfæren, havet, landjorden, isen og biosfæren.

I dette kapittelet skal vi se nærmere på noen av de grunnleggende konseptene bak klimamodellering, og hvordan modellene har utviklet seg til å bli stadig mer avanserte.

Video

Introduksjonsvideo: Drivhusgasser og klimaendring

26.2. Tilbakekoblingseffekter

Når klimasystemet blir utsatt for et ytre pådriv, som for eksempel økte konsentrasjoner av drivhusgasser, vil den globale temperaturen begynne å stige. Denne første oppvarmingen setter i gang en rekke andre prosesser i klimasystemet. Disse prosessene, kjent som tilbakekoblingseffekter (feedback effects), kan enten forsterke eller dempe den opprinnelige oppvarmingen.

En **positiv** tilbakekobling forsterker den opprinnelige endringen, mens en **negativ** tilbakekobling motvirker den og virker stabiliserende. For å forstå hvorfor klimamodeller anslår en betydelig oppvarming i fremtiden, er det avgjørende å forstå de viktigste tilbakekoblingseffektene. Nedenfor ser du ulike viktige tilbakekoblingseffekter i klimasystemet:

- **Planck**-tilbakekoblingen (negativ): Dette er den mest fundamentale negative tilbakekoblingen. Alle objekter sender ut varmestråling, og jo varmere et objekt er, desto mer stråling sender det ut. Når jorden blir varmere, øker den utgående varmestrålingen til verdensrommet, noe som motvirker oppvarmingen og bidrar til å stabilisere temperaturen.
- **Vanndamp**-tilbakekoblingen (positiv): Dette er den kraftigste positive tilbakekoblingen. Når atmosfæren blir varmere, kan den holde på mer vanndamp. Siden vanndamp er en potent drivhusgass, fører økt vanndamp i atmosfæren til ytterligere oppvarming.
- **Temperaturgradient**-tilbakekoblingen (Lapse rate) (totalt negativ, store forskjeller mellom tropene og polare strøk): I troposfæren synker normalt temperaturen med høyden. Klimamodeller forutsier at ved global oppvarming vil den øvre troposfæren varmes opp mer enn overflaten. Dette reduserer den vertikale temperaturgradienten ("lapse rate"). Siden jorden stråler ut varme fra høyt oppe i atmosfæren, fører en varmere øvre troposfære til mer effektiv utstråling til verdensrommet. Dette virker avkjølende og er en negativ tilbakekobling som demper den totale oppvarmingen.
- **Is-albedo**-tilbakekoblingen (positiv): Is og snø er lyse overflater som reflekterer en stor andel av innkommende sollys (høy albedo). Når temperaturen stiger, smelter is og snø, og mørkere overflater som hav eller landjord kommer til syne. Disse mørkere flatene absorberer mer solenergi, noe som fører til ytterligere oppvarming og mer smelting. [Bilde av minkende sjøis i Arktis]
- **Sky**-tilbakekoblingen (usikker): Skyer har en dobbel rolle. Lave, tykke skyer har en avkjølende effekt fordi de effektivt reflekterer sollys. Høye, tynne skyer har derimot en oppvarmende effekt fordi de slipper gjennom sollys, men stenger inne varmestråling fra jorden. Den totale effekten av sky-tilbakekoblingen er den største kilden til usikkerhet i klimamodellene, men de fleste modeller antyder at den samlede effekten er svakt positiv (forsterkende).

26.3. Toboksmodellen: En forenklet tilnærming

For å illustrere hvordan klimapådriv, tilbakekoblinger og varmeopptak i havet henger sammen, kan vi bruke en forenklet modell, ofte kalt en toboksmodell. Denne modellen deler klimasystemet inn i to "bokser":

- Det øvre blandingslaget: Representerer atmosfæren og det øverste laget av havet (typisk de øverste 50-100 meterne). Dette laget varmes direkte opp av endringer i strålingspådriv og reagerer relativt raskt.
- Dyphavet: Representerer resten av havet. Dette laget har en enorm varmekapasitet og utveksler varme med det øvre laget, men mye saktere.

Modellen fungerer slik:

- Et klimapådriv (f.eks. økt CO_2) gir et energioverskudd som varmer opp det øvre blandingslaget.
- Tilbakekoblingseffektene (som beskrevet over) forsterker denne oppvarmingen.
- Varmeopptak i dyphavet gjør at en del av energioverskuddet overføres fra det øvre laget til dyphavet. Dette gjør at overflatetemperaturen stiger saktere enn den ville gjort uten et dyphav.

Toboksmodellen er en forenklet modell, men den fanger essensen i hvordan systemet reagerer på en endring: en umiddelbar respons i overflatesystemet som forsterkes av tilbakekoblinger, og en tregere respons styrt av den enorme termiske tregheten til dyphavet.

26.4. Varmeopptak i dyphavet og klimaets treghet

Havet spiller en helt sentral rolle i å forme responsen på global oppvarming. Vann har en svært høy spesifikk varmekapasitet, noe som betyr at det kreves mye energi for å varme det opp. Siden havet dekker over 70 % av jordens overflate, fungerer det som et gigantisk varmereservoar.

Analyser viser at over 90 % av den ekstra energien som er tilført klimasystemet de siste 50 årene på grunn av økte drivhusgassutslipp, har blitt tatt opp av havet. Dette har to viktige konsekvenser:

1. **Brems på overflateoppvarmingen**: Uten havets evne til å absorbere varme, ville oppvarmingen av atmosfæren og landjorden ha vært dramatisk mye raskere og kraftigere. Havet bremser med andre ord den globale oppvarmingen vi måler ved overflaten.
2. **Klimaets treghet**: Varmen som er lagret i dyphavet, forsvinner ikke. Den vil fortsette å påvirke klimaet i århundrer og årtusener fremover. Selv om vi skulle klare å stanse alle utslipp av drivhusgasser i morgen, vil overflatetemperaturen fortsette å stige noe etter hvert som havet og atmosfæren beveger seg mot en ny energibalanse. Dette fenomenet kalles klimaets treghet. I tillegg fører et varmere hav til at havnivået stiger på grunn av termisk ekspansjon.

26.5. Klimamodeller: Fra enkle til komplekse

Klimamodeller har utviklet seg betydelig siden de første enkle energibalansemodellene. I dag finnes det flere typer klimamodeller, hver med ulik kompleksitet og anvendelse:

- Energibalansemodeller (EBMs): Disse er de enkleste modellene og fokuserer på den globale energibalansen mellom innkommende solstråling og utgående varmestråling. De gir et grunnleggende rammeverk for å forstå hvordan endringer i strålingspådriv påvirker global temperatur. Modellene vi jobbet med i kapittel 4.6 er et eksempel på en EBM.

- Boksmodeller: Disse modellene deler klimasystemet inn i flere "bokser" eller lag, som atmosfæren, havets overflate og dyphavet. De kan inkludere grunnleggende tilbakekoblinger og varmeutveksling mellom lagene, som i toboksmodellen beskrevet tidligere. Vi skal jobbe videre med en toboksmodel senere i dette kapittelet.

- Globale sirkulasjonsmodeller (GCMs): Disse er langt mer komplekse og simulerer de fysiske prosessene i atmosfæren og havet på et tredimensjonalt rutenett over hele jorden. GCMs inkluderer sirkulasjonen både i atmosfæren og i havet, samt vekselvirkninger med land og is. De kan også inkludere grunnleggende kjemiske og biologiske prosesser. Disse modellene er for avanserte til at vi kan kjøre disse modellene i Geofag 2.

- Jordsystemmodeller (ESMs): Disse er de mest avanserte klimamodellene og bygger videre på GCMs ved å inkludere flere komponenter av jordsystemet, som karbonets kretsløp, aerosoler, skyer og biosfæren. ESMs kan simulere komplekse vekselvirkninger mellom disse komponentene og gir en mer helhetlig forståelse av klimasystemet. Disse modellene krever ofte stor regnekraft, og kjøres på større superdatamaskiner.

Klimamodeller brukes til en rekke formål, inkludert å forstå fortidens klimaendringer, forutsi fremtidige klimaendringer under ulike utslippsscenarier, og vurdere virkningen av ulike klimapolitikker. De er også essensielle verktøy for internasjonale klimavurderinger, som de som utføres av FNs klimapanel (IPCC).

26.6. IPCC og dobling av CO_2

FNs klimapanel (IPCC) har i sine rapporter oppsummert den vitenskapelige kunnskapen om klimaendringer. For å kunne sammenligne ulike klimamodeller på en standardisert måte, har forskere lenge brukt et idealisert eksperiment: Hva skjer med den globale temperaturen hvis konsentrasjonen av CO_2 i atmosfæren brått doble fra før-industrielt nivå (ca. 280 ppm til 560 ppm) og holdes der?

Resultatet fra dette eksperimentet gir oss et mål på modellens klimafølsomhet. Den mest sentrale definisjonen er likevektsfølsomheten (Equilibrium Climate Sensitivity, ECS), som er den endelige temperaturøkningen etter at klimasystemet har kommet til en ny likevekt, noe som kan ta flere hundre år på grunn av tregheten i havet.

IPCCs sjette hovedrapport (AR6) konkluderer med at den sannsynlige klimafølsomheten ligger i intervallet 2,5 °C til 4,0 °C, med et beste anslag på 3,0 °C. Dette betyr at en dobling av CO_2-konsentrasjonen til slutt vil føre til en global oppvarming på rundt 3 grader. Usikkerheten i dette anslaget skyldes i hovedsak hvordan de ulike modellene beregner tilbakekoblingseffektene, spesielt fra skyer.

26.7. Globalt oppvarmingspotensial

Ikke alle klimagasser er like effektive til å varme opp atmosfæren. For å kunne sammenligne dem bruker forskere et mål kalt **globalt oppvarmingspotensial** (Global Warming Potential, GWP). GWP angir hvor mye varme en gass fanger over en gitt tidsperiode – vanligvis 100 år – sammenlignet med CO_2, som er referansegassen med en GWP-verdi på 1.

Metan (CH_4) har for eksempel en GWP på rundt 28–80, avhengig av tidshorisonten. Det betyr at ett tonn metan varmer atmosfæren 28–80 ganger mer enn ett tonn CO_2 over 100 år. Lystgass (N_2O) har en GWP på rundt 273, og visse industrielle gasser som SF_6 har en GWP på over 23 000.

GWP-verdiene gjør det mulig å slå sammen utslipp av ulike klimagasser til én felles enhet: **CO_2-ekvivalenter (CO_2e)**. Når du hører at verden slipper ut rundt 50–55 milliarder tonn CO_2e per år, er det denne omregningen som ligger til grunn. Det gjør det enklere å vurdere effekten av tiltak på tvers av ulike sektorer og gasser – for eksempel å sammenligne effekten av å kutte metan fra landbruk med å kutte CO_2 fra transport.

26.8. Utviklingen av klimamodeller

Klimamodellene har gjennomgått en enorm utvikling siden de første forsøkene på 1960- og 70-tallet. Kompleksiteten har økt i takt med økt kunnskap om klimasystemet og tilgangen på kraftigere datamaskiner.

- 1970-tallet: De første modellene var enkle atmosfæremodeller som kun så på strålingsbalansen.
- 1980-tallet: Modellene begynte å inkludere enklere representasjoner av landoverflater og et hav med en fast temperatur.
- 1990-tallet: Modellene inkluderte prosesser i havet, som havsirkulasjon og transport av varme. Det ble inkludert effekter av aerosoler og sjøis.
- 2000-tallet: Modellene begynte å inkludere karbonsyklusen, som simulerer hvordan CO_2 tas opp og frigjøres av hav og vegetasjon. Dette markerte overgangen til det vi kaller jordsystemmodeller (ESMs).
- I dag: Dagens mest avanserte modeller inkluderer også dynamiske isdekker (for Grønland og Antarktis), atmosfærisk kjemi og mer detaljerte prosesser i biosfæren.

Denne økte kompleksiteten gjør at modellene blir stadig bedre til å simulere ikke bare den globale gjennomsnittstemperaturen, men også regionale klimaendringer, endringer i nedbørsmønstre, ekstremvær og samspillet mellom ulike deler av jordsystemet.

Modellene brukes ikke til å forutsi været på en bestemt dato om 100 år, men til å lage **klimaframskrivninger** – det vil si å beregne de statistiske egenskapene til klimaet i fremtiden under ulike utslippsscenarioer.

26.9. Fremtidsscenarioer: SSP-banene

For å beregne hvordan klimaet vil utvikle seg, trenger klimamodellene forutsetninger om fremtidige utslipp. Disse forutsetningene er organisert i et sett med **Shared Socioeconomic Pathways** (**SSPs**) – delte sosioøkonomiske utviklingsbaner – som brukes i IPCCs sjette hovedrapport (AR6).

Hver SSP beskriver en mulig fremtid basert på kombinasjoner av befolkningsvekst, energibruk, teknologiutvikling og klimapolitikk. Tallet etter SSP angir strålingspådrivet i watt per kvadratmeter (W/m^2) i år 2100 – jo høyere tall, desto kraftigere oppvarming:

Scenario	Beskrivelse	Anslått oppvarming innen 2100
SSP1-1.9	Ambisiøs omstilling, netto null rundt 2050	~1,5 °C
SSP1-2.6	Sterk klimapolitikk	~1,8 °C
SSP2-4.5	Moderat innsats, «middelveien»	~2,7 °C
SSP3-7.0	Svak klimapolitikk, høye utslipp	~3,6 °C
SSP5-8.5	Svært høye utslipp, fossil-intensiv vekst	~4,4 °C

SSP-banene er ikke spådommer – de er **scenarioer** som viser hva som kan skje under ulike valg. De er et sentralt verktøy for å kommunisere klimarisiko til beslutningstakere og illustrerer tydelig at størrelsen på fremtidens klimaendringer i stor grad avhenger av politiske og samfunnsmessige veivalg vi tar i dag. Vi skal se nærmere på konsekvenser av klimaendringer i kapittel 27.

27. Konsekvenser av klimaendringer

Aktuelle kompetansemål

- drøfte konsekvenser av klimaendringer for enkeltmennesker, samfunn og økosystem, og vurdere bærekraftige løsninger for hvordan enkeltmennesker og samfunn kan redusere og tilpasse seg klimaendringer i nåtid og framtid
- gjøre rede for hvordan ulike værsystemer oppstår og utvikler seg på global, regional og lokal skala, og tolke ulike værkart og værutvikling
- vurdere risiko ved naturfarer som følge av fenomener i atmosfæren, havet og kryosfæren og drøfte hvordan klimaendringer kan påvirke disse

Tema som skal diskuteres i dette kapittelet:

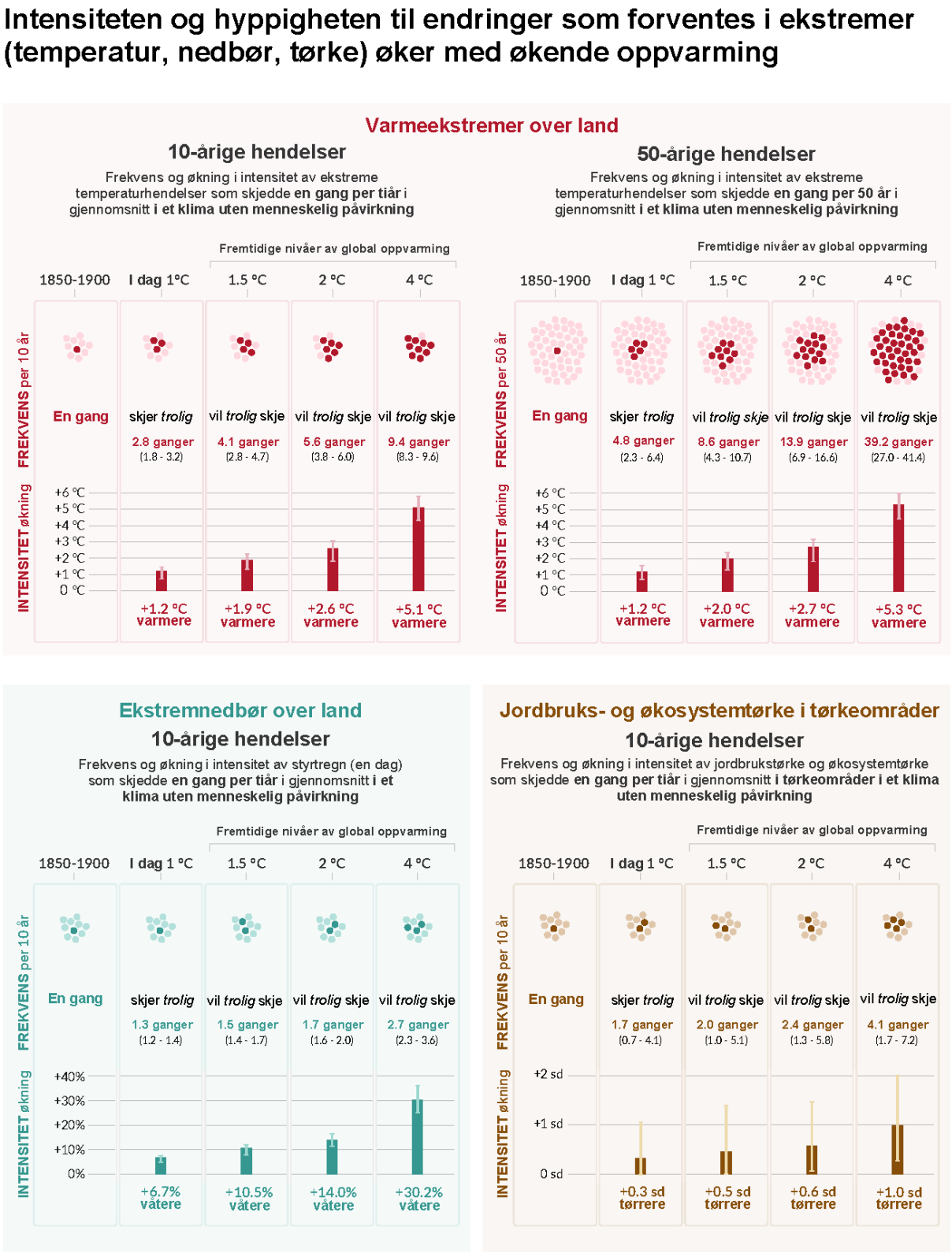
- konsekvenser for vær (tørke, flom, vind, ekstremvær)
- konsekvenser i polare strøk (tining av permafrost, innlandsis, arktisk forsterkning, smelting av isbremmer, isras og brekollaps)
- konsekvenser i havet (havstrømmer, havnivåstigning, havforsuring, CO2-opptak i havet, dyphavsdannelse)
- konsekvenser for ferskvann
- vippepunkter i klimasystemet

27.1. Konsekvenser for vær og atmosfære

Global oppvarming endrer de grunnleggende forutsetningene for været på jorda. Hovedårsaken er at en varmere atmosfære inneholder mer energi og kan holde på mer vanndamp. I henhold til Clausius-Clapeyron-ligningen øker luftens evne til å holde på fuktighet med omtrent 7 % for hver grad ($1^{\circ}C$) temperaturen stiger. Dette er selve motoren bak mange av endringene vi observerer, fra mer intense regnskyll til endrede stormmønstre. FNs klimapanel (IPCC) slår i sin sjette hovedrapport fast med svært høy sikkerhet at vanndampinnholdet i atmosfæren har økt siden 1980-tallet (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023).

27.1.1. Hete og tørke

Den mest direkte konsekvensen av en varmere klode er hyppigere og mer intense hetebølger. I følge IPCCs sjette hovedrapport har varmeekstremer blitt vanligere og mer intense i de fleste landområder siden 1950, samtidig som kuldeekstremer har blitt sjeldnere og mindre alvorlige. For områder på midlere breddegrader, inkludert deler av Europa, forventes temperaturøkningen på de varmeste dagene å være 1,5 til 2 ganger raskere enn den gjennomsnittlige globale oppvarmingen. Dette øker risikoen for tørke, som igjen får store konsekvenser for landbruk, vannforsyning og skogbrannfare (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023).



Figur 27.1.: Varmeekstremer, ekstremnedbør, jordbruks- og økosystemtørke. |Figur. FNs klimapanel (IPCC). Første delrapport til sjette hovedrapport. Oversettelse: Miljødirektoratet.

27.1.2. Ekstrem nedbør og atmosfæriske elver

Mer vanndamp i atmosfæren betyr at når det først regner, kan det regne kraftigere. IPCC anslår at intensiteten på ekstremnedbør øker med omtrent 7 % per grad global oppvarming. Dette fører til økt fare for styrtregn, flom og jordskred.

En viktig mekanisme for transport av denne fuktigheten er atmosfæriske elver. Dette er lange, smale bånd av konsentrert vanndamp i atmosfæren som kan frakte enorme vannmengder over lange avstander. IPCC-rapporten viser at disse "elvene på himmelen" forventes å bli kraftigere og hyppigere, noe som vil føre til mer ekstremnedbør, spesielt i kystnære fjellområder som på Vestlandet i Norge (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023).

Vi skal se nærmere på hvordan den ekstreme nedbøren øker i Norge som følge av en global oppvarming.

Regnet øker mest ved frontene

Når jordkloden varmes opp, øker ekstrem nedbør raskere enn den gjennomsnittlige nedbøren. Dette skyldes at vannets kretsløp endres, og nedbøren får en tendens til å "klumpe seg" og bli mer intens over mindre geografiske områder (Benestad et al., 2024; Holte, 2024).

I tillegg viser forskning at ikke all ekstrem nedbør øker like mye i et varmere klima. Modellberegninger viser en tydelig forskjell mellom ulike værsystemer, og atmosfæriske fronter er den klart viktigste driveren bak fremtidens ekstremnedbør i Norge (Konstali et al., 2025).

Termodynamikk - der fuktigheten blir som drivstoff

Den grunnleggende forklaringen på økt nedbør er termodynamikk:

- **Varm luft holder mer fuktighet:** En grunnleggende naturlov (Clausius-Clapeyron-relasjonen) sier at for hver grad (K) luften varmes opp, kan den holde på omtrent 7 prosent mer vanndamp. Se Figur 6.1.
- **Mer "drivstoff":** Global oppvarming fyller atmosfæren med mer fuktighet.
- **Forskjellen på gjennomsnitt og ekstrem:** Mens den *gjennomsnittlige* nedbøren er energibegrenset og øker saktere (kun 2–3 % per grad), er *ekstrem* nedbør begrenset av hvor mye fuktighet som er tilgjengelig, og den forventes derfor å øke raskere, rundt 7 % per grad oppvarming.

Luften må stige

Selv om det er mer vanndamp i luften, faller ikke vannet ned av seg selv. For at vanndamp skal kondensere og bli til regn, må luften stige og bli tilstrekkelig avkjølt.

Denne vertikale bevegelsen (dynamikken) skjer i ulike værsystemer, som:

- Lavtrykk (sykloner).
- Atmosfæriske elver.
- Fronter.
- Når luft møter fjell (orografi).

Frontene klarer å "skvise" ut vann

Norge ligger i de ekstratropiske områdene, der lavtrykkssystemer, fronter og atmosfæriske elver står for det meste av nedbøren. Studier som ser på perioden 1950 til 2100 viser at **atmosfæriske fronter er hoveddriveren** bak økningen i ekstrem nedbør i disse regionene (Konstali et al., 2025).

Hvorfor fronter får fullt utbytte:

- **Ekstrem nedbør er frontal:** Ekstremt kraftig nedbør i områder som ikke er tropiske (som Norge) er allerede i utgangspunktet sterkt knyttet til fronter.
- **Mangel på økning i ikke-frontal nedbør:** Kraftig regn som oppstår *uten* fronter, vil knapt øke i fremtiden, og kan til og med bli svakere i noen regioner. Disse andre værtypene greier ikke å "skvise vannet ut av luften" (Viste, 2025).
- **Fronter forsterkes av sitt eget regn:** Fronter er skarpe skiller mellom varme og kalde luftmasser. I en front stiger varm luft over kald luft, og det dannes nedbør.
  - Når vanndamp kondenserer til vann, **frigjøres varme** (latent varme).
  - Den frigjorte varmen varmer opp luften i og rundt skyene, noe som forsterker temperaturforskjellen mellom den varme og kalde siden av fronten.
  - Vi får dermed en positiv tilbakekobling som fører til at den frontale sirkulasjonen intensiveres.
  - Konklusjonen er dermed at fronter er det eneste værsystemet som er effektivt nok til å omgjøre *all* den ekstra vanndampen fra global oppvarming til faktisk, intens nedbør.

Fronter blir altså sterkere *fordi* det regner, og sterkere fronter fører til *enda* mer regn. Dette forklarer hvorfor ekstrem nedbør i Norge øker med mellom 5 % og 10 % per grad oppvarming i de høyeste nedbørstoppene, mens regn uten fronter knapt øker (Viste, 2025).

De våteste hendelsene oppstår når fronter kombineres med lavtrykk og atmosfæriske elver, men det er **fronten** som står for den største økningen.

Derfor blir det ekstreme regnværet enda mer ekstremt nå

Oppgave 27.1.

a. Flervalg: Hva er hovedårsaken til at ekstremt regnvær blir mer ekstremt i Norge med en global oppvarming?
   1. Økt solinnstråling
   2. Mer tilgjengelig fuktighet i atmosfæren på grunn av global oppvarming
   3. Mindre vegetasjon
   4. Endringer i havstrømmer

b. Forklar med egne ord hvordan klimaendringer påvirker hyppigheten og intensiteten av ekstremnedbør i Norge.

c. Forklar hvorfor fronter kan forsterkes av sitt eget regn.

d. Diskuter forskjellen på frontnedbør og konvektiv nedbør, og hvorfor det er viktig å skille mellom disse når man vurderer fremtidens nedbørsmønstre.

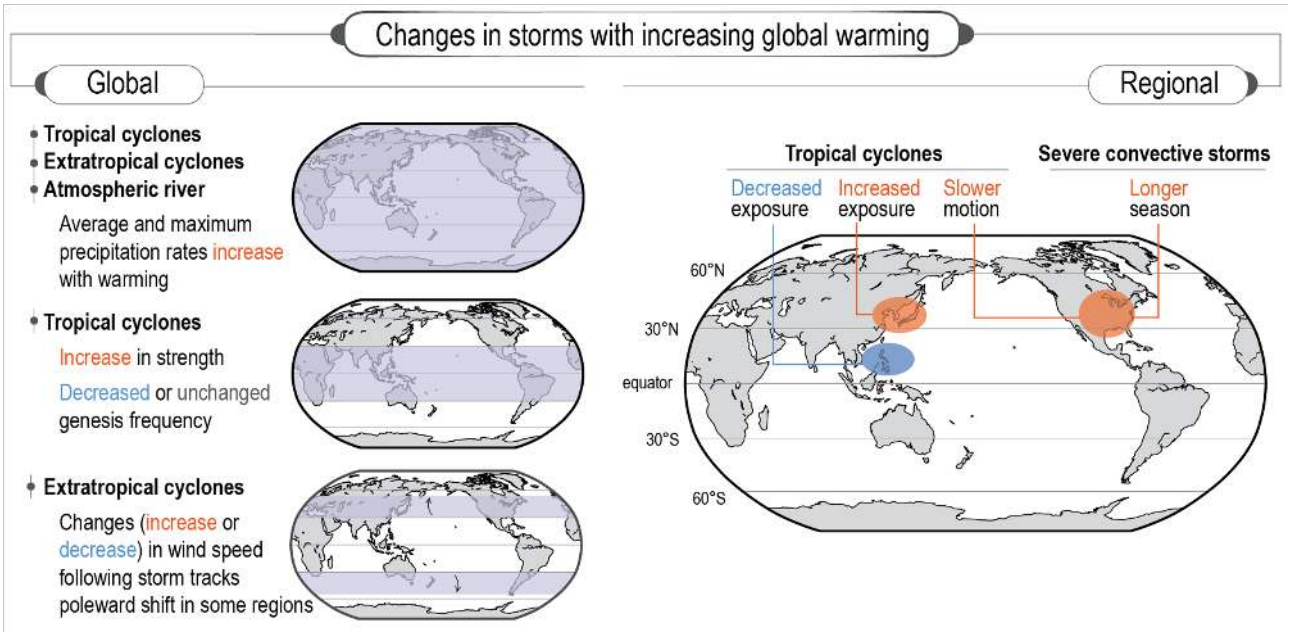
e. Finn en graf som viser utviklingen i antall dager med ekstremnedbør i Norge de siste 50 årene. Beskriv trenden og diskuter mulige årsaker til utviklingen.

f. Mer ekstremnedbør kan gi større konsekvenser for samfunnet. Diskuter hvilke utfordringer dette kan gi for infrastruktur, landbruk og byplanlegging i Norge.

27.1.3. Endrede stormmønstre

Oppvarmingen er ikke jevnt fordelt over kloden. Arktis varmes opp to til tre ganger raskere enn det globale gjennomsnittet, et fenomen kjent som arktisk forsterkning. Dette reduserer temperaturforskjellen mellom polene og ekvator, som er motoren i de store vindsystemene. IPCC-rapporten peker på at dette kan påvirke jetstrømmen – de kraftige vindbåndene høyt i atmosfæren som styrer værsystemene på våre breddegrader. En svakere og mer buktende jetstrøm kan føre til at værsystemer blir "låst" i lengre perioder, noe som kan resultere i vedvarende hetebølger, tørke eller langvarige perioder med nedbør.

For tropiske sykloner konkluderer IPCC med at det er sannsynlig at andelen intense sykloner (kategori 3-5) har økt, og at de vil bli enda mer intense med kraftigere vind og mer nedbør i en varmere verden. Det er mer usikkert om det totale antallet sykloner vil endre seg (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023).



Figur 27.2.: Endringer i tropiske sykloner, ekstratropiske sykloner, atmosfæriske elver, og kraftige konvektive stormer. (IPCC6th, figur 11.20 Intergovernmental Panel On Climate Change (2023))

27.2. Sammensatte hendelser

IPCC legger i sin sjette hovedrapport økt vekt på sammensatte hendelser (compound events), der flere klimarelaterte hendelser inntreffer samtidig eller i rask rekkefølge og forsterker konsekvensene. Risikoen blir da større enn summen av de enkelte hendelsene. Eksempler inkluderer:

- En langvarig tørkeperiode som tørker ut jordsmonnet, etterfulgt av ekstremnedbør som fører til massiv overflateavrenning, flom og jordskred.
- Samtidig hetebølge og tørke, som gir ekstremt høy skogbrannfare.

- Stormflo som inntreffer samtidig med kraftig nedbør, noe som gir økt risiko for oversvømmelser i kystområder.

Sannsynligheten for slike sammensatte hendelser øker i en varmere verden, noe som stiller nye og større krav til risikohåndtering og samfunnsberedskap (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2023).

Sammensatte hendelser

Oppgave 27.2.

a. Forklar med et eksempel fra kapittelet hva som menes med en sammensatt klimahendelse, og hvorfor konsekvensene kan bli større enn summen av de enkelte hendelsene.

b. Diskuter: Hvilken av disse scenariene vurderer du som mest alvorlig for et norsk kystsamfunn?

   - Langvarig tørke etterfulgt av ekstremnedbør
   - Stormflo kombinert med kraftig nedbør
   - Hetebølge kombinert med tørke

   Begrunn svaret med utgangspunkt i eksponering og sårbarhet.

27.3. Konsekvenser for is og snø (Kryosfæren)

Kryosfæren – alle områder på jorda med frossent vann – er ekstremt følsom for klimaendringer. Endringene her får ikke bare lokale konsekvenser, men påvirker hele det globale klimasystemet gjennom tilbakekoblingsmekanismer som endret albedo (refleksjonsevne) og frigjøring av klimagasser.

27.3.1. Minkende havis og arktisk forsterkning

En av de mest slående konsekvensene av global oppvarming er at Arktis varmes opp to til tre ganger raskere enn det globale gjennomsnittet. Dette fenomenet kalles **arktisk forsterkning** og drives av en rekke selvforsterkende prosesser (tilbakekoblingsmekanismer) som settes i gang av den opprinnelige oppvarmingen. [Bilde av smeltende havis i Arktis]

Is-albedo-tilbakekoblingen er den mest kjente mekanismen. Utbredelsen av sommerhavisen i Arktis har minket dramatisk siden satellittmålingene startet i 1979. Hvit, reflekterende is (høy albedo) erstattes av mørkt, absorberende havvann (lav albedo). Havet tar dermed opp mye mer solenergi enn isen gjorde, noe som fører til at vannet blir varmere. Dette fører igjen til at enda mer is smelter, både nedenfra og fra sidene, i en ond sirkel. IPCC anser det som så godt som sikkert at Arktis vil være praktisk talt isfritt om sommeren minst én gang før 2050.

I tillegg til is-albedo-effekten bidrar flere andre faktorer:

- **Temperatur-tilbakekoblingen (*Lapse rate feedback*):** Den kalde arktiske luften er vanligvis svært stabil, med kald luft nederst og varmere luft lag høyere opp (temperaturinversjon). Når overflaten varmes opp, forblir denne varmen fanget i de lavere luftlagene i stedet for å stråle effektivt ut i verdensrommet. Dette forsterker oppvarmingen nær bakken.
- **Vanndamp-tilbakekoblingen:** Varmere luft kan holde på mer vanndamp, som er en kraftig klimagass. Når havisen smelter, øker fordampningen fra det åpne havet, noe som øker luftfuktigheten. Mer vanndamp i atmosfæren fanger mer varme, og forsterker oppvarmingen ytterligere.

- **Økt transport av varme:** Endringer i hav- og luftstrømmer kan føre til at mer varme transporteres inn i Arktis fra lavere breddegrader, noe som bidrar til smelting og oppvarming.
- **Sky-tilbakekoblingen (*Cloud feedback*):** Sammensetningen av arktiske skyer endrer seg. I et varmere klima vil skyene bestå av en større andel superkjølte vanndråper og færre iskrystaller. Skyer med vanndråper er tettere og reflekterer mer innkommende sollys om sommeren (en avkjølende effekt). Samtidig er de mye mer effektive til å fange opp og sende tilbake langbølget varmestråling fra jordoverflaten, spesielt gjennom den lange, mørke vinteren (en kraftig oppvarmende effekt). Forskning tyder på at nettoeffekten av denne endringen er en ytterligere forsterkning av oppvarmingen i Arktis.

Konsekvensene av arktisk forsterkning er ikke bare lokale. De påvirker hele det globale klimasystemet ved å påvirke jetstrømmen (som beskrevet i kapittelet om vær), akselerere tiningen av permafrost og bidra til raskere smelting av innlandsisen på Grønland.

Arktisk forsterkning

Oppgave 27.3.

a. Marker alternativet som gjør setningen nedenfor riktig.

   Arktis varmes opp raskere enn resten av kloden fordi …

   1. Arktis er nærmere solen om sommeren.
   2. Is-albedo-tilbakekoblingen og andre selvforsterkende mekanismer forsterker oppvarmingen lokalt.
   3. Det er mer CO_2 i atmosfæren over Arktis enn andre steder.
   4. Vindmønstre fører mer varm luft til Arktis enn til andre regioner.

b. Forklar trinn for trinn hvordan is-albedo-tilbakekoblingen fungerer, og hvorfor den er selvforsterkende.

c. Hvilke andre tilbakekoblingsmekanismer nevner kapittelet for arktisk forsterkning? Velg én av dem og beskriv mekanismen med egne ord.

27.3.2. Smeltende innlandsis og isbreer, og tining av permafrost

Globalt sett smelter innlandsis i et akselererende tempo, noe som bidrar betydelig til havnivåstigning. I tillegg tiner **permafrosten** (permanent frossen mark) i store områder i Arktis. Dette har dramatiske konsekvenser for infrastruktur som veier og bygninger, men utgjør også en global klimarisiko. Permafrosten lagrer enorme mengder karbon fra dødt plantemateriale. Når den tiner, kan mikroorganismer bryte ned dette materialet og frigjøre store mengder CO_2 og metan, noe som vil forsterke den globale oppvarmingen ytterligere. Både isbreer og permafrost vil fortsette å tine i lang tid fremover, selv om alle utslipp skulle stanses i dag.

27.3.3. Endrede snøforhold og økosystemer

Selv i en varmere verden kan enkelte kalde regioner oppleve *mer* snø om vinteren. En fuktigere atmosfære gir kraftigere snøfall så lenge temperaturen er under frysepunktet. Dette kan øke faren for **snøskred**. Samtidig fører et varmere klima til at temperaturen oftere krysser null grader gjennom vinteren. Slike smelte- og frysesykluser kan skape svake, ustabile lag i snødekket, noe som øker faren for flakskred. Vi jobbet med snøskred i kapittel 20.

Disse endringene har også direkte konsekvenser for arktiske økosystemer. Når mildvær og regn etterfølges av frost, kan det dannes harde islag på bakken eller oppå snøen. Dette gjør det svært vanskelig for **reinsdyr** og andre beitende dyr å grave seg ned til livsviktig føde som lav. Fenomenet, kjent som "låste beiter", kan føre til sult og reduserte bestander.

Eksempler

- Utbredelsen av havis i Arktis har minket jevnt og trutt siden man startet målinger ved satellitter i 1979.
- Utbredelsen av havis i Antarktis har variert, men har hatt en kraftig reduksjon de siste årene.
- Alle de ulike scenariene i IPCCs klimamodeller gir at Arktis vil være isfritt minst en gang før år 2050 i løpet sommeren (september).
- Grunnet den arktiske forsterkningen av global oppvarming, vil Arktis oppleve to til tre ganger så sterk oppvarming som resten av kloden.
- Isbreer og permafrost vil fortsette å smelte og tine i flere år fremover selv om vi kutter utslippene nå.

27.4. Isras og brekollaps

Isras og brekollaps er blant de mest plutselige og destruktive prosessene i kryosfæren. Mens mindre isras ved brekalving (der breen ender i vann) er en normal del av isbreens syklus, handler dette kapittelet om store isras og bratte, hengende breer som kollapser – ofte med katastrofale konsekvenser. Særlig har oppmerksomheten økt de siste årene på grunn av hendelser som ulykken ved Marmoladabreen i Italia i 2022, som viser hvordan klimaendringene forsterker risikoen betydelig.

27.4.1. Mekanismer – Hva skjer når en bre kollapser?

En brekollaps skjer når summen av de indre kreftene som holder breen samlet, blir overvunnet av tyngdekraften og eksterne påvirkninger. De viktigste drivkreftene er:

- **Smeltevannets rolle**: Overflate- og sprekkesmelting, særlig ved hetebølger, fyller sprekkene med vann. Dette gir høyt hydrostatisk trykk, utvider og "jekker opp" store isblokker, og svekker intern struktur. Smeltevann nederst i breen smører underlaget og reduserer friksjonen, noe som gir økt glidning og ustabilitet. Varmt vann kan smelte isen innenfra og skape hulerom og nye svakhetssoner.
- **Svekkelse av isen**: Varmere temperaturer gjør isen mykere, mer utsatt for deformasjon og mindre motstandsdyktig mot stress. Resultatet er mer sprekkdannelse og større sannsynlighet for kollaps.
- **Topografi og underlag**: Hengende breer i bratte fjellsider er naturlig mest utsatt. Ujevn undergrunn skaper spenninger – isen kan gli over stup og bratte kanter der strekkreftene øker dramatisk.
- **Eksterne utløsningsfaktorer**: Jordskjelv eller store steinskred kan i enkelte tilfeller utløse kollaps for breer som allerede er nær bristepunktet.

27.4.2. Klimaendringenes forsterkende effekt

Global oppvarming fungerer som en katalysator for dramatiske brehendelser:

- **Høyere nullgradsgrense**: Jo høyere nullgradsgrensen ligger, jo større områder av breene utsettes for smelting – også på tidligere kalde fjelltopper.
- **Ekstreme hetebølger**: Slike heteperioder kan på kort tid øke tilsiget av smeltevann ekstremt – som før Marmolada-ulykken.
- **Endrede nedbørsmønstre**: Mer regn (og mindre snø), selv på høye fjell, tilfører ekstra vann og varme som akselererer smelteprosessene dramatisk.

27.4.3. Hendelsesforløp og konsekvenser

Når en brekollaps først inntreffer, er forløpet lynraskt og har ofte flere konsekvenser:

- **Direkte treff**: En enorm ismasse raser nedover med fart som kan nå flere hundre kilometer i timen, og alt på veiens rute knuses. Dette er en akutt fare for fjellklatrere og turister.
- **Trykkbølge**: Store isras fortrenger luft og kan gi kraftige, ødeleggende trykkbølger foran masseslippet.
- **Transformasjon til flomskred**: Isen river med seg snø, stein og jord. Friksjonsvarme kan smelte isen og omgjøre prosessen til et «debris flow» – nådeløst, flytende flomskred nedover dalen.
- **Flodbølge og GLOF**: Hvis isen treffer en innsjø genereres flodbølger som kan utløse isbresjøflommer (GLOF), med fare for oversvømmelse nedenfor breen.

Overvåking av brevandring med radar, GPS og sensorer kan gi indikatorer på økt bevegelse, men nøyaktig varsling av tid og sted for kollaps er fortsatt vanskelig. Den økende frekvensen og intensiteten gir tydelig signal om hvordan klimaendringer påvirker våre høyfjellsområder.

Dramatiske eksempler fra Europa

- Marmolada-breen, Italia 2022: En kollaps i bratt terreng løsnet hele 70 000 m^3 is som raste nedover Dolomittene og drepte 11 mennesker. Prosessen skyldtes ekstrem varme, mye smeltevann, svakheter i is og underlag, og klimadriverne hadde kritisk innflytelse i forkant av ulykken. Marmolada-hendelsen har blitt et symbol på klimarelaterte brefarer i Alpene.
- Birch-breen, Sveits 2025: Ca. 1,5 millioner m^3 stein løsnet og raste ned på Birch-breen i Lötschental, Wallis. Breen akselererte til 10 m/dag og kollapset 28. mai – et svært ras av is, stein og løsmasser begravde omtrent 90 % av landsbyen Blatten. Rasmasene demmet opp elven Lonza, skapte en innsjø på rundt 1 million m^3 og truet med flom nedover dalen.

  ETH Zurich, UZH og andre konkluderte at klimaendringer var avgjørende av tre årsaker:

  1. Breen hadde trukket seg tilbake og mistet støttefunksjonen fra fjellsidene
  2. Tinende permafrost → mer ustabile fjellsider
  3. Mindre snødekke → mer eksponert fjell som opplever større temperatursvingninger

Isras og brekollaps illustrerer en dynamisk og truende side av kryosfæren. Mekanismene bak er komplekse, men utviklingen fremover tyder på at risikoen vil øke – både som lokalt naturfenomen og globalt klimavaringssignal.

Isras og brekollaps

Oppgave 27.4.

a. Gjør rede for de viktigste mekanismene som fører til at en bre kan kollapse.

b. Bruk Marmolada (2022) eller Blatten (2025) som eksempel. Forklar hvilken rolle klimaendringer spilte i hendelsen, og hvilke konsekvenser kollapsen fikk.

c. Diskuter med en medelev: Hvem har ansvar for å sikre at ferdsel i fjellområder med breer er trygg? Er det individets, kommunens eller statens ansvar å varsle om og regulere ferdsel i risikosoner?

27.5. Konsekvenser i havet

27.5.1. Marine hetebølger

I følge IPCCs sjette hovedrapport har antallet marine hetebølger ala den som vi hadde i 2023 blitt fordoblet siden 1980-tallet. Videre global oppvarming vil sannsynligvis føre til at antall marine hetebølger vil opptre oftere, særlig i Tropene og i Arktis.

Les mer om marine hetebølger

National Oceanic and Atmospheric Administration (u.å.) : "Marine heatwaves"
Mæland & Havforskningsinstituttet (2021): "Hetebølger i havet skjer oftere og er heftigere enn før."

Marine hetebølger kan ha alvorlige konsekvenser for havøkosystemene. Korallrev er særlig sårbare: hvis havtemperaturen stiger over et visst nivå, mister korallene de algene (zooxanteller) som gir dem næring og farge – et fenomen kjent som **korallbleking**. Dersom varmestresset varer lenge nok, dør korallene. IPCC anslår at ved 1,5°C global oppvarming vil 70–90 % av verdens koralrev gå tapt, og ved 2°C er andelen over 99 %. Marine hetebølger påvirker også fiskepopulasjoner ved å forskyve utbredelsesområder, redusere reproduksjon og i ekstreme tilfeller forårsake massedød.

Marine hetebølger og korallbleking

Oppgave 27.5.
Nedenfor er fire påstander om marine hetebølger. Marker hvilke som er sanne og hvilke som er usanne.

	Sant	Usant
Marine hetebølger er blitt sjeldnere siden 1980-tallet.		
Kaldt vann absorberer mer CO_2 enn varmt vann.		
Korallbleking skjer fordi korallene mister algebionten de er avhengige av for næring.		
Ved 2 °C global oppvarming anslår IPCC at over 99 % av verdens korallrev vil gå tapt.		

27.5.2. Havnivåstigning

Havet stiger som følge av to hovedmekanismer:

- **Termoekspansjon:** Vann utvider seg når det varmes opp. Siden havet har absorbert over 90 % av den ekstra varmen som drivhuseffekten tilfører jordsystemet, bidrar dette alene til om lag halvparten av den observerte havnivåstigningen.
- **Smelting av is på land:** Isbreer og innlandsis på Grønland og i Antarktis tilfører ferskvann til havet når de smelter. Merk at smelting av **sjøis** (som allerede flyter i havet) ikke bidrar til havnivåstigning, på samme måte som isen i et glass ikke fører til at glasset renner over når den smelter.

Siden 1900 har det globale gjennomsnittlige havnivået steget med om lag 20 cm. Stigningshastigheten er akselererende: fra rundt 1,5 mm per år på 1900-tallet til om lag 3,7 mm per år i perioden 2006–2018. IPCC anslår i sin sjette hovedrapport at havnivået vil stige med mellom 0,3 og 1,0 m innen år 2100, avhengig av utslippsscenario. Dersom det skjer en rask destabilisering av innlandsisen på Vest-Antarktis – et scenario med lav sannsynlighet, men store konsekvenser – kan stigningen bli betydelig høyere (Oppenheimer et al., 2022; Pörtner et al., 2022).

Konsekvensene av havnivåstigning er allerede merkbare:

- **Kystoversvømmelse og stormflo:** Høyere havnivå gjør at stormflo (se kapittel 18) rammer lenger inn i land og oftere. Lavtliggende kystbyer og øystater er særlig utsatt.
- **Kysterosjon:** Bølger og strøm når lenger inn og eroderer strender, kystlinjer og infrastruktur.
- **Saltvannsinntrengning:** Ferskvannsakviferer i kystområder kan bli forurenset av saltvann, noe som truer drikkevannsforsyningen.

I Norge motvirker **landhevning** (isostatisk heving etter istidene) delvis den globale havnivåstigningen mange steder langs kysten, men i lavtliggende kystområder i sør vil havet likevel stige i absolutt forstand.

Havnivåstigning

Oppgave 27.6.

a. Forklar de to hovedmekanismene bak havnivåstigning. Hvorfor bidrar ikke smelting av sjøis til havnivåstigning?

b. Regjeringen i et lavtliggende øysamfunn i Stillehavet overveier å evakuere hele befolkningen innen 2060. Drøft hvilke faktorer de bør ta hensyn til når de vurderer risikoen: Hvilken informasjon fra IPCC er relevant, og hva er usikkerhetene?

c. Havnivået måles ulikt i Oslo og langs Sørlandskysten. Forklar hva isostatisk landhevning er og hvorfor det er viktig å skille mellom relativ og absolutt havnivåstigning i norsk sammenheng.

27.5.3. Havforsuring og CO_2-opptak i havet

Havet fungerer som en enorm karbonsink: siden den industrielle revolusjon har verdenshavene absorbert om lag **25–30 %** av alle menneskeskapte CO_2-utslipp. Dette har bremset oppvarmingen, men det har en pris.

Når CO_2 løser seg i havvann, dannes karbonsyre (H_2CO_3), som raskt dissosier til bikarbonat- og karbonationer og frigjør hydrogenioner (H^+):

$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+ \rightleftharpoons CO_3^{2-} + 2\,H^+$$

Flere H^+-ioner betyr lavere pH – altså surere hav. Siden den førindustrielle tid har havets gjennomsnittlige overflate-pH sunket fra ca. 8,2 til ca. 8,1. Dette høres lite ut, men pH-skalaen er logaritmisk, så dette tilsvarer en **økning i surhetsgrad på om lag 26 %** (Orr et al., 2005; Pörtner et al., 2022).

Havforsuring har spesielt store konsekvenser for organismer som bygger skall eller skjelett av kalsiumkarbonat ($CaCO_3$), som muslinger, østers, kråkeboller, koraller og raudåte. Når pH synker, blir havet mer aggressivt mot kalsiumkarbonat, og skjell og skjelett løser seg opp raskere. Dette truer hele næringskjeder – raudåta er for eksempel et nøkkelart i det norske og arktiske havøkosystemet.

Norske og arktiske havområder er særlig sårbare. Kaldt vann løser mer CO_2 enn varmt vann (i samsvar med Henrys lov), og havforsuring skjer derfor raskere i nordlige farvann. Se kapittel 15 for mer om havvannets fysiske egenskaper.

Kapasiteten til å ta opp CO_2 svekkes: Etter hvert som havet varmes opp, reduseres dets evne til å absorbere CO_2 – varmere vann holder rett og slett mindre løst gass. Dette er en selvforsterkende prosess: svekket karbonsink betyr mer CO_2 i atmosfæren, som gir mer oppvarming, som igjen svekker sinken ytterligere.

Havforsuring

Oppgave 27.7.

a. Havet har absorbert 25–30 % av menneskeskapte CO_2-utslipp siden den industrielle revolusjon.

   Forklar den kjemiske reaksjonen som skjer når CO_2 løses i havvann, og begrunn hvorfor en pH-endring fra 8,2 til 8,1 faktisk tilsvarer en økning i surhetsgrad på ca. 26 %.

b. Hvorfor er norske og arktiske havområder særlig sårbare for havforsuring? Bruk Henrys lov i forklaringen.

c. Raudåta er en nøkkelart i norske og arktiske havøkosystemer. Diskuter hvilke konsekvenser havforsuring kan ha for raudåta og for næringskjedene den inngår i.

27.5.4. Endringer i havstrømmer og AMOC

I kapittel 16.2 lærte vi at den termohaline sirkulasjonen – og særlig AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) – transporterer enorme mengder varme nordover i Atlanterhavet. Denne sirkulasjonen drives av at tungt, kaldt og salt overflatevann synker i Norskehavet og Labradorhavet og danner dypvann. Klimaendringene undergraver denne motoren på to måter:

- **Ferskvann fra smeltende innlandsis:** Issmelting på Grønland tilfører store mengder ferskvann til det nordlige Atlanterhavet. Lavere salinitet betyr lavere tetthet (se kapittel 15.3.4), og overflatevannet synker vanskeligere. Se kapittel 16.2.1 for mer om dypvannsdannelsens mekanismer.
- **Varmere overflatevann:** Varmere havvann er lettere og synker tilsvarende vanskeligere.
- **Saltere vann fra subtropene**: Økt fordampning i suptropene fører til at vannet som strømmer nordover med Golfstrømmen og den nordatlantiske strømmen har høyere salinitet enn tidligere. Dette motvirker noe av prosessen fra smeltende innlandsis.

IPCC konkluderer med middels sikkerhet at AMOC allerede har svekket seg siden midten av 1900-tallet, og at videre svekkelse er svært sannsynlig gjennom dette århundret (Caesar et al., 2021; Pörtner et al., 2022). Et fullstendig kollaps av AMOC er ansett som lite sannsynlig, men kan ikke utelukkes og vil utgjøre et **klimavippepunkt** med dramatiske konsekvenser (se avsnitt om vippepunkter nedenfor).

Konsekvenser av en svekkelse:

- **Kjøligere klima i Nordvest-Europa:** AMOC bidrar vesentlig til at vestlige deler av Europa, inkludert Norge, har mildere klima enn breddegraden tilsier. En svakere strøm gir mindre varmetransport nordover.
- **Endrede nedbørsmønstre:** Endringer i AMOC påvirker monsun og nedbørfordeling i tropiske og subtropiske områder.

AMOC og klimaet i Europa

Oppgave 27.8.

a. Forklar hvorfor smelting av innlandsisen på Grønland kan svekke AMOC. Bruk begrepene salinitet, tetthet og dypvannsdannelse i svaret.

b. Marker alternativet som beskriver den mest sannsynlige konsekvensen for Norge dersom AMOC svekkes kraftig:

   1. Mildere vintre og mer nedbør langs norskekysten.
   2. Kaldere klima enn breddegraden vår normalt tilsier.
   3. Sterkere sommervind fra nord.
   4. Ingen merkbar endring, siden Norge er langt fra Atlanterhavet.

c. Et fullstendig kollaps av AMOC regnes som lite sannsynlig, men heller ikke utelukkes. Diskuter: Bør man iverksette tiltak mot et scenario som er lite sannsynlig, men som vil ha svært store konsekvenser?

27.6. Konsekvenser for ferskvann

Selv om ferskvann bare utgjør om lag 2,5 % av alt vann på jorda, er det grunnlaget for drikkevann, landbruk og mange økosystemer. Klimaendringene påvirker fordelingen og tilgjengeligheten av ferskvann på flere måter.

Breer som vannreservoarer forsvinner. Mange elver i verden – særlig i Asia, Sør-Amerika og Alpene – er avhengige av breenes sommersmeltevann for å opprettholde jevn vannføring gjennom tørre perioder. Etter hvert som breene trekker seg tilbake (se seksjon 27), vil disse elvene i første omgang få økt avrenning, men på sikt bli langt mer variable og i perioder nesten tørre.

Endret nedbør og ekstremvær. Global oppvarming forskyver nedbørsmønstre. Mange tørre regioner vil bli tørrere, mens fuktige regioner vil få mer nedbør – men i mer intense episoder med lengre tørkeperioder imellom. Konsekvensen er økt risiko for både tørke og flom, ofte i de samme regionene. Mer nedbør som regn og mindre som snø betyr at vann renner raskere av og i mindre grad lagres i snødekket gjennom vinteren til kontrollert smeltevann om våren.

Norge. I Norge er det ventet at avrenningen generelt øker, men sesongmønsteret endres. Mildere vintre gir mer vinteravrenning og lavere og tidligere vårflom. Det gir utfordringer for vannkraftproduksjon, flomvarsling og vannforsyning. I tillegg øker risikoen for **lavvannsperioder** om sommeren i regulerte vassdrag (Dyrrdal et al., 2025).

Grunnvann og permafrost. Tining av permafrost (se seksjon 27) endrer dreneringsmønstrene i arktiske og subarktiske områder dramatisk. Der bakken tidligere var tett frossen, kan vann nå sige ned og endre vannstanden i innsjøer og elver, noen ganger så raskt at innsjøer bokstavelig talt «tømmes» ut på kort tid.

Ferskvann og klimaendringer

Oppgave 27.9.

a. Breer fungerer som naturlige "vannreservoarer". Forklar hva som skjer med vannføringen i elver som er avhengige av breenes sommersmeltevann på kort sikt (de neste tiårene) og på lang sikt (etter at breene er borte).

b. Diskuter hvilke konsekvenser endringer i sesongmønsteret for ferskvann kan få for norsk vannkraftproduksjon og flomvarsling.

27.7. Vippepunkter i klimasystemet

Et **vippepunkt** (engelsk: *tipping point*) er en terskel i klimasystemet der en liten ekstra endring er nok til å sette i gang en selvforsterkende prosess som fører klimaet over i en ny og fundamentalt annerledes tilstand – selv om den ytre påvirkningen (f.eks. CO_2-utslippene) skulle stoppe. Det er denne selvforsterkende karakteren som gjør vippepunkter spesielt bekymringsfulle: vi kan ikke «reversere» oss tilbake ved å bare kutte utslippene raskt nok.

Et enkelt bilde: tenk på en ball som balanserer på toppen av en haug. Små dytt holder den i ro, men over en viss grense triller den ukontrollert ned på den andre siden og stopper ikke av seg selv.

Eksempler på vippepunkter

De viktigste klimavippepunktene er:

- **Tap av Arktis' sommerhav** (se seksjon 27): Når havisen smelter, avslører den mørkt hav som absorberer mer solvarme, noe som smelter enda mer is. IPCC anser det som nær sikkert at Arktis vil være praktisk talt isfritt om sommeren minst én gang før 2050.
- **Kollaps av Grønlandsisen:** Grønlandsisen inneholder nok is til å heve det globale havnivået med om lag 7 meter dersom den smelter fullstendig. Forskning tyder på at dette vippepunktet kan nås ved en global oppvarming på 1,5–2 °C over førindustrielt nivå. Prosessen vil ta hundrevis til tusenvis av år, men er i prinsippet irreversibel når den først er satt i gang.
- **Destabilisering av Vest-Antarktis' innlandsis:** Vest-Antarktis inneholder is tilsvarende om lag 3–5 meters havnivåstigning. Store deler av denne isen hviler på fjell under havnivå, noe som gjør den særlig sårbar for smelting fra varmt havvann nedenfra. Et kollaps vil forsterke havnivåstigningen dramatisk.
- **Tining av permafrost og frigjøring av karbon** (se seksjon 27): Permafrosten lagrer enorme mengder karbon – anslagsvis dobbelt så mye som det som i dag befinner seg i atmosfæren. Når permafrosten tiner, bryter mikroorganismer ned det organiske materialet og frigjør CO_2 og metan. Metan er en særlig kraftig drivhusgass på kort sikt. Dette er en klassisk positiv tilbakekobling: oppvarming → tining → mer CO_2 og metan → mer oppvarming.
- **Kollaps av AMOC** (se seksjon 27.5.4): En fullstendig stopp i den atlantiske omveltningssirkulasjonen vil raskt endre klimaet i Europa og omforme nedbørsmønstre globalt.

- **Sammenbrudd av tropiske korallrev** (se seksjon 27.5.3): Ved 1,5–2 °C global oppvarming forventes de fleste koralrev å kollapse. Koralrevene er habitat for om lag 25 % av alle marine arter.
- **Tørke og nedbygging av Amazonas-regnskogen:** Avskoging og oppvarming reduserer regnskogens evne til å resirkulere nedbør. Modeller antyder at dersom 20–25 % av regnskogen forsvinner (vi er nå rundt 17 %), kan store deler av Amazonas tippe over til et tørrere savanneliknende landskap, med tap av enorme karbonlagre og biologisk mangfold.

Dominoeffekter

Det som gjør vippepunkter ekstra alvorlige, er at de kan trigge hverandre i en kjedereaksjon – en **dominoeffekt**. For eksempel: tining av permafrost frigjør metan som akselererer oppvarmingen, noe som igjen destabiliserer mer is og svekker AMOC. En studie fra 2022 (Armstrong McKay et al., 2022) fant at flere vippepunkter sannsynligvis kan nås allerede ved oppvarming mellom 1,5 og 2 °C – altså innenfor målene i Paris-avtalen.

Dette understreker at klimarisiko ikke øker jevnt med temperaturen, men kan akselerere brått når kritiske terskler krysses.

Vippepunkter

Oppgave 27.10.

a. Forklar med egne ord hva et klimavippepunkt er, og hvorfor vippepunkter er spesielt bekymringsfulle sammenlignet med gradvise klimaendringer.

b. Velg to av vippepunktene som er beskrevet i kapittelet. Forklar mekanismen bak hvert av dem, og beskriv hvilke konsekvenser de vil få for menneskene og økosystemene som påvirkes.

c. Kapittelet beskriver at vippepunkter kan trigge hverandre i en dominoeffekt. Lag en enkel kjede av minst tre vippepunkter og forklar hvordan det ene kan utløse det neste.

27.8. Klimarisiko og naturkrisen

Klimaendringene skjer ikke i et vakuum. De utspiller seg i en verden som samtidig opplever en **naturkrise**: tap av biologisk mangfold, ødeleggelse av naturlige habitater, overbeskatning av marine ressurser og spredning av fremmede arter. Klimaendringer og naturkrise er tett sammenvevd og forsterker hverandre.

Klimarisiko handler om sannsynligheten for at klimarelaterte hendelser inntreffer, og konsekvensene dette får for mennesker, samfunn og økosystemer (Pörtner et al., 2022). Risiko avhenger ikke bare av selve klimafaren, men også av hvor eksponert og sårbart et samfunn eller et økosystem er. Et lavtliggende kystsamfunn uten ressurser til å bygge flomvern er langt mer sårbart for havnivåstigning enn et rikt land med god infrastruktur.

Sammenhengene mellom klima og natur går begge veier:

- Klimaendringer truer artsmangfoldet gjennom habitatendringer, nye temperaturer og nedbørsmønstre, havforsuring og ekstreme hendelser. IPBES – naturpanelets pendant til klimapanelets IPCC – anslår at opp mot én million arter er truet av utryddelse i de kommende tiårene (Brondizio et al., 2019).

- Samtidig er intakte økosystemer vår viktigste allierte mot klimaendringene. Skog, våtmarker, havgress og korallrev binder og lagrer enorme mengder karbon. Når vi ødelegger disse, mister vi både karbonlagre og naturlige buffere mot ekstremvær og flom.

Dette doble presset – klimaendringer og naturkrise – er kjernen i det FN kaller vår tids tosidige planetære krise. Å løse dem krever ikke bare reduserte utslipp, men også aktiv restaurering av natur og en mer bærekraftig forvaltning av jorda og havet.

Sammensatte oppgaver

Oppgave 27.11 (Klimaendringer i Arktis – et system i krise)**.** Arktis varmes opp raskere enn resten av kloden. Bruk kunnskap fra hele kapittelet til å forklare hvordan følgende prosesser henger sammen:

- Arktisk forsterkning og is-albedo-tilbakekoblingen
- Tining av permafrost og frigjøring av klimagasser
- Svekkelse av AMOC
- Havnivåstigning

Diskuter: Hvorfor er det vanskelig å reversere endringene i Arktis selv om vi kutter utslippene raskt?

Oppgave 27.12 (Fra lokalt til globalt – havforsuring og marine hetebølger)**.**

a. Gjør rede for de kjemiske prosessene bak havforsuring og forklar hvorfor kaldt hav i nord er særlig sårbart.

b. Kombiner kunnskap om havforsuring og marine hetebølger: Hvilke konsekvenser får disse to prosessene samlet for korallrev og for arter lavt i næringskjeden (som raudåte og skalldyr)?

c. Vurder: Dersom havet gradvis mister kapasiteten til å ta opp CO_2, hvordan vil det påvirke tempoet i den globale oppvarmingen?

Oppgave 27.13 (Klimarisiko for et norsk kystsamfunn)**.** Velg en norsk kystby (f.eks. Stavanger, Bergen eller Kristiansand). Drøft hvilke klimarelaterte risikoer denne byen kan stå overfor frem mot 2100, med utgangspunkt i:

- Havnivåstigning og stormflo
- Endret nedbørsmønster og flom
- Mulig svekkelse av AMOC
- Sammensatte hendelser

Diskuter hva som gjør noen byer mer sårbare enn andre, og hvilke tilpasningstiltak du vurderer som mest hensiktsmessige.

27.9. Tidligere eksamensoppgaver

Oppgave 27.14. Eksamen REA3009 Høsten 2019 Oppgave 1
Artikkel fra NRK desember 2017

a. Gjør rede for hvorfor de fleste forskere tror at global oppvarming vil kunne føre til kraftigere

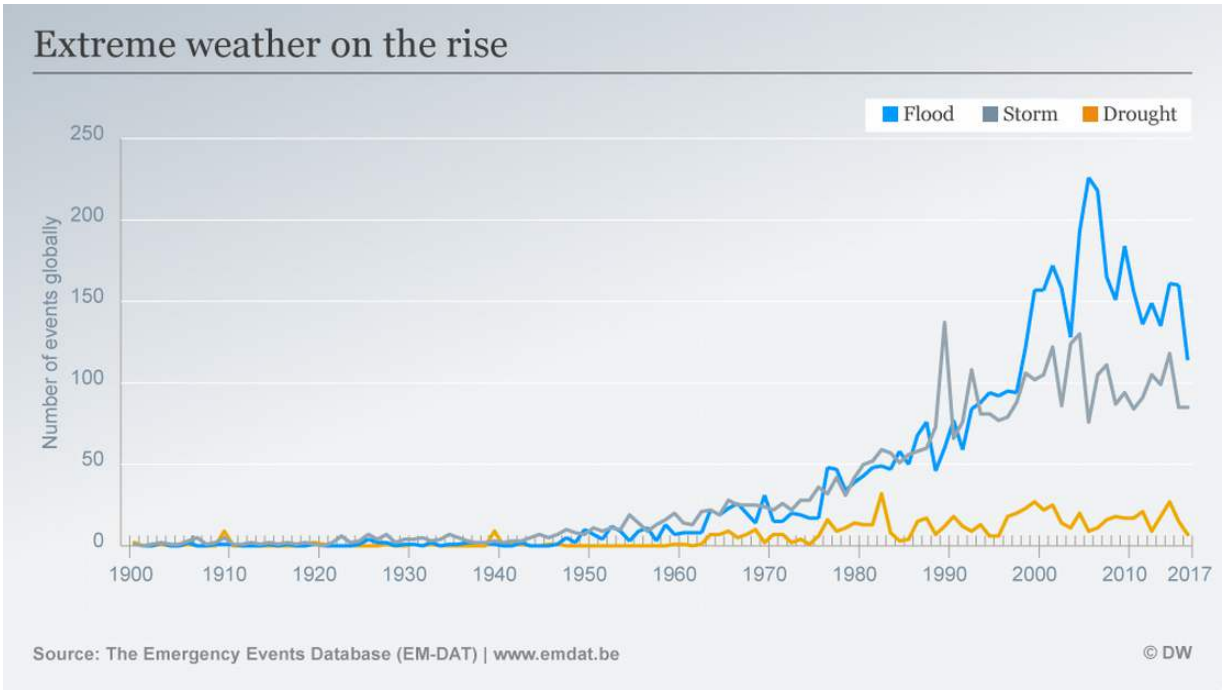
ekstremvær

b. Forklar hvilke naturlige årsaker det kan være til at ett eller to år blir veldig mye varmere eller kaldere enn normalen.

c. Artikkelen beskriver 2016 som et år med mye ekstremvær blant annet i områdene rundt Stillehavet. Gjør rede for mulige årsaker tik at 2016 var et år med mye ekstremvær flere steder på Jorden.

d. Drøft om artikkelen fra NRK er troverdig med tanke på sammenhenger mellom klimaendringer og ekstremvær.

e. Vurder og grafene i figur 27.3 viser et sannsynlig bilde av hva som faktisk har vært av ekstremvær i perioden 1900 – 2017.



Figur 27.3.: Økningen i registrerte ekstremværhendelser globalt siden 1900. Blå graf viser oversvømmelser, grå graf viser stormer og gul graf viser tørke. Kilde: Russel, Ruby & DW (2018)

Oppgave 27.15. Eksamen REA3009 Våren 2019 oppgave 3 *Klima og geoforskning*

a. Gjør rede for hvordan luftforurensning, med unntak av drivhusgasser, påvirker klimaet på jorden.

b. Forklar forskjeller på metoder som brukes i overvåking av globale klimaendringer og ved rekonstruksjon av globale klimaendringer.

Eksamensoppgaver som repetisjon

Konsekvenser for vær og kryosfæren

Oppgave 27.16. *Eksamen REA3043 Høsten 2024 – Oppgave 15*
Marker alternativet som gjør at setningen nedenfor blir riktig.
Global oppvarming kan føre til at polarfront-jetstrømmen …

- … oftere får mindre buktninger.
- … oftere får større buktninger.
- … får lite endring i bølgemønsteret.

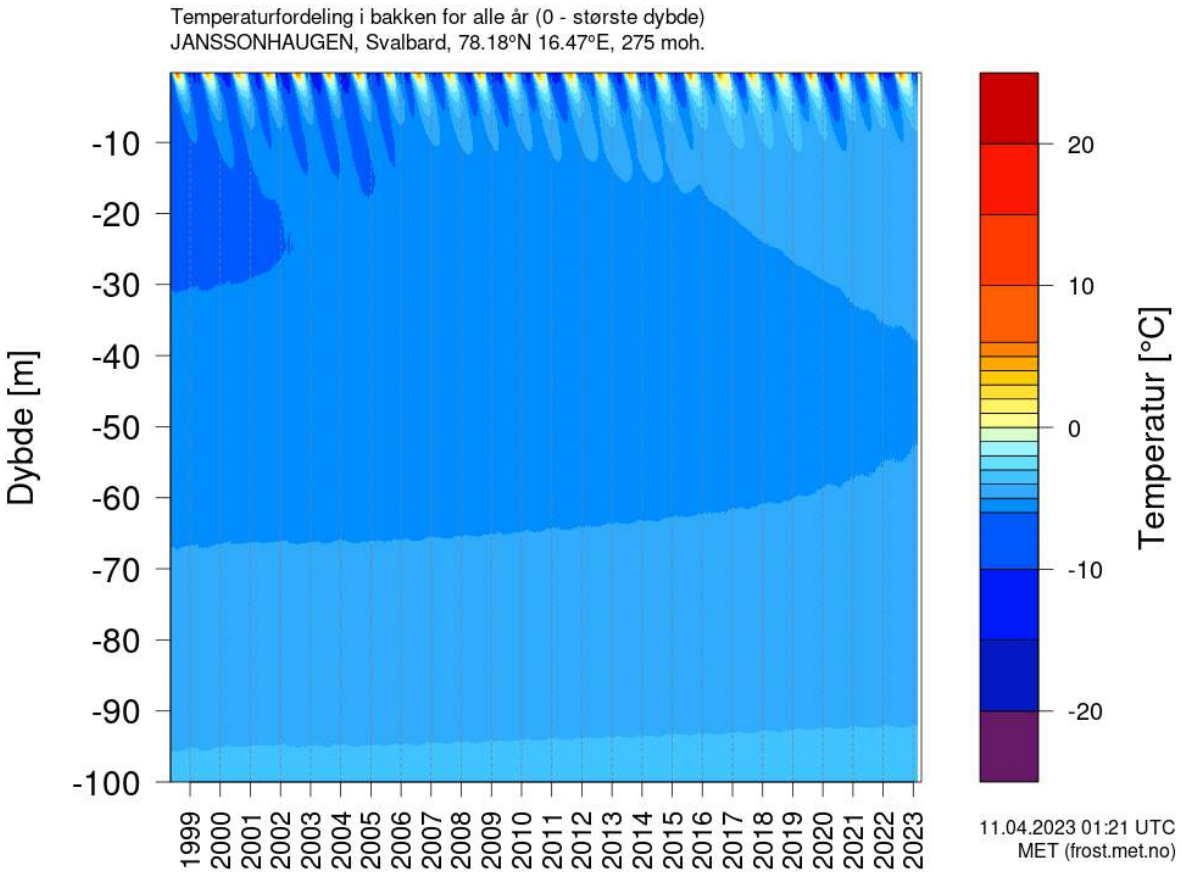
Oppgave 27.17. *Eksamen REA3043 Høsten 2024 – Oppgave 14*
Bildet nedenfor viser hengebreer ved Mont Blanc-massivet sett fra Nord-Italia. Det er permafrost i området som er vist på bildet.

Figur 27.4.: Visuell oppgave. Hengebreer i bratt fjellterreng ved Mont Blanc.

Området er utsatt for kraftige klimaendringer de siste årene med økt temperatur og økt nedbør i form av snø. Marker de **to** alternativene som viser hvilke naturfarer som kan få økt hyppighet de neste ti årene i dette området:

- Infrastruktur forsvinner når isbreene vokser
- Steinsprang
- Området ved foten av fjellet vil kunne oppleve økt tørke
- Isskred fra breen

Oppgave 27.18. *Eksamen REA3043 Høsten 2024 – Oppgave 16*
Figuren nedenfor viser temperaturfordelingen nedover i bakken for alle år fra 1999 til våren 2023 ved stasjonen Janssonhaugen på Svalbard (275 moh.).



Figur 27.5.: Visuell oppgave. Temperatur i grader gitt for antall meter under bakken fra 1999 til 2023.

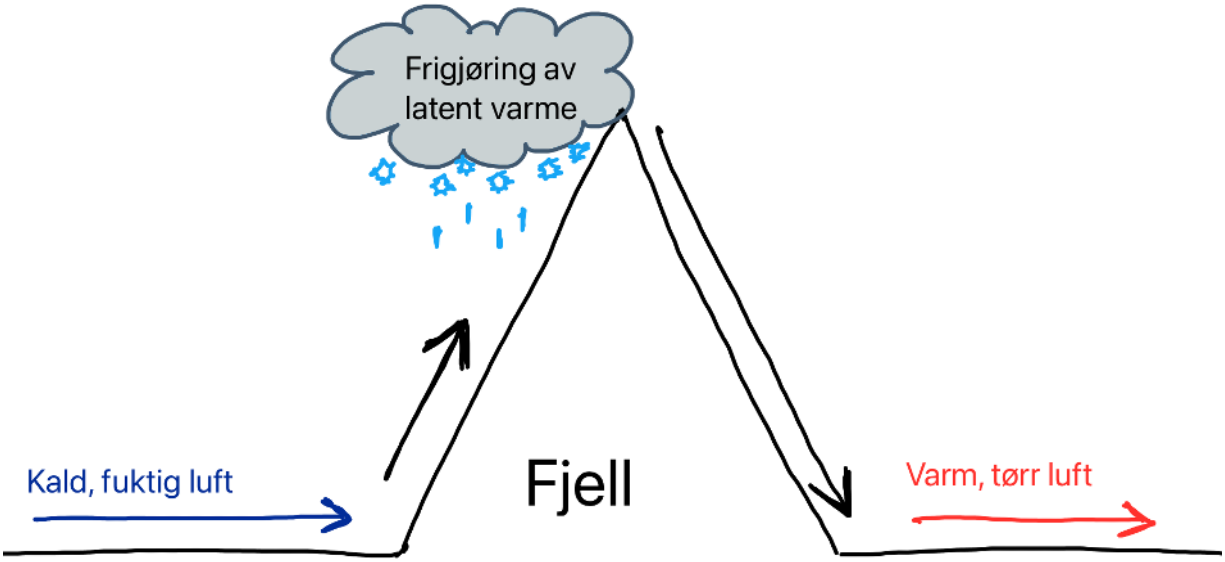
Hvilke påstander nedenfor er sanne og usanne?

	Sant	Usant
Permafrosten hadde maksimal dybde på 30 meter i 1999.		
De laveste temperaturene er målt nær overflaten.		
Det aktive laget er mindre enn 10 meter tykt.		
Det har vært en oppvarming til over 90 meters dyp i hele perioden.		

Oppgave 27.19. *Eksamen REA3043 Høsten 2024 – Oppgave 21*

a) Du står ved foten av et fjell og kjenner at det blåser ned fra fjellet. Gjør rede for om dette er katabatisk vind eller fønvind.

b) Ta utgangspunkt i situasjonen skissert i figuren nedenfor. Anta at vi befinner oss i Sør-Norge. Vurder hvordan en global oppvarming vil påvirke prosessene som inngår i situasjonen.



Figur 27.6.: Visuell oppgave. Illustrasjon av hvordan fønvind oppstår.

c) Gjør rede for mulige årsaker til at lavtrykkene tar en nordligere bane når det er lite is i Arktis.

Konsekvenser i havet

Oppgave 27.20. *Eksamen REA3043 Høsten 2024 – Oppgave 13*
To kjente konsekvenser av global oppvarming er temperaturøkning i atmosfæren og havnivåstigning. Havet har per i dag absorbert over 90 prosent av den ekstra energien som er tilført klimasystemet.
Marker alternativet med den mest sannsynlige årsaken til at temperaturøkningen i atmosfæren er betydelig raskere enn havnivåstigningen.

- Det er bare de øverste 25 meterne av havet som har fanget opp den ekstra energien og utvidet seg.
- Den ekstra energien fordeles ned i dypet og påvirker ikke havnivået.
- 93 prosent av stigningen i havnivå kommer av smelting av isbreer og innlandsiser. Bare 7 prosent kommer fra økt temperatur i havet.
- Havnivåstigningen er koblet mot prosesser som er mye tregere enn temperaturøkningen i atmosfæren.

Oppgave 27.21. *Eksamen REA3043 Våren 2025 – Oppgave 3*
Marine hetebølger er perioder der havoverflatetemperaturen er høyere enn vanlig. Nedenfor er det fire påstander om marine hetebølger.

1. Mye solinnstråling og redusert skydekke kan være årsaker til marine hetebølger.
2. Svak vind, lite bølger og svake havstrømmer kan gi sterk stratifisering i havet. Dette er gunstige forhold for dannelse av marine hetebølger.
3. I perioder med La Niña-forhold oppstår det ofte marine hetebølger.
4. Marine hetebølger kan føre til svakere tropiske orkaner.

Hvilke påstander stemmer? Velg riktig alternativ.

- påstand 2 og 3
- påstand 1 og 3
- påstand 1 og 2
- påstand 2 og 4

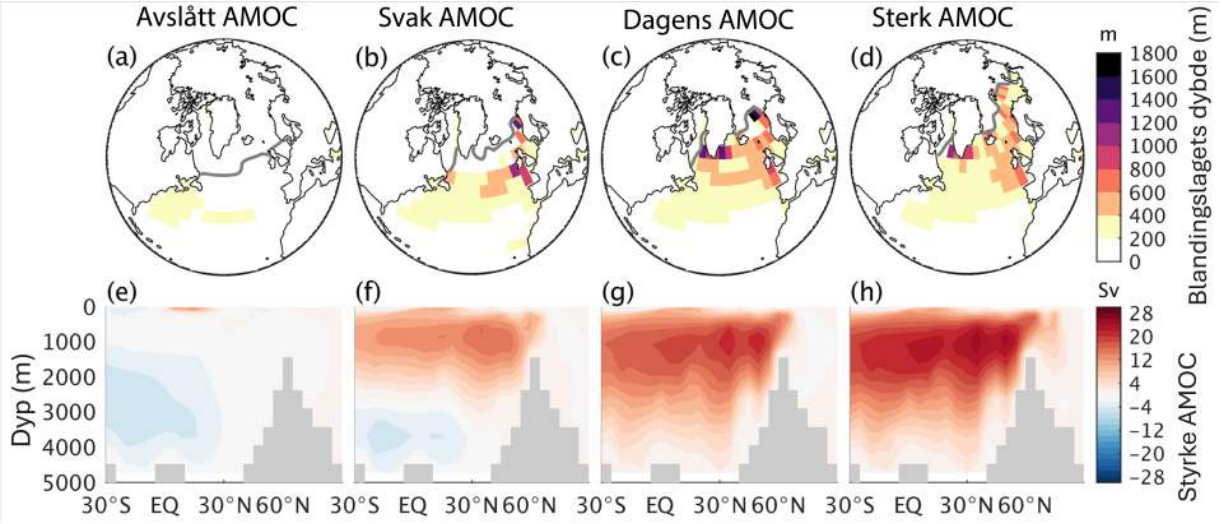
Oppgave 27.22. *Eksamen REA3043 Våren 2025 – Oppgave 2*
Hvorfor kan global oppvarming føre til at AMOC (omveltningssirkulasjonen i Atlanterhavet) kollapser? Marker det alternativet som forklarer det best.

- Global oppvarming vil føre til økt fordamping og dermed økt salinitet i havvannet. Dermed vil alt vannet få like høy densitet, og sirkulasjonen vil kollapse.
- Global oppvarming vil føre til at innlandsisen på Grønland smelter. Dermed tilføres det mye kaldt ferskvann i havet, noe som kan få sirkulasjonen til å kollapse.
- Global oppvarming vil føre til økt nedbør i form av regn i de nordlige delene av Atlanterhavet. Dermed kan det ikke dannes sjøis, og dette vil føre til at det ikke skjer noen dypvannsdannelse.

Oppgave 27.23. *Eksamen REA3043 Våren 2025 – Oppgave 20*
Les påstandene nedenfor om AMOC og sirkulasjonen i Nord-Atlanteren. Marker hvilke som er sanne og hvilke som er usanne.

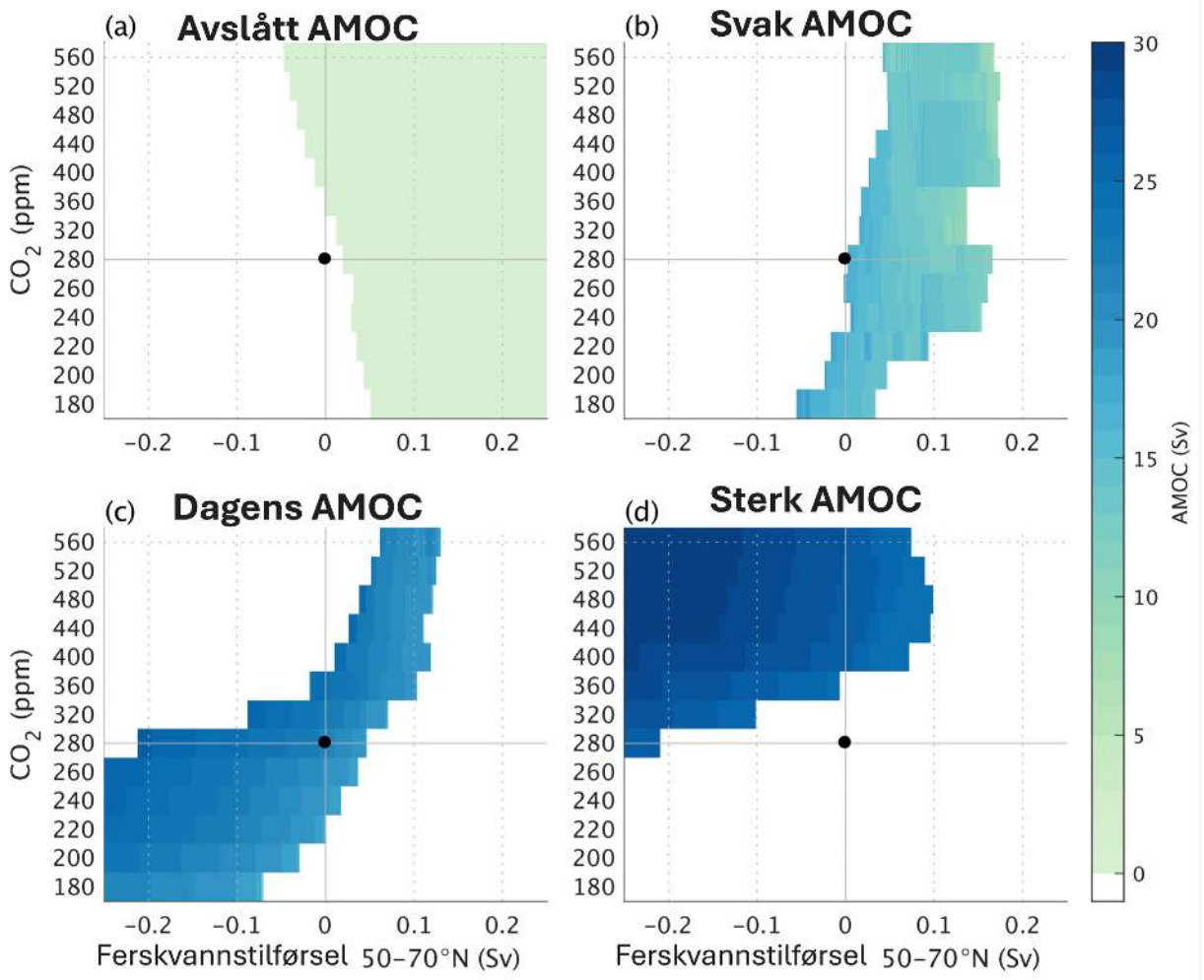
	Sant	Usant
Golfstrømmen går hele veien fra Karibia og inn i Norskehavet.		
AMOC er overflatestrømmer drevet av vind.		
Golfstrømsystemet er et vertikalt sirkulasjonssystem i havet.		
De subtropiske gyrene drives av både storstilte vindsystemer og gravitasjonskrefter i havet.		
AMOC kan stoppe opp uten at den subtropiske gyren stopper opp.		

Oppgave 27.24. *Eksamen REA3043 Våren 2025 – Oppgave 22*
a) Forskere har identifisert fire stabile tilstander for AMOC: avslått, svak, dagens og sterk. Figurene nedenfor viser modellerte data for de fire tilstandene – hvor dypt blandingslaget går (a–d) og styrken på AMOC i Sverdrup (e–h).



Figur 27.7.: Visuell oppgave. Fire situasjoner der AMOC er avslått (a og e), svak (b og f), moderne (c og g), og sterk (d og h).

Forskerne fant at høyere CO_2-nivåer favoriserer sterkere AMOC-tilstander, mens økt ferskvannstilførsel svekker AMOC. Figuren nedenfor viser sammensettinger av CO_2-nivåer og ferskvannstilførsel ved de ulike stabile tilstandene.

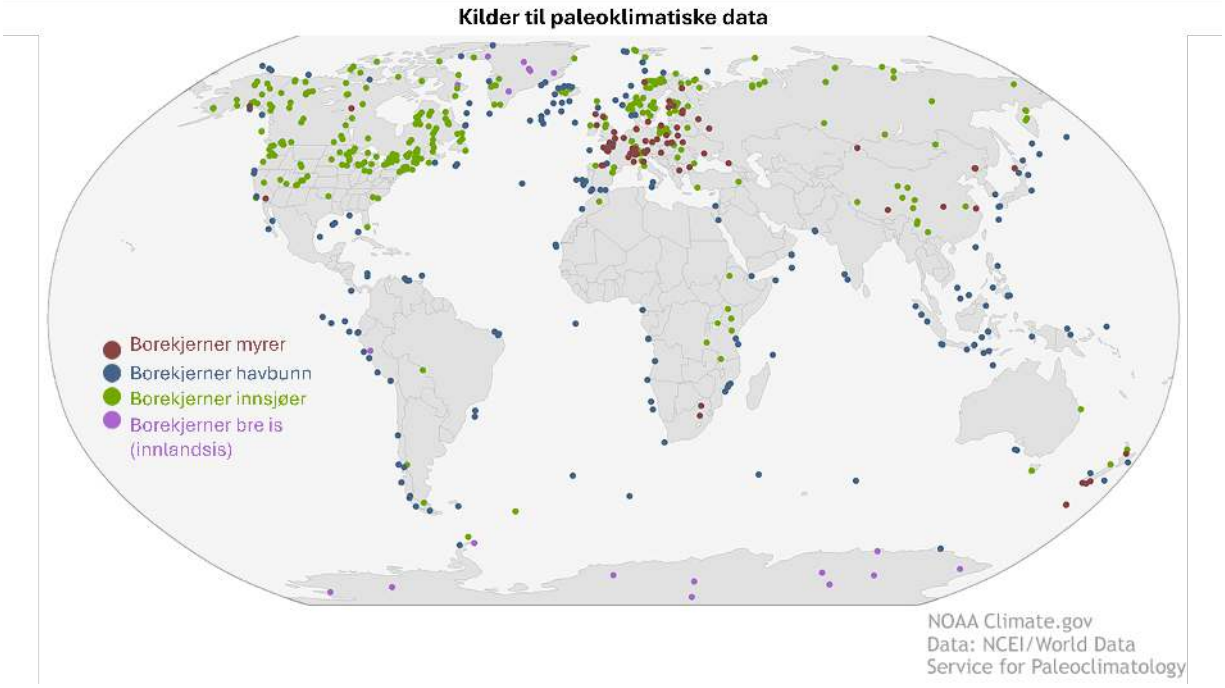


Figur 27.8.: Visuell oppgave. Grafisk framstilling av styrke på AMOC som viser sammenheng mellom CO_2-nivå, ferskvannstilførsel og stabile AMOC-tilstander.

Nedenfor er fire påstander – to er sanne og to er usanne. Gjør rede for de to sanne påstandene og begrunn svaret med utgangspunkt i figurene.

1. Når AMOC er avslått, er det ingen dypvannsdannelse i Nord-Atlanteren.
2. En sterk AMOC oppstår bare dersom CO_2-nivåene er lavere enn 280 ppm.
3. Ved høye CO_2-konsentrasjoner (over 400 ppm) krever en sterk AMOC-tilstand en større negativ ferskvannstilførsel for å være stabil enn de andre tilstandene.
4. Sjøisutbredelsen i Nord-Atlanteren er størst i den sterke AMOC-tilstanden.

b) Figuren nedenfor viser posisjoner der man har tatt ut borekjerner fra myrer, havbunn, innsjøer og innlandsis.

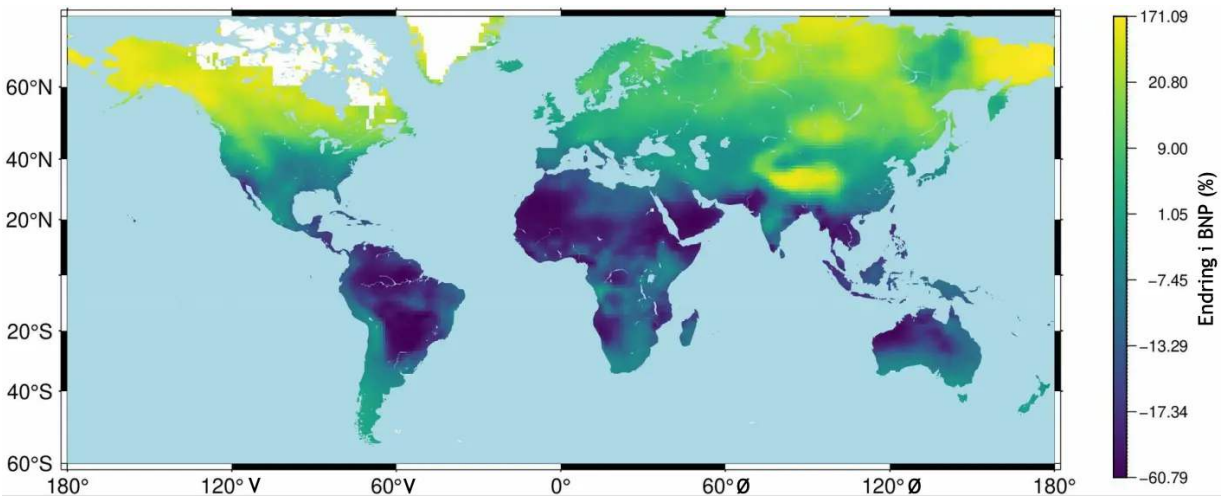


Figur 27.9.: Visuell oppgave. Kart som viser posisjoner der man har tatt ut borekjerner fra ulike kilder til paleoklimatiske data.

Vurder hvordan de tilgjengelige paleoklimatiske dataene kan brukes til å si noe om hvordan AMOC har variert gjennom ulike tider.

Klimarisiko og konsekvenser i Norge

Oppgave 27.25. *Eksamen REA3043 Våren 2025 – Oppgave 23*
a) Et av hovedfunnene i *Klima i Norge 2100* er at årsnedbøren vil øke med ca. 18 prosent innen år 2100 (spenn: 7–23 %). Velg en del av Norge du kjenner, og gjør rede for hvordan en slik økning i årsnedbøren vil kunne påvirke risikoen for naturfarer.
b) Figuren nedenfor er en forenklet modell som kobler temperaturendring til økonomi. Den viser forventet endring i BNP i 2090 sammenlignet med i dag. Ifølge modellen kommer Norge bedre ut enn mange andre land.



Figur 27.10.: Visuell oppgave. Kartet viser endring i økonomisk produksjon i 2090 sammenliknet med i dag.

Drøft hvor realistisk denne modellen er for Norge, basert på det vi vet om konsekvenser av framtidige klimaendringer.

28. Energiressurser

Aktuelle kompetansemål

- drøfte hvordan energiressurser fra hav og atmosfære kan utnyttes på en bærekraftig måte, både nasjonalt og globalt

> *"If we want to avert climate catastrophe, renewables are the only credible path forwards. Only renewables can safeguard our future, close the energy access gap, stabilize prices, and ensure energy security"* António Guterres, FNs generalsekretær, 14.januar 2023 (Africa, 2023)

Med en klimakrise mellom hendene har vi ikke noe annet valg enn å se på alternativer til å bruke fossile brensler som vår energikilde. I geofag 2 skal vi se på fornybare energiressurser fra hav og atmosfære.

28.1. Energi og effekt

Energi er evnen til å utføre arbeid. SI-enheten for energi er Joule (J). Men det finnes en rekke andre enheter når det er snakk om energi, noen få eksempler er oppgit under;

- kWh (kilowatt-timer)
- cal (kalorier)
- Sm^3 gass (standard kubikkmeter gass)

Effekt er definert som arbeid per tidsenhet. SI-enheten for effekt er Watt (W). Dere legger gjerne merke til at energienheten kWh eller TWh inneholder "watt". 1kilowatttime er den energien du får om du har effekten 1 kW i en time.

Å regne med energienheter og effekt

Oppgave 28.1.
Gjør et søk for å finne ut hvor mange Joule det er i $1Sm^3$ olje, i $1TWh$ og $1cal$.

Oppgave 28.2.
Finn ut hvor mye Norges totale energiforbruk er hvert år. Gjør beregninger slik at du kan oppgi energiforbruket i TWh, Sm^3gass og J.

28.2. Energiressurser fra atmosfæren

Når vi snakker om energiressurser fra atmosfæren, så er det mest nærliggende å tenke på *vindenergi*. Vind er jo luft i bevegelse, altså luft med kinetisk energi. Solen er ikke direkte en del av atmosfæren. Solenergien vi mottar på jorden er såpass preget av atmosfæren vår, at det likevel vil være naturlig å

nevne solkraft når vi se på energiressurser fra atmosfæren. Den siste energiressursen som er naturlig å knytte til atmosfæren, er vannkraft. Man kan gjerne si at vannkraften er mer knyttet til jordsystemet *hydrosfæren*, men tilgangen på vann til vannkraften er knyttet til nedbør og nedbørsfelt. Vi tar derfor også med vannkraft her.

28.2.1. Vindkraft

Vindenergi er energi fra luft i bevegelse. Vind utgjør en form for kinetisk energi. Vindenergi kan omgjøres til vindkraft i et vindkraftverk. Hvis vi skal kunne utnytte den kinetiske energien i vinden til eksempelvis elektrisk energi, så må vi har vedvarende vind.

I Norge har vi gode vindressurser, og det har vært jobbet mye med å utforske og utbygge vindkraftanlegg i Norge i nyere tid. Potensialet for norsk vindkraft er i følge NVE mellom 400 og 1800 TWh/år. Dette vil kreve at opp mot 25 % av Norges landareal settes av til vindparker, noe som vil skape store konflikter.

Det er også store områder utenfor kysten hvor man kan utnytte vinden i vindkraftanlegg (havvindparker). Det er bygget flere parker hvor havvindturbinene er bunnfaste, og de kan bygges på havdyp ned til 50 m. Utbygging offshore er mer kostbart, fordi det er teknologisk og praktisk vanskeligere å bygge ut en vindpark på havet enn på land. Det har også vært mye diskusjon rundt utbygging av flytende havvindturbiner de seinere årene, men her er det enda et stykke igjen før vi har operative kraftanlegg.

https://youtu.be/xy9nj94xvKA?feature=shared

Oppgaver – vindkraft

Oppgave 28.3.
I kapittel 9 så vi på hva som skaper vind og hvordan vindmønstrene på jorden er fordelt.

a. Gjør rede for hvorfor Norge har særlig gode vindressurser langs kysten og i fjellet.

b. Bruk karttjenesten på NVE Atlas til å finne områder i Norge med høy gjennomsnittlig vindhastighet. Hvilke mønstre ser du?

Oppgave 28.4.
Sammenlikn landbasert vindkraft og havvind ved å fylle ut en fordel/ulempe-tabell for begge. Ta med aspekter som kostnader, tilgang på vind, naturinngrep og teknologisk modenhet.
Drøft ut fra tabellen: under hvilke betingelser vil havvind være å foretrekke fremfor landbasert vindkraft?

Oppgave 28.5.
Fosen-saken er ett av de mest kjente eksemplene på konflikt mellom vindkraftutbygging og andre interesser i Norge.

a. Gjør rede for hva konflikten dreier seg om, og hvilke interesser som står mot hverandre.

b. Drøft om hensynet til fornybar energiproduksjon kan forsvare naturinngrep og inngrep i urfolks rettigheter.

Oppgave 28.6.
NVE anslår at vindkraftpotensialet i Norge er mellom 400 og 1800 TWh/år, men at dette vil kreve opp mot 25 % av Norges landareal.
Drøft om en slik storstilt utbygging av landbasert vindkraft i Norge kan sies å være bærekraftig. Bruk gjerne FNs bærekraftsmål som rammeverk.

28.2.2. Solkraft

Solenergi er energi fra den elektromagnetiske strålingen fra solen. Mengden solenergi jorden mottar fra solen er enormt mye større enn verdens totale energibehov[1]. Solstrålingen har en intensitet på rundt $1367 W/m^2$. Som vi så på å i kapittel Del 3.6, så blir det gjennomsnittlige energien som treffer jordoverflaten $342 W/m^2$. Realiteten er jo at energien ikke treffer likt over hele jordkloden.

Solen er opphavet til bølger, havstrømmer, vind, og nedbør, og vi utnytter sånn sett solenergien indirekte når vi bruker vindkraft og vannkraft. I dette delkapittel skal vi se nærmere på hvordan vi kan utnytte solenergien mer direkte, ved å omdanne solenergien til elektrisk energi gjennom **solkraft**.

Solenergi kan utnyttes direkte på nesten hele jordkloden, men kommersielt brukes det mest i områder i subtropene, der solinnstrålingen er høy og områder hvor det gjerne er skyfritt, tørre områder med lite nedbør.

Solenergi til oppvarming

Den letteste måten å utnytte solenergi er til oppvarming. Nesten alle benytter passiv solvarme ved at solen skinner gjennom vinduer på husene sine, og på den måten være med å varme opp hus og hjem. Tørking av høy ute på markene er også en måte å benytte energien fra solen.

En aktiv solvarme krever at man fanger opp varmen fra solen og transporterer den og bruker den et annet sted. Da bruker man solfangere.

Fotoelektrisk kraft

De fleste av oss tenker på solceller når det snakkes om solkraft. I solceller omdannes solenergi direkte til elektrisk kraft. Den tekniske utviklingen har gjort at det har blitt mye billigere å bygge solceller, som gjør at langt flere nå installerer solcellepaneler på hus og hytter.

Solkraft

Oppgave 28.7.
Flere og flere leverandører lager tjenester som https://solkart.no/ for å vise hvor det kan lønne seg å installere solceller på hustaket.

a. Gjør rede for hvilke parametere Solkraft.no har brukt i sin tjeneste.

b. Drøft om denne typen tjenester er gode nok.

Oppgave 28.8.
Eksamensoppgave fra høsten 2019 (REA3009) - laget av Utdanningsdirektoratet
Du skal bygge et nytt hus i Bergen og vurderer å installere et solcelleanlegg som skal forsyne husket med elektrisk strøm. Planen er at anlegget skal monteres på taket med et totalt panelareal på $100 m^2$. Taket skrår med en vinkel på 30°.

a. En gjennomsnittlig norsk enebolig bruker ca 20 000 kWh elektrisk strøm per år. Regn ut om solcellepanelet ditt vil kunne dekke et slikt strømbehov gitt at det leverer like mye energi per m^2 som tabell 28.1 viser. Kommenter svaret ditt.

[1] I henhold til Store Norske Leksikon (per 23.mars 2024) mottar jorden 15 000 ganger så mye energi fra solen enn det samlete behovet. https://snl.no/solenergi

Tabell 28.1.: Solinnstråling og forventet produsert energi avhengig av teknologi og hellingsvinkel for fem nye i Norge. Kilde: NVE 2019

Sted	Solinnstråling mot horisontalplanet $[kWh/m^2r]$	Produsert energi ved skrå vinkel, ca **30°** $[kWh/m^2r]$	Produsert energi ved **90°** $[kWh/m^2r]$
Oslo	875	140	110
Kristiansand	965	150	115
Bergen	790	110	80
Trondheim	800	130	100
Tromsø	700	110	80

b. Potensialet for strømproduksjon med solceller er i følge tabell 28.1 ganske likt i Tromsø og Bergen. Gjør rede for om dette betyr at man vil ha samme nytte av et solcelleanlegg i Tromsø som i Bergen.

c. Drøft om du bør installere dette solcelleanlegget i Bergen, eller om det er mer bærekraftig å bruke den elektrisiteten som kommer fra det vanlige strømnettet.

Feltarbeid solenergi

Oppgave 28.9.
Bruk en solinnstrålingsmåler på et sted nær skolen. Snakk gjerne med driftslederen på skolen om det er mulig å gjøre målinger på ulike deler av skoletaket. Samle inn data over en periode. Det er viktig at man samtidig samler inn værdata i den samme perioden.
Vurder potensialet for å legge solcelletak på skolen der du bor.

28.2.3. Vannkraft

Vannkraft er Norges viktigste energikilde og dekker normalt mellom 85 og 90 prosent av den norske strømproduksjonen. Selv om selve kraftverkene og ferskvannsressursene hører til Geofag 1, er tilgangen på vann til vannkraften i aller høyeste grad et atmosfærisk fenomen – det er nedbøren som fyller magasinene.

Nedbørsfeltet som energikilde

Et **nedbørsfelt** er det landarealet som samler opp nedbør og leder vannet mot ett felles punkt, som regel et vassdrag, en innsjø eller en fjord. Alt regn og snø som faller innenfor nedbørsfeltet vil i teorien renne ned til kraftverkets magasin. Det er altså nedbørsmengde og nedbørsmønster i nedbørsfeltet som avgjør hvor mye energi vi kan produsere.

Norges geografi er gunstig: Atlanterhavet sørger for rikelig nedbør langs vestkysten, og den alpine topografien med bratte daler og høyereliggende fjellplatåer skaper store høydeforskjeller mellom magasinene og kysten. Det er nettopp denne kombinasjonen av mye nedbør og stor fallhøyde som gjør norsk vannkraft til en ekstraordinær ressurs.

Sesongvariasjon og regulering

Nedbøren er ikke jevnt fordelt gjennom året. Om vinteren faller mye av nedbøren som snø og lagres i snødekket på fjellet. Når temperaturen stiger om våren og sommeren, smelter snøen og fyller

magasinene. Dette er grunnen til at norske vannkraftmagasiner typisk er på sitt laveste på slutten av vinteren og fylles opp gjennom vår og sommer.

Fordi magasinene kan lagre vann over tid, fungerer vannkraften som et batteri i det nordiske kraftsystemet. Produksjonen kan reguleres opp og ned etter behov, og kan dermed balansere den mer variable produksjonen fra vind- og solkraft. Dette gjør norsk vannkraft til en nøkkelressurs i en fremtidig europeisk energimiks basert på fornybar kraft.

Klimaendringer og vannkraft

Klimaendringene vil påvirke nedbørsmønstrene i Norge, og dermed også tilgangen på vann i magasinene. Som vi så i Del 27.1.2 og Del 27.6, peker prognosene generelt på mer nedbør i Norge, men endringene er ikke like overalt:

- I høyfjellet vil mer nedbør falle som regn fremfor snø, noe som betyr raskere avrenning og redusert snølagring.
- Tidligere snøsmelting om våren kan forskyve den tradisjonelle "vårflommen" som fyller magasinene.
- Mer intense nedbørsepisoder øker risikoen for flom og kan gjøre driften av magasinene mer utfordrende.

Samlet sett er det ventet at norsk vannkraftproduksjon øker noe på lang sikt, men med større sesongmessig variasjon og mer uforutsigbare svingninger fra år til år.

Oppgaver – vannkraft og nedbør

Oppgave 28.10.

a. Finn nedbørsfeltet til et av disse vassdragene: Glomma, Orkla eller Otra. Hvor stort er det (i km^2)?

b. Bruk karttjenester (f.eks. NVE Atlas) til å identifisere hvilke høydelag og fylker som inngår i nedbørsfeltet.

c. Drøft hvordan nedbøren i dette nedbørsfeltet varierer gjennom året, og hva dette betyr for kraftproduksjonen.

Oppgave 28.11.
Klimaendringer er ventet å endre nedbørsmønstrene i Norge.

a. Gjør rede for hva som menes med «mer nedbør som regn og mindre som snø» og hva dette betyr for energilagringen i et vannkraftmagasin.

b. Drøft om klimaendringer vil være en fordel eller ulempe for norsk vannkraftproduksjon på lang sikt.

28.3. Energiressurser fra havet

Havet er i konstant bevegelse og rommer enorme mengder energi. Vind skaper bølger, tidevannskrefter flytter på enorme vannmasser, og temperatur- og saltforskjeller skaper strømmer. I dette kapittelet ser vi nærmere på bølgekraft, tidevannskraft, saltkraft og havvarmekraft.

Havbasert vindenergi og havbasert solkraft hører til atmosfæren og er i plassert i Del 28.2.1 og Del 28.2.2.

28.3.1. Bølgeenergi – ressurs og teknologi

Bølgekraft utnytter bevegelsesenergien i havbølger – energien som oppstår når vinden setter havet i bevegelse, slik vi så i kapittel 17.1. Globalt er potensialet for bølgekraft enormt. Globalt anslås bølgekraftpotensialet til 29 500 TWh per år. I Norge alene kunne 20 prosent av bølgekraftpotensialet produsere 12-30 TWh årlig – nok til å forsyne 800 000 til 2 000 000 norske husholdninger.

Energien kan fanges på flere måter:

- **Flytende bøyer (punktabsorberende systemer):** Bøyer på havoverflaten beveger seg opp og ned med bølgene og driver en generator.
- **Svingende flater (svingende vannsøyle):** Bølgene slår inn i et kammer og presser luften i kammeret gjennom en turbin. Når bølgen trekker seg tilbake, suges luften inn igjen gjennom turbinen.
- **"Bølgeslanger" (overlappingsenheter):** Lange, leddede konstruksjoner som ligger og vugger i bølgene. Bevegelsen i leddene driver hydrauliske pumper som produserer strøm.

Norge har særlige fortrinn innen bølgekraft på grunn av lang kystlinje, sterk havteknologiekspertise og gode testfasiliteter. Vestkysten av Norge og Skottland har noen av verdens beste forhold for bølgekraft på grunn av vedvarende dønning fra Atlanterhavet.

Den største utfordringen er å bygge anlegg som er effektive under normale forhold, men samtidig robuste nok til å tåle de ekstreme kreftene i en storm. Dette har gjort utviklingen kostbar og teknologisk krevende.

28.3.2. Tidevannskraft

I kapittel 17.2 lærte du om årsaker til tidevann og hvorfor vi har noen områder som har store vannstandsforskjeller i havområdene våre. Vi så også på at tidevannet skaper sterke tidevannsstrømmer.

Tidevannskraft utnytter energien i tidevannet, som skyldes gravitasjonskreftene fra månen og solen. Denne energikilden er svært forutsigbar, siden tidevannssyklusene er stabile og kjente. Det finnes to hovedmåter å utnytte tidevannsenergi på:

1. **Tidevannsdemninger (barrage):** En demning bygges over en bukt eller et elveutløp med stor tidevannsforskjell. Ved flo fylles bassenget på innsiden. Ved fjære slippes vannet ut gjennom turbiner i demningen. Rance-kraftverket i Frankrike er et kjent eksempel.
2. **Tidevannsturbiner:** Undervannsturbiner, som ligner på vindturbiner, plasseres i områder med sterke tidevannsstrømmer. Strømmene driver bladene rundt og produserer elektrisitet. Steder som **Saltstraumen** i Nordland, verdens sterkeste tidevannsstrøm, og **Moskenesstraumen** i Lofoten har et stort potensial for slik energiproduksjon.

28.3.3. Saltkraft (Osmosekraft)

Saltkraft, eller osmosekraft, er en ren, fornybar energikilde som kan utvinnes der ferskvann møter saltvann, for eksempel i elvemunninger. Prinsippet er basert på osmose: når ferskvann og saltvann skilles av en semipermeabel membran, vil vannmolekylene fra ferskvannet trekkes gjennom membranen for å jevne ut saltkonsentrasjonen. Dette skaper et trykk på saltvannssiden. Dette trykket (osmotisk trykk) kan brukes til å drive en turbin.

Det teoretiske potensialet er stort. Verdens første prototyp på et saltkraftverk ble åpnet av Statkraft på Tofte i Hurum i 2009, men teknologien er fortsatt på et tidlig utviklingsstadium og foreløpig ikke kommersielt lønnsom.

28.3.4. Havvarmekraft (OTEC)

Havvarmekraft, kjent som OTEC (Ocean Thermal Energy Conversion), utnytter temperaturforskjellen mellom varmt overflatevann og kaldt vann fra havdypet. Dette er mest aktuelt i tropiske områder, der temperaturforskjellen kan være over 20 °C.

I et lukket system brukes det varme overflatevannet til å fordampe en væske med lavt kokepunkt, for eksempel ammoniakk. Gassen driver en turbin, og deretter brukes det kalde vannet fra dypet til å kondensere gassen tilbake til væske, slik at prosessen kan gjentas. Potensialet er stabilt og stort, men teknologien er kompleks og kostbar. Selv om OTEC ikke er relevant for norske farvann, er teknologien viktig i et globalt perspektiv – særlig for øystater og kystland i tropene som har begrensede landbaserte energiressurser.

Oppgaver – energiressurser fra havet

Oppgave 28.12.
Norge har lang kystlinje og stor havteknologiekspertise.

a. Gjør rede for hvorfor vestkysten av Norge er særlig godt egnet for bølgekraft.

b. Bølgekraft er fortsatt ikke kommersielt lønnsomt. Drøft hvilke teknologiske og økonomiske utfordringer som må løses før bølgekraft kan bli en betydelig energikilde i Norge.

Oppgave 28.13.
Saltstraumen i Nordland er verdens sterkeste tidevannsstrøm.

a. Gjør rede for hvorfor tidevannsstrømmer som Saltstraumen er særlig godt egnet for tidevannsturbiner.

b. Drøft mulige konflikter ved å bygge tidevannsturbiner i Saltstraumen. Hvem kan bli berørt, og hvordan?

Oppgave 28.14.
Fyll ut en tabell der du sammenlikner bølgekraft, tidevannskraft, saltkraft og havvarmekraft på følgende punkter:

- Energikilde
- Forutsigbarhet
- Teknologisk modenhet
- Relevans for Norge

Drøft ut fra tabellen: hvilken havenergi-teknologi har størst potensial i Norge på kort sikt (innen 2040), og hvilken har størst potensial globalt på lang sikt?

Oppgave 28.15.
Hvordan kan vi kombinere havvind, tidevann og bølgekraft for å skape stabile, fornybare energisystemer?
Vurder både teknologiske og miljømessige sider, og diskuter om en slik kombinasjon kan fungere både nasjonalt og globalt.

28.4. Bærekraftig utnyttelse og fremtidsutsikter

For å møte klimakrisen er en overgang til fornybare energikilder som de fra atmosfæren og havet helt nødvendig. En bærekraftig utnyttelse krever imidlertid at vi balanserer energiproduksjon mot andre hensyn.

- **Areal- og naturinngrep:** Vindkraftverk, vannkraftdammer og tidevannsdemninger krever store arealer og kan ha betydelig negativ innvirkning på landskap, økosystemer og biologisk mangfold.

- **Variabel kraft:** Sol- og vindkraft er avhengige av været og produserer ikke kontinuerlig. Dette stiller store krav til et fleksibelt kraftsystem som kan lagre energi (som i vannmagasiner) eller balansere produksjon og forbruk på andre måter.

- **Teknologi og kostnader:** Mange av havenergi-teknologiene, som bølge- og saltkraft, er fortsatt på et tidlig stadium. Høye kostnader og teknologiske utfordringer gjør at det vil ta tid før de kan konkurrere med mer etablerte energikilder.

Fremtidens energisystem vil trolig bestå av en **energimiks**, der vi kombinerer styrkene til de ulike fornybare ressursene. Regulerbar vannkraft kan levere stabil kraft når det ikke blåser eller er sol, mens havvind kan levere enorme mengder energi. En slik kombinasjon, sammen med energieffektivisering og ny teknologi for energilagring, er nøkkelen til et fullstendig fornybart og bærekraftig energisystem.

Figur 28.1.: Rance tidevannskraftverk i Frankrike

Avslutningsoppgave – energimiks for din region

Oppgave 28.16.
Velg et sted i Norge – gjerne der du bor eller et annet sted du kjenner godt. Du skal utarbeide og drøfte en fornybar energimiks for dette stedet.

a. Kartlegg hvilke energiressurser som er tilgjengelige på stedet. Ta utgangspunkt i ressursene vi har sett på i dette kapittelet: vind, sol, vannkraft, bølgekraft, tidevannskraft og saltkraft. Bruk gjerne karttjenester som NVE Atlas som støtte.

b. Drøft hvilken kombinasjon av energikilder som vil gi den mest stabile og pålitelige kraftforsyningen for stedet. Husk at noen kilder er variable (vind, sol) mens andre er regulerbare (vannkraft) eller forutsigbare (tidevann).

c. Vurder hvilke konflikter og ulemper en slik utbygging kan medføre – for natur, lokalsamfunn og arealbruk.

d. Drøft om energimiksen du har foreslått kan sies å være bærekraftig, både lokalt og sett i et globalt perspektiv.

29. Bærekraftige løsninger

Aktuelle kompetansemål

- drøfte konsekvenser av klimaendringer for enkeltmennesker, samfunn og økosystem, og vurdere bærekraftige løsninger for hvordan enkeltmennesker og samfunn kan redusere og tilpasse seg klimaendringer i nåtid og framtid

Å finne bærekraftige løsninger på klimaendringene er en av vår tids største utfordringer. Menneskeheten må tilpasse seg konsekvensene av et klima i endring, samtidig som vi må sørge for at tiltakene vi iverksetter ikke skaper nye problemer for fremtidige generasjoner.

! Bærekraftig problemløsning

Ikke la dagens løsninger bli morgendagens problemer!

Oppgave 29.1.
Kan du finne tre historiske "løsninger" som senere ble et klimaproblem?

29.1. Bærekraftig problemløsning

Vi snakker gjerne om innovasjon når vi skal finne nye løsninger på problemene vi står overfor. Men hvordan kan vi sikre oss at innovasjonen er en *bærekraftig* måte å løse problemet på?

En enkel problemløsningsmodell ser ut som følger:

1. Et problem er identifisert
2. Ulike løsninger på problemet legges frem
3. En løsning blir valgt, og implementert

Men det er ikke sikkert at vi faktisk har løst problemet!

Ta elbilen som eksempel:

> Transport er globalt ansvarlig for om lag 16 prosent av klimagassutslippene, og elektrifisering av bilparken er ett av de viktigste tiltakene for å begrense den globale oppvarmingen. Norge er verdensledende i elbilsalg, og elbiler slipper ut langt mindre CO_2 når de kjører enn bensinbiler. Men er klimaproblemet løst?
>
> Elbiler er avhengige av store litium-ion-batterier. Litium utvinnes i enorme dagbrudd i Chile og Argentina, der gruvene tapper grunnvann i allerede tørre ørkenområder og ødelegger leveområdene til urfolk (IWGIA, 2023; Mongabay, 2024). Selve gruveprosessen og bearbeidingen av mineralene krever store mengder energi — og slipper dermed ut betydelige mengder klimagasser. Kobolt, et annet nødvendig mineral, utvinnes i store mengder i Kongo under svært kritikkverdige arbeidsforhold, der også barn arbeider i gruvene.

> Og hva skjer med batteriene når de er utslitte? Batterigjenvinning er fortsatt i startfasen globalt, og mange batterier havner på søppelfyllinger der de lekker giftige kjemikalier.
>
> Vi har delvis løst ett problem — utslipp fra bilkjøring — men har skapt nye miljø- og rettferdighetsproblemer lenger bak i verdikjeden. Kanskje er ikke det egentlige spørsmålet "Hva slags bil bør jeg kjøre?", men "Hvordan bør vi organisere transporten i samfunnet vårt?"

En kjent metode for å komme til rotårsaken til problemet er å spørre *hvorfor?* fem ganger.

Oppgave 29.2.
Les om «5 x hvorfor»-metoden (UNN). Bruk deretter metoden på elbileksempelet over: start med spørsmålet "Hvorfor er ikke klimaproblemet løst med elbiler?" og spør *hvorfor?* fem ganger.

29.2. Klimarisiko

Klimarisiko er risikoen for skader eller tap som følge av klimaendringer. Begrepet beskriver usikkerheten som klimaendringene skaper, og hvilken betydning denne usikkerheten kan få for natur, samfunn og økonomi. Klimarisiko deles ofte inn i tre hovedkategorier: fysisk risiko, overgangsrisiko og ansvarsrisiko.

Fysisk risiko omfatter direkte konsekvenser av klimaendringer som fører til fysisk skade eller tap, som ekstremvær, flom, tørke og havnivåstigning. *Overgangsrisiko* er knyttet til omstillingen til et lavutslippssamfunn, og inkluderer endringer i politikk, teknologi og markedsforhold som følge av klimatiltak. *Ansvarsrisiko* handler om erstatningsansvar for klimarelaterte skader.

For å redusere klimarisiko trengs både utslippskutt og tilpasning til endringene som kommer. Håndtering av klimarisiko er en viktig del av samfunnsplanleggingen fremover.

Oppgave 29.3.
Gå sammen i grupper på to og to. Diskuter følgende:

- Finn minst to eksempler på hver av de tre typene klimarisiko
- Hvem er utsatt for klimarisiko?
- Hvor er man utsatt for klimarisiko?
- Hvilke områder er mest utsatt for klimaendringer?

29.3. Tilpasning til klimaendringer

Klimaendringene er allerede i gang, og vi ser konsekvensene i form av hyppigere ekstremvær, stigende havnivå og endrede økosystemer. For å beskytte liv, helse og verdier må samfunnet tilpasse seg disse endringene. Det kan innebære:

- Å bygge fysisk infrastruktur som er robust mot ekstremvær og flom
- Å utvikle varslingsystemer og beredskapsplaner for naturkatastrofer
- Å tilpasse landbruk og matproduksjon til et endret klima
- Å bevare og restaurere naturområder som kan dempe effektene av klimaendringer

Vil du vite mer?

Videoen under er gitt ut av Miljødirektoratet til kommune-Norge. https://www.youtube.com/watch?v=jhcJWlN0Zqc
Klimatilpasning i ulike sektorer (Miljødirektoratet)
Klimatilpasning til naturfarer (Norsk Klimaservicesenter)

Oppgave 29.4.
Gå ut rundt skolebygningen. Finn et område som allerede er påvirket av klimaendringer, eller som vil bli påvirket i nær fremtid. Ta bilder og noter geolokasjonen.
Tilbake i klasserommet skal dere gjøre rede for mulige måter skolen kan tilpasse seg klimaendringene som påvirker omgivelsene til skolen.

29.4. Bærekraftige løsninger

I tillegg til å tilpasse oss å leve med de klimaendringer som skjer, må vi redusere utslippene av klimagasser for å begrense oppvarmingen. Her er det avgjørende å velge løsninger som er bærekraftige i et langsiktig perspektiv. Noen viktige prinsipper er:

- Å satse på fornybare energikilder med minst mulig innvirkning på biologisk mangfold
- Å utvikle sirkulære systemer for produksjon og forbruk som minimerer avfall
- Å ta vare på naturressurser som skog, jordbruksland og fiskebestander
- Å fremme livsstilsendringer som reduserer klimaavtrykket, som mer plantebasert kosthold og mindre forbruk

Når vi utvikler løsninger på klimautfordringene, må vi ha et langsiktig perspektiv og vurdere konsekvensene for kommende generasjoner. Vi må unngå å låse oss til teknologier og systemer som kan skape nye problemer i fremtiden, som for eksempel:

- Løsninger som krever store mengder begrensede ressurser som sjeldne mineraler
- Teknologier med ukjente miljø- og helseeffekter, som visse typer kjemikalier
- Systemer som skaper store mengder avfall eller forurensning

Det er altså viktig at vi utvikler nye løsninger som er fleksible, som kan skaleres opp i størrelse, og at det er enkelt å tilpasse løsningene til ulike samfunn. Vi må også sørge for at omstillingen til et lavutslippssamfunn er rettferdig og inkluderende, slik at ingen grupper blir uforholdsmessig hardt rammet.

Oppgave 29.5.
Del klassen i grupper på tre og tre. Diskuter gode bærekraftige løsninger med tanke på hvordan vi kan redusere utslippene av klimagasser og samtidig beholde levestandarden (om mulig.)
Senere går dere sammen i nye grupper på tre og tre, og deler resultatene deres med hverandre.

29.5. FNs bærekraftsmål

FNs bærekraftsmål så dagens lys i 2015. Nå er det bare få år igjen til vi skal nå målene. FNs bærekraftsmål er "verdens felles arbeidplan for å utrydde fattigdom, bekjempe ulikhet og stoppe klimaendringene innen 2030".

FNs bærekraftsmål består av 17 mål og 169 delmål.

Figur 29.1.: FNs 17 bærekraftsmål

Når du har jobbet med Geofag2, så ser du tydelig at bærekraftsmål nummer 7 "Ren energi til alle" og 13 "Stoppe klimaendringene" mer eller mindre er lik kompetansemål i faget. Men for å oppnå det overordnete målet innen 2030, så må alle bærekraftsmålene ses i en sammenheng.

Alle bærekraftsmålene er delt inn i ulike delmål, la oss se på delmålene til bærekraftsmål 13:

Mål 13 Stoppe klimaendringene
Handle umiddelbart for å bekjempe klimaendringene og konsekvensene av dem. Målet er å begrense den globale temperaturstigningen til godt under 2 grader celsius.

Delmål 13.1 Styrke evnen til å stå imot og tilpasse seg klimarelaterte farer og naturkatastrofer i alle land.

Delmål 13.2 Innarbeide tiltak mot klimaendringer i politikk, strategier og planlegging på nasjonalt nivå

Delmål 13.3 Styrke enkeltpersoners og institusjoners evne til å motvirke, tilpasse seg og redusere konsekvensene av klimaendringer og deres evne til tidlig varsling, samt styrke kunnskapen og bevisstgjøringen om dette

Delmål 13.A Gjennomføre forpliktelsene de utviklede landene som er part i FNs rammekonvensjon om klimaendringer, har påtatt seg, for å nå målet om i fellesskap å skaffe 100 milliarder dollar årlig innen 2020 fra alle kilder for å dekke utviklingslandenes behov for å innføre hensiktsmessige klimatiltak og gjennomføre dem på en åpen måte, og fullt ut operasjonalisere Det grønne klimafondet ved at fondet snarest mulig tilføres kapital

Delmål 13.B Fremme mekanismer for å styrke evnen til effektiv klimarelatert planlegging og forvaltning i de minst utviklede landene og små utviklingsøystater, blant annet med vekt på kvinner, ungdom og lokale og marginaliserte samfunn

Oppgave 29.6.
Velg ett av bærekraftsmålene 1 (utrydde fattigdom), 2 (utrydde sult), 14 (livet i havet) eller 15 (livet på land) og se dette i lys av bærekraftsmål 7 (ren energi til alle) og 13 (stoppe klimaendringene). Hvilke konflikter, utfordringer og fordeler kan det være i å oppfylle disse tre målene sammen? (for eksempel mål 1, 7 og 13)
Ved å gå til FN-sambandet sin nettside, kan du finne mer informasjon om de ulike delmålene innenfor hver bærekraftsmål: https://fn.no/om-fn/fns-baerekraftsmaal

Oppgave 29.7.
Gå sammen to og to. Dere skal lage en stikkordsliste over argumenter som kan brukes i en drøfting om hvorvidt vi er i nærheten av å nå bærekraftsmål nummer 13, sammen med delmål 13.1, 13.2 og 13.3

Oppgave 29.8.
Gjør det samme som i oppgave 29.7, men nå med bærekraftsmål nummer 7 og delmålene 7.1, 7.2 og 7.3.

30. Referanser

Africa, U. N. S. (2023). *UN chief's message on the 13th IRENA assembly: "World energy transition – the global stocktake"*. https://www.youtube.com/watch?v=uN8rMb4pzik

Amundsen, B. (2018). *Verdens høyeste bølger er i havet utenfor Norge*. https://www.forskning.no/fysikk-havforskning-naturvitenskap/verdens-hoyeste-bolger-er-i-havet-utenfor-norge/278415

Andreassen, H. F. (2024). *Når permafrosten tiner*. https://cicero.oslo.no/no/artikler/undefined/no/artikler/nar-permafrosten-tiner

Armstrong McKay, D. I., Staal, A., Abrams, J. F., Winkelmann, R., Sakschewski, B., Loriani, S., Fetzer, I., Cornell, S. E., Rockström, J. & Lenton, T. M. (2022). Exceeding 1.5°c global warming could trigger multiple climate tipping points. *Science*, *377*(6611), eabn7950. https://doi.org/10.1126/science.abn7950

Arrhenius, S. (1896). On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *Philosophical Magazine and Journal of Science*, *41*, 237–276.

Asbjørnsen, H. (2023). *Golfstrømmen vil ikke kollapse, men situasjonen er likevel alvorlig*. https://www.forskersonen.no/global-oppvarming-golfstrommen-klima/golfstrommen-vil-ikke-kollapse-men-situasjonen-er-likevel-alvorlig/2245424

Bailey, S. T., Jones, C. S., Abernathey, R. P., Gordon, A. L. & Yuan, X. (2023). Water mass transformation variability in the weddell sea in ocean reanalyses. *Ocean Science*, *19*(2), 381–402. https://doi.org/10.5194/os-19-381-2023

Barthel, K. (2024a). *oppvelling*. https://snl.no/oppvelling

Barthel, K. (2024b). *Havstrøm*. Store Norske Leksikon. https://snl.no/havstr%C3%B8m

Benestad, R. E., Lussana, C. & Dobler, A. (2024). *Global surface area receiving daily precipitation, wet-day frequency and probability of extreme rainfall: Water security and climate change*. https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-3198800/v1

Birchall, T., Jochmann, M., Betlem, P., Senger, K., Hodson, A. & Olaussen, S. (2023). Permafrost trapped natural gas in svalbard, norway. *Frontiers in Earth Science*, *11*. https://doi.org/10.3389/feart.2023.1277027

Bjerknessenteret for klimaforskning. (2024). *Grønland kan ødelegge 17.mai-været for Vestlandet*. https://bjerknes.uib.no/artikler/nyheter/gronland-kan-odelegge-17-mai-vaeret-vestlandet

Brondizio, E. S., Settele, J., Díaz, S. & Ngo, H. T. (Eds.). (2019). *Global assessment report on biodiversity and ecosystem services of the intergovernmental science-policy platform on biodiversity and ecosystem services*. IPBES Secretariat. https://doi.org/10.5281/zenodo.3831673

Caesar, L., McCarthy, G. D., Thornalley, D. J. R., Cahill, N. & Rahmstorf, S. (2021). Current atlantic meridional overturning circulation weakest in last millennium. *Nature Geoscience*, *14*, 118–120. https://doi.org/10.1038/s41561-021-00699-z

Cattadori, M. (2025). Albedo and ice: positive feedback in action. *Science in School*. https://scienceinschool.org/article/2025/albedo-and-ice-positive-feedback/

Christensen, M. W., Gettelman, A., Cermak, J., Dagan, G., Diamond, M., Douglas, A., Feingold, G., Glassmeier, F., Goren, T., Grosvenor, D. P., Gryspeerdt, E., Kahn, R., Li, Z., Ma, P.-L., Malavelle, F., McCoy, I. L., McCoy, D. T., McFarquhar, G., Mülmenstädt, J., … Yuan, T. (2022). Opportunistic experiments to constrain aerosol effective radiative forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *22*(1), 641–674. https://doi.org/10.5194/acp-22-641-2022

Climate Prediction Center. (2026). *CPC - teleconnections: Arctic oscillation loading pattern - daily geopotential height anomalies*. https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/hgt.shtml

Dannevig, P. & Harstveit, K. (2025). *klima*. https://snl.no/klima

Dannevig, P. & Sidselrud, L. F. (2025). *tornado*. https://snl.no/tornado

Dyrrdal, A. V., Bakke, S. J., Hanssen-Bauer, I., Mayer, S., Nilsen, I. B., Nilsen, J. E. Ø., Paasche, Ø., Saloranta, T. & Årthun, M. (2025). *Klima i Norge – kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2025* (NCCS-Rapport 1/2025). Norsk klimaservicesenter. https://doi.org/10.60839/4rgq-nn84

EDU-ARCTIC Consortium. (n.d.). *Den nordatlantiske svingningen (NAO)*. https://polarpedia.eu/nn/12733-2/

Ekte data, Universitetet i Bergen. (2022). *Tetthet og varmekapasitet: Salinitet og temperatur i luft og hav*. https://ektedata.uib.no/oppgaver/tetthet-og-varmekapasitet-salinitet-og-temperatur-luft-og-hav/

Engvold, O. (2025). *Sola*. https://snl.no/Sola

ESA. (2022). *Permafrost thaw: it's complicated*. https://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/FutureEO/Permafrost_thaw_it_s_complicated

Exeter Design Studio, U. of. (u.å.). *1.2.2.4 Permafrost* (pages 72–77). https://report-2023.global-tipping-points.org

Farestvedt, H. (2016). *Gamle værtegn – fleip eller fakta?* https://www.yr.no/artikkel/gamle-vaertegn-_-fleip-eller-fakta_-1.13000427

FizziQ. (2023). *Seven Experiments to Understand the Greenhouse Effect*. https://www.fizziq.org/en/post/greenhouse-effect-practical-experiences-and-teaching-methods

Foote, E. 1819. (1856). Circumstances affecting the heat of the sun's rays. *The American Journal of Science and Arts*.

Fossen, H. (2025). *Milanković-sykluser*. https://snl.no/Milankovi%C4%87-sykluser

Geofysisk institutt, UiB. (2019). *Bergensskolen i meteorologi*. https://www.uib.no/gfi/56744/bergensskolen-i-meteorologi

Harstveit, K., Sivle, A. D. & Evans, A. K. D. (2024). *lufttrykk*. https://snl.no/lufttrykk

Hill, S. A., Lora, J. M., Khoo, N., Faulk, S. P. & Aurnou, J. M. (2018). Affordable rotating fluid demonstrations for geoscience education: The DIYnamics project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *99*(12), 2529–2538. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0215.1

Holte, K. R. (2024). *Hvorfor får vi mer ekstreme nedbørmengder med en global oppvarming?* https://www.met.no/nyhetsarkiv/hvorfor-far-vi-mer-ekstreme-nedborsmengder-med-en-global-oppvarming

Intergovernmental Panel On Climate Change. (2023). *Chapter 11: Weather and climate extreme events in a changing climate* (1st ed.). Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

IPCC AR5 Synteserapport. (2013). *Information from Paleoclimate Archives* (pages 383–464). https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/information-from-paleoclimate-archives/

IWGIA. (2023). *A Just Energy Transition? The Impacts of Lithium Extraction on the Andean Salt Flats of Argentina, Bolivia, and Chile*. https://iwgia.org/en/news/5777-a-just-energy-transition-the-impacts-of-lithium-extraction-on-the-andean-salt-flats-of-argentina,-bolivia,-and-chile.html

Jenssen, E. T. (2020). *Permafrost climate change observation system with local and arctic importance*. https://www.unis.no/news/permafrost-climate-change-observation-system-with-local-and-arctic-importance/

Kasajima, Y. & Johannessen, T. (2009). Role of cabbeling in water densification in the greenland basin. *Ocean Science*, *5*(3), 247–257. https://doi.org/10.5194/os-5-247-2009

Keeling, C. D. & Whorf, T. P. (2000). The 1,800-year oceanic tidal cycle: a possible cause of rapid climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *97*(8), 3814–3819. https://doi.org/10.1073/pnas.070047197

Konstali, K., Spengler, T., Spensberger, C. & Sorteberg, A. (2025). Atmospheric Fronts Drive Future Changes in Extratropical Extreme Precipitation. *Geophysical Research Letters*, *52*(11), e2025GL116032. https://doi.org/10.1029/2025GL116032

Kristjánsson, J. E. & Alterskjær, K. (2016). Vil skyene forsterke eller dempe global oppvarming? *Naturen*, *140*(1), 48–52. https://doi.org/10.18261/issn.1504-3118-2016-01-08

Kvamstø, N. G. & Sorteberg, A. (2021). *Drivhuseffekten*. https://bjerknes.uib.no/artikler/fns-

klimapanel/drivhuseffekten
Læreplan i geofag (GFG01-03). (2024). Utdanningsdirektoratet. https://www.udir.no/lk20/gfg01-03
Libbrecht, K. G. (2006). *Guide to snowflakes - SnowCrystals.com*. https://www.snowcrystals.com/guide/guide.html
Lien, V. & Jakobsen, A. (2022). *Så sterke er verdens havstrømmer*. https://www.hi.no/hi/nyheter/2022/april/sa-sterke-er-verdens-havstrommer
Lindsey, R. & Dahlman, L. (2025). *Climate change: global temperature*. https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-change-global-temperature
Mackin, K. J., Cook-Smith, N., Illari, L., Marshall, J. & Sadler, P. (2012). The effectiveness of rotating tank experiments in teaching undergraduate courses in atmospheres, oceans, and climate sciences. *Journal of Geoscience Education*, *60*(1), 67–82. https://doi.org/10.5408/10-194.1
Mæland, R. B. & Havforskningsinstituttet. (2021). *Hetebølger i havet skjer oftere og er heftigere enn før*. https://www.forskning.no/hav-og-fiske-havet-havforskning/hetebolger-i-havet-skjer-oftere-og-er-heftigere-enn-for/1947711
Mamidala, A., Mamidala, A. & Prapurna, P. V. N. (2020). Evolution of Permafrost: An Impact on The Socio-Economic Conditions. *SSRN Electronic Journal*. https://doi.org/10.2139/ssrn.3710514
Meredith, M., Sommerkorn, M., Cassotta, S., Derksen, C., Ekaykin, A., Hollowed, A., Kofinas, G., Mackintosh, A., Melbourne-Thomas, J., Muelbert, M., Ottersen, G., Pritchard, H. & A. G., S. (2019). *Chapter 3: Polar regions. IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*.
Meteorologisk institutt. (2021). *Derfor blir værvarselet aldri perfekt*. https://www.met.no/nyhetsarkiv/derfor-blir-vaervarselet-aldri-perfekt
Meteorologisk institutt. (2023). *Diana*. https://bistand.met.no/nb/diana
Meteorologisk institutt. (u.å.). *Permafrost real-time monitoring*. https://cryo.met.no/en/permafrost
Miljødirektoratet. (2023). *Ozonlaget*. https://miljostatus.miljodirektoratet.no/tema/klima/ozonlaget/
Mongabay. (2024). *As lithium mining bleeds Atacama salt flat dry, Indigenous communities hit back*. https://news.mongabay.com/2024/12/as-lithium-mining-bleeds-atacama-salt-flat-dry-indigenous-communities-hit-back/
Müller, R. (2022). *Ild og is, en kort innføring i klimaets historie*. Aschehoug forlag.
National Oceanic and Atmospheric Administration. (u.å.). *Marine heatwaves : NOAA physical sciences laboratory*. https://psl.noaa.gov/marine-heatwaves/
National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). (2019). *The science behind the polar vortex: You might want to put on a sweater |*. https://www.noaa.gov/multimedia/infographic/science-behind-polar-vortex-you-might-want-to-put-on-sweater
Nikolov, T. & Petrov, N. (2014). Main factors influencing climate change: A review. *Comptes Rendus de L´Academie Bulgare Des Sciences*, *67*, 1455–1476.
Nilsen, Jan Even Øie, Ravndal, Oda Roaldsdotter & Breili, K. (2017). *Stormflo kan bli vanlig*. https://bjerknes.uib.no/artikler/nyheter/stormflo-kan-bli-vanlig
Noer, G. (2023). *polart lavtrykk*. https://snl.no/polart_lavtrykk
Norges Vassdrags- og energidirektorat. (2020). *Snøomvandling* (page 7). https://publikasjoner.nve.no/faktaark/2020/faktaark2020_01.pdf
Norsk klimastiftelse. (2019). *Drivhuseffekten og karbonsyklusen*. https://klimastiftelsen.no/to-grader/klimaendringer/drivhuseffekten-og-karbonsyklusen
Norsk Kystvarslingssenter / Norwegian Coastal Forecasting Centre. (n.d.). *02 bolgeskolen*. https://www.kystvarslingssenteret.no/bolgeskolen/
Ochs, A. (2025). *Scientists use robot to observe strange ocean phenomenon: ´Would have been nearly impossible with conventional methods´*. https://www.thecooldown.com/outdoors/cabbeling-greenland-sea-ocean-climate-research/
Olesen, O., Brönner, M., Ebbing, J., Gellein, J., Koziel, J., Lauritsen, T., Myklebust, R., Pascal, C., Sand, M., Solheim, D. & Usov, S. (2010). New aeromagnetic and gravity compilations from norway and adjacent areas: Methods and applications. *Geological Society London Petroleum Geology Conference Series*, *7*. https://doi.org/10.1144/0070559

Oppenheimer, M., Glavovic, B. C., Hinkel, J., Wal, R. van de, Magnan, A. K., Abd-Elgawad, A., Cai, R., Cifuentes-Jara, M., DeConto, R. M., Ghosh, T., Hay, J., Isla, F., Marzeion, B., Meyssignac, B. & Sebesvari, Z. (2022). Sea level rise and implications for low-lying islands, coasts and communities. In H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama & N. M. Weyer (Eds.), *IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate* (pages 321–445). Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157964.006

Ørmen, T. (2025). *Homo sapiens*. https://snl.no/Homo_sapiens

Orr, J. C., Fabry, V. J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S. C., Feely, R. A., Gnanadesikan, A., Gruber, N., Ishida, A., Joos, F., Key, R. M., Lindsay, K., Maier-Reimer, E., Matear, R., Monfray, P., Mouchet, A., Najjar, R. G., Plattner, G.-K., Rodgers, K. B., … Yool, A. (2005). Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, *437*, 681–686. https://doi.org/10.1038/nature04095

P. Bhandari, M. (Ed.). (2018). Climate change science: A historical outline. *Advances in Agriculture and Environmental Science: Open Access (AAEOA)*, *1*(1), 5–12. https://doi.org/10.30881/aaeoa.00002

Pörtner, H.-O., Roberts, D. C., Tignor, M., Poloczanska, E. S., Mintenbeck, K., Alegría, A., Craig, M., Langsdorf, S., Löschke, S., Möller, V., Okem, A. & Rama, B. (Eds.). (2022). *Climate change 2022: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009325844

Rahmstorf, S. (2006). *Thermohaline circulation - fact sheet*. https://www.pik-potsdam.de/~stefan/thc_fact_sheet.html

Ribeiro, C. I. & Ahlgren, O. (2021). An ocean in the school lab: rising sea levels. *Science in School*, (55). https://scienceinschool.org/article/2021/ocean-school-lab-rising-sea-levels/

Rohli, R. V. & Li, C. (2021). *The Seven Basic Equations in Weather Forecasting Models* (pages 171–185). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-73093-2_18

Røthe, T. O. (2024). *gjel*. https://snl.no/gjel

Royal Society of Chemistry Education. (2015). *Modelling the Greenhouse Effect*. https://edu.rsc.org/experiments/modelling-the-greenhouse-effect/1543.article

Ruhl, M., Bonis, N. R., Reichart, G.-J., Damsté, J. S. S. & Kürschner, W. M. (2011). Atmospheric Carbon Injection Linked to End-Triassic Mass Extinction. *Science*, *333*(6041), 430–434. https://doi.org/10.1126/science.1204255

Russel, Ruby & DW. (2018). *Is climate change fueling extreme weather?* https://www.dw.com/en/climate-change-and-extreme-weather-science-is-proving-the-link/a-43323706

Schuur, E. A. G., Hicks Pries, C., Mauritz, M., Pegoraro, E., Rodenhizer, H., See, C. & Ebert, C. (2023). Ecosystem and soil respiration radiocarbon detects old carbon release as a fingerprint of warming and permafrost destabilization with climate change. *Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences*, *381*(2261), 20220201. https://doi.org/10.1098/rsta.2022.0201

Senter for klimadynamikk, Universitetet i Bergen. (2023). *Øvingsmodeller innen klima*.

Seter, K. & Sivle, A. D. (2025). *Beauforts vindskala*. https://snl.no/Beauforts_vindskala

Setså, R. (2022). *Endringer på alle skalaer – del 3*. https://geoforskning.no/endringer-pa-alle-skalaer-del-3/

Sidselrud, L. F. & Aspenes, T. (2020). *værsatellitt*. https://snl.no/v%C3%A6rsatellitt

Sivle, A. D. & Tsoporidis, L. (2022). *Atmosfæriske elver*. https://snl.no/atmosf%C3%A6riske_elver

Skeie, R. B. (2018). *Drivhuseffekten for viderekomne*. https://cicero.oslo.no/no/artikler/drivhuseffekten-for-viderekomne

Snow, N. & Center, I. D. (2024). *Science of Frozen Ground*. https://nsidc.org/learn/parts-cryosphere/frozen-ground-permafrost/science-frozen-ground

Snow, N. & Ice Data Center. (n.d.). *Sea ice*. https://nsidc.org/home

Store norske leksikon. (2023). *radiosonde*. https://snl.no/radiosonde

Stull, R. (2017). *Practical Meteorology: An Algebra-based Survey of Atmospheric Science* (1.02b ed.).

University of British Columbia. https://www.eoas.ubc.ca/books/Practical_Meteorology/
Talley, L. D. & Yun, J.-Y. (2001). The Role of Cabbeling and Double Diffusion in Setting the Density of the North Pacific Intermediate Water Salinity Minimum. *Journal of Physical Oceanography*, *31*(6), 1538–1549. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031%3C1538:TROCAD%3E2.0.CO;2
Tjoflot, G. K. (2020). *Permafrosten i Arktis kan tine raskere enn vi har trodd*. https://www.forskning.no/geofag-klima-partner/permafrosten-i-arktis-kan-tine-raskere-enn-vi-har-trodd/1681730
UCAR Center for Science Education. (2023). *Modeling Storm Surge*. https://scied.ucar.edu/activity/modeling-storm-surge
UNEP. (2019). *Frontiers 2018/19 emerging issues of environmental concern*.
UNIS. (2022). *PermaMeteoCommunity*. https://www.unis.no/project/permameteocommunity/
University of Reading. (2012). *Storms: Extratropical cyclone atlas*. http://www.met.rdg.ac.uk/~storms/method/
Varsom.no & NVE. (u.å.). *Snøskredskolen*. https://www.varsom.no/snoskred/snoskredskolen/
Venn, C. (2012). *Thermohaline Circulation Demonstration*. https://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/oceanography/activities/72844.html
Viste, E. (2025). *Derfor blir det ekstreme regnværet enda mer ekstremt nå*. https://www.forskning.no/klimaendringer-meteorologi-miljo/derfor-blir-det-ekstreme-regnvaeret-enda-mer-ekstremt-na/2543570
Wang, S., Foster, A., Lenz, E. A., Kessler, J. D., Stroeve, J. C., Anderson, L. O., Turetsky, M., Betts, R., Zou, S., Liu, W., Boos, W. R. & Hausfather, Z. (2023). Mechanisms and Impacts of Earth System Tipping Elements. *Reviews of Geophysics*, *61*(1), e2021RG000757. https://doi.org/10.1029/2021RG000757
Webb, P. (2023). *Introduction to Oceanography*. https://rwu.pressbooks.pub/webboceanography/
Wikipedia-brukere. (2023). *Absorption band*. https://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Absorption_band&oldid=1191899237
Wikipedia-brukere. (2025). *Maunder minimum*. https://no.wikipedia.org/w/index.php?title=Maunder_minimum&oldid=25219297

A. Eksamensoppgaver

Høsten 2025

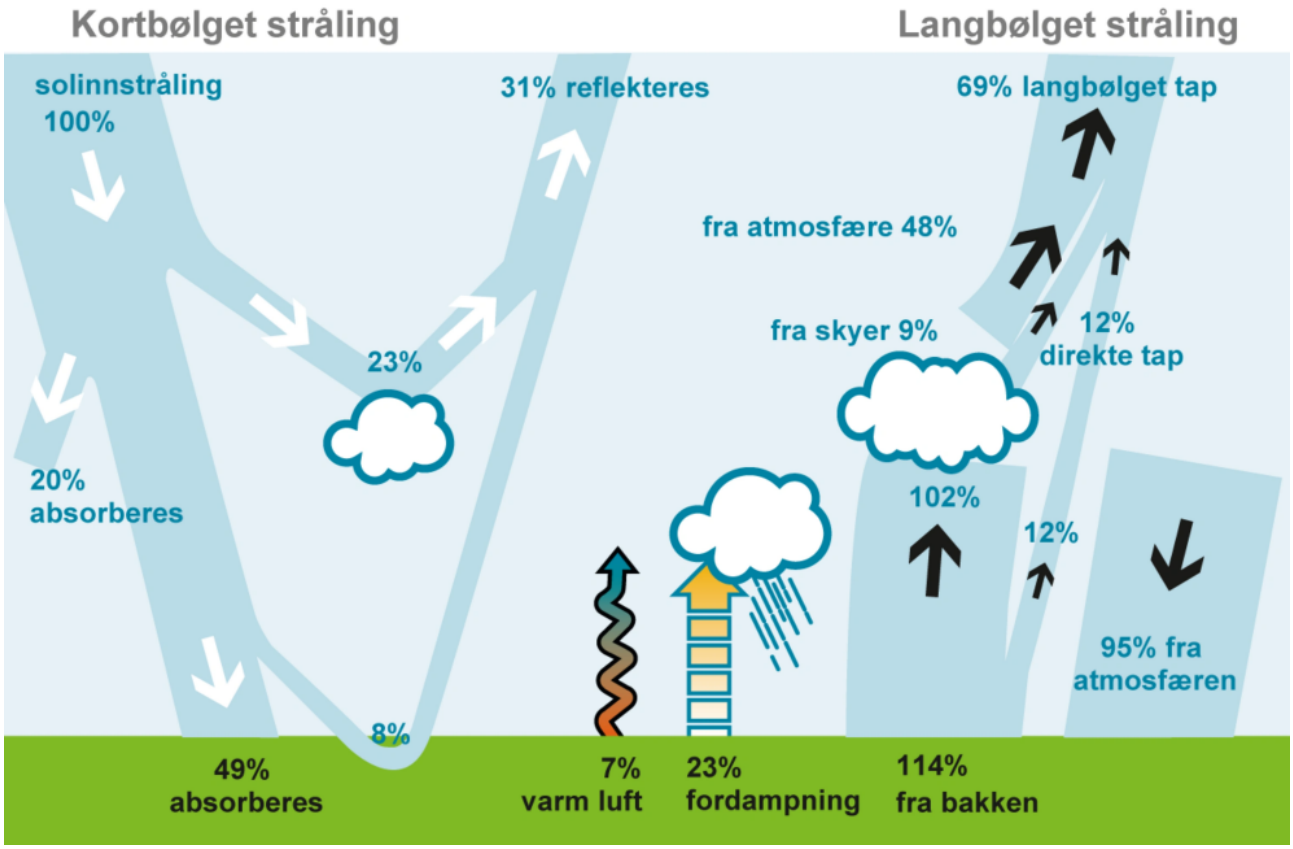
Vedlegg: Strålingsbalanse, strålingspådriv og karbonkretsløpet: Nøkkelen til klimaendringer

Kilde: Utdanningsdirektoratet (2025). Strålingsbalanse, strålingspådriv og karbonkretsløpet: Nøkkelen til klimaendringer. Eksamen REA3043 H25.

Strålingsbalansen: Jordens energiregnskap

Strålingsbalansen er enkelt forklart jordens energiregnskap. Tenk på det som balansen mellom «energi inn» og «energi ut». Solen sender kortbølget stråling mot jorden, og jorden sender langbølget stråling ut i verdensrommet. I et stabilt klima er disse i balanse.

Av all solstråling som treffer jorden, reflekteres cirka 30 % direkte tilbake til verdensrommet av skyer, is og lyse overflater. Resten, omtrent 70 %, absorberes av land, hav og atmosfære og varmer opp jorden. Denne varmen sendes senere ut igjen som langbølget varmestråling. Drivhusgasser i atmosfæren absorberer deler av denne utgående varmestrålingen og sender noe av den tilbake mot jorden, noe som bidrar til å holde planeten vår varm nok til at vi kan bo her.



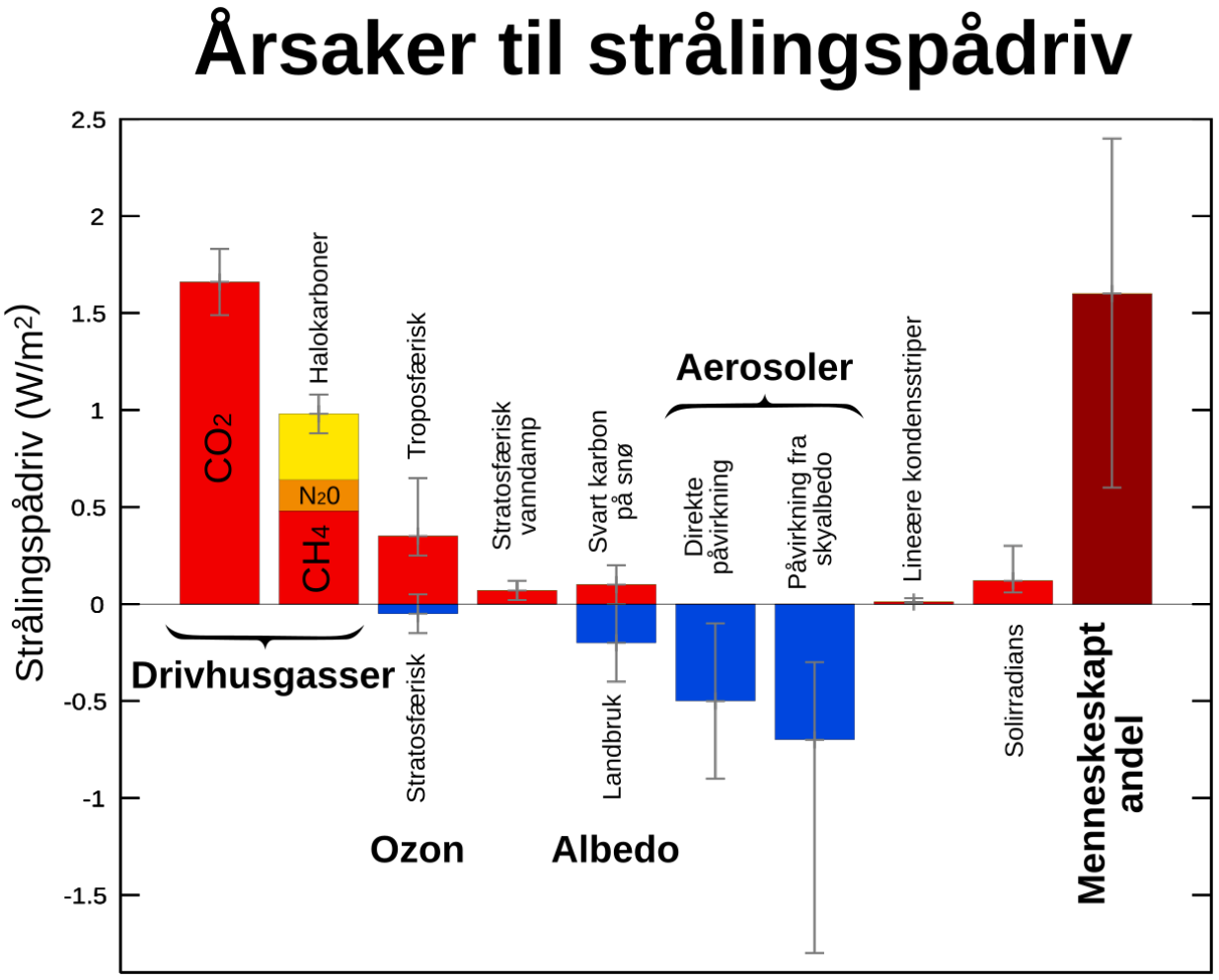
Figur A.1.: Kilde: Bjerknessenteret for klimaforskning. Hentet 30. april 2025. Figuren er basert på IPCC FAQ, figur 1.1, 2007.

Strålingspådriv: Hva driver temperaturendringer?

Strålingspådriv måler hvordan ulike faktorer påvirker strålingsbalansen. Det måles i watt per kvadratmeter (W/m^2). Et positivt strålingspådriv ($W/m^2 > 0$) fører til oppvarming av jorden, mens et negativt strålingspådriv ($W/m^2 < 0$) fører til nedkjøling.

Flere faktorer skaper strålingspådriv. Drivhusgasser som karbondioksid, metan og vanndamp skaper et positivt pådriv ved å hindre at varmestråling slipper ut i verdensrommet. Aerosoler, som er små partikler i luften, skaper ofte et negativt pådriv ved å reflektere sollys tilbake til verdensrommet før det når jordoverflaten. Endringer i jordoverflaten, som når mørk skog erstattes av lysere jordbruksarealer, kan også påvirke strålingspådrivet. Lysere overflater reflekterer mer sollys og kan dermed bidra til avkjøling.

Menneskeskapte aktiviteter har økt konsentrasjonen av drivhusgasser betydelig siden den industrielle revolusjonen, noe som har skapt et vedvarende positivt strålingspådriv. Dette har forstyrret den naturlige strålingsbalansen og er hovedårsaken til den globale oppvarmingen vi opplever i dag.

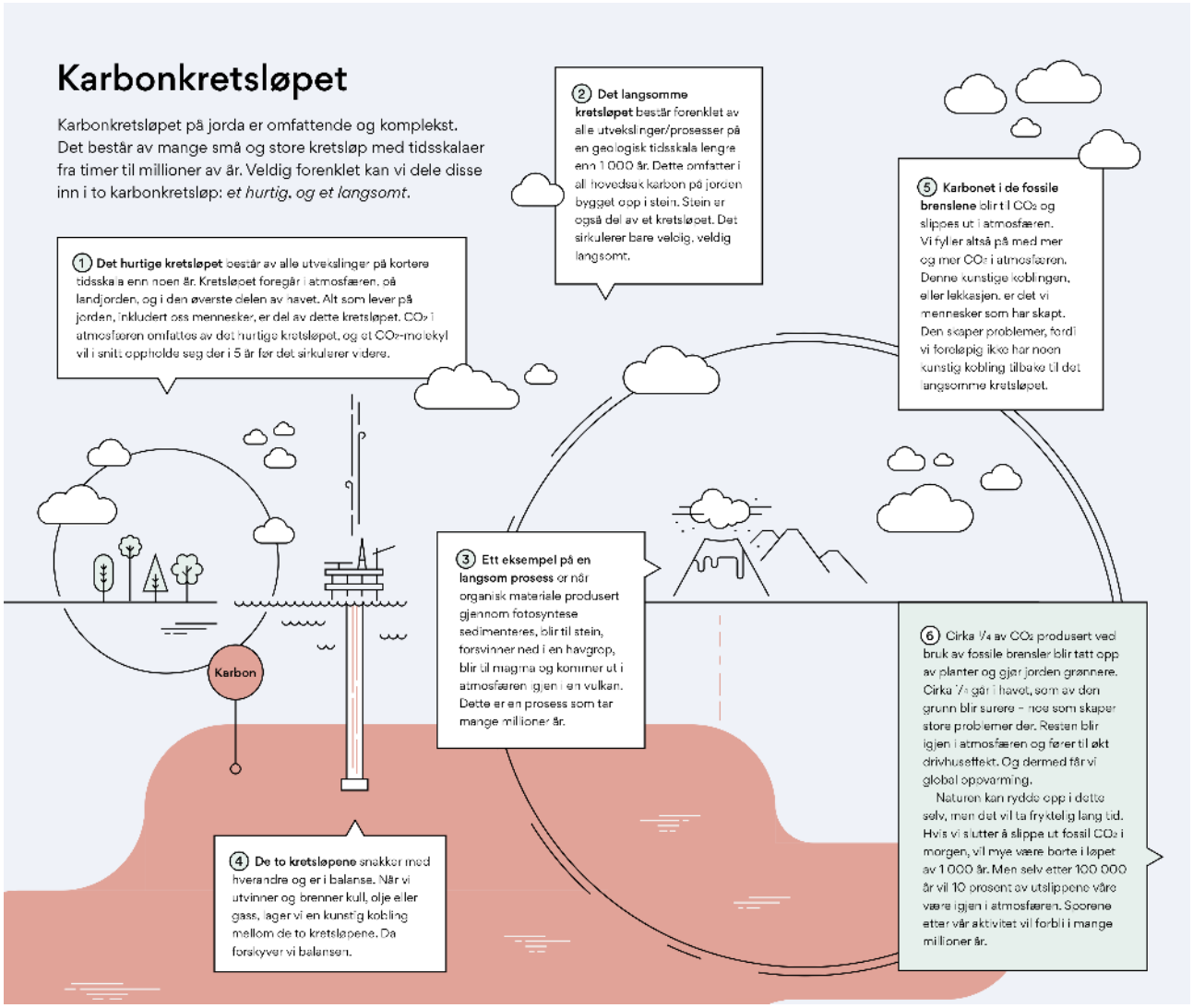


Figur A.2.: Grafisk framstilling av ulike årsaker til strålingspådriv. Laget av Leland McInnes og hentet på Wikimedia Commons 30. april 2025.

Karbonkretsløpet: Naturens karbonbudsjett

Karbon beveger seg konstant mellom fire hovedlagre: atmosfæren (som CO_2 og CH_4), havet (oppløst CO_2), biosfæren (planter og dyr) og litosfæren (bergarter, sedimenter og fossile brensler). Dette kretsløpet har holdt karbonnivåene i atmosfæren relativt stabile over lange tidsperioder.

Naturlige prosesser flytter karbon mellom disse lagrene. Gjennom fotosyntese tar planter opp CO_2 fra atmosfæren og omdanner det til biologisk materiale. Når dyr og planter puster (respirasjon), frigjøres noe av dette karbonet tilbake til atmosfæren som CO_2. Havet fungerer som et enormt karbonlager ved at CO_2 kontinuerlig løses opp i havvann. Over enda lengre tidsskalaer tar bergarter opp CO_2 gjennom forvitringsprosesser, hvor kjemiske reaksjoner binder karbon i mineraler. Menneskelige aktiviteter, som forbrenning av fossile brensler, har imidlertid forstyrret denne naturlige balansen og ført til økte nivåer av drivhusgasser i atmosfæren, noe som kan bidra til global oppvarming. Figuren nedenfor illustrerer karbonkretsløpet på jorden.



Figur A.3.: Kilde: Siv Elin Lauvset og Norsk klimastiftelse. Hentet fra Norsk klimastiftelse. (2019). Drivhuseffekten og karbonsyklusen. https://klimastiftelsen.no/to-grader/klimaendringer/drivhuseffekten-og-karbonsyklusen.

Sammenhengen: Fra karbonkretsløp til klimaendringer

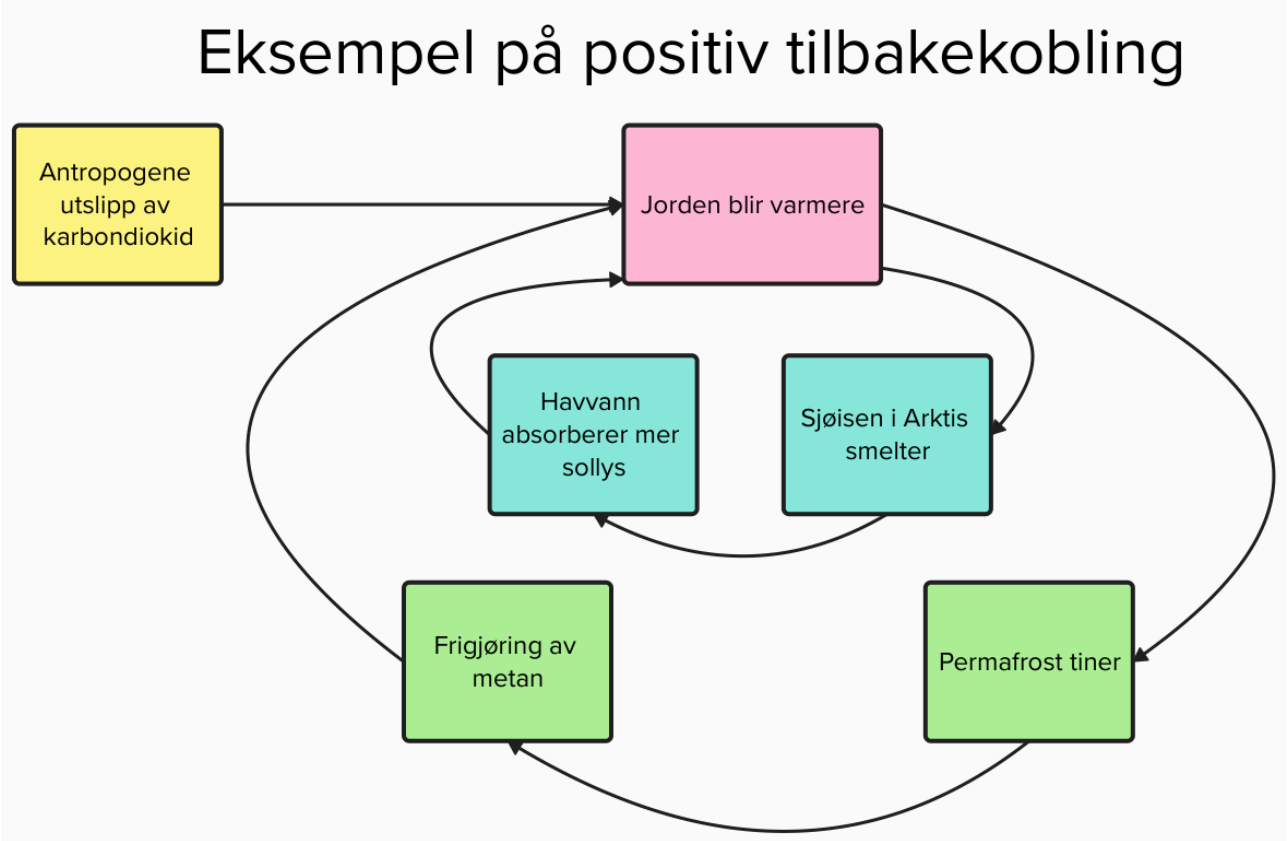
Det er en direkte sammenheng mellom endringer i karbonkretsløpet og klimaendringene vi observerer. Når mennesker tilfører ekstra CO_2 til atmosfæren gjennom forbrenning av fossile brensler og avskoging, forstyrres karbonkretsløpet og konsentrasjonen av drivhusgasser øker. Disse økte drivhusgassene skaper et positivt strålingspådriv som forstyrrer strålingsbalansen – mer energi holdes på jorden enn det som slippes ut.

Tilbakekoblingsmekanismer

Klimasystemet inneholder flere tilbakekoblingsmekanismer som kan enten forsterke eller dempe klimaendringer. Positive tilbakekoblinger forsterker den opprinnelige endringen, mens negative tilbakekoblinger motvirker den.

Et eksempel på positiv tilbakekobling er issmelting. Når is smelter, erstattes den hvite, reflekterende isoverflaten med mørkere land eller hav. Dette fører til at mindre sollys reflekteres og mer absorberes, noe som ytterligere øker oppvarmingen. En annen viktig positiv tilbakekobling er frigjøring av metan fra

tundraområder når permafrosten tiner. Metan er en kraftig drivhusgass som forsterker drivhuseffekten og dermed bidrar til ytterligere oppvarming.



Figur A.4.: Kilde: Utdanningsdirektoratet.

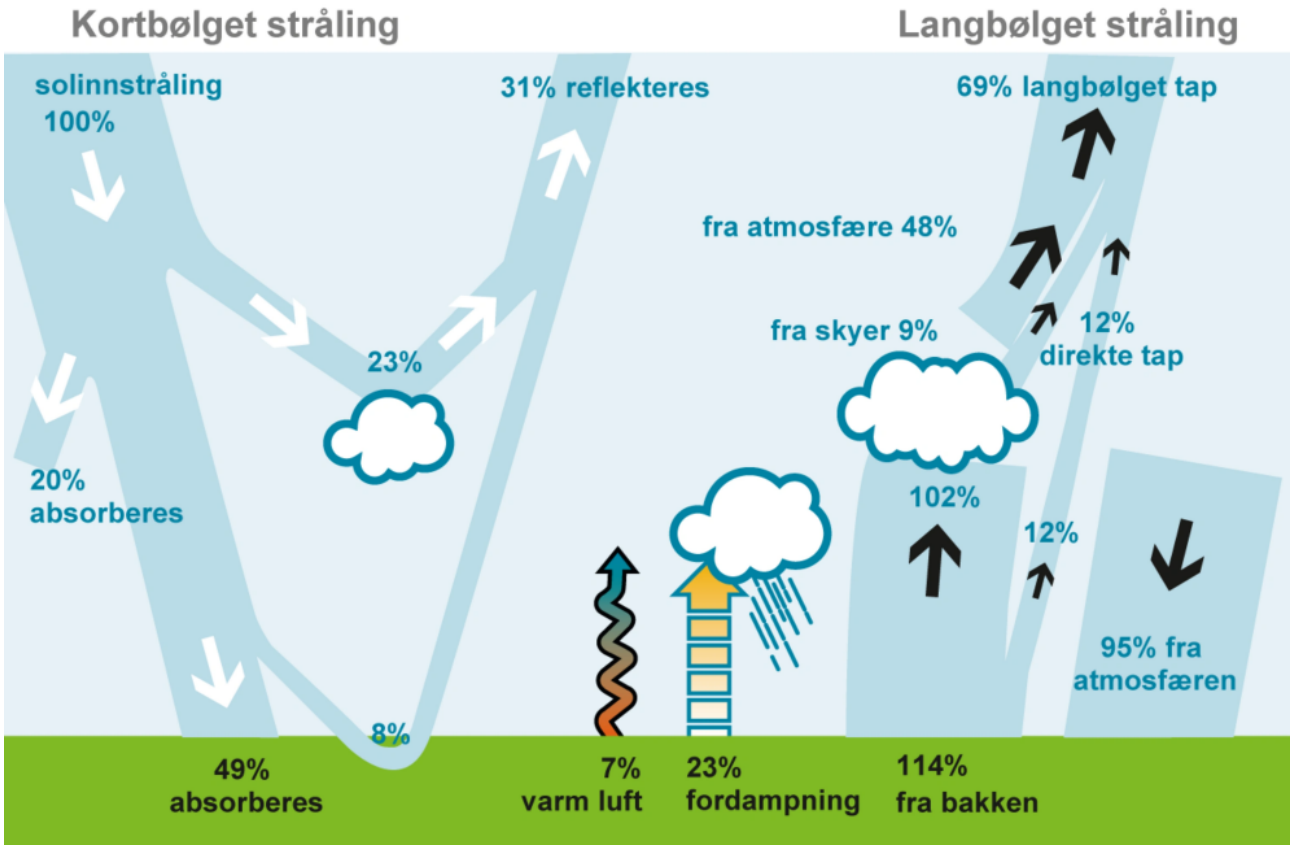
Det finnes også negative tilbakekoblinger i systemet. For eksempel kan høyere CO_2-nivåer i atmosfæren føre til økt plantevekst i noen områder, noe som kan gi økt opptak av CO_2. Slike mekanismer bidrar til å stabilisere klimasystemet.

Forståelsen av disse tre konseptene – strålingsbalanse, strålingspådriv og karbonkretsløpet – er derfor avgjørende for å forstå årsakene til og konsekvensene av de klimaendringene verden står overfor i dag.

A.0.1. Flervalgsoppgaver

Oppgave 1 - strålingsbalansen

Figuren nedenfor illustrerer strålingsbalansen ved jordoverflaten. Den viser at det faktisk er energibalanse.



Figur A.5.: Kilde: Bjerknes Centre for Climate Research. Hentet 30. april 2025 fra https://bjerknes.uib.no/laer-om-klima-2/faktasider/drivhuseffekten-og-jordens-klima.

Hvilken av påstandene nedenfor stemmer overens med det vi ser i figuren?

- Det kommer prosentvis like mye energi inn fra solen som det sendes ut fra jordoverflaten.
- Det kommer prosentvis like mye energi ned mot jordoverflaten som det som sendes ut fra jordoverflaten.
- Figuren er riktig hvis vi ser bort fra drivhuseffekten.
- Det kommer prosentvis mindre energi inn til drivhusgassene enn de sender ut.

Oppgave 2 - forbedre klimamodell

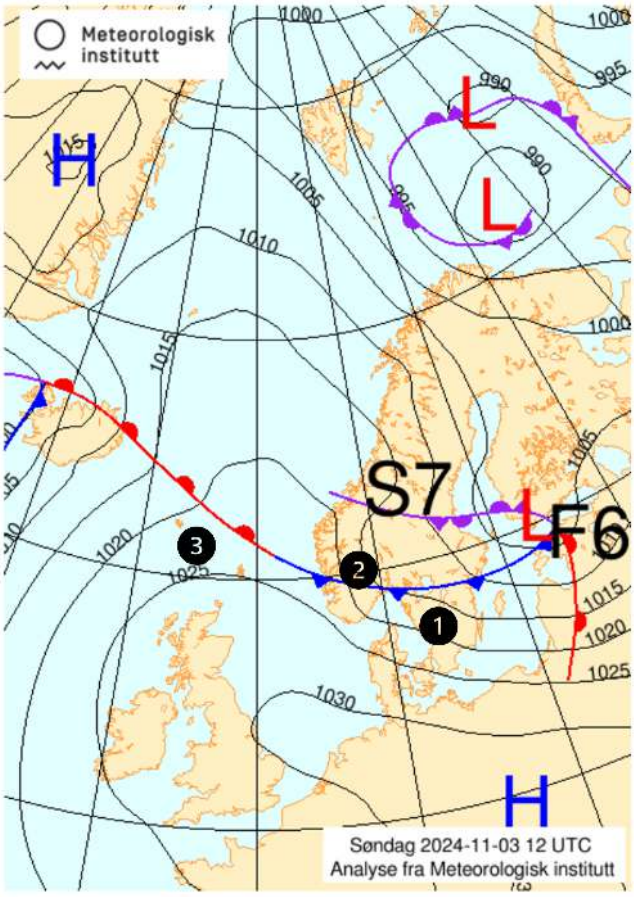
En klimaforsker observerer at en klimamodell systematisk gir for høye temperaturer i arktiske områder sammenlignet med paleoklimatiske data fra Holocen.

Hvilken av mekanismene nedenfor er ikke godt nok representert i modellen?

- snø- og isalbedo
- metanutslipp fra permafrost
- utbredelse av boreal skog
- aerosoleffekter fra vulkansk aktivitet

Oppgave 3 - nedbør

I værkartet nedenfor er det markert tre steder med tallene 1, 2 og 3.



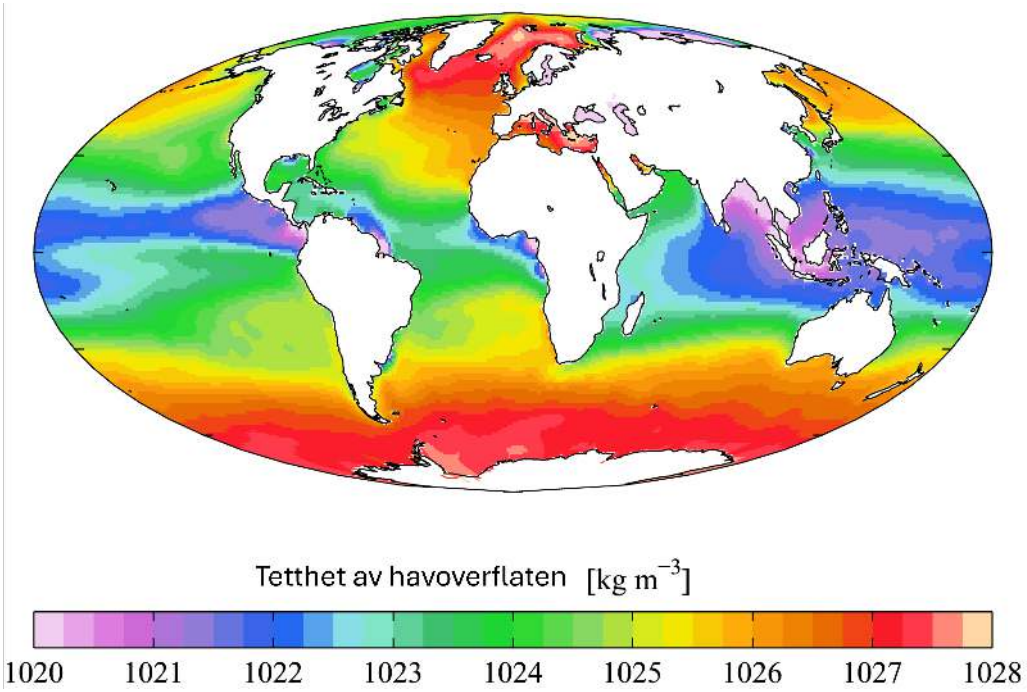
Figur A.6.: Kilde: Meteorologisk institutt. Hentet 5. november 2024 fra https://www.met.no/vaer-og-klima/meteorologens-analysekart.

På hvilket av disse tre stedene er det høyest sannsynlighet for at det er kraftig nedbør akkurat på dette tidspunktet?

- Det er størst sannsynlighet for kraftig nedbør på stedet merket med 1.
- Det er størst sannsynlighet for kraftig nedbør på stedet merket med 2.
- Det er størst sannsynlighet for kraftig nedbør på stedet merket med 3.
- Det er like stor sannsynlighet for kraftig nedbør alle disse tre stedene.

Oppgave 4 - tetthet i havet

Figuren nedenfor viser overflatetettheten i verdenshavene.



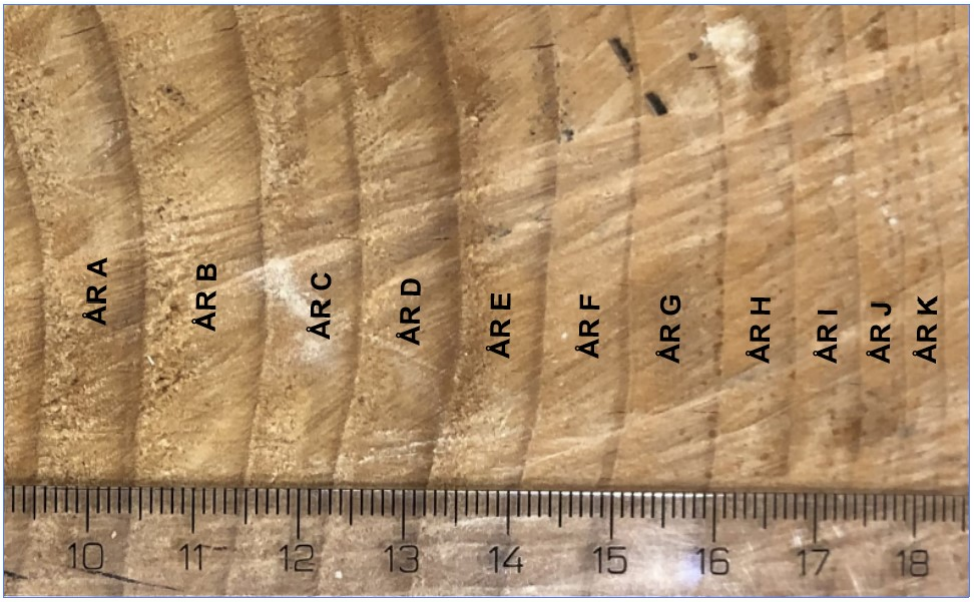
Figur A.7.: Kilde: Figur 6.3.1 i Chapter 6: Physical Oceanography. (2023). I P. Webb, Introduction to Oceanography. Hentet fra https://rwu.pressbooks.pub/webboceanography/.

Kryss av for om påstandene nedenfor er sanne eller usanne.

	Sann	Usann
Vi finner det tyngste overflatevannet i Indiahavet.		
Hovedårsaken til at overflatevannet i Middelhavet har høy tetthet, er høy fordampning.		
Vi finner de høyeste verdiene for tetthet i kystnære områder.		
Vi finner de laveste verdiene for havoverflatens tetthet i tropiske områder.		

Oppgave 5 – forskning på forhistorisk klima

Bildet nedenfor viser et utsnitt av en trestamme med årringer. Årringene er merket med bokstavene A–K, som representerer hvert sitt år. Nederst i bildet ligger det en linjal med centimetermål.



Figur A.8.: Kilde: Utdanningsdirektoratet

Dersom denne tresorten vokser best ved høye temperaturer, hvilket år var mest sannsynlig det kaldeste?

- År A
- År B
- År C
- År E
- År H
- År I
- År K

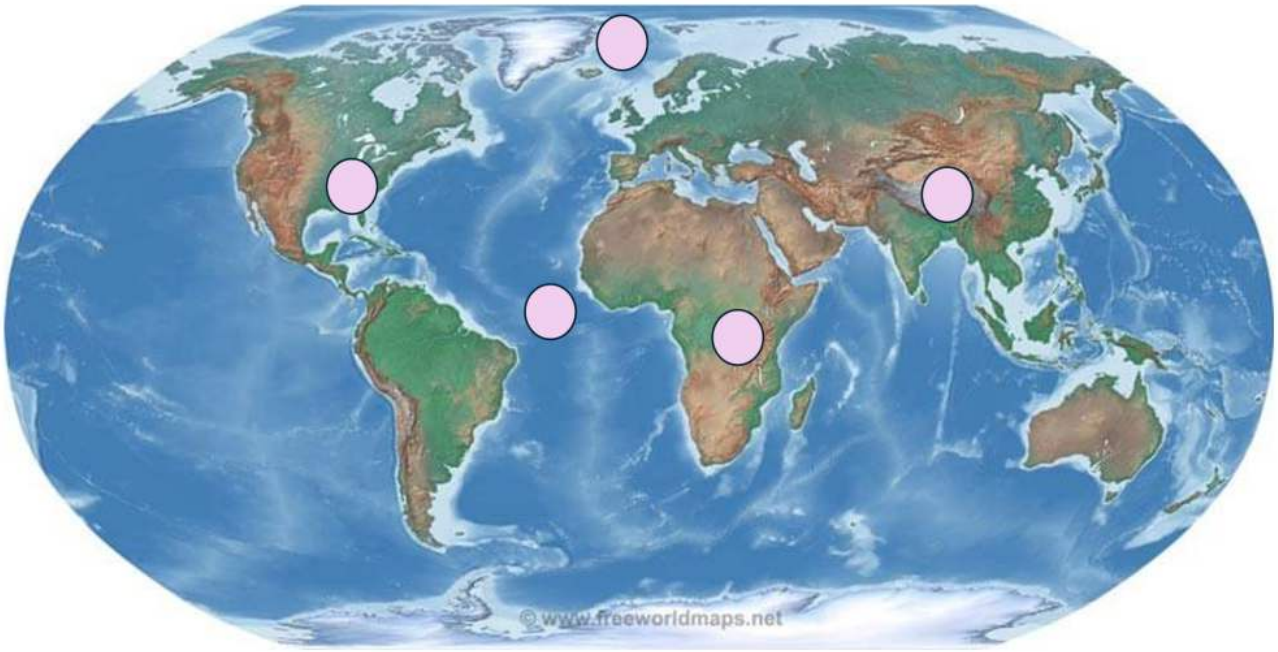
Dersom denne tresorten vokser best når det er mye nedbør, hvilket år var mest sannsynlig det våteste?

- År A
- År B
- År C
- År E
- År H
- År I
- År K

Oppgave 6 - corioliseffekten

På verdenskartet nedenfor er det tegnet inn fem sirkler.

Trykk på sirkelen der corioliseffekten er sterkest.



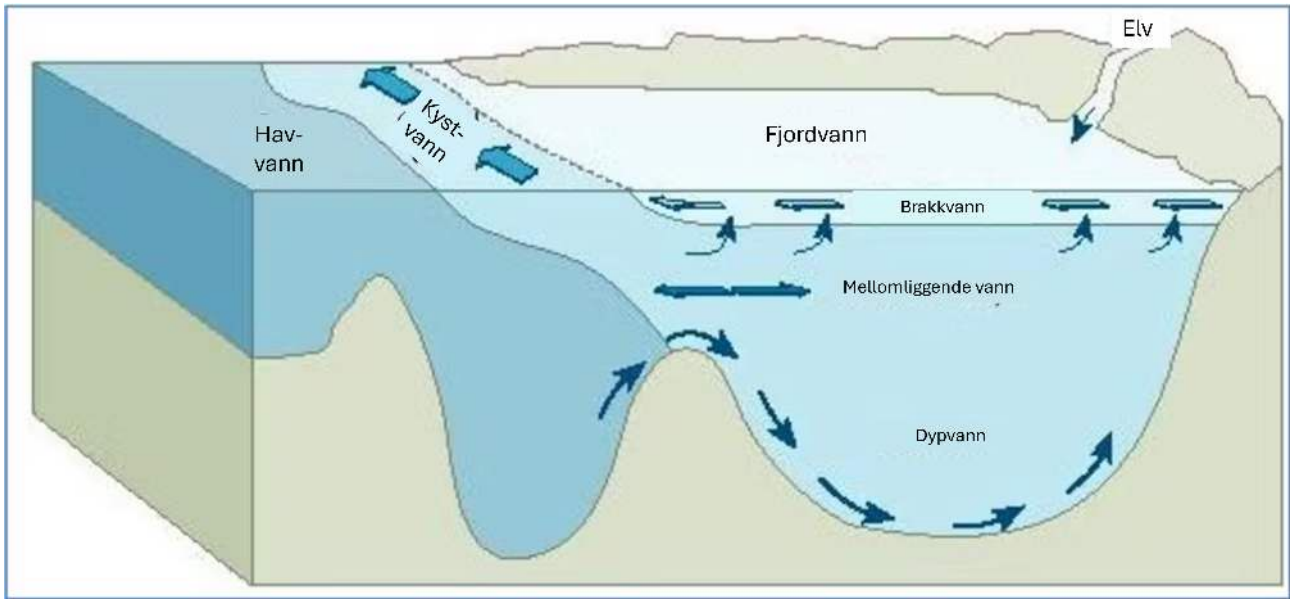
Oppgave 7 - dyphavsstrømmer

Hva er den primære drivkraften bak dyphavsstrømmer i verdenshavene?

- vindmønstre på havoverflaten
- jordens rotasjon (corioliseffekten)
- forskjeller i vannets tetthet på grunn av temperatur og salinitet
- tidevannskrefter fra månen og solen

Oppgave 8 - fjordvann

I figuren nedenfor ser du en skjematisk framstilling av hvordan havvann fordeler seg i fjorder. I høyre side av bildet ser du en elv som renner ut i fjorden, og at vannet som kommer fra elven, legger seg over de andre lagene med vann.



Figur A.9.: Kilde: Arctic Monitoring and Assessment Programme. Hentet 11. mars 2025 fra https://www.amap.no/documents/doc/sketch-of-main-circulation-pattern-in-a-fjord/306. Tilpasset av Utdanningsdirektoratet.

Hva er den viktigste grunnen til at vannet som kommer ut i fjorden fra elven, legger seg øverst?

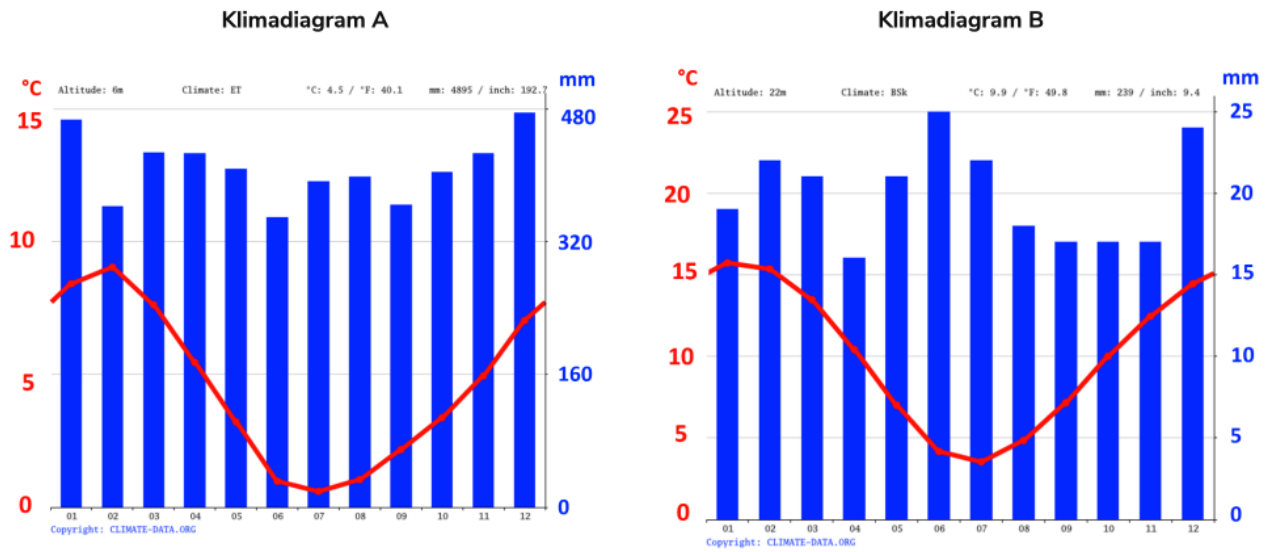
- Vannet fra elven er kaldere enn kystvannet.
- Vannet fra elven er varmere enn kystvannet.
- Vannet fra elven har lavere salinitet enn kystvannet.
- Vannet fra elven har høyere salinitet enn kystvannet.

Oppgave 9 - klimadiagram

Se på kartet over Sør-Amerika nedenfor. Den svarte, heltrukne linjen markerer ekvator. Den stiplede linjen markerer 45 grader sørlig breddegrad.

Figur A.10.: Kilde: Free Maps. Hentet 23. april 2025 fra http://free-maps.org.

De to klimadiagrammene nedenfor viser temperatur (venstre akse og rød graf) og nedbør (høyre akse og blå søyler) i løpet av et år. Førsteaksen viser måned, der 01 betyr januar, 02 betyr februar, 03 betyr mars, og så videre. Andreaksen i rødt på venstre side viser temperatur i grader celsius, mens andreaksen i blått på høyre side viser nedbør i mm.



Hvilket av klimadiagrammene viser klimaet som er markert med rød stjerne i kartet?

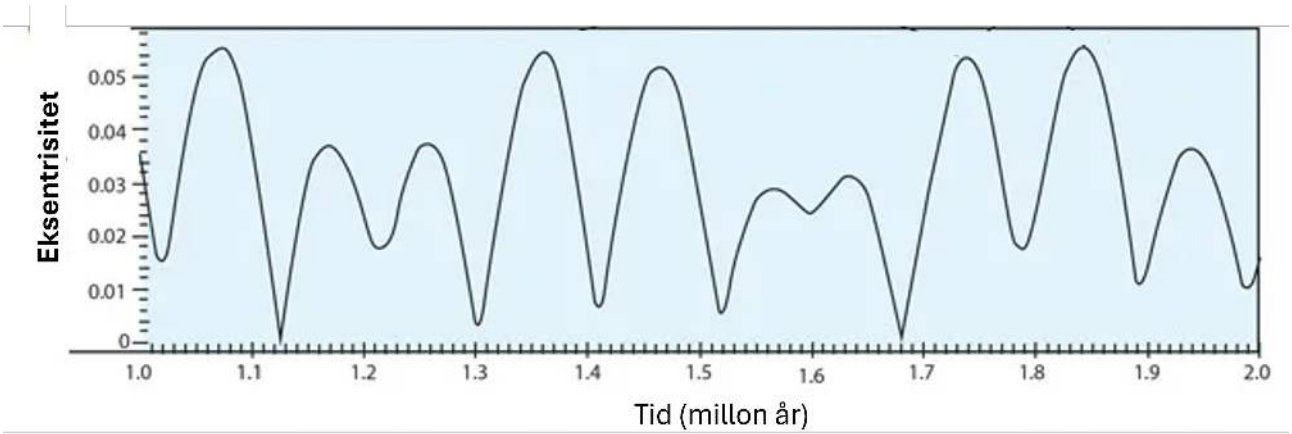
- klimadiagram A
- klimadiagram B

Oppgave 10 - eksentrisitet

Jordbanens eksentrisitet er en av de tre Milanković-syklusene.

Figuren nedenfor viser hvordan jordbanens eksentrisitet har variert over perioden fra 1,0 til 2,0 millioner år siden.

Det er flere faktorer som avgjør om vi får istider på jorden, men i denne oppgaven skal du bare ta hensyn til eksentrisiteten.



Figur A.11.: Kilde: Science files. Hentet 11. mars 2025 fra https://science-files.org/2019/09/15/milankovitch-zyklen-sonnenverursachter-klimawandel-es-wird-kalter/. Tilpasset av Utdanningsdirektoratet.

I hvilken av periodene nedenfor er det størst sannsynlighet for at det var istid på jorden?

- for 1,07 millioner år siden

- for 1,61 millioner år siden
- for 1,68 millioner år siden
- for 1,95 millioner år siden

Oppgave 11 - havnivå

Hvis innlandsisen på Grønland smelter, vil dette påvirke havnivået ulikt avhengig av hvor du er på kloden.

Hvilken av påstandene om havnivået er riktig?

- Havområdene i det sentrale Stillehavet og Atlanterhavet vil stige mest fordi der har vannet høyest salinitet.
- Havområdene rundt Grønland vil stige mest, siden det er dit smeltevannet vil renne.
- Havområdene rundt Grønland vil stige minst på grunn av redusert gravitasjon fra innlandsisen.
- Havområdene rundt ekvator vil stige mest fordi der er corioliseffekten minst, noe som fører til en opphopning av vann i disse områdene.

Oppgave 12 - inversjon

Hvilket alternativ beskriver en inversjon i et fjellområde i desember?

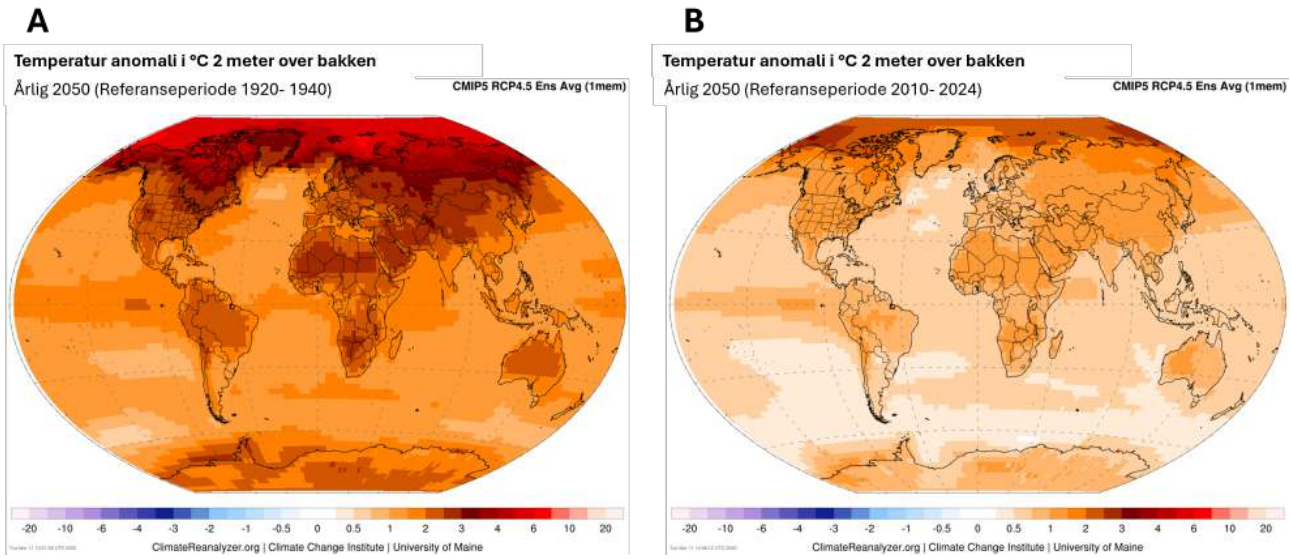
- Temperaturen i dalbunnen er +3 °C. Temperaturen 200 meter høyere enn dalbunnen er –12 °C.
- Temperaturen i dalbunnen og temperaturen 200 meter høyere enn dalbunnen er begge +3 °C.
- Temperaturen i dalbunnen er –12 °C. Temperaturen 200 meter høyere enn dalbunnen er +3 °C.
- Temperaturen i dalbunnen og temperaturen 200 meter høyere enn dalbunnen er begge –12 °C.

Oppgave 13 - referanseperioder

I figurene nedenfor kan du se to ulike scenarioer for hvor mye varmere det vil bli 2 meter over bakken i 2050.

Begge figurene bruker samme modell (CMIP5), og begge regner med RCP4,5. Forskjellen på figurene er at de har ulik referanseperiode. Figur A har 1920–1940 som referanseperiode, mens figur B har 2010–2024 som referanseperiode. De to figurene har ulike svar på hvor stor temperaturanomalien i 2050 vil bli.

Skalaen er oppgitt i °C.



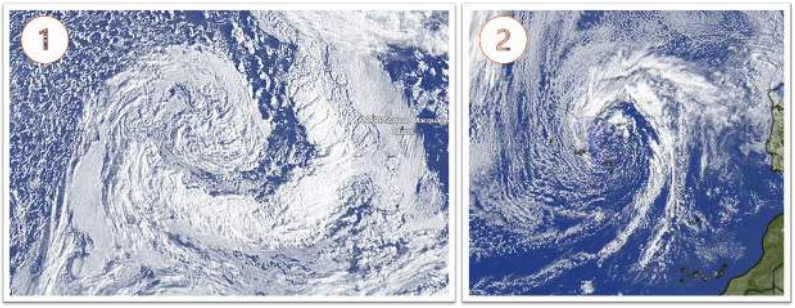
Figur A.12.: Kilde: Climate Reanalyzer. Hentet 22. april 2025 fra https://climatereanalyzer.org/research_tools/monthly_maps/. Tilpasset av Utdanningsdirektoratet.

Hva forteller figurene oss om forskjellen på disse to referanseperiodene?

- 1920–1940 var en varmere periode enn 2010–2024.
- Begge referanseperiodene var like varme.
- 1920–1940 var en kaldere periode enn 2010–2024.

Oppgave 14 - trykksystem

Bildene nedenfor viser to trykksystemer. Trykksystem 1 er et trykksystem på den sørlige halvkule. Trykksystem 2 er et trykksystem på den nordlige halvkule. Det hvite er skyer, det blå er hav. Grønne områder er land.



Figur A.13.: Hentet 8. mars 2025 fra www.windy.com.

Hva slags trykksystem viser bildene?

- Trykksystem 1 er et lavtrykk, mens trykksystem 2 er et høytrykk.
- Trykksystem 1 er et høytrykk, mens trykksystem 2 er et lavtrykk.
- Begge trykksystemene er høytrykk.
- Begge trykksystemene er lavtrykk.

Oppgave 15 - varme lagret i atmosfære og hav

Hvorfor inneholder havene mye mer varmeenergi enn atmosfæren?

- Vann har høyere varmekapasitet enn luft.
- Vann har større massetetthet enn luft.
- Den totale massen av havvann er større enn den totale massen av luft.
- Alle de tre andre alternativene er riktige.

Oppgave 16 - skyer i klimamodeller

Hvordan kan usikkerheten knyttet til skyenes påvirkning på klimasystemet komplisere klimamodeller?

- Skyene er så små at de har minimal innflytelse på globale klimamodeller.
- Skyer kan fungere som både positive og negative tilbakekoblinger, avhengig av høyde og type.
- Skyer forhindrer all vanndamp i å bidra til drivhuseffekten.
- Usikkerheten er kraftig redusert, fordi klimaforskerne har løst problemet med skyenes påvirkning.

Oppgave 17 - alpin og arktisk permafrost

Alpin permafrost finnes i høytliggende fjellområder rundt om på kloden. Eksempler på slike fjellområder er Himalaya, Alaska, Alpene og Jotunheimen.

Arktisk permafrost dekker store geografiske områder. Eksempler på dette er Sibir, nordlige deler av Canada og Finnmark.

Permafrost som tiner på grunn av global oppvarming, får ulike konsekvenser, der noen er mer alvorlige enn andre.

Hvilken av konsekvensene nedenfor utgjør den minste trusselen for mennesker og infrastruktur i framtiden?

- store mengder utslipp av metan fra alpin permafrost som tiner
- skred i løsmasser når arktisk permafrost tiner
- isskred fra ustabile isbreer i områder med alpin permafrost

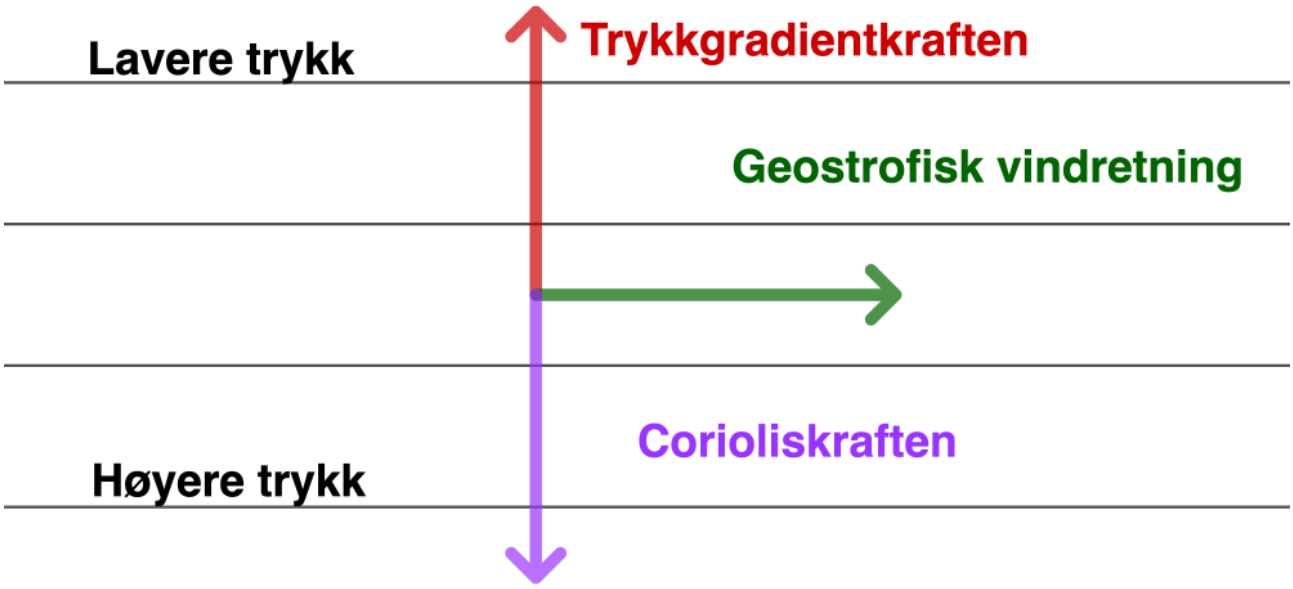
Oppgave 18 - lufttemperatur og overflatetemperatur i havet

Hvilken av påstandene nedenfor beskriver hvordan økt havtemperatur kan påvirke globale vindmønstre?

- Økt havtemperatur kan redusere dannelsen av tropiske sykloner, siden varmere hav reduserer kontrasten mellom luftmasser.
- Økt havtemperatur kan svekke jetstrømmene, fordi temperaturforskjellen mellom polare og tropiske områder reduseres.
- Økt havtemperatur kan føre til mer stabile værmønstre, siden oppvarming av havet demper atmosfærisk konveksjon.
- Økt havtemperatur kan redusere styrken til passatvindene, fordi oppvarmingen forårsaker mindre fordampning over tropiske havområder.

Oppgave 19 - geostrofi og friksjon

Geostrofisk vind er den vinden som oppstår i balanse mellom trykkgradientkraften og corioliskraften. Jo nærmere bakken vi befinner oss, jo mer vil friksjonen påvirke vinden. Den geostrofiske vinden følger isobarene, som vist i figuren nedenfor.



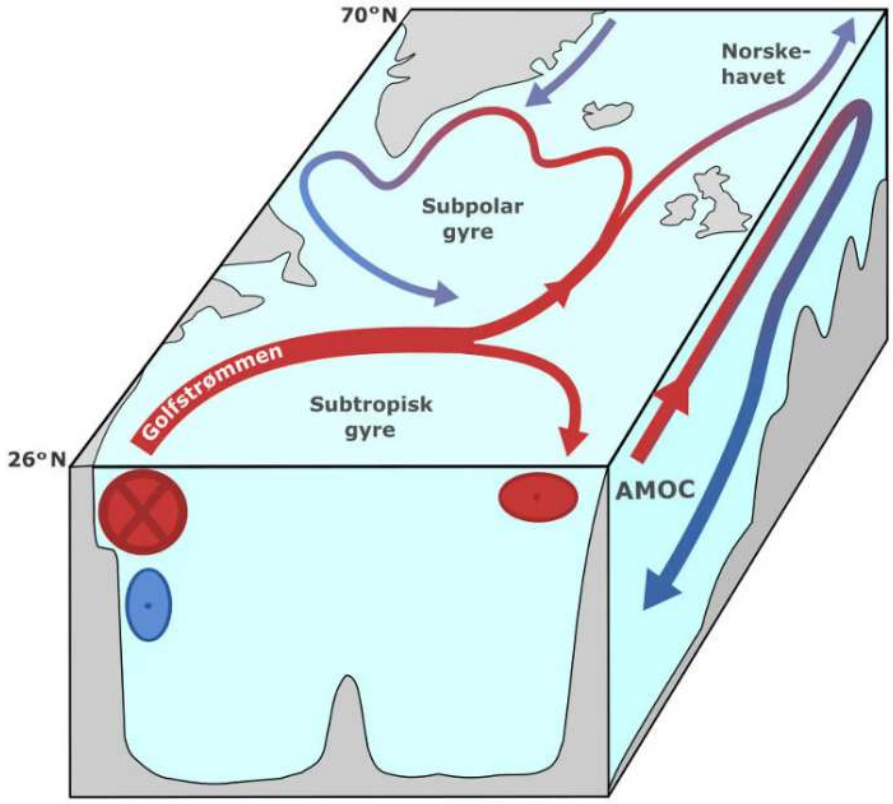
Hvilken påstand om påvirkningen friksjonen har på vindretning og vindstyrke, er riktig?

- Friksjonen vil redusere vindstyrken (vindhastigheten), men har ingen påvirkning på vindretningen. Vinden vil følge isobarene, med lavere trykk på venstre side og høyere trykk på høyre side av vindretningen.
- Friksjonen vil redusere vindstyrken (vindhastigheten), noe som fører til at corioliskraften blir svakere, og da blir vindretningen på skrå over isobarene, skrånende inn mot lavere trykk.
- Friksjonen vil ikke påvirke vindstyrken (vindhastigheten), da denne er styrt av trykkforskjellene, og verdiene på lufttrykket vil ikke påvirkes av at det er friksjon mellom luft og jordoverflate.

Oppgave 20 - svekkelse av AMOC

Golfstrømmen utgjør den vestlige delen av den store subtropiske gyren i Nord-Atlanteren. Golfstrømmen eller Golfstrømsystemet er en del av den termohaline sirkulasjonen i Atlanterhavet. Den termohaline sirkulasjonen gir opphav til omveltningssirkulasjonen i Atlanterhavet, kjent som Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) på engelsk.

AMOC er et viktig system av havstrømmer i Atlanterhavet. Dette systemet fungerer som en gigantisk varmepumpe: Varmt overflatevann strømmer nordover, blir avkjølt, synker ned i dypet og strømmer så sørover igjen. Denne sirkulasjonen er helt avgjørende for klimaet vårt, spesielt i Nord-Europa.



Figur A.14.: Et 3D-blikk på havsirkulasjonen i Atlanterhavet sett fra 26 grader nord. I øvre lag frakter Golfstrømmen varmt vann nordover. Den subtropiske gyren sirkulerer med klokken, og den subpolare gyren sirkulerer mot klokken. Vertikalt kjøles varmt overflatevann ned og synker som en del av omveltningssirkulasjonen (AMOC). (Grafikk: J. Skrefsrud / H. Asbjørnsen. Kilde: Asbjørnsen, 2023).

Hvilken av årsakene nedenfor kan føre til at AMOC svekkes?

- Tilførsel av smeltevann i polare områder fører til mindre stratifisering i overflatelaget, noe som bidrar til vertikal blanding og dypvannsdannelse.
- Havvannets salinitet i polare områder øker som en konsekvens av global oppvarming.
- Redusert trykkgradient mellom polare og tropiske breddegrader gir svakere vindsystemer, som kan svekke AMOC ved å redusere nordlig transport av varmt vann.
- Økt overflatetemperatur i Nord-Atlanteren fører til tettere vannmasser, som dermed synker mindre og svekker AMOC.

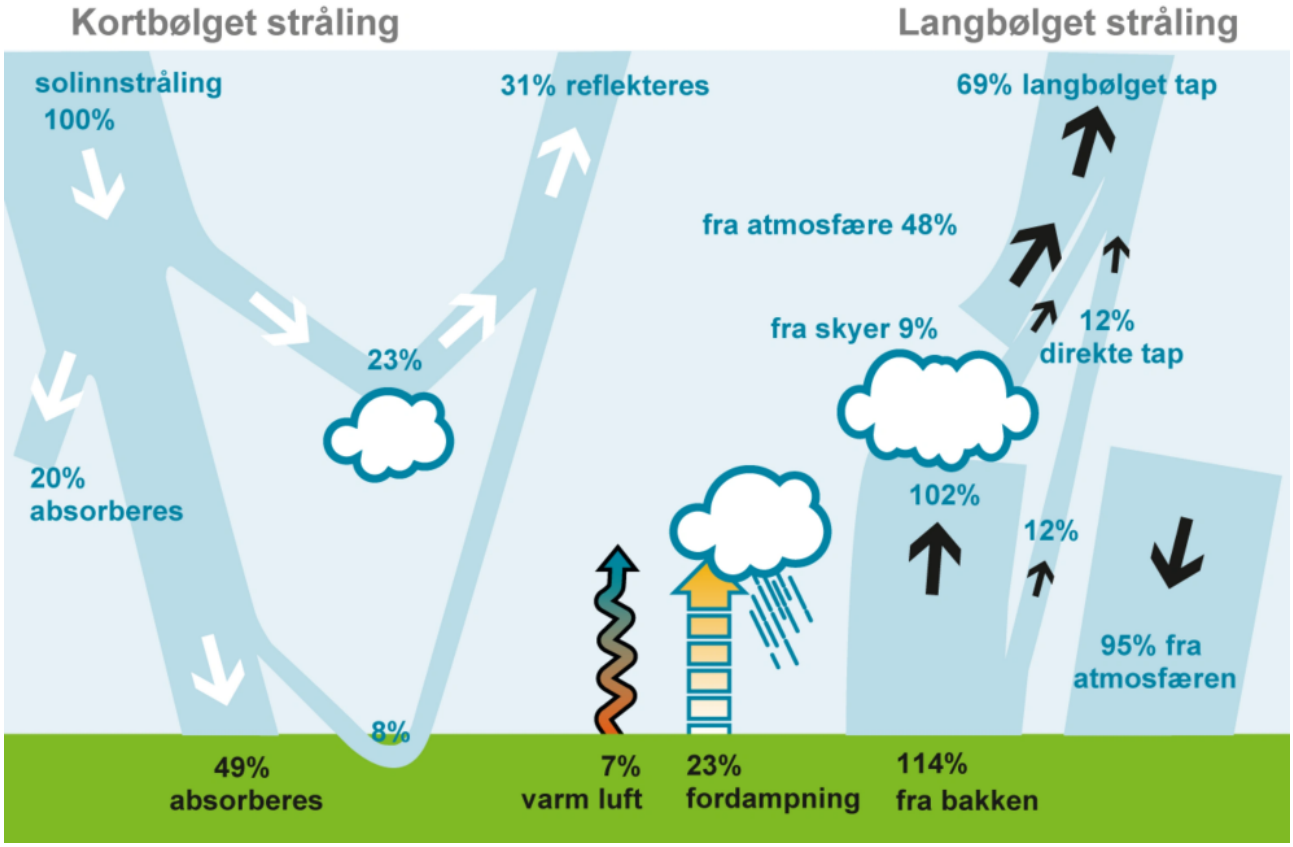
A.0.2. Skriveoppgaver

Oppgave 21 - strålingsbalansen og karbonkretsløpet

Denne oppgaven er knyttet til vedlegget i starten av eksamenssettet.

Oppgaven består av en kortsvarsoppgave og en langsvarsoppgave.

Kortsvarsoppgave

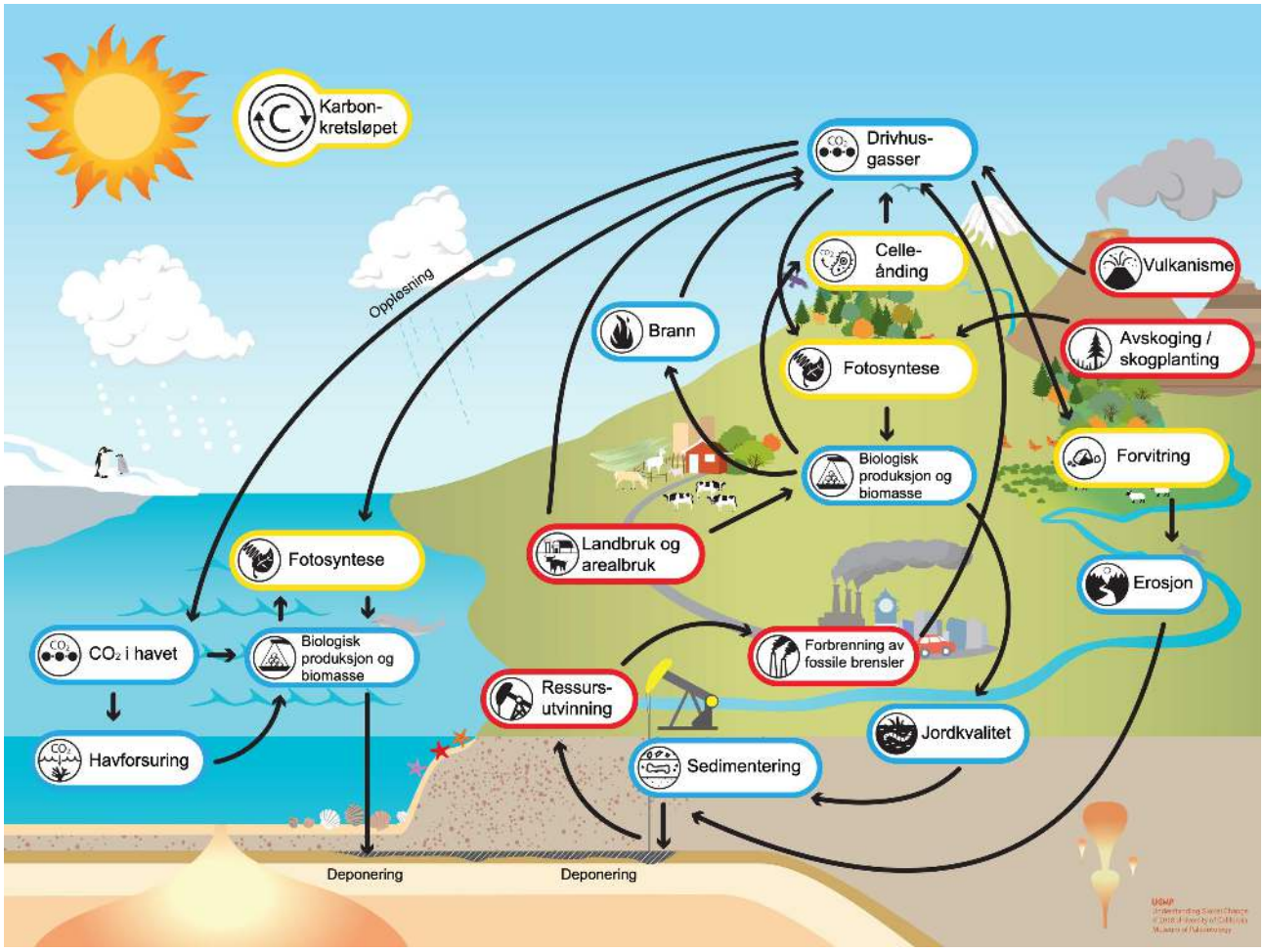


Figur A.15.: Kilde: Bjerknes Centre for Climate Research. Hentet 30. april 2025 fra https://bjerknes.uib.no/laer-om-klima-2/faktasider/drivhuseffekten-og-jordens-klima.

Figuren ovenfor illustrerer strålingsbalansen i en stabil tilstand. Ta utgangspunkt i denne figuren og gjør rede for hvilke prosesser i strålingsbalansen som endres under global oppvarming.

Langsvarsoppgave

Figuren nedenfor viser ulike prosesser som inngår i karbonkretsløpet.



Figur A.16.: Karbonkretsløpet. Kilde: Understanding Global Change (2018) University of California. Oversatt til bokmål av Utdanningsdirektoratet.

Ta utgangspunkt i prosessene vist i figuren ovenfor.

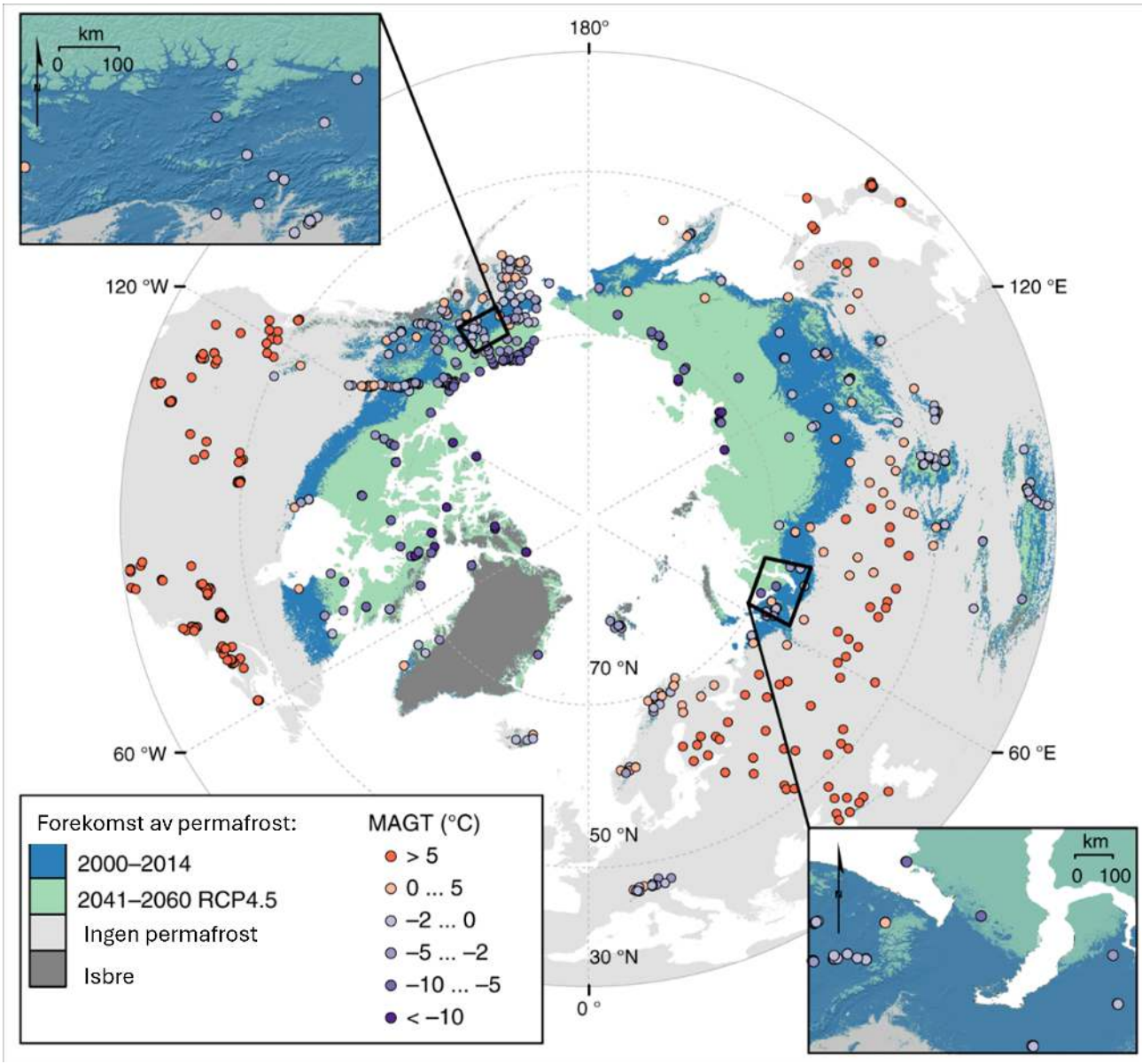
Vurder hvilke hurtige endringer i karbonkretsløpet som kan føre til langvarige klimaendringer.

Oppgave 22 - permafrost

Denne oppgaven består av to kortsvarsoppgaver.

Kortsvarsoppgave – konsekvenser av tining av permafrost

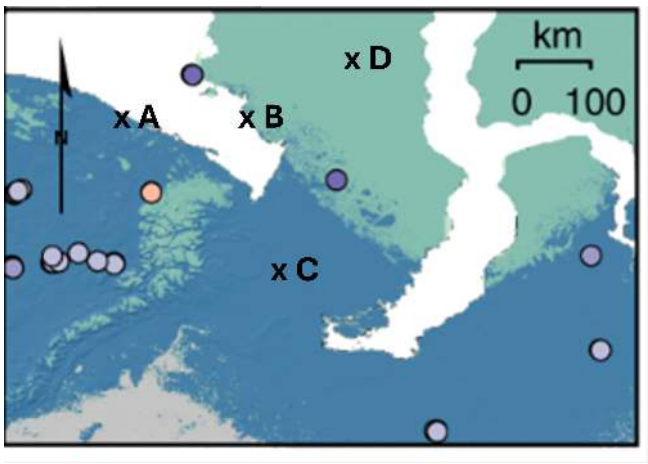
I deler av de arktiske områdene tiner permafrosten som en konsekvens av global oppvarming. I figur 1 nedenfor ser man hvilke områder som har permafrost i dag (blå og grønn farge), og hvilke områder som kan beholde permafrosten fram mot 2060 (grønn farge).



Figur A.17.: Figur 1. Fordeling av målt permafrost (2000–2014) i blått og modellert framskriving (RCP4,5)(2041–2060) i grønt. Her er også borehull vist som sirkler farget etter temperatur ved bakkeoverflaten (MAGT). To områder markert med svarte streker er forstørret for å illustrere detaljer. Kilde: https://www.nature.com/articles/s41467-018-07557-4/figures/1.

Figur 2 nedenfor er et forstørret utsnitt av figur 1 og viser et område nord i Russland. På figuren er det tegnet på fire ulike bosetninger, merket med kryss og bokstavene A–D. Disse bosetningene eksisterer kanskje ikke i virkeligheten, men de er plassert der av hensyn til denne oppgaven.

A = bosetning på kysten i blått område
B = bosetning på kysten i grønt område
C = bosetning i innlandet i blått område
D = bosetning i innlandet i grønt område



Figur A.18.: Figur 2. Utsnitt av figur 1. Fordeling av målt permafrost (2000–2014) i blått og modellert framskriving (RCP4,5)(2041–2060) i grønt. Hvitt markerer havområder. Fire tenkte bosetninger er markert med x og bokstavene A–D. Kilde: https://www.nature.com/articles/s41467-018-07557-4/figures/1.

Vurder hver av de fire påstandene nedenfor, og avgjør om den er sann, usann eller umulig å avgjøre ut fra de tilgjengelige opplysningene.

Begrunn alle vurderingene med geofaglig argumentasjon.

1. De som bor i A, må gjøre større tiltak med tanke på naturfarer de neste 30 årene enn de som bor i B.

2. De som bor i A, må gjøre større tiltak med tanke på naturfarer de neste 30 årene enn de som bor i C.

3. Det er like stor fare for naturfarer i C og D de neste 30 årene.

4. Sjøisutbredelsen i Arktis har ingen betydning for hyppigheten av naturfarer i A.

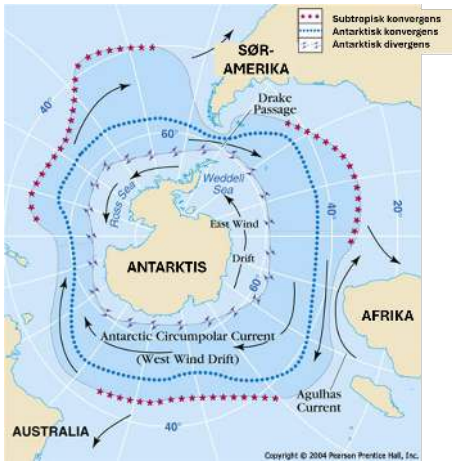
Når vi snakker om naturfarer i denne oppgaven, er det naturfarer knyttet til havet, atmosfæren og kryosfæren, altså naturfarer som er aktuelle i geofag 2.

Oppgave 23 - sirkulasjon i atmosfære og hav

Denne oppgaven består av to kortsvarsoppgaver.

Kortsvarsoppgave - havstrømmene i Sørishavet

Figur 1 nedenfor viser overflatestrømmene i Sørishavet. Nærmest Antarktis finner vi Den antarktiske kyststrømmen (på figuren er den kalt «East Wind Drift»), og litt lenger nord ligger strømmen som kalles enten Sørishavsstrømmen eller Den antarktiske sirkumpolare strøm (på figuren er den kalt «Antartic Circumpolar Current (West Wind drift)»).



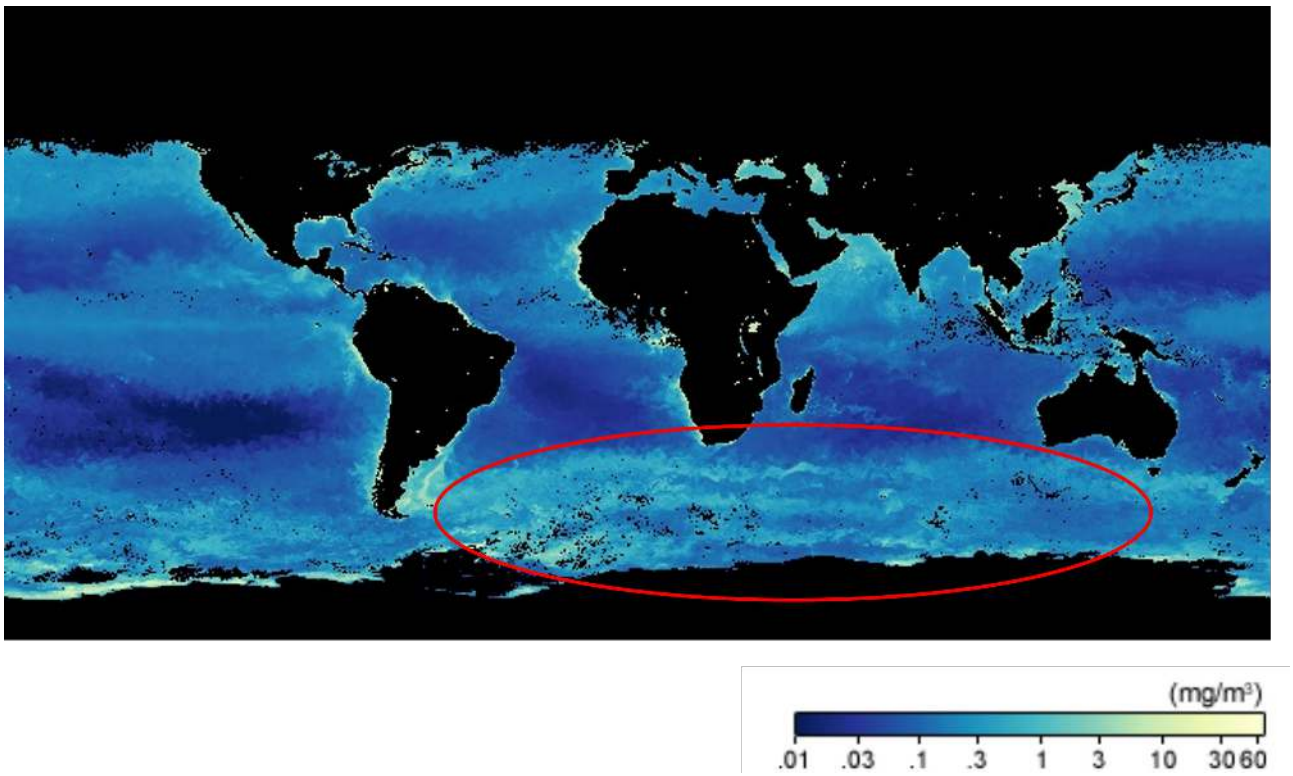
Figur A.19.: Figur 1: Antarctic: Ocean Circulation. (u.å.). Dive and Discover. Hentet 12. februar 2025 fra https://divediscover.whoi.edu/polar-regions/antarctic-ocean-circulation/. Modifisert av Utdanningsdirektoratet.

Gjør rede for hvordan den globale atmosfæriske sirkulasjonen påvirker overflatestrømmene i Sørishavet.

Kortsvarsoppgave - primærproduksjon

Primærproduksjon i havet er prosessen der marine planktonalger og andre fotosyntetiske organismer omdanner sollys og næringsstoffer som nitrogen og fosfor til organisk materiale gjennom fotosyntese.

Figur 2 nedenfor viser klorofyllet i verdenshavene i januar 2023, med skala nede til høyre. Mye klorofyll viser at det er høy primærproduksjon, lite klorofyll viser at det er liten primærproduksjon. Studer området i Sørishavet som er merket med en rød oval.



Figur A.20.: Figur 2: NASA. (2025, 12. februar). Chlorophyll Concentration (1 month—Aqua/MODIS) | NASA [Text.Article]. Chlorophyll Concentration (1 Month–Aqua/MODIS) | NASA; NASA Earth Observations (NEO). https://neo.gsfc.nasa.gov/.

Gjør rede for hvorfor det er så mye primærproduksjon i Sørishavet på ca. 60° S.

Husk at besvarelsen skal vise din geofaglige kompetanse.

Våren 2025

Vedlegg: Vil AMOC kunne kollapse?

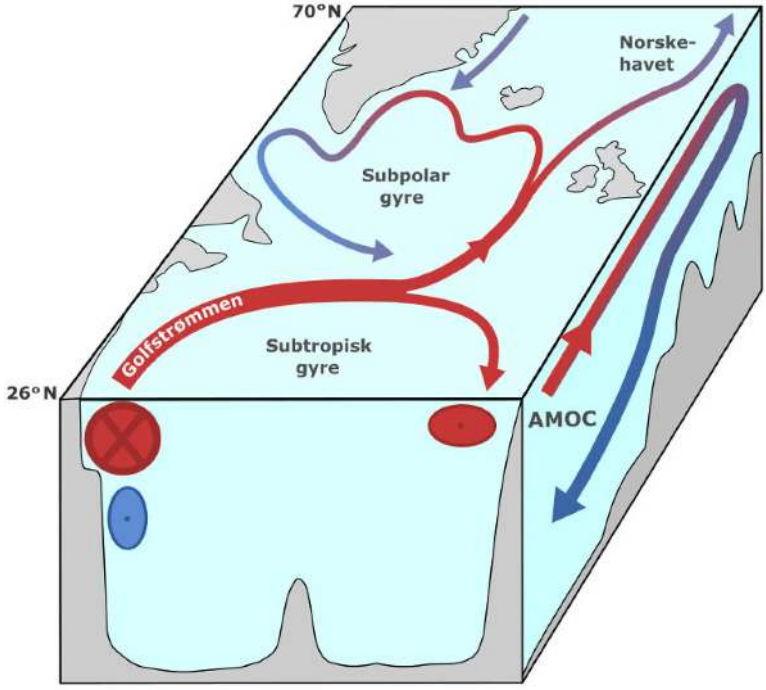
Kilde: Utdanningsdirektoratet (2024). *Vil AMOC kunne kollapse?* Eksamen REA3043 V25

Golfstrømmen utgjør den vestlige delen av den store subtropiske gyren i Nord-Atlanteren. Golfstrømmen eller Golfstrømsystemet er en del av den termohaline sirkulasjonen i Atlanteren, og som videre gir opphav til **omveltning i Atlanterhavet**, kjent som *Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)* på engelsk (Barthel, 2024).

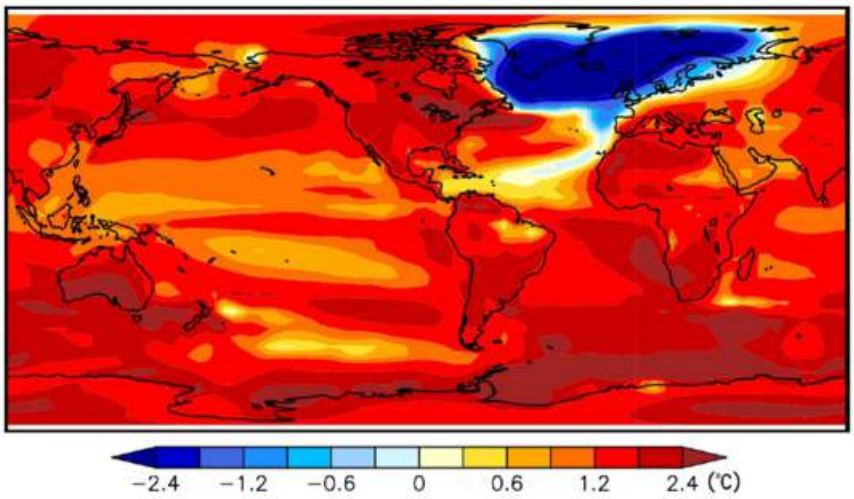
Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) er et viktig system av havstrømmer i Atlanterhavet. Dette systemet fungerer som en gigantisk varmepumpe: Varmt overflatevann strømmer nordover, blir avkjølt, synker ned i dypet, og strømmer så sørover igjen. Denne sirkulasjonen er helt avgjørende for klimaet vårt, spesielt i Nord-Europa.

En rekke forskere har brukt klimamodeller for å undersøke hvordan AMOC vil endre seg med en dobling av CO_2 i atmosfæren, og hvor den globale oppvarmingen fører til at innlandsisen på Grønland smelter. Modellen har blant annet gitt resultatet vi ser i figuren nedenfor.

I dag er forskere uenige om hvor sårbar AMOC er for klimaendringer. La oss se på argumentene fra begge sider:



Figur A.21.: Et 3D-blikk på havsirkulasjonen i Atlanterhavet sett fra 26 grader nord. I øvre lag frakter Golfstrømmen varmt vann nordover. Den subtropiske gyren sirkulerer med klokken og den subpolare gyren sirkulerer mot klokken. Vertikalt kjøles varmt overflatevann ned og synker som en del av omveltningssirkulasjonen (AMOC). (Grafikk: J. Skrefsrud / H. Asbjørnsen. Kilde: Asbjørnsen, 2023)



Figur A.22.: Modelldata: Endringer i årlig gjennomsnittlig temperaturendring i en idealisert fremtid der CO_2-nivåene er doblet og AMOC har kollapset fullstendig. Kilde: Liu et al., 2017

De bekymrede forskerne peker på at global oppvarming kan forstyrre dette systemet på to måter: For det første gjør varmere hav at vannet blir lettere og dermed vanskeligere synker ned. For det andre fører smelting av is på Grønland til mer ferskvann i havet. Siden ferskvann er lettere enn saltvann, kan dette hindre dypvannsdannelsen som driver sirkulasjonen. Noen forskere frykter at hvis vi når et bestemt punkt, et vippepunkt, kan hele systemet kollapse relativt raskt. En nederlandsk studie viser at hvis dette skjer, kan temperaturen i Bergen falle med opptil 30 grader (van Westen et al., 2024).

På den andre siden mener flere norske forskere at frykten er overdrevet. De peker på to hovedgrunner: For det første drives Golfstrømmen hovedsakelig av vind og jordens rotasjon - krefter som vil fortsette uansett. For det andre viser de til at studiene som varsler om kollaps, bruker urealistiske mengder ferskvann i sine modeller (Kjørstad, 2024).

Det forskerne er enige om, er at AMOC sannsynligvis vil svekkes med omkring 30 prosent innen år 2100 hvis vi fortsetter med høye CO_2-utslipp. Forskerne er altså uenige om hvor dramatisk situasjonen er, men de er enige om at klimaendringene påvirker havsirkulasjonen og at dette er noe vi må ta på alvor.

Kilder

Asbjørnsen, H. (2023, 5. september). *Golfstrømmen vil ikke kollapse, men situasjonen er likevel alvorlig*. https://www.forskersonen.no/global-oppvarming-golfstrommen-klima/golfstrommen-vil-ikke-kollapse-men-situasjonen-er-likevel-alvorlig/2245424

Barthel, K. (2024, 26. november). Golfstrømmen. I *Store norske leksikon*. https://snl.no/Golfstr%C3%B8mmen

Kjørstad, E. (2024, 24. februar). *Kollaps i havstrøm gir kuldesjokk i Norge, viser modell. Men hvor realistiske er slike studier?* https://www.forskning.no/golfstrommen-havforskning-klima/kollaps-i-havstrom-gir-kuldesjokk-i-norge-viser-modell-men-hvor-realistiske-er-slike-studier/2325324

Liu, W., Xie, S.-P., Liu, Z. & Zhu, J. (2017). Overlooked possibility of a collapsed Atlantic Meridional Overturning Circulation in warming climate. *Science Advances*, *3*(1), e1601666. https://doi.org/10.1126/sciadv.1601666

van Westen, R. M., Kliphuis, M. & Dijkstra, H. A. (2024). Physics-based early warning signal shows that AMOC is on tipping course. *Science Advances*, *10*(6), eadk1189. https://doi.org/10.1126/sciadv.adk1189

Flervalgsoppgaver

Oppgave 1 – havstrømmer og vær i Norge

Hva vil skje med været langs vestkysten av Norge dersom Den nordatlantiske strømmen stopper opp eller svekkes kraftig på grunn av global oppvarming?

Marker rett alternativ.

- Vestkysten av Norge vil sannsynligvis få lavere temperatur og mindre nedbør.
- Vestkysten av Norge vil sannsynligvis få lavere temperatur og mer nedbør.
- Vestkysten av Norge vil sannsynligvis få høyere temperatur og mindre nedbør.
- Vestkysten av Norge vil sannsynligvis få høyere temperatur og mer nedbør.

Oppgave 2 – AMOC

Hvorfor kan global oppvarming føre til at AMOC (omveltningssirkulasjonen i Atlanterhavet) kollapser?

Marker det alternativet som forklarer det best.

- Global oppvarming vil føre til økt fordamping og dermed økt salinitet i havvannet. Dermed vil alt vannet få like høy densitet, og sirkulasjonen vil kollapse.
- Global oppvarming vil føre til at innlandsisen på Grønland smelter. Dermed tilføres det mye kaldt ferskvann i havet, noe som kan få sirkulasjonen til å kollapse.
- Global oppvarming vil føre til økt nedbør i form av regn i de nordlige delene av Atlanterhavet. Dermed kan det ikke dannes sjøis, og dette vil føre til at det ikke skjer noen dypvannsdannelse.

Oppgave 3 – marine hetebølger

Marine hetebølger er perioder der havoverflatetemperaturen er høyere enn vanlig.

Nedenfor er det fire påstander om marine hetebølger.

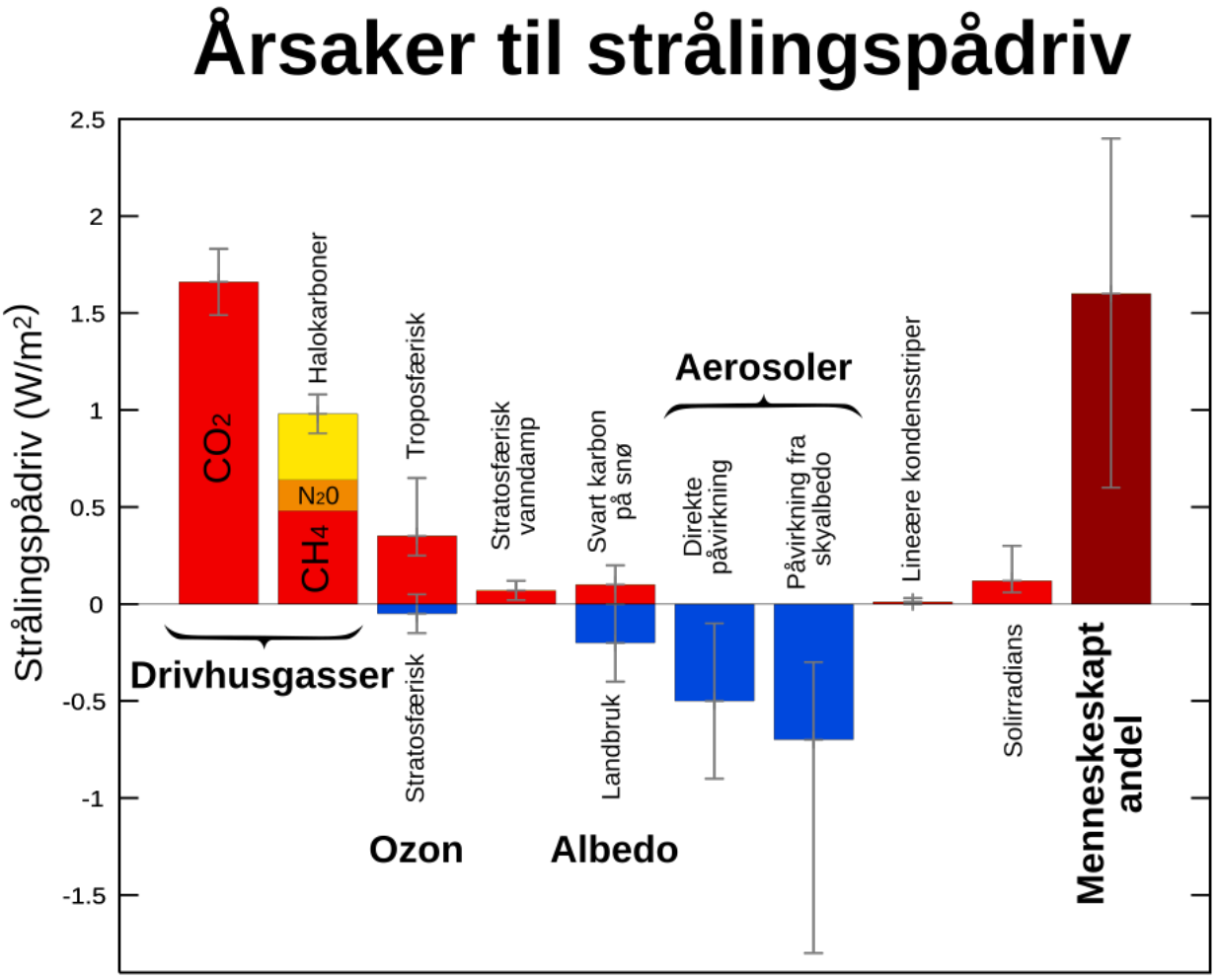
1. Mye solinnstråling og redusert skydekke kan være årsaker til marine hetebølger.
2. Svak vind, lite bølger og svake havstrømmer kan gi sterk stratifisering i havet. Dette er gunstige forhold for dannelse av marine hetebølger.
3. I perioder med La Niña-forhold oppstår det ofte marine hetebølger.
4. Marine hetebølger kan føre til svakere tropiske orkaner.

Hvilke påstander om marine hetebølger stemmer? Velg riktig alternativ.

- påstand 2 og 3
- påstand 1 og 3
- påstand 1 og 2
- påstand 2 og 4

Oppgave 4 – strålingspådriv

Figuren nedenfor viser ulike årsaker til endring i strålingspådriv.



Figur A.23.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Grafisk framstilling av ulike årsaker til strålingspådriv.

Hvordan påvirkes klimaet på jorden om vi øker innholdet av ozon i 20–30 km høyde over bakken?

- Den globale temperaturen vil synke mye.
- Den globale temperaturen vil ikke påvirkes i noen særlig grad.
- Den globale temperaturen vil synke mye.

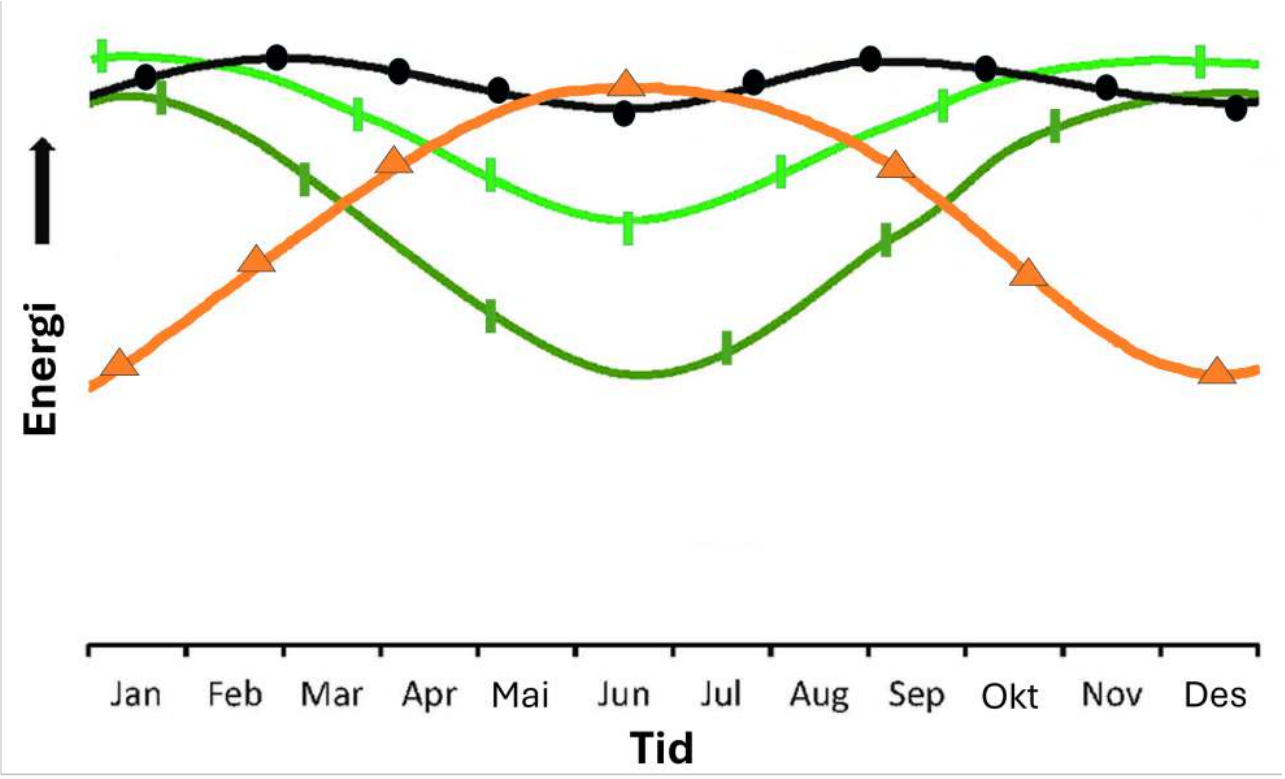
Oppgave 5 – albedo

Marker om påstandene i tabellen nedenfor er rette eller gale.

	Rett	Galt
Lavere global albedo fører til økt absorpsjon av solenergi på jorden.		
Når permafrost tiner, vil albedoen alltid bli lavere fordi mer sollys blir absorbert og overflaten blir varmet opp.		
Det er mulig å bruke satellitter til å måle albedo.		

Oppgave 6 – energi fra sola

Figuren nedenfor viser mottatt solenergi på ulike breddegrader gjennom et år. Hver av grafene tilsvarer energi mottatt på en bestemt breddegrad.



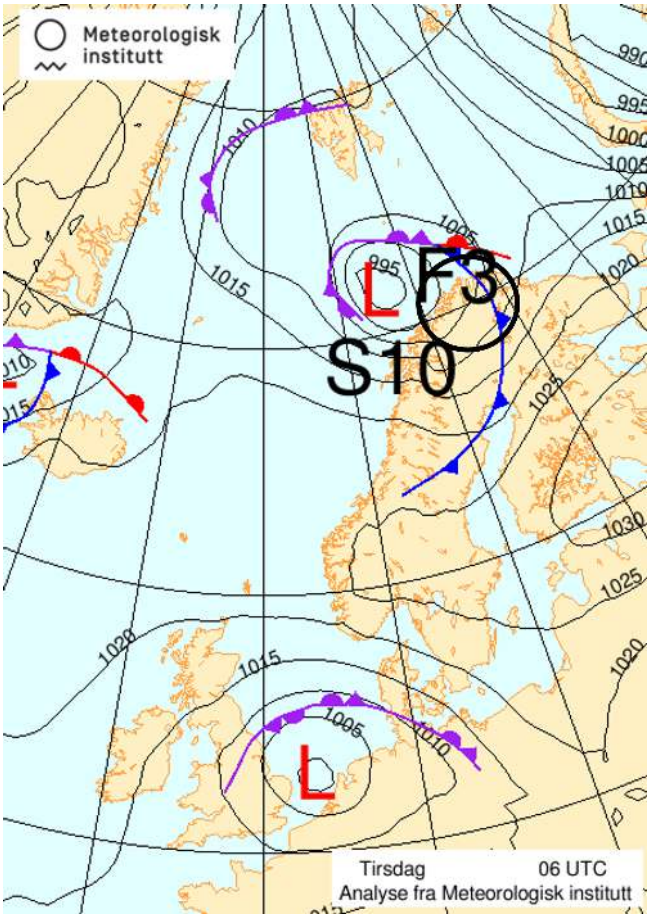
Figur A.24.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Energi fra solen. Grafer som viser solinnstråling gjennom året. Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett.

Ta utgangspunkt i figuren ovenfor og huk av slik at du kobler sammen de riktige breddegradene og grafene i tabellen nedenfor.

	Grønne grafer med streker	Oransje graf med trekanter	Svart graf med rundinger
Innstråling ved ekvator			
Innstråling på sørlig halvkule			
Innstråling på nordlig halvkule			

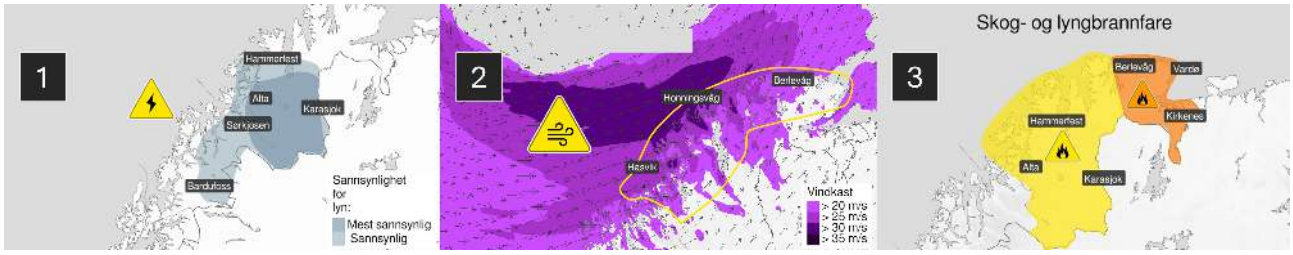
Oppgave 7 – farevarsel for Finnmark

Nedenfor er et analysekart fra Meteorologisk institutt (MET). Vi skal se nærmere på Finnmark innenfor den svarte ringen i figuren. Analysekartet er fra tirsdag klokken 06.00.



Figur A.25.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Værkart over Nord-Europa.

Tirsdag klokken 06.00 ble det sendt ut et farevarsel for de kommende timene. Nedenfor er det vist tre ulike farevarsler. Du skal vurdere hvilket farevarsel som ble sendt ut denne dagen.



Figur A.26.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Tre ulike farevarsel for Finnmark.

Er det bilde 1, 2 eller 3 som viser farevarselet som ble sendt ut tirsdag klokken 06.00?

Oppgave 8 – lufttrykk

Nedenfor ser du en animasjon som viser trykkfelt over store deler av Stillehavet. Fargene viser lufttrykket ved havnivå.

Et par sekunder ut i animasjonen markeres ekvatorsonen med svart, og et trykksenter markeres med hvitt.

Oppgaven inneholder en video som ikke er mulig å kopiere over hit.

Marker den riktige påstanden.

- Det ekvatorielle lavtrykksbeltet ligger litt nord for ekvator. Dette forteller oss at det er sommer på den nordlige halvkule.
- Det er høytrykk rundt ekvator. Det betyr at det er sommer på den nordlige halvkule.
- Sirkulasjonen rundt trykksenteret som er markert med hvitt, går med klokken. Det må derfor være et høytrykkssenter.
- Blåfargen er tydelig i Sørishavet. Det betyr at blåfarge er høytrykk.

Oppgave 9 – isotopforhold i sedimentkjerne

En forsker studerer isotopforholdet mellom ^{18}O og ^{16}O i kalkskall fra foraminiferer i en sedimentkjerne.

Hvilken slutning kan forskeren trekke hvis andelen ^{18}O øker i forhold til ^{16}O oppover i kjernen?

- Havtemperaturen har sunket.
- Havtemperaturen har steget.
- Havnivået har steget.
- Saltholdigheten i havet har økt.

Oppgave 10 – den lille istiden

Den lille istiden var en kald periode i Europa som varte fra midten av 1500-tallet til midten av 1800-tallet. Nedenfor ser du seks påstander om hvilke faktorer som var avgjørende for den lille istiden.

1. Vulkanutbrudd: Det var flere kraftige vulkanutbrudd som førte til mange aerosoler i atmosfæren.
2. Solflekker: Av ukjente årsaker var det svært liten solflekkaktivitet i denne perioden.
3. Den nordatlantiske oscillasjon (NAO): En langvarig periode med negativ NAO-indeks ga kalde forhold i Europa.
4. Platetektonikk: Kontinentenes plassering lå til rette for en kaldere periode.
5. La Niña: Det var flere år på rad med La Niña.
6. Astronomiske variasjoner: De tre Milankovič-syklusene førte til en kald periode.

Hvilke påstander er de mest sannsynlige årsakene til den lille istiden?

- påstand 4, 5 og 6
- påstand 1, 5 og 6
- påstand 1, 2 og 3
- påstand 3, 4 og 6

Oppgave 11 – polare lavtrykk

Nedenfor er det fire påstander om hvorfor det er vanskelig å varsle polare lavtrykk, og du skal avgjøre hvilke som er sanne.

1. Polare lavtrykk er vanskelige å varsle siden de raskt blir sterke.

2. Det er vanskelig å varsle polare lavtrykk siden de som regel dannes i områder der det er få folk og få målestasjoner.

3. Siden de polare lavtrykkene dannes langt inne på sjøisen, er de vanskelige å registrere.

4. Polare lavtrykk er så små at de ikke vises på satellittbilder, og dette gjør at de er vanskelige å varsle.

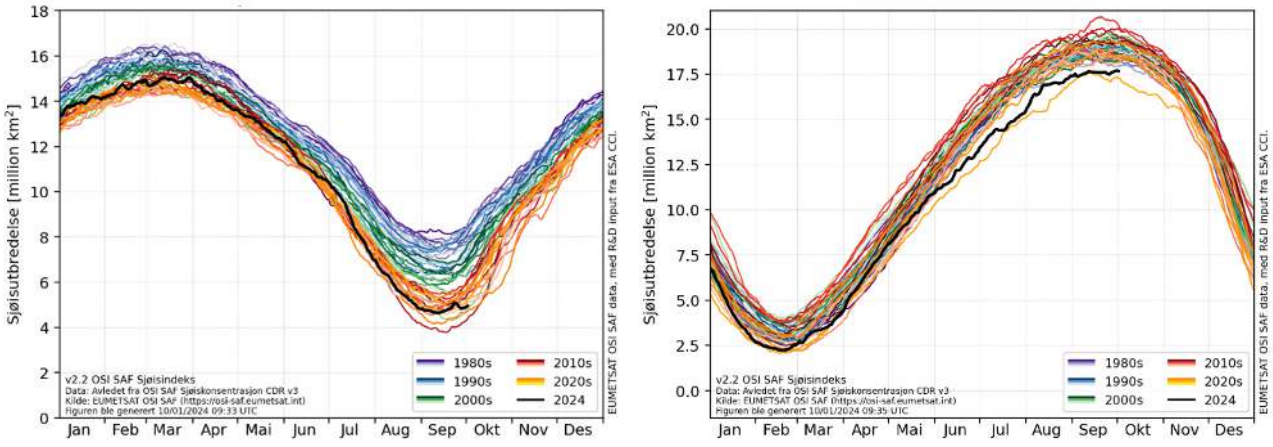
Marker rett alternativ.

- Påstand 1 og 2 er sanne.
- Påstand 2 og 3 er sanne.
- Påstand 3 og 4 er sanne.
- Påstand 4 og 1 er sanne.
- Påstand 2 og 4 er sanne.
- Påstand 3 og 1 er sanne.

Oppgave 12 – sjøisutbredelse

Figurene nedenfor viser sjøisutbredelse (i millioner kvadratkilometer) gjennom året ved polene på nordlig og sørlig halvkule i perioden fra 1980 til oktober 2024. Ulike farger tilsvarer sjøisutbredelse i ulike tiår.

I denne oppgaven skal du avgjøre om påstandene om sjøisutbredelse i tabellen under figurene er sanne eller usanne. Noen av påstandene er knyttet til figurene nedenfor.



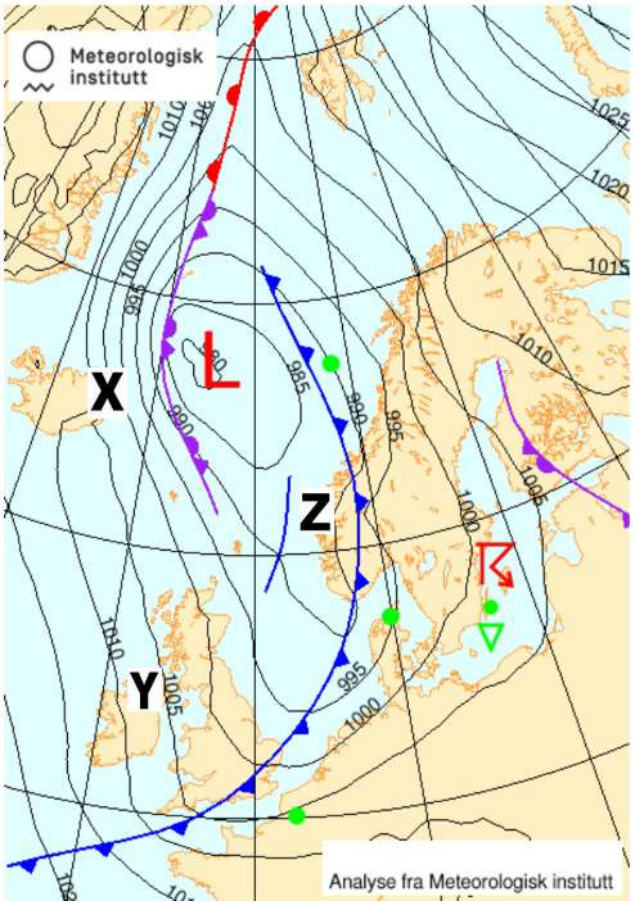
Figur A.27.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Tidsserier av global sjøisutbredelse.

Marker hvilke påstander som er sanne, og hvilke som er usanne.

	Sann	Usann
Figuren til høyre viser sjøisutbredelse på den nordlige halvkulen.		
Den årlige variasjonen i sjøisutbredelse (i millioner km^2) er like stor på begge figurene.		
Figuren til venstre viser større årstidsvariasjon i sjøisutbredelse enn figuren til høyre.		
Endringer i sjøisutbredelse påvirker i liten grad lufttemperaturen.		
Ifølge figuren til venstre har sjøisutbredelsen vært lavere i september måned i perioden 2010 til 2024 enn i perioden 1980 til 2000.		

Oppgave 13 – værkart og vindstyrke

Dette værkartet fra yr.no viser værsituasjonen i Nord-Atlanteren. Tre steder er merket av med bokstavene X (Island), Y (Nord-Irland) og Z (vest i Norge).

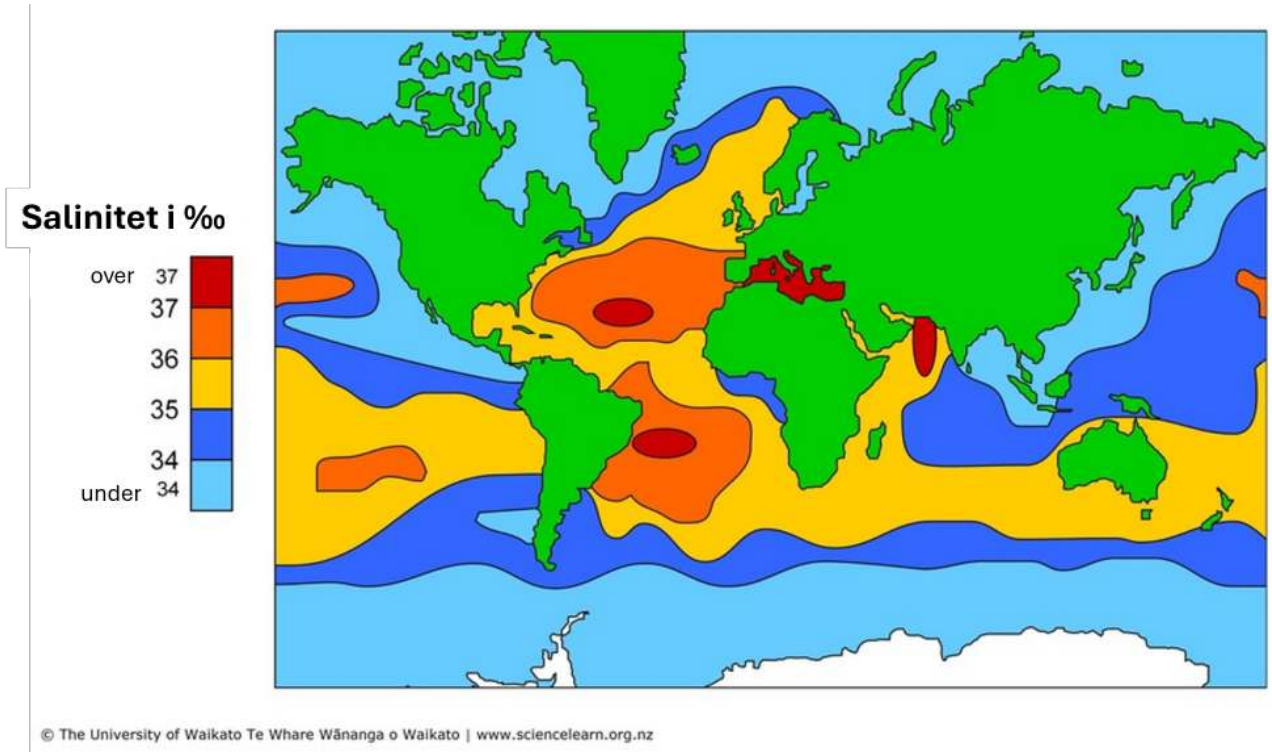


På hvilket av disse stedene er vinden sterkest?

- Vinden er sterkest ved bokstaven X på Island.
- Vinden er sterkest ved bokstaven Y i Nord-Irland.
- Vinden er sterkest ved bokstaven Z vest i Norge.
- Vinden er like sterk alle disse tre stedene.

Oppgave 14 – salinitet

Kartet nedenfor viser den gjennomsnittlige saliniteten i havene.



Figur A.28.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Hvordan salinitet er fordelt i verdenshavene.

Her er fire påstander om kartet ovenfor. Du skal avgjøre om de er sanne eller usanne.

1) Det er mest salt i havvannet der mange elver munner ut.

2) Det er mer salt i havvannet der fordampingen er høyere enn nedbørsmengden.

3) Det er mer salt i havvannet i de områdene som har mye nedbør.

4) Det er mer salt i kaldt havvann enn i varmt.

Marker rett alternativ.

- Påstand 1 og 2 er sanne, 3 og 4 er usanne.
- Påstand 1 og 3 er sanne, 2 og 4 er usanne.
- Påstand 2 er sann, de andre er usanne.
- Påstand 3 er sann, de andre er usanne.
- Påstand 4 er sann, de andre er usanne.
- Alle påstandene er sanne.
- Påstand 1, 3 og 4 er sanne, 2 er usann.
- Alle påstandene er usanne.

Oppgave 15 – klimagasser

Hvorfor fører en økt mengde klimagasser i atmosfæren til at den globale temperaturen øker?

- fordi klimagassene stopper solinnstrålingen
- fordi klimagassene reduserer albedoen på jordoverflaten
- fordi klimagassene øker den langbølgede utstrålingen fra jorden
- fordi klimagassene absorberer den utgående langbølgede strålingen fra jorden

Oppgave 16 – temperaturforhold i atmosfæren

Temperaturen i troposfæren er høyest ved bakkenivå under normale forhold. Den viktigste årsaken til dette er at …

- … solinnstrålingen varmer opp nedre del av troposfæren direkte
- … utstrålingen fra jorden varmer opp nedre del av troposfæren
- … varmeledning fra jordoverflaten varmer opp nedre del av troposfæren
- … ozon ved bakkenivå absorberer utstråling fra jorden

Oppgave 17 – været i stratosfæren

Hva er en mulig forklaring på at det ikke dannes skyer og nedbør i stratosfæren?

- Mengden vanndamp er tilstrekkelig, men temperaturen stiger med høyden.
- Denne delen av atmosfæren regnes som ustabil.
- Temperaturen stiger med høyden, og denne delen av atmosfæren regnes som ustabil.
- Temperaturen faller med høyden, men mengden av vanndamp er ekstremt liten.

Oppgave 18 – tropiske orkaner og dødelighet

Hvilken av faktorene nedenfor forårsaker størst tap av menneskeliv i en tropisk orkan?

- hagl
- vind
- lyn
- stormflo

Oppgave 19 – permafrost

Ulike faktorer spiller en viktig rolle i å opprettholde permafrosten i et område.

Velg den faktoren du mener har størst betydning.

- et høyt innhold av vann i bakken som fryser til is om vinteren, fordi is øker varmeledningen mellom bakken og atmosfæren
- et tynt torvdekke isolerer lite og øker varmeledningen mellom bakken og atmosfæren
- et tykt snødekke tidlig på vinteren reduserer varmeledningen mellom bakken og atmosfæren
- liten mengde solinnstråling kombinert med tørre forhold i bakken om sommeren

Oppgave 20 – sirkulasjon i Nord-Atlanteren

Les påstandene nedenfor om AMOC og sirkulasjonen i Nord-Atlanteren.

Marker hvilke påstander som er sanne, og hvilke som er usanne.

	Sant	Usant
Golfstrømmen går hele veien fra Karibia og inn i Norskehavet.		
AMOC er overflatestrømmer drevet av vind.		
Golfstrømsystemet er et vertikalt sirkulasjonssystem i havet.		
De subtropiske gyrene drives av både storstilte vindsystemer og gravitasjonskrefter i havet.		
AMOC kan stoppe opp uten at den subtropiske gyren stopper opp.		

Skriveoppgaver

Oppgave 21 – skyer, klima og fronter

a) Skytyper koblet til ulike fronter

Nedenfor ser du to bilder av ulike skyer. I denne oppgaven skal du koble disse skytypene med ulike fronter.

Figur A.29.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Lette skyer.

Figur A.30.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Mørke skyer mot blå himmel.

Ett av bildene viser skyer du ser når en kaldfront er på vei mot deg.

Ett av bildene viser skyer du ser når en varmfront er på vei mot deg.

Kortsvarsoppgave: Gjør rede for hvordan de to ulike skytypene på bildene ovenfor kan knyttes til henholdsvis en varmfront og en kaldfront.

b) Varme skyer reflekterer stråling bedre og lever lenger enn kalde skyer

Når atmosfæren varmes opp, vil en del av skyene gå fra å være kalde skyer til å bli varme skyer. Kalde skyer er bygget opp av iskrystaller eller en blanding av iskrystaller og skydråper, mens varme skyer består av bare skydråper.

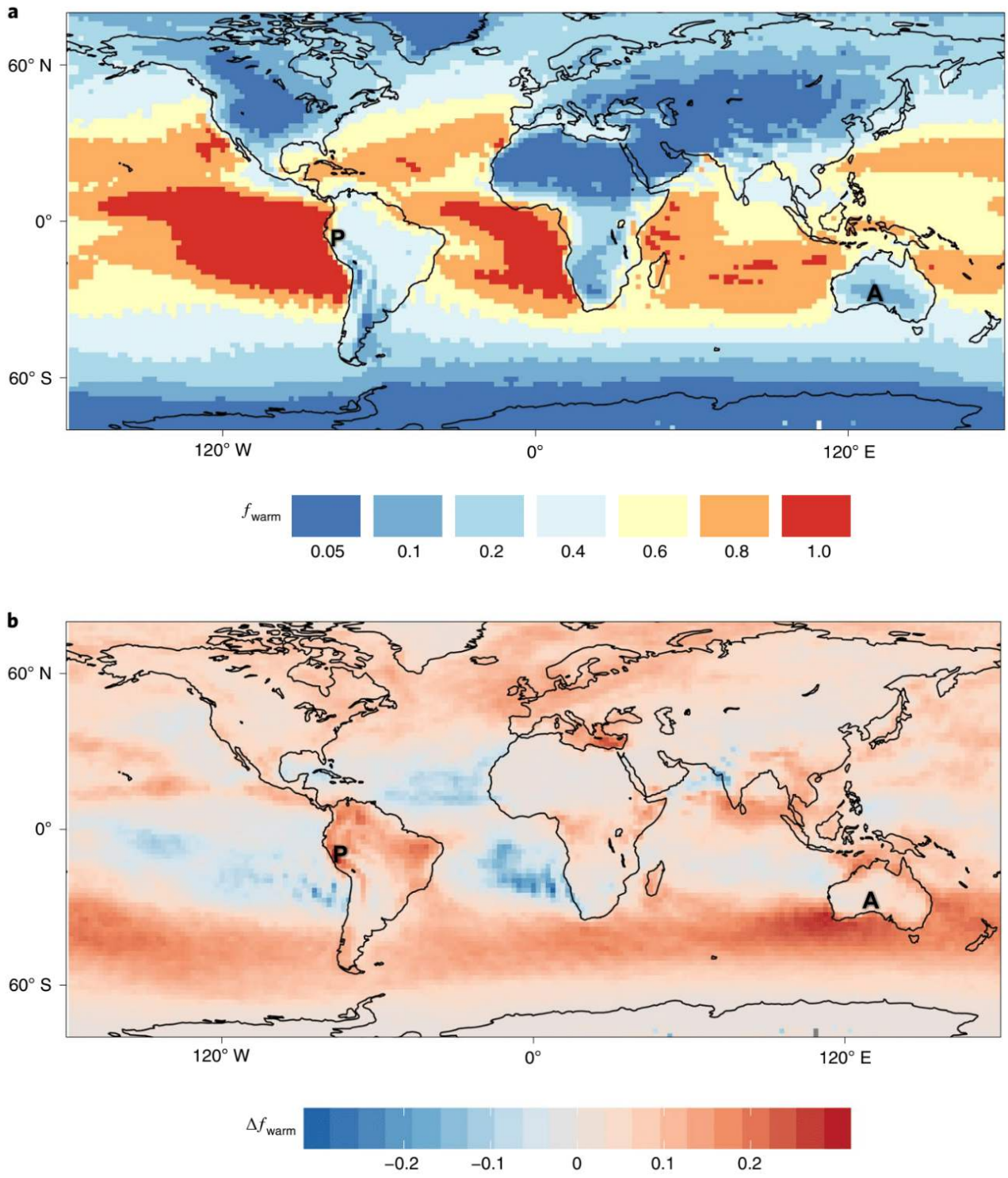
Figurene nedenfor er hentet fra modelldata. Figur a viser hvordan fordelingen mellom varme og kalde skyer er i dag, og figur b viser hvordan man antar at denne fordelingen vil endre seg med en global oppvarming på 4 °C.

I figur a betyr eksempelvis 0.6 at 60 % av skyene i området er varme skyer og 40 % kalde skyer, mens 0.2 betyr at 20 % av skyene er varme skyer og 80 % kalde skyer.

Skalaen i figur b viser en endring i fordelingen mellom varme og kalde skyer i forhold til figur a. +0.2 i figur b betyr at andelen varme skyer har økt med 20 prosentpoeng.

Et eksempel: Hvis figur a viser 0.1 (altså 10 % varme skyer) i dag, og figur b viser +0.2, betyr det at det blir en andel på 30 % (0.1 + 0.2 = 0.3) varme skyer i framtiden.

Kartene er merket med bokstavene P og A. Dette er for å gjøre det lettere å finne Peru og Australia.



Kilde til figurene ovenfor: Mülmenstädt, J., Salzmann, M., Kay, J. E., Zelinka, M. D., Ma, P.-L., Nam, C., … Quaas, J. (2021). An underestimated negative cloud feedback from cloud lifetime changes. *Nature Climate Change, 11*(6), 508–513. https://doi.org/10.1038/s41558-021-01038-1

Påstander:

1. Ved 4 °C oppvarming vil andelen varme skyer øke i atmosfæren.

2. Ved 4 °C oppvarming vil det være mer kalde skyer utenfor vestkysten av Peru enn på sørkysten av Australia. (Peru er markert med P og Australia med A i kartene.)

3. Siden varme skyer reflekterer stråling bedre, vil de varme skyene utgjøre et positivt strålingspådriv i klimasystemet.
4. Siden kalde skyer reflekterer mindre, vil en økt andel kalde skyer utgjøre et positivt strålingspådriv i klimasystemet.
5. Siden de varme skyene lever lenger enn de kalde skyene, forsterkes det totale strålingspådrivet fra skyene.

Kortsvarsoppgave: Vurder hver av de fem påstandene ovenfor og avgjør om den er sann eller usann. Begrunn svarene dine.

Oppgave 22 – paleoklima, AMOC og modeller

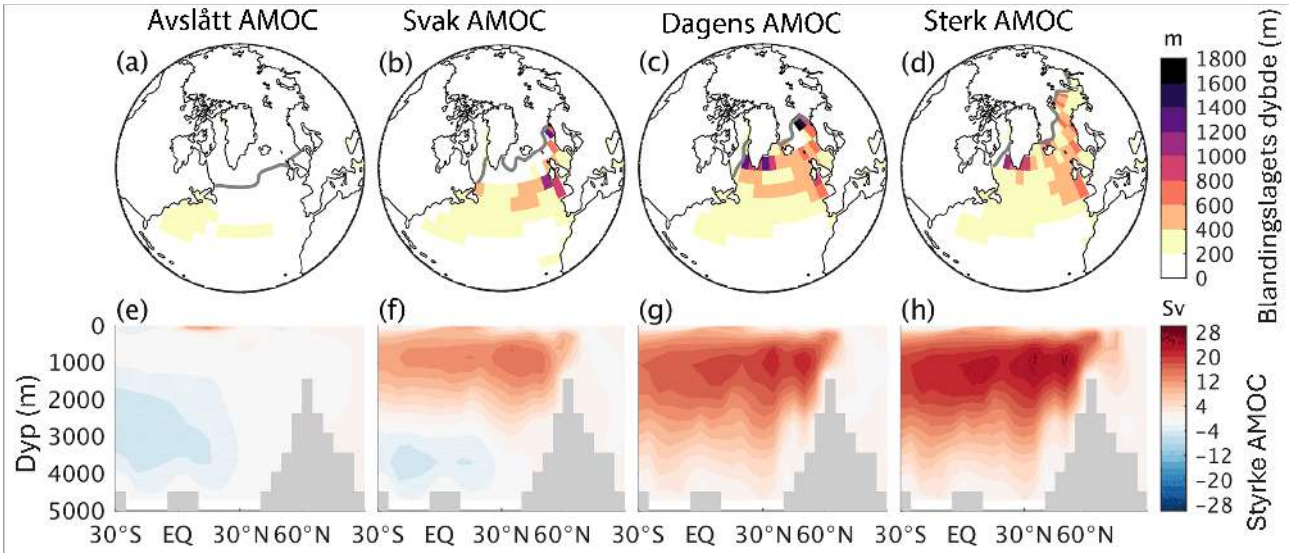
a) Klimaforskere modellerer ulike tilstander av AMOC

Forskere har identifisert fire forskjellige stabile tilstander for AMOC:

1. **Avslått**: ingen dypvannsdannelse i Nord-Atlanteren
2. **Svak**: konveksjon hovedsakelig sør for 55° N
3. **Dagens**: dypvannsdannelse i Labradorhavet, Grønlandshavet og Norskehavet
4. **Sterk**: konveksjon som strekker seg inn i Arktis

Figur 1 nedenfor presenterer to figursett som viser modellerte data for de fire tilstandene.

- a, b, c og d viser maksimal isutbredelse (grå linje) og i tillegg hvor dypt konveksjonen i havet går, altså hvor dypt blandingslaget går.
- e, f, g og h viser styrken på AMOC i Sv (Sverdrup). Positive verdier betyr at strømmen er nordgående, mens negative verdier betyr at strømmen er sørgående.



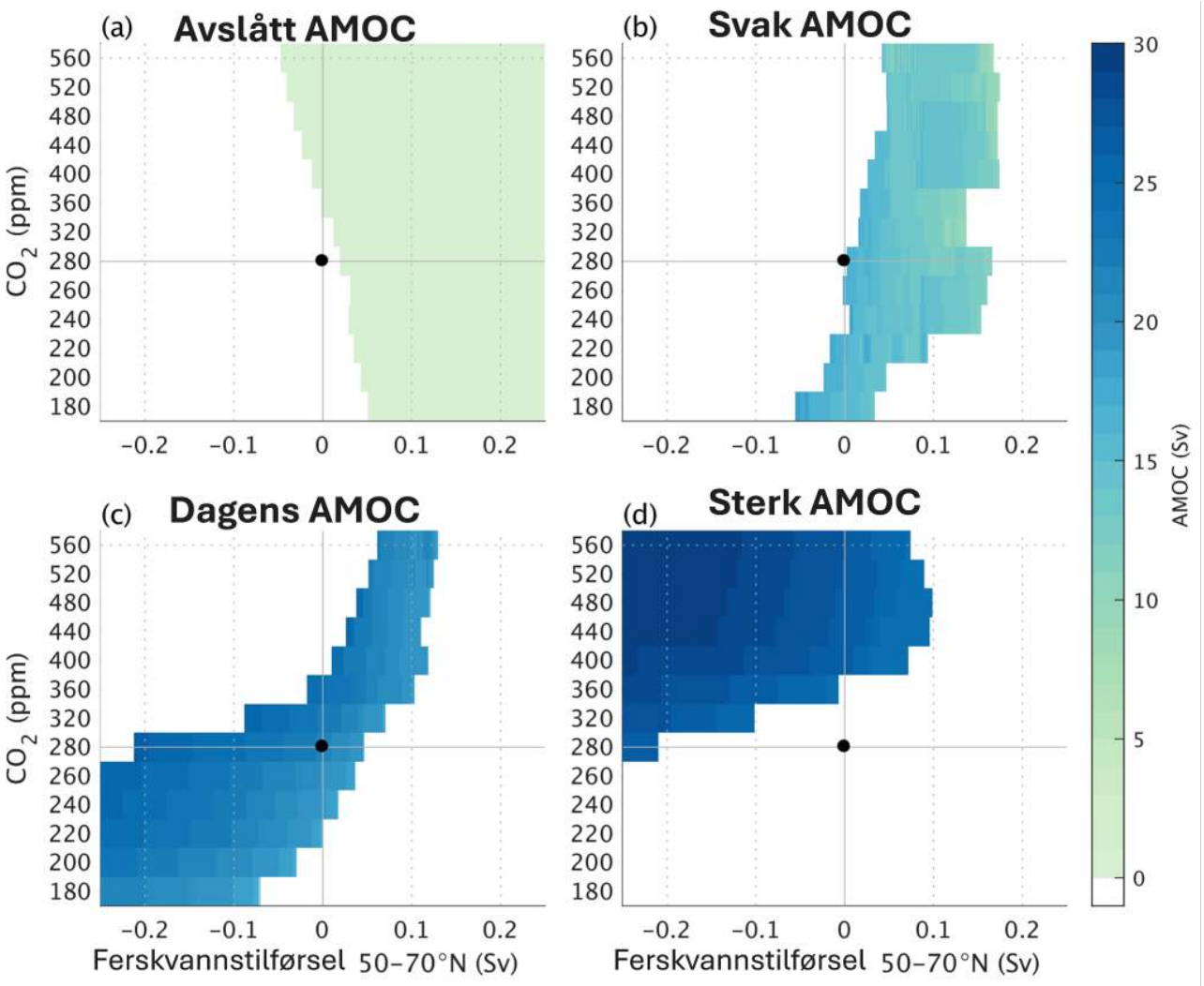
Figur A.31.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Fire situasjoner der AMOC er avslått (a og e), svak (b og f), moderne (c og g), og sterk (d og h). a, b, c og d viser hvor dypt blandingslaget går i Nord-Atlanteren. e, f, g og h viser hvor sterke havstrømmene i AMOC er, og i hvilke dyp strømmene går. Rød farge betyr at strømmene går nordover, blå farge er sørgående havstrømmer.

Forskerne undersøkte hvordan AMOC reagerer på endringer i atmosfærisk CO_2-konsentrasjon og ferskvannstilførsel til Nord-Atlanteren. Generelt fant de at

- høyere CO_2-nivåer favoriserer sterkere AMOC-tilstander
- økt ferskvannstilførsel svekker AMOC

Figur 2 nedenfor viser sammensettinger av CO_2-nivåer og ferskvannstilførsel ved de ulike stabile tilstandene av AMOC.

Den horisontale aksen viser styrken på ferskvannstilførselen, og den vertikale viser CO_2-nivåene i atmosfæren. Fargekoden angir hvor sterke havstrømmer det er (gitt i Sv) i de ulike stabile AMOC-tilstandene. Prikken markerer ingen endring i ferskvannstilførsel og førindustriell verdi av CO_2.



Figur A.32.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Grafisk framstilling av styrke på AMOC som viser sammenheng mellom CO2-nivå, ferskvannstilførsel og stabile AMOC-tilstander. a viser avslått AMOC, b viser svak AMOC, c viser dagens AMOC, og d viser sterk AMOC.

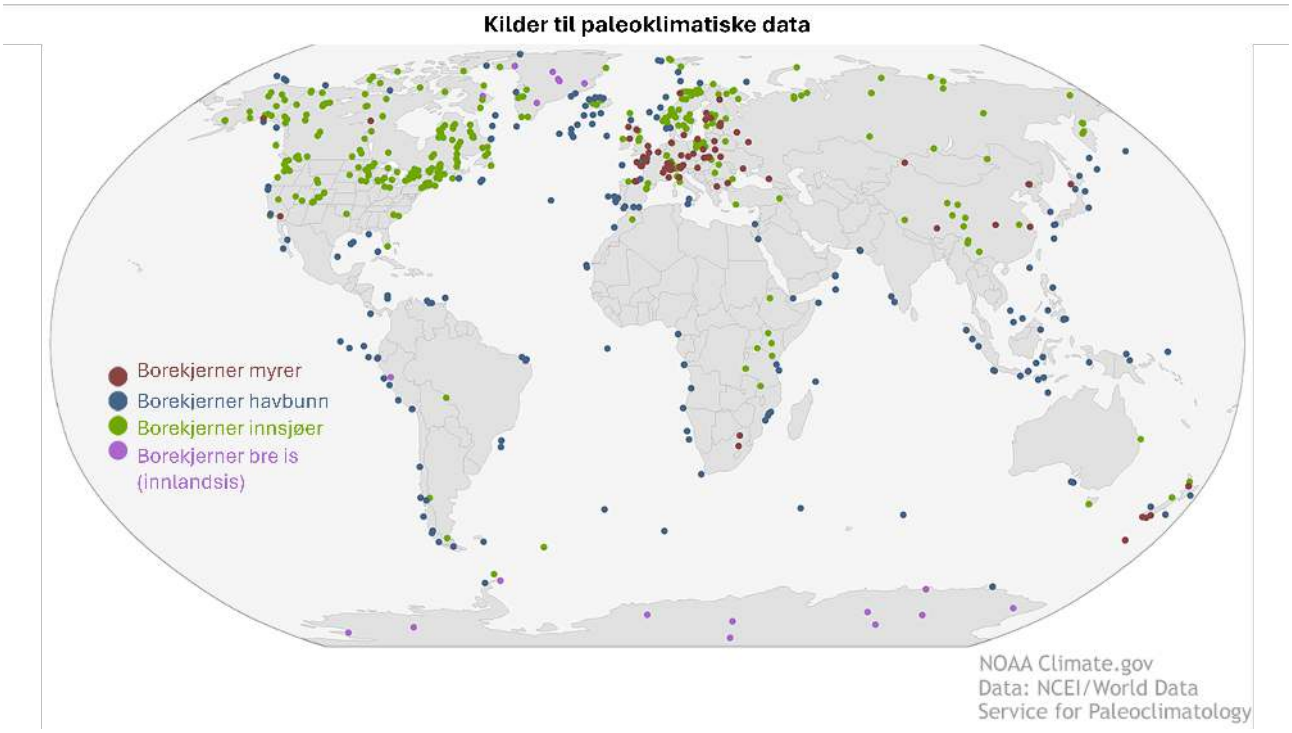
Nedenfor finner du fire påstander om de ulike AMOC-tilstandene. To av påstandene er sanne, og to er usanne.

1. Når AMOC er avslått, er det ingen dypvannsdannelse i Nord-Atlanteren.
2. En sterk AMOC oppstår bare dersom CO_2-nivåene er lavere enn 280 ppm.
3. Ved høye CO_2-konsentrasjoner (over 400 ppm) krever en sterk AMOC-tilstand en større negativ ferskvannstilførsel for å være stabil enn de andre tilstandene.
4. Sjøisutbredelsen i Nord-Atlanteren er størst i den sterke AMOC-tilstanden.

Kortsvarsoppgave: Du skal gjøre rede for de to påstandene som du mener er sanne. Begrunn svaret ditt med utgangspunkt i figurene ovenfor.

b) AMOC og paleoklimatiske data

Figuren nedenfor viser den geografiske plasseringen av ulike kilder til paleoklimatiske data.



Figur A.33.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Kart som viser posisjoner der man har tatt ut borekjerner fra myrer, havbunn, innsjøer og innlandsis.

Langsvarsoppgave: Ta utgangspunkt i figur 3 ovenfor og vurder hvordan de tilgjengelige paleoklimatiske dataene kan brukes til å si noe om hvordan AMOC har variert gjennom ulike tider.

Oppgave 23 – konsekvenser av klimaendringer i Norge

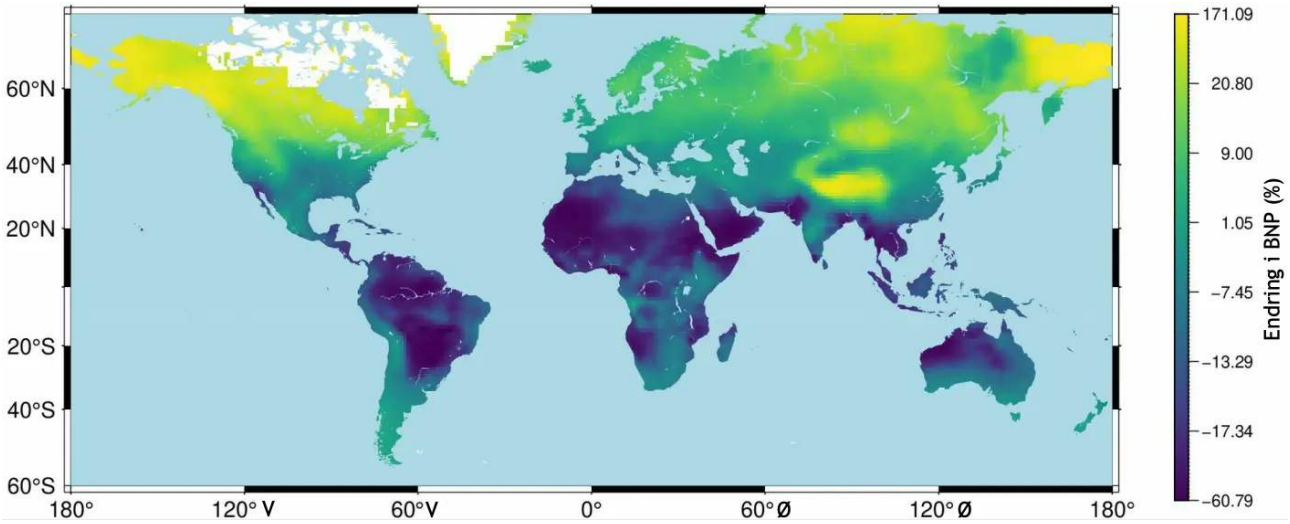
a)

Rapporten *Klima i Norge 2100* kom ut i 2015. Et av hovedfunnene i denne rapporten er at årsnedbøren i Norge vil øke med ca. 18 prosent innen år 2100, med et spenn mellom 7 og 23 prosent.

Kortsvarsoppgave: Velg en del av Norge du kjenner, og gjør rede for hvordan en økning i årsnedbøren der vil kunne påvirke risikoen for naturfarer.

b)

Global oppvarming påvirker verden ulikt geografisk og økonomisk. Figuren nedenfor er en forenklet modell som kobler temperaturendring til økonomi. Figuren viser forventet endring i brutto nasjonalprodukt (BNP) i 2090 sammenlignet med i dag. Ifølge denne modellen kommer Norge bedre ut enn mange andre land.



Figur A.34.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Kartet viser endring i økonomisk produksjon i 2090 sammenliknet med i dag.

Langsvarsoppgave: Drøft hvor realistisk denne modellen er for Norge, basert på det vi vet om konsekvenser av framtidige klimaendringer i Norge.

Høsten 2024

Vedlegg: Fønvind

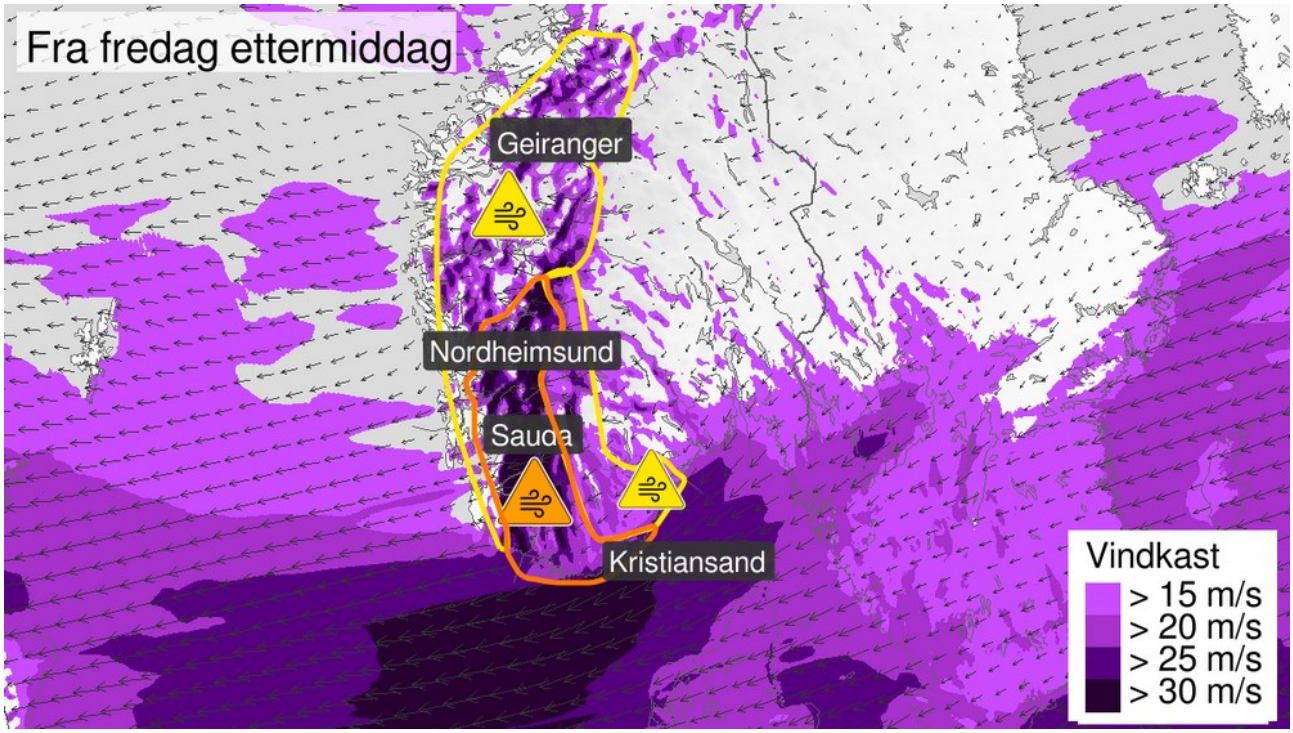
Følgende artikkel var brukt som vedlegg:

Mamen, J. (2023). Fønvind: Når «sommeren» avlegger et besøk vinterstid. Naturen, 147(2), 95–102. https://doi.org/10.18261/naturen.147.2.6

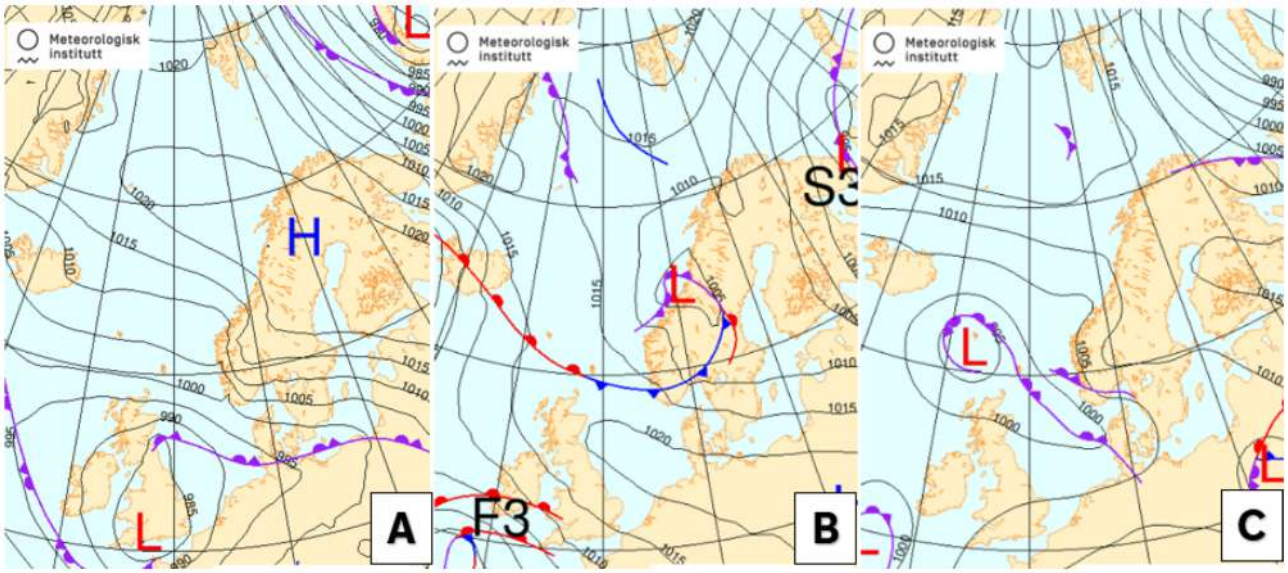
Flervalgsoppgaver

Oppgave 1 – farevarsel om vind

Figuren nedenfor viser et farevarsel for sterk vind i Sør-Norge fra Meteorologisk institutt.



Hvilket av disse tre værkartene fra yr.no passer best til farevarselet i kartet ovenfor, kart A, B eller C?



Oppgave 2 – jordrotasjon

Jorden roterer om sin egen akse. Nedenfor finner du ulike påstander om hvordan jordrotasjonen påvirker hav- og luftstrømmene.

1. Havstrømmer bøyes av til venstre på den sørlige halvkule.
2. Luftstrømmer bøyes av til venstre på den nordlige halvkule.
3. Luftstrømmer bøyes av til høyre på den sørlige halvkule.
4. Jordrotasjonens påvirkning på hav- og luftstrømmene er sterkest ved ekvator.
5. Jordrotasjonens påvirkning på hav- og luftstrømmene er større jo nærmere polene man kommer.

6. Når vind blåser fra nord mot sør på den nordlige halvkule, bøyes vindene av mot venstre.

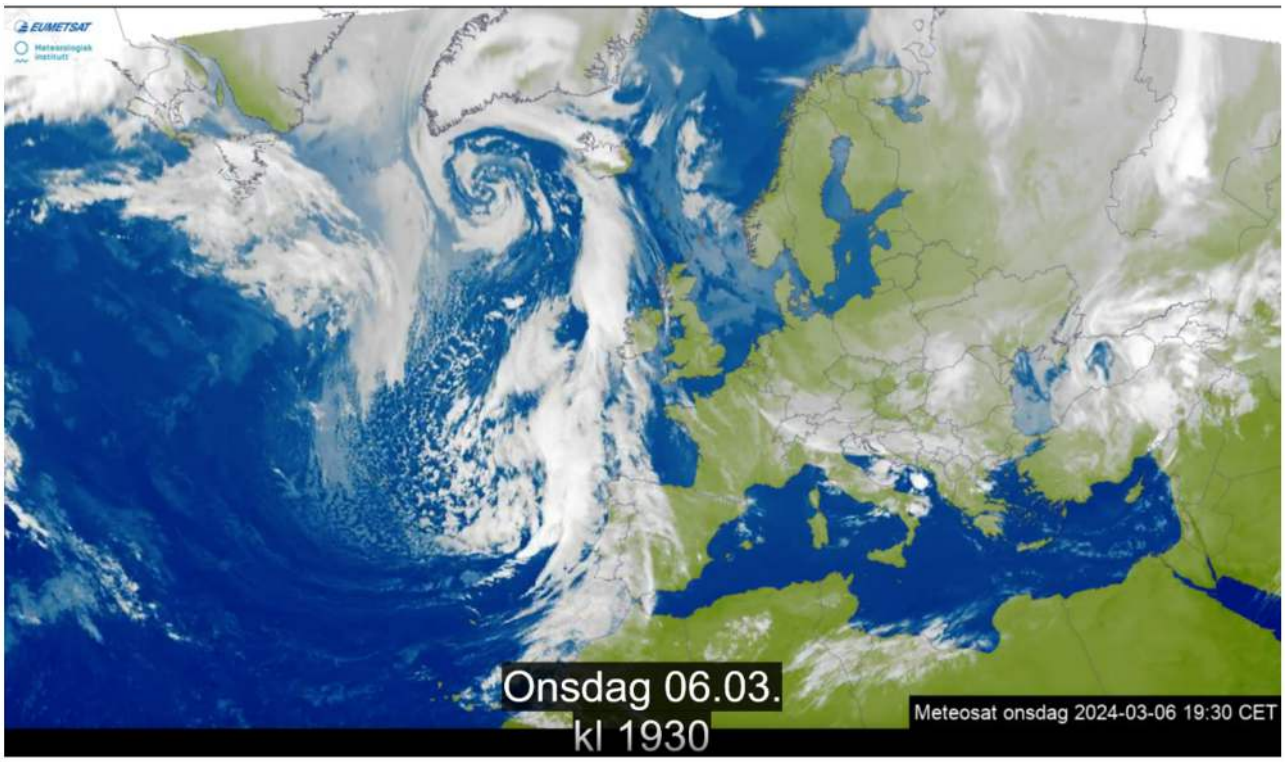
Marker alternativet som er riktig:

- Påstand 1 og 5 er sanne.
- Påstand 1 og 2 er sanne.
- Påstand 3 og 6 er sanne.
- Påstand 3 og 4 er sanne.

Oppgave 3 – lavtrykkssenter

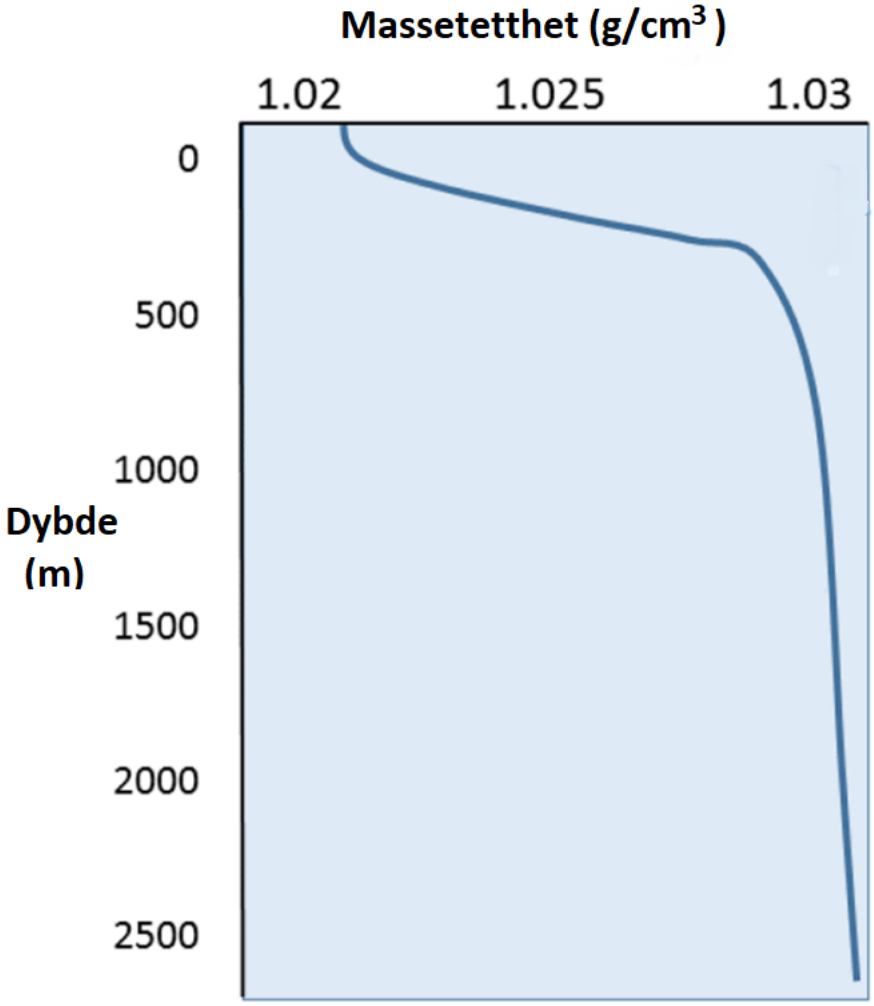
Satellittbildet nedenfor viser situasjonen i Nord-Atlanteren onsdag 6. mars. Du skal finne lavtrykkssenteret på dette bildet.

Klikk i bildet nærmest mulig sentrum av lavtrykkssenteret.



Oppgave 4 – massetetthet i havet

Figuren nedenfor er en tetthetsprofil som viser hvordan massetettheten i havet kan variere med dybden.



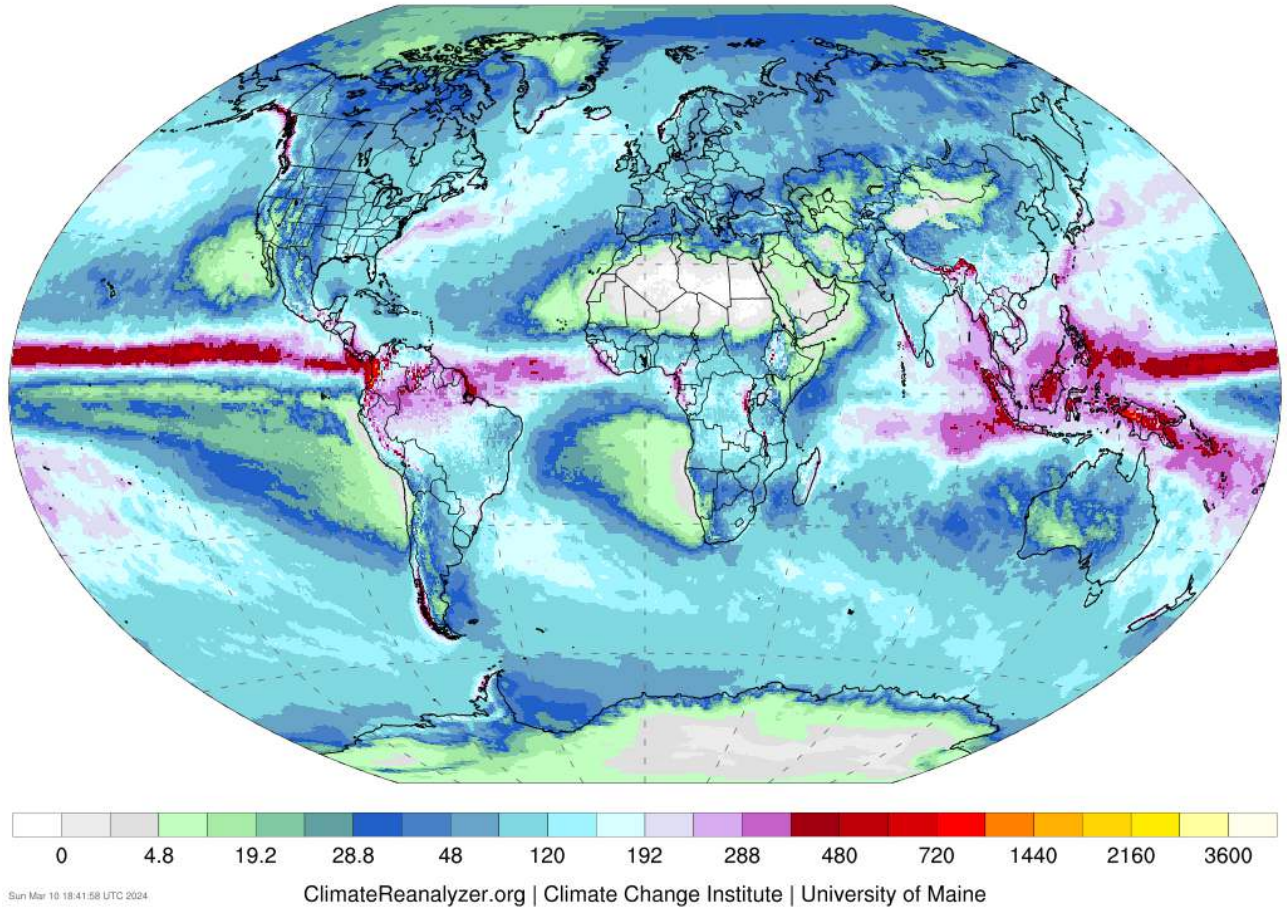
Marker de to alternativene som viser sannsynlige årsaker til at massetettheten varierer relativt lite fra 500 meter og dypere:

Du kan velge maksimalt 2 alternativer

- Det er svært liten variasjon i saliniteten fra 500 meter og dypere.
- Det er svært liten variasjon i temperaturen fra 500 meter og dypere.
- Vannet er kraftig komprimert på dyp større enn 500 meter.
- Sollyset når ikke dypere enn 500 meter.

Oppgave 5 – nedbør

Figuren nedenfor viser global fordeling av total årsnedbør (i centimeter) i 2022, med tilhørende fargeskala.



Avgjør om påstanden nedenfor er sann eller usann:

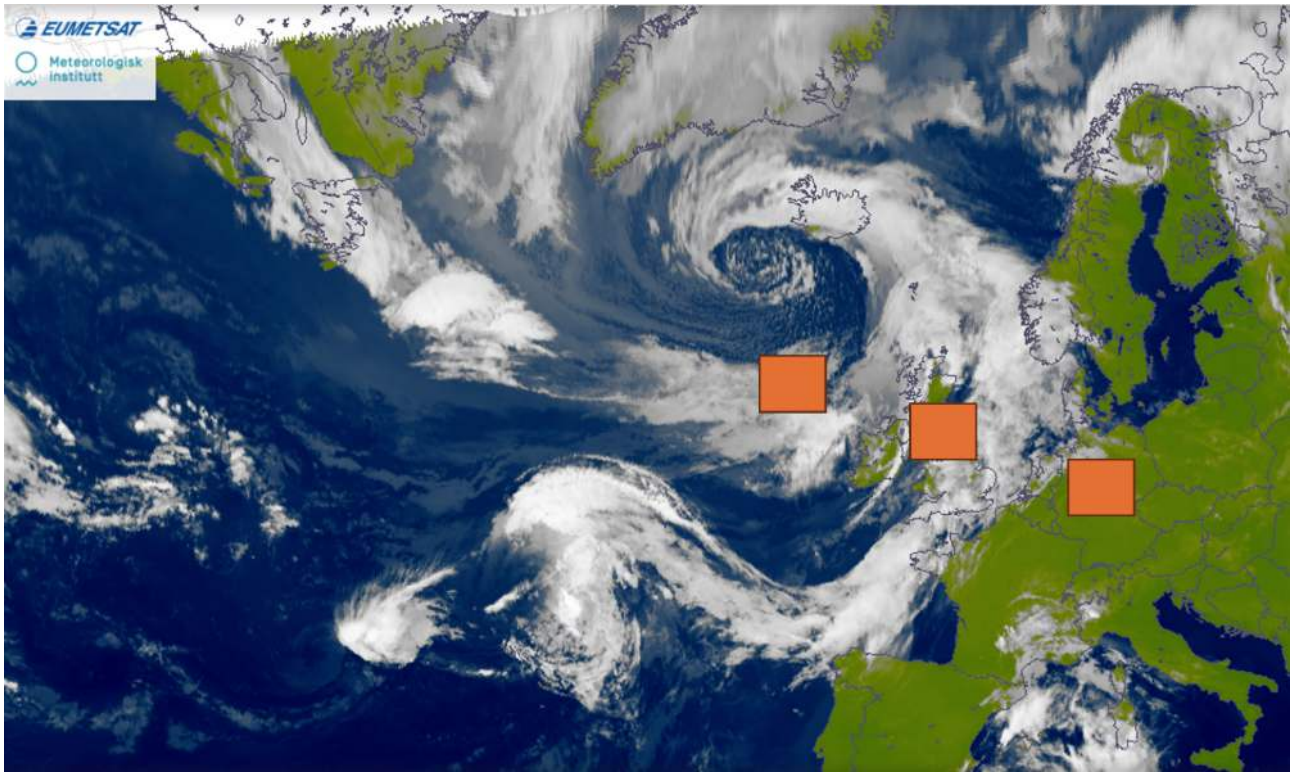
«I 2022 var det mye mer nedbør langs den intertropiske konvergenssonen enn langs polarfronten.»

- Påstanden er sann.
- Påstanden er usann.

Oppgave 7 – temperatur ved bakken ut fra satellittbilde

Nedenfor ser du et satellittbilde som viser skydekket i nordlige deler av Atlanterhavet. I bildet er det markert tre oransje bokser som markerer områder på jordoverflaten. Se bort fra at det noen steder er land og noen steder er hav.

Klikk på den boksen som viser området som sannsynligvis har høyest overflatetemperatur av disse tre:



Figur A.35.: Bildekilde: https://www.met.no/vaer-og-klima/satellittbilder

Oppgave 8 – tidevannskraft

Alle energikilder har noen fordeler og ulemper, og noen av dem er listet opp nedenfor. Du skal avgjøre hvilke av disse som stemmer om tidevannskraft:

1. Ustabil
2. Forutsigbar
3. Fremdeles ganske dyr teknologi
4. Grundig utviklet og billig teknologi
5. Påvirker ikke flora og fauna
6. Har noe påvirkning på flora og fauna

Kryss av for riktig alternativ:

- Påstand 1, 3 og 5 stemmer om tidevannskraft.
- Påstand 2, 3 og 6 stemmer om tidevannskraft.
- Påstand 1, 4 og 6 stemmer om tidevannskraft.
- Påstand 2, 4 og 5 stemmer om tidevannskraft.

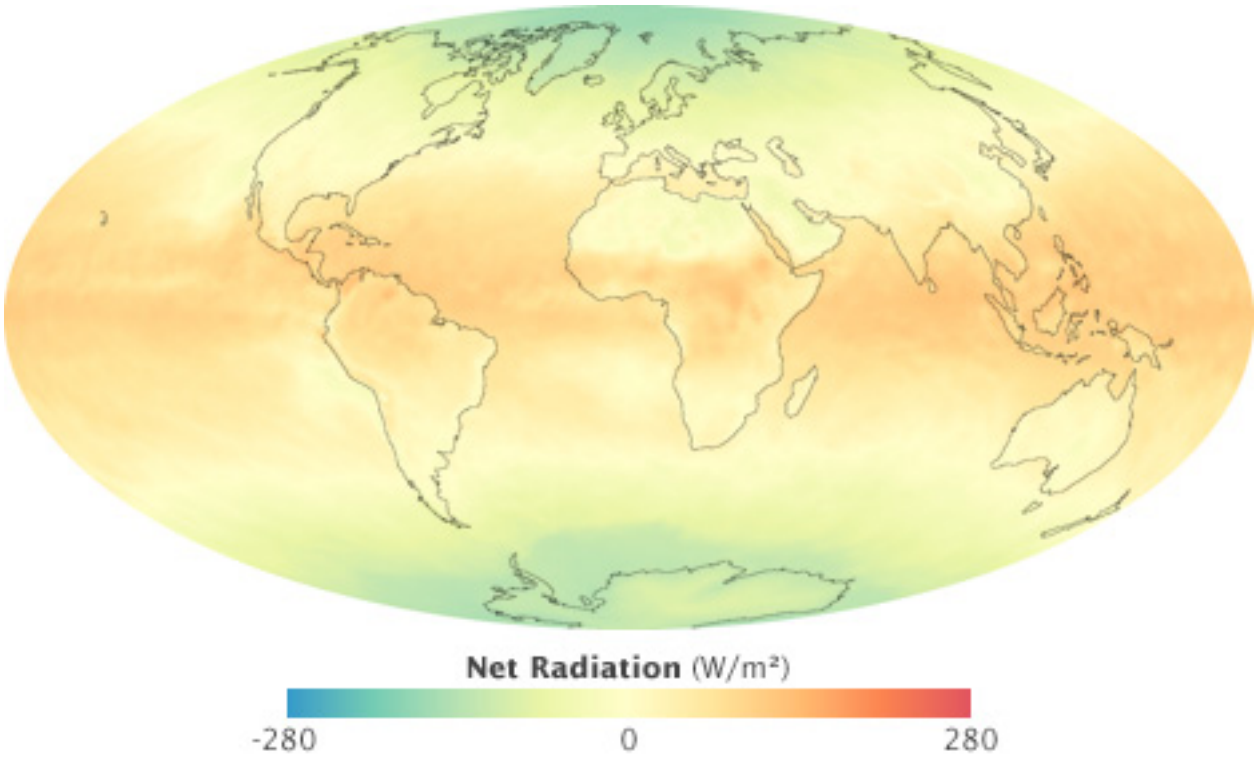
Oppgave 9 – tropiske orkaner og ekvator

Svært få tropiske orkaner krysser ekvator. Hvilken av påstandene nedenfor forklarer dette fenomenet?

- Det er ikke lavtrykk der.
- Havtemperaturen er for høy.
- Corioliseffekten er for svak.
- Oppdriften der er ikke sterk nok.
- Havet er for lite salt.

Oppgave 10 – strålingsbalanse

Figuren nedenfor viser netto stråling (strålingsbalansen) i W/m² i september 2008.



Figur A.36.: Global netto strålingsbalanse

Du skal bruke figuren for å avgjøre hvilke av påstandene 1–4 som er riktige:

1. Områdene langs ekvator mottar mer stråling enn de sender ut.
2. Polområdene sender ut mer stråling enn de mottar.
3. Områdene langs ekvator sender ut mer stråling enn de mottar.
4. Polområdene mottar mer stråling enn de sender ut.

Marker alternativet der begge påstandene er riktige:

- Påstand 1 og 4
- Påstand 2 og 3
- Påstand 3 og 4
- Påstand 1 og 2

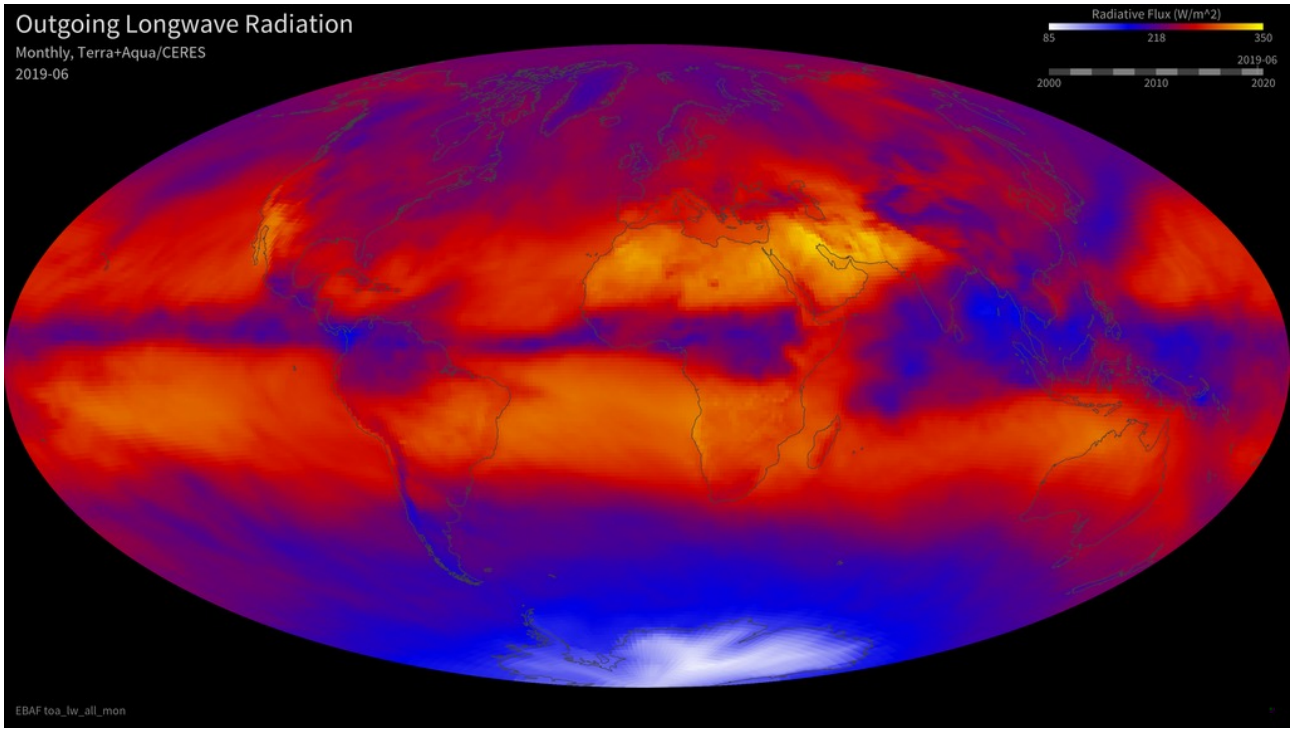
Oppgave 11 – strålingsbalanse ved toppen av atmosfæren

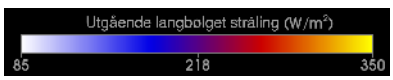
I denne oppgaven skal du studere figurer knyttet til strålingsbalanse ved toppen av atmosfæren. Figurene viser gjennomsnittsverdier for juni 2019.

Studer figurene og bruk det du kan om atmosfærefysikk til å svare på oppgaven nedenfor figurene.

Figur 1a viser utgående langbølget stråling ved toppen av atmosfæren.

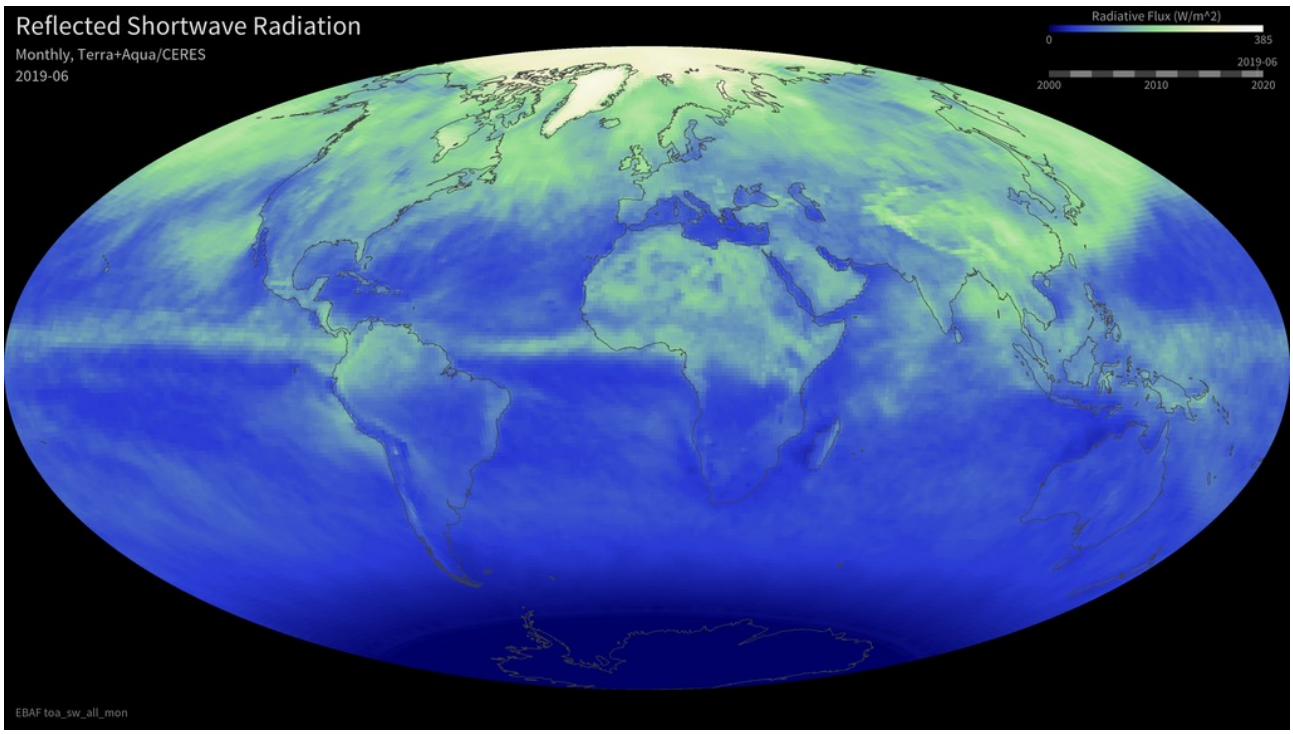
Figur 1b viser skalaen til figur 1a forstørret.





Figur 2a viser reflektert solstråling ved toppen av atmosfæren.

Figur 2b viser skalaen til figur 2a forstørret.



Avgjør hvilke påstander som er sanne og usanne for juni 2019:

	Sann	Usann
Det reflekteres mye solstråling i Antarktis, noe som gjør det svært kaldt, og som fører til at det sendes ut lite langbølget stråling herfra.		
Det er ingen sammenheng mellom reflektert solstråling og utgående langbølget stråling.		
Utgående langbølget stråling henger sammen med temperaturen i toppen av atmosfæren.		
Mengden reflektert solstråling avhenger blant annet av hvor mye solstråling som treffer toppen av atmosfæren, og hvor mye høye skyer vi finner i området.		

Oppgave 12 – årsaker til klimaendringer

Nedenfor er det listet opp noen årsaker til at klimaet endrer seg.

1. Et kraftig vulkanutbrudd
2. Milankovic-syklusene – jordens bane er blitt mer elliptisk
3. Flere solflekker
4. Færre solflekker
5. Naturlig evolusjon av nye planter som fanger mer CO_2
6. To litosfæreplater kolliderer
7. Industri som har ført til at mer aerosoler har blitt sluppet ut

Marker årsakene som kan forklare en tenkt situasjon der den globale temperaturen synker i en treårsperiode før den stiger igjen.

- Årsak 2, 3 og 7
- Årsak 1, 4 og 7
- Årsak 2, 3, 5 og 6
- Årsak 1, 3 og 5

Oppgave 13 – konsekvenser av global oppvarming

To kjente konsekvenser av global oppvarming er temperaturøkning i atmosfæren og havnivåstigning. Havet har per i dag absorbert over 90 prosent av den ekstra energien som er tilført klimasystemet.

Marker alternativet med den mest sannsynlige årsaken til at temperaturøkningen i atmosfæren er betydelig raskere enn havnivåstigningen.

- Det er bare de øverste 25 meterne av havet som har fanget opp den ekstra energien og utvidet seg.
- Den ekstra energien fordeles ned i dypet og påvirker ikke havnivået.
- 93 prosent av stigningen i havnivå kommer av smelting av isbreer og innlandsiser. Bare 7 prosent kommer fra økt temperatur i havet.
- Havnivåstigningen er koblet mot prosesser som er mye tregere enn temperaturøkningen i atmosfæren.

Oppgave 14 – permafrost og hengebreer

Bildet nedenfor viser hengebreer ved Mont Blanc-massivet sett fra Nord-Italia. Det er permafrost i området som er vist på bildet.

Figur A.37.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Snøbreer i bratt fjellterreng.

Området som er vist på bildet, er utsatt for kraftige klimaendringer de siste årene. Dette har ført til økning i temperatur og økt nedbør i form av snø. I denne oppgaven ser vi på naturfarer de neste ti årene.

Marker de to alternativene som viser hvilke naturfarer som kan få økt hyppighet de neste ti årene i dette området:

- Infrastruktur forsvinner når isbreene vokser
- Steinsprang
- Området ved foten av fjellet vil kunne oppleve økt tørke
- Isskred fra breen

Oppgave 15 – polarfront-jetstrøm og klimaendringer

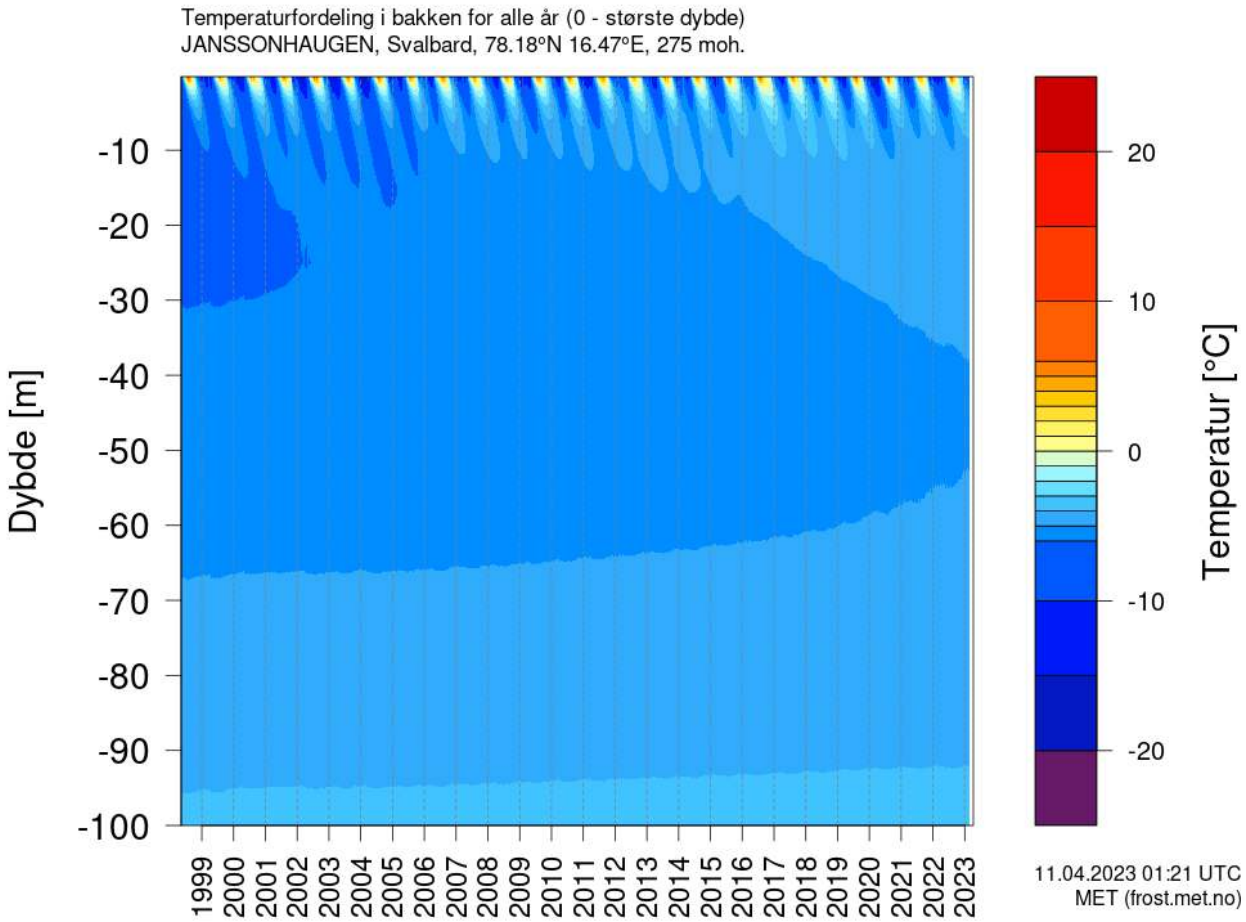
Marker alternativet som gjør at setningen nedenfor blir riktig.

Global oppvarming kan føre til at polarfront-jetstrømmen …

- … oftere får mindre buktninger.
- … oftere får større buktninger.
- … får lite endring i bølgemønsteret.

Oppgave 16 – permafrost

Figuren nedenfor er hentet fra cryo.met.no og viser temperaturfordelingen nedover i bakken for alle år fra 1999 til våren 2023 ved stasjonen Janssonhaugen på Svalbard. Stasjonen ligger 275 moh.



Hvilke påstander nedenfor er sanne og usanne?

	Sant	Usant
Permafrosten hadde maksimal dybde på 30 meter i 1999.		
De laveste temperaturene er målt nær overflaten.		
Det aktive laget er mindre enn 10 meter tykt.		
Det har vært en oppvarming til over 90 meters dyp i hele perioden.		

Oppgave 17 – vindkraft og energi

Energien i vind avhenger av vindfarten opphøyd i tredje potens.

$$E = k \cdot v^3$$

der E er energien, k er en konstant som avhenger av tetthet, areal og tid, og v er vindfarten.

Marker alternativet som gjør denne setningen riktig:

En økning i vindfart fra 5 m/s til 10 m/s vil medføre at energien …

- … er 2 ganger så stor (dobling).
- … er 4 ganger så stor (firedobling).
- … er 8 ganger så stor (åttedobling).
- … er 16 ganger så stor (sekstendobling).

Oppgave 18 – tetthetsvariasjoner i havet

Forestill deg at du får ett glass med saltvann og ett glass med ferskvann. Begge er romtempererte, men du vet ikke hvilket glass som inneholder saltvann, og hvilket som inneholder ferskvann.

Du får to isbiter som er farget med et fargestoff. Isbitene er laget av ferskvann.

Etter en stund ser det ut som på bildet nedenfor, der smeltevann synker mot bunnen i ett av glassene.

Figur A.38.: To glass med isbiter farget med fargestoff. I det ene glasset ser man farge renne nedover i glasset. I det andre glasset ligger fargestoffet i overflaten

Nedenfor finner du ulike påstander tilknyttet forsøket som du ser på bildet ovenfor. Avgjør hvilke som er sanne:

1. Smeltevannet vil synke til bunns i glasset med ferskvann.

2. Smeltevannet vil synke til bunns i glasset med saltvann.

3. Det kalde smeltevannet har høyest tetthet.

4. Det romtempererte saltvannet har høyest tetthet.

5. Det romtempererte ferskvannet har høyest tetthet.

Marker riktig alternativ:

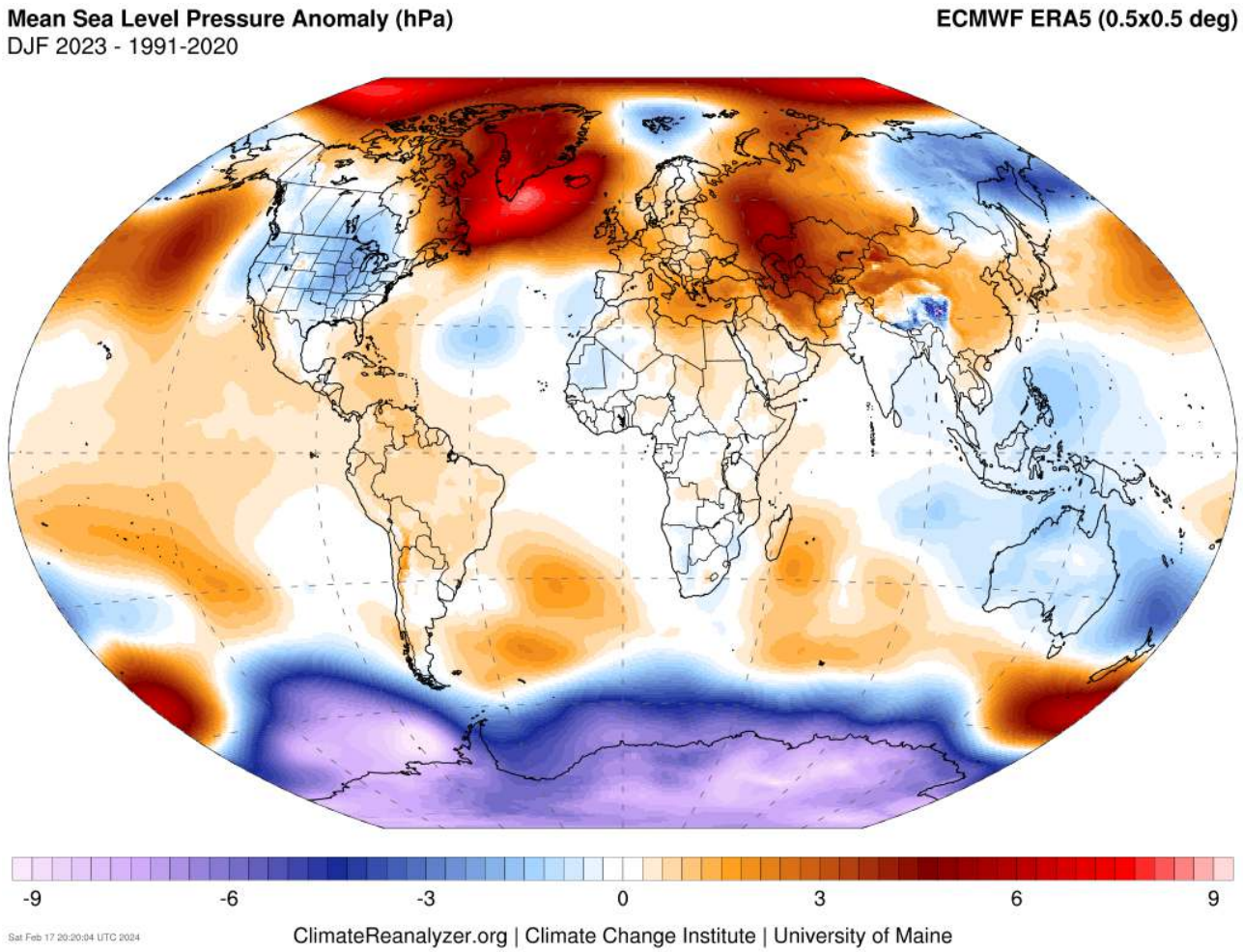
- Påstand 1 og 3 er sanne.
- Påstand 2 og 3 er sanne.
- Påstand 1 og 4 er sanne.
- Påstand 2 og 5 er sanne.

Oppgave 19 – den nordatlantiske oscillasjonen (NAO)

Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) er knyttet til trykkforskjeller mellom Island og Azorene.

NAO-indeksen regnes som positiv hvis trykkforskjellen mellom Island og Azorene er større enn normalt, og NAO-indeksen er negativ hvis trykkforskjellen mellom Island og Azorene er mindre enn normalt.

Figuren nedenfor viser anomalien i midlere lufttrykk ved havnivå for månedene desember 2022 til februar 2023. Trykkverdiene er sammenlignet med normalverdien for de samme månedene i årene 1991–2020. Negative verdier betyr lavere trykk enn normalt og positive verdier betyr høyere trykk enn normalt.



Figur A.39.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Bildet viser gjennomsnittlig trykk på havnivå i verden.

I denne oppgaven skal du vurdere og avgjøre hvilke av disse påstandene som er sanne:

1. En kraftig negativ NAO vil gi varme og fuktige vinder fra vest innover Nord-Europa.
2. Ut fra figuren kan man si at vinteren 2022–2023 var sannsynlig varmere og våtere i Sør-Europa enn normalt.
3. Figuren viser at NAO-indeksen vinteren 2022–2023 var negativ.
4. Figuren viser at det var mye varmere på Grønland vinteren 2022–2023 enn normalt.

Marker riktig alternativ:

- Påstand 1 og 4 er sanne.
- Påstand 2 og 4 er sanne.
- Påstand 2 og 3 er sanne.
- Påstand 1 og 3 er sanne.
- Påstand 1 og 2 er sanne.
- Påstand 3 og 4 er sanne.

Skriveoppgaver

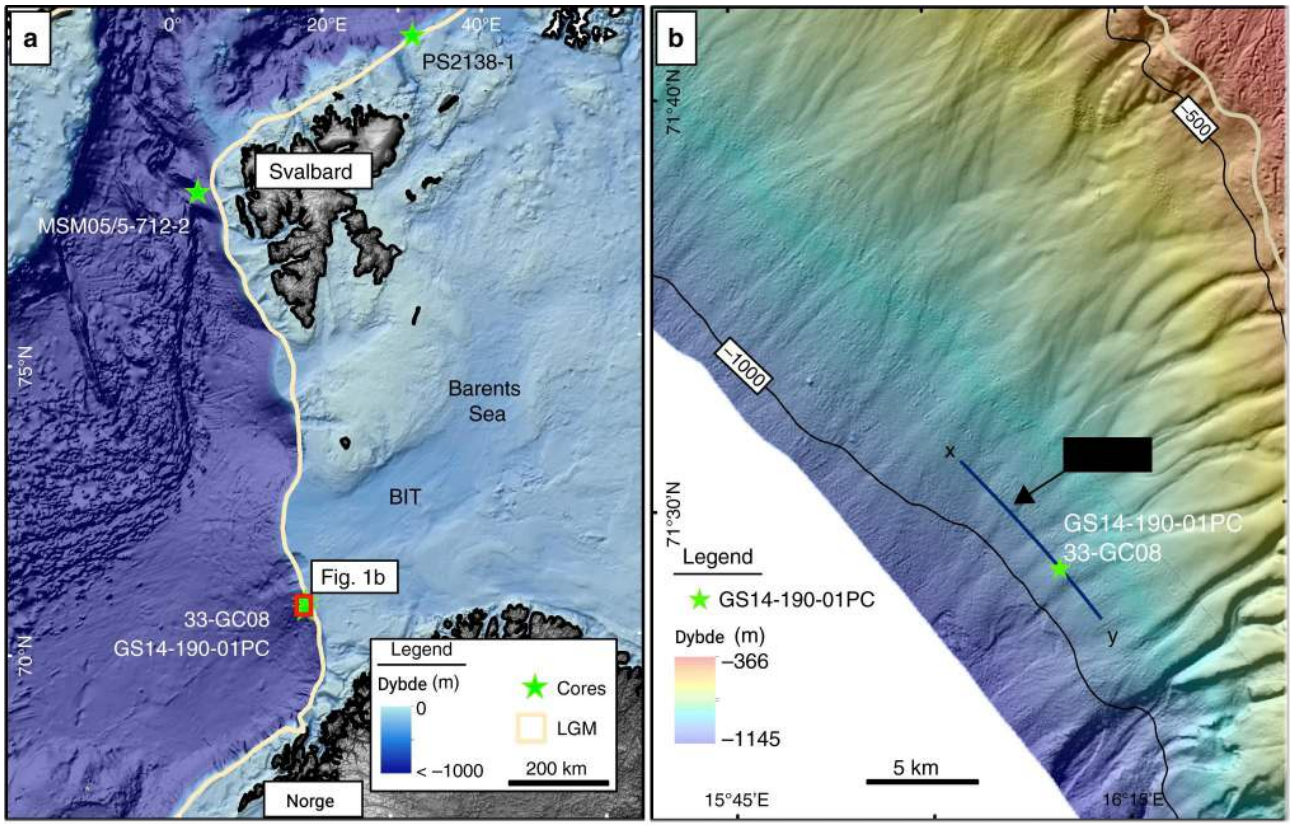
Oppgave 20 – sedimentkjerne fra havbunn

I denne oppgaven skal du jobbe med en sedimentkjerne fra grensen mellom Norskehavet og Barentshavet. Sedimentkjernen har fått navnet GS14-190-01PC.

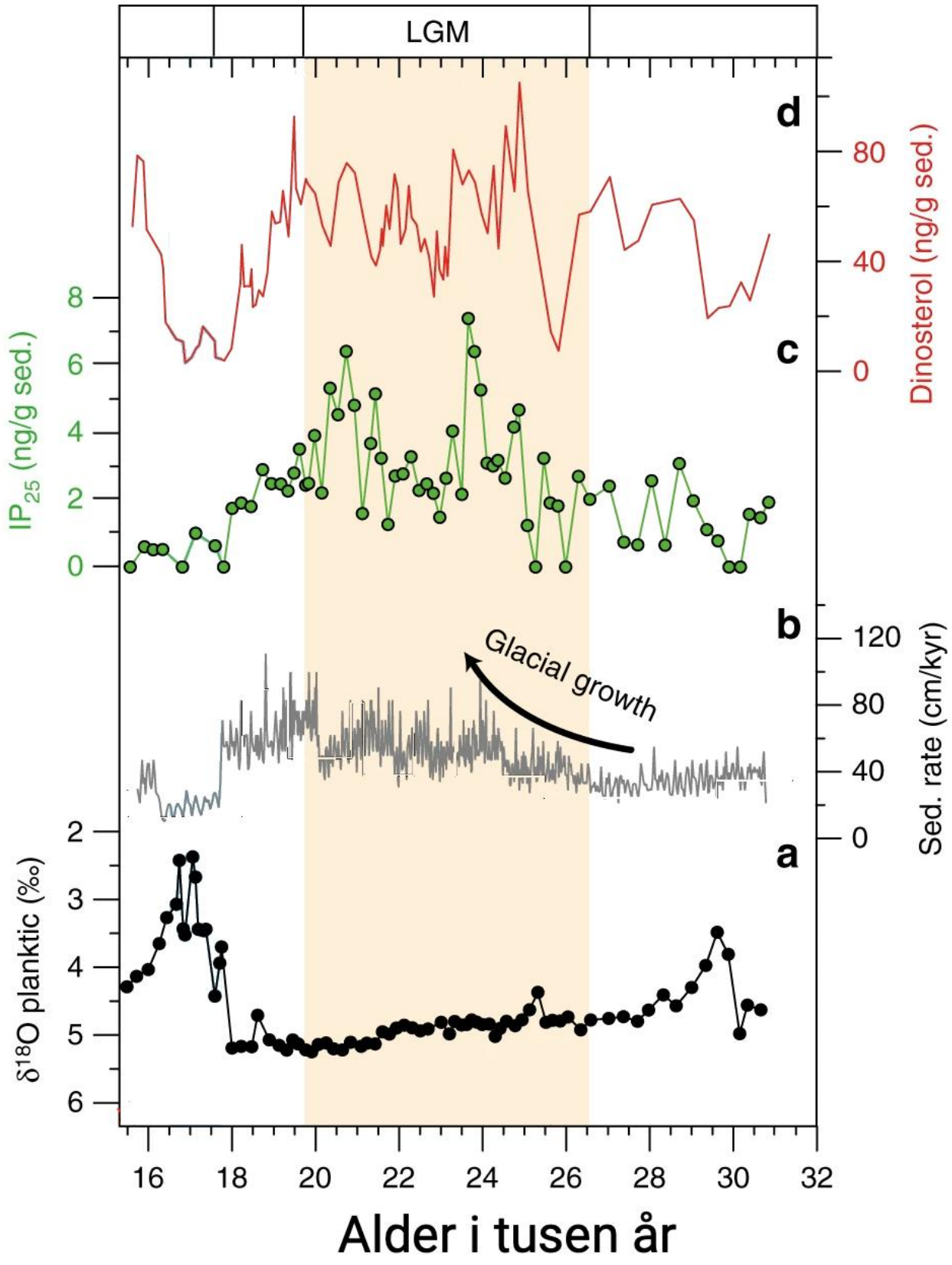
Figur 1 viser kart i ulik målestokk hvor plasseringen for kjerneprøven er markert. Figur 1a viser også to andre sedimentprøvestasjoner, vi skal ikke jobbe med disse i denne oppgaven.

Figur 2 viser ulike proxydata fra sedimentkjernen GS14-190-01PC.

Figur 3 viser fordeling av planktonmarkører ved ulike typer sjøisdekke i nordområdene.



Figur A.40.: Figur 1 viser et kart over forskningsområdet. 1a viser dagens topografi og geografi. Stasjoner hvor det er samlet inn havbunnsprøver, er markert med grønne stjerner. Den aktuelle kjerneprøven (GS14-190-01PC) i denne oppgaven er lokalisert i den røde firkanten markert med fig. 1b. Den beige linjen viser maksimal utbredelse av innlandsisen under Weichsel-istiden. 1b er zoomet mer inn mot GS14-190-01PC og viser mer detaljert batymetri (havdybde). Den beige linjen nær 500 meters dyp viser maksimal utbredelse av innlandsisen under Weichsel-istiden. Noe informasjon i figuren er fjernet fordi det ikke er aktuelt i denne oppgaven. Figuren er hentet 22. juni 2024 hos Knies, J., Köseoğlu, D., Rise, L., Baeten, N., Bellec, V. K., Bøe, R., … Belt, S. T. (2018). «Nordic Seas polynyas and their role in preconditioning marine productivity during the Last Glacial Maximum». Nature Communications, 9(1), 3959. https://doi.org/10.1038/s41467-018-06252-8 og er redigert av Utdanningsdirektoratet.



Figur A.41.: Figur 2: Figuren er hentet 22. juni 2024 hos Knies, J., Köseoğlu, D., Rise, L., Baeten, N., Bellec, V. K., Bøe, R., … Belt, S. T. (2018). «Nordic Seas polynyas and their role in preconditioning marine productivity during the Last Glacial Maximum». Nature Communications, 9(1), 3959. https://doi.org/10.1038/s41467-018-06252-8 og er redigert av Utdanningsdirektoratet.

Figur 2 viser proxydata fra sedimentkjernen GC14-190-01PC for perioden mellom 15 000 og 31 000 år siden, altså i den siste glasiale perioden.

Det er fire grafer i figuren. Den nederste grafen er markert med a, den nest nederste med b, deretter med c, og den øverste er markert med d.

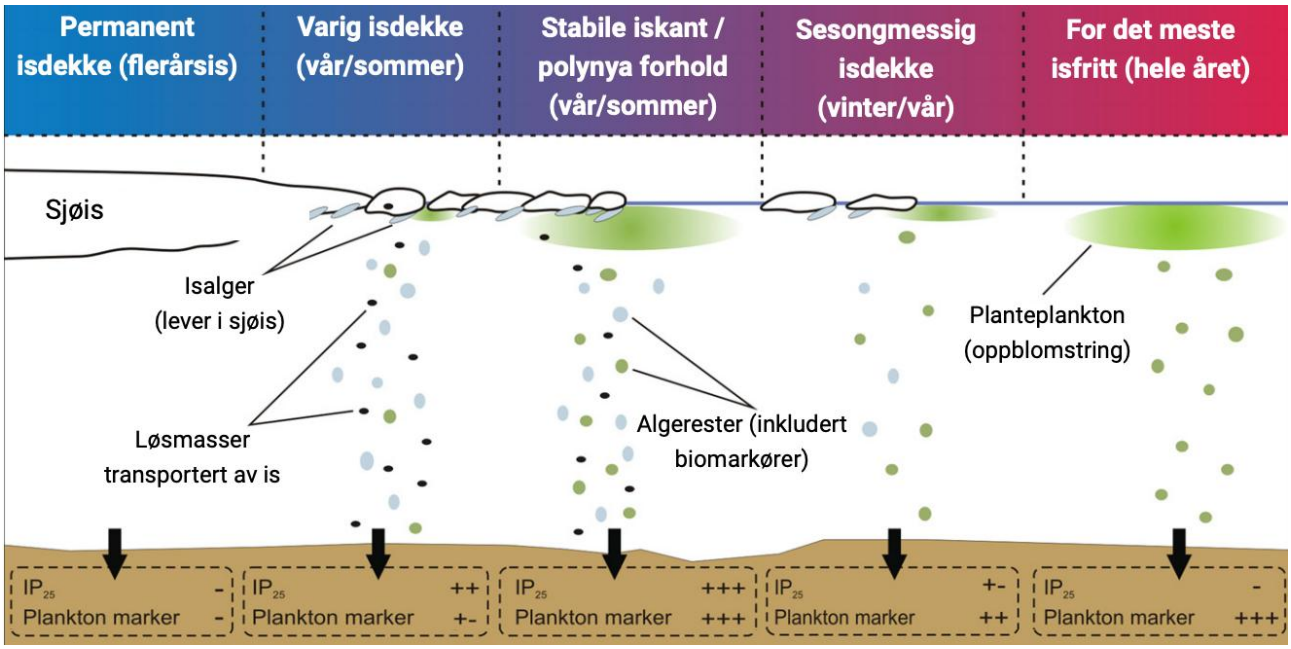
a $\delta^{18}O$-innholdet i en kaldtvannsforaminifer som man finner i havbunnssedimentene. Benevning er gitt i ‰.

b Sedimentasjonsrate beregnet av modeller. Benevning er gitt i antall cm per tusen år.

c IP_{25}-konsentrasjon i havbunnssedimentene. IP_{25} dannes av mikroalger som lever i sjøis. Benevning er gitt i antall nanogram per gram sediment.

d Dinosterol-konsentrasjon i havbunnssedimentene. Mengden dinosterol sier noe om hvor mye plankton det har vært i havmassene. Benevning er gitt i antall nanogram per gram sediment.

LGM = Large Glacial Maximum, altså den perioden hvor isutbredelsen var på sitt største.



Figur A.42.: Figur 3: Figuren er hentet 22. juni 2024 fra Belt, S. T., & Müller, J. (2013). «The Arctic sea ice biomarker IP25: A review of current understanding, recommendations for future research and applications in palaeo sea ice reconstructions». Quaternary Science Reviews, 79, 9–25. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.12.001 og modifisert av Utdanningsdirektoratet.

Figuren ovenfor viser hvordan ulike sjøisdekker gir ulike blandinger i havbunnssedimentene. Isalger er markert i lyseblå farge, løsmasser som er transportert av is, med svart farge, oppblomstring av planteplankton i overflaten med grønnfarge, mens algerester (døde alger) som synker mot bunnen, også er i blått og grønt.

Du ser i figur 1a og b at kjerneprøven er tatt like utenfor der det var maksimal isutbredelse under siste istid (LGM).

a) Gjør rede for hva forskere kan finne ut ved å ta en sedimentprøve fra havbunnen fra posisjonen der sedimentprøve GS14-190-01PC er hentet.

Figur 2a viser hvordan nivåene av $\delta^{18}O$ varierer med alderen på sedimentene fra kjerneprøven GS14-190-01PC.

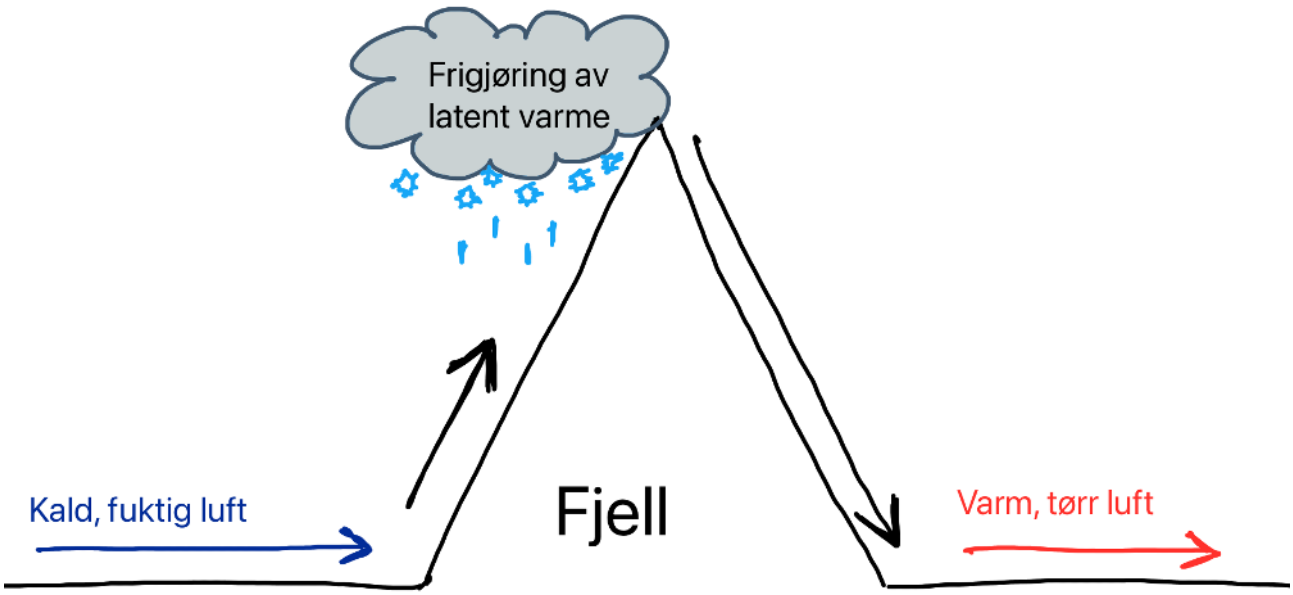
b) Forklar hva som skjer med isutbredelsen i området når $\delta^{18}O$-verdiene er lavest.

c) Studer figur 2 og 3. Velg minst to ulike tidsperioder. Gjør kort rede for sjøisforholdene i de valgte tidsperiodene.

Oppgave 21 – værsystemer og konsekvenser av klimaendringer

a) Du står ved foten av et fjell og kjenner at det blåser ned fra fjellet. Bruk din geofaglige kompetanse til å gjøre rede for om dette er katabatisk vind eller fønvind.

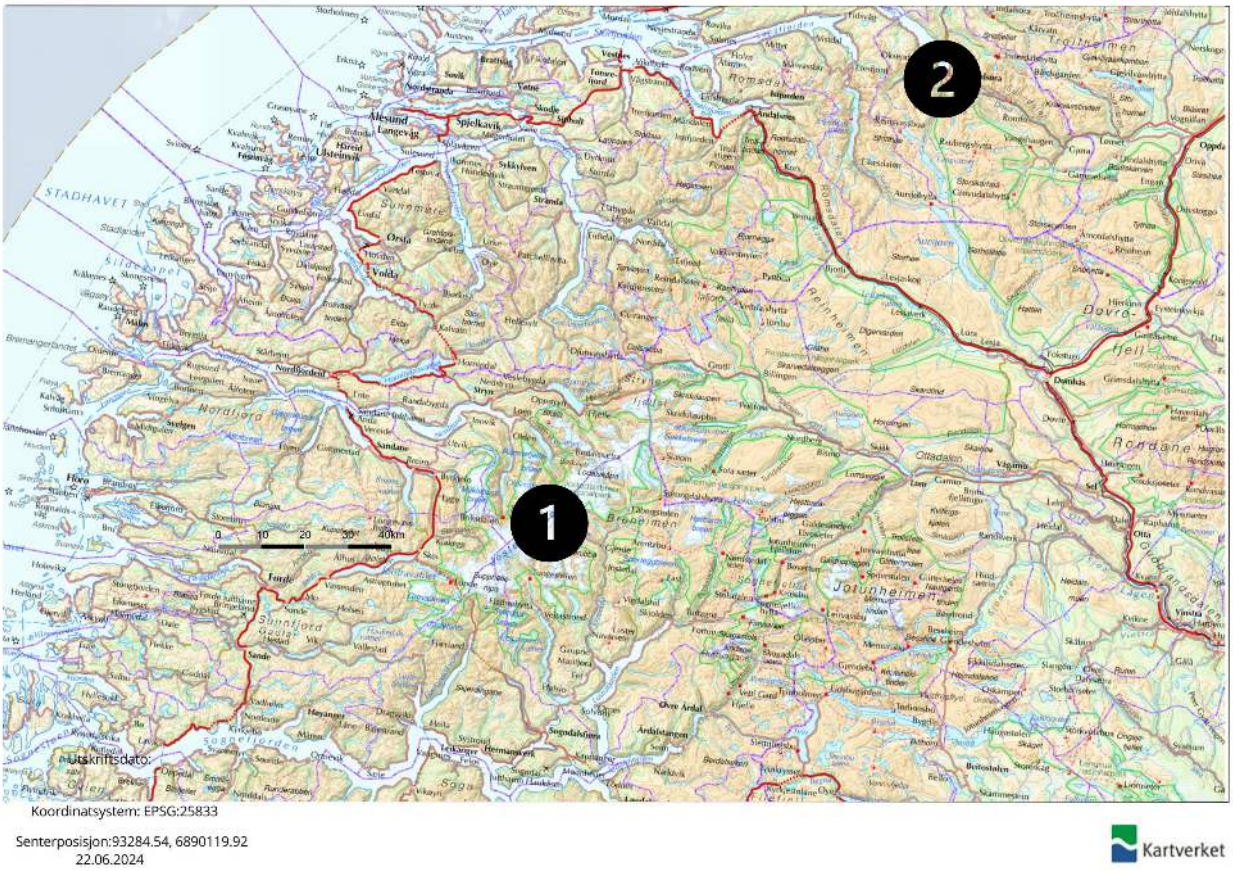
b) Nedenfor ser du figur 1b fra artikkelen i forberedelsesdelen, oversatt til norsk. Ta utgangspunkt i situasjonen som er skissert i figur 1b. Anta at vi befinner oss i Sør-Norge. Vurder hvordan en global oppvarming vil påvirke prosessene som inngår i situasjonen.



Figur A.43.: ☒ Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Illustrasjon av hvordan fønvind oppstår.

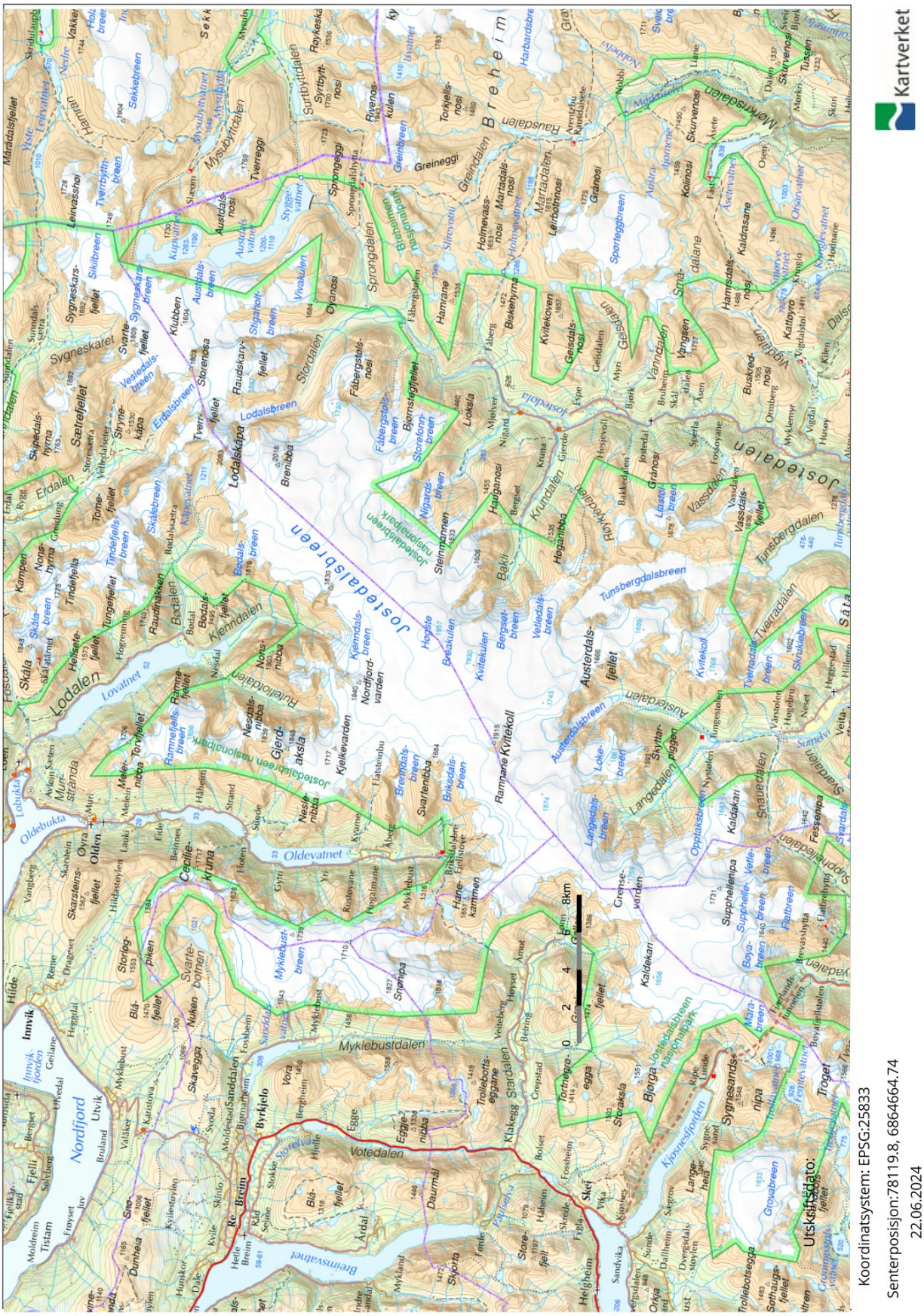
c) Ifølge forberedelsesartikkelen vil klimaendringene kunne endre lavtrykksbanene. Gjør rede for mulige årsaker til at lavtrykkene tar en nordligere bane når det er lite is i Arktis.

Kart 1: Dette kartet viser hvor Jostedalsbreen (merket med tallet 1) og Sunndalsøra (merket med tallet 2) ligger i forhold til hverandre.



Figur A.44.: Visuell oppgave. Kandidater som er påmeldt eksamen tilpasset blinde og svaksynte får eget oppgavesett. Kart som viser hvor Jostedalsbreen og Sunndalsøra ligger i forhold til hverandre

Kart 2: Dette kartet viser topografien rundt Jostedalsbreen.



Figur A.45.: Kart som viser topografien rundt Jostedalsbreen

d) Studer faren for snøskred i fjellområdene rundt Jostedalsbreen 2. januar 2020 under fønvind-situasjonen som er beskrevet i forberedelsesartikkelen. Du kan anta at vindretningen er lik i hele området. Vurder i hvilke områder snøskredfaren øker betydelig i løpet av 2. januar 2020.

Våren 2024

A.0.1. Førebuingsdel Vedlegg A

Henta frå https://e24.no/energi-og-klima/i/Rr7KjO/naa-faar-norge-sitt-foerste-store-solkraftverk

NVE har gitt sin første konsesjon til et solkraftverk i Norge. Anlegget i Stor-Elvdal kan dekke 320 husstanders forbruk.

Figur A.46.: Dette bildet viser et av italienske Enis solkraftverk. Nå gir NVE sin første konsesjon til et solkraftverk, og det skal ligge i Innlandet. Foto: Eni

Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) har for første gang gitt konsesjon til et landbasert solkraftverk.

Furuseth solkraftverk i Stor-Elvdal kommune i Innlandet fylke bygges ut av selskapet Solgrid AS. Blant Solgrids eiere er Østfold Energi AS, Akershus Energi AS, Mypower AS, EX3 Energy Sweden AB, Valinor AS og selskapets ansatte.

Vinterens strømsjokk i Norges tre sørligste prisområder har gitt et signal til kraftbransjen om at det trengs mer kraft. Høyere priser gjør solkraft mer lønnsomt, ifølge administrerende direktør Kristin Melsnes i Solgrid.

– Høye kraftpriser er et signal på at det stort behov for mer fornybar produksjon, og solkraft vil spille en stadig viktigere rolle i framtiden. Høye kraftpriser gjør også at det blir bedre lønnsomhet i prosjektene, som bygges uten statlige subsidier, sier Melsnes i en melding.

PS! Et annet kraftverk kan imidlertid komme i drift før Furuseth-anlegget. Scatec har bygget et mindre bakkemontert solkraftanlegg i Lillestrøm for Romerike Avfallsforedling (Roaf). Dette anlegget skal etter planen kobles til nettet i løpet av 2022.

– En milepæl

I fjor la NVE frem en veileder for søknader om å få bygge solkraftverk, og direktoratet ventet da at det ville komme søknader om dette. Det trengs ikke konsesjon for solkraft på hustak, men større kraftverk må ha konsesjon.

– NVE har nå gitt konsesjon til det første solkraftanlegget i Norge, og det er en milepæl. Omfanget av norsk solkraft er foreløpig lite, men det vokser jevnt. I årene framover forventer vi at solkraft vil bli et stadig viktigere bidrag til kraftsystemet vårt, sier Inga Nordberg, direktør i energi- og konsesjonsavdelingen til NVE, ifølge en melding.

NVE mangler kunnskap om effekten av solkraftverk på lokal natur og dyrelivet, og har derfor satt vilkår for konsesjonen at det skal gis informasjon om dette, og om kostnadene for utbyggingen.

– Furuseth solkraftverk vil bidra med viktige erfaringer både for oss og bransjen de neste årene. I norsk sammenheng kommer det derfor til å fungere som et pilotanlegg, sier Nordberg.

https://e24.no/energi-og-klima/i/oAen9W/nve-legger-frem-ny-veileder-forventer-soeknader-om-solkraftverk

Én promille av norsk kraft

Solkraftverk leverer relativt lite strøm sammenlignet med vindkraftverk, og anlegget på 7 megawatt kan gi om lag 6,4 gigawattimer kraft i året. Det dekker forbruket til 320 husholdninger.

Bygges det mange slike anlegg, kan det likevel gi et betydelig bidrag til norsk kraftproduksjon. NVE har tidligere anslått at Norge kan ha 7 terawattimer (TWh) solkraft i 2040. Norges samlede kraftproduksjon er i dag på rundt 150 TWh.

Tross rask vekst utgjør solkraft fortsatt en forsvinnende liten andel av norsk kraftproduksjon, ifølge NVE. Ved utgangen av 2021 var 186 megawatt solkraft koblet til nettet. Dette gir en årsproduksjon på 0,15 TWh, eller én promille av Norges kraftproduksjon.

Starter bygging i august

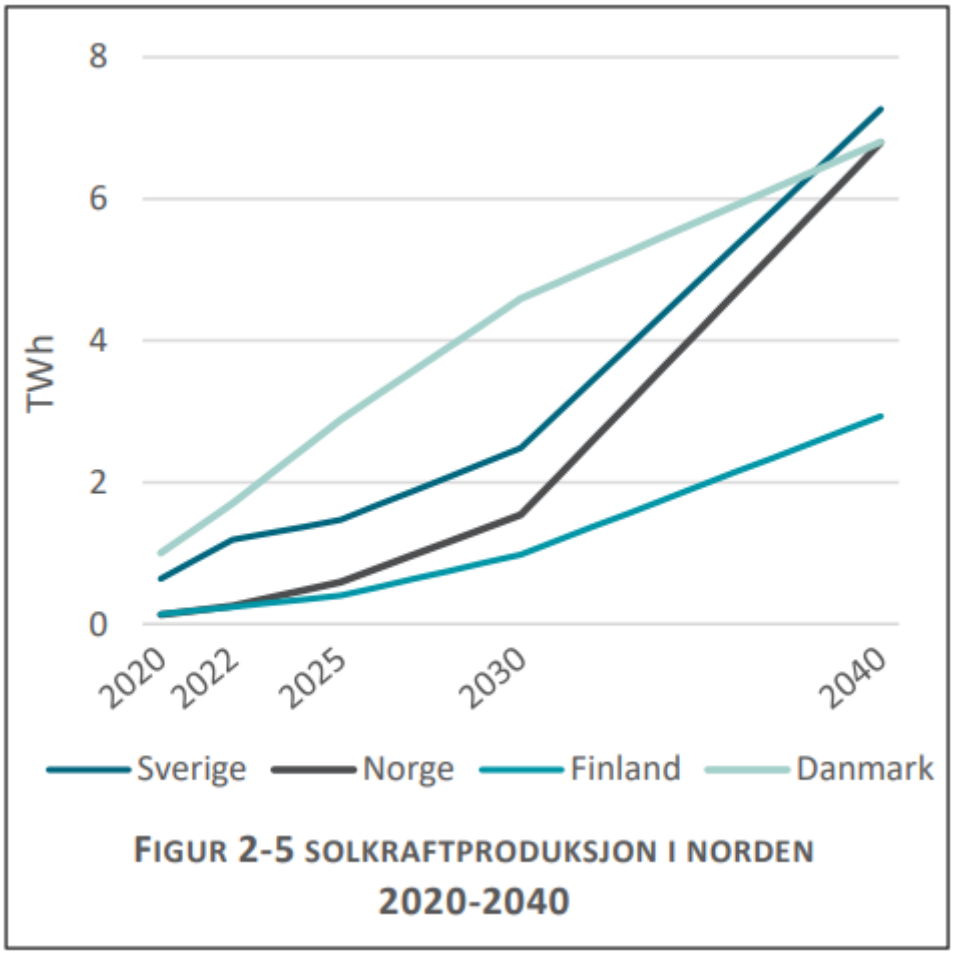
Anlegget bygges i et område med et grustak og spredt furuskog nær Furuseth transformatorstasjon, med lite ferdsel utenom lokal jakt. Kraftverket legger beslag på rundt 175 mål.

NVE mener miljøulempene ved tiltaket er små, og vektlegger at kommunen er positiv.

– Vi er veldig fornøyde med å ha fått konsesjon til dette historiske solkraftverket. Om alt går etter planen starter vi byggingen av solkraftverket i august, sier Melsnes.

Selskapet har også ambisjoner om å bygge flere solkraftprosjekter i Norge, særlig i Viken-området.

Solgrid driver et solkraftverk i Varberg i Sør-Sverige, som tok 4,5 måneder å bygge. Selskapets mål er å sikre seg kapasitet på 500 megawatt solkraft i Norge og Sverige innen 2025.



Figur A.47.: Slik så NVE for seg utviklingen i produksjon av solkraft i Norden i sin langsiktige kraftmarkedsanalyse i 2020, målt i terawattimer. Foto: Norges vassdrags- og energidirektorat

Nåverdi: minus fem millioner

Når konsesjoner tildeles skal det være fordi de negative konsekvensene er mindre enn den samfunnsmessige gevinsten.

Ifølge et NVE-notat om avgjørelsen beregnes det at anlegget har en nåverdi på minus fem millioner kroner.

«Nåverdivurderingene er imidlertid svært usikre, og det er sannsynlig at høyere priser de neste årene kan bidra til økt lønnsomhet», skriver NVE.

Anslaget tar ikke hensyn til at kraftprisene er langt høyere i prisområdet NO1 der kraftverket ligger enn i noen av de andre prisområdene i Norge, påpeker NVE.

«Hvis kraftverket får konsesjon, kan det etter NVEs vurdering bygges relativt raskt og dra nytte av høye kraftpriser i NO1 de neste årene», skriver NVE.

Blant de positive effektene er at anlegget gir et lite bidrag til en bedre kraftbalanse i Norge og har positive klimaeffekter, ifølge NVE. I tillegg mener NVE at kraftverket er nyttig for å dokumentere de faktiske utbyggingskostnadene for denne typen solkraftverk i Norge.

«På basis av ovenstående vurderer NVE Furuseth solkraftverk til å være et samfunnsmessig rasjonelt prosjekt. Selv om det er usikkert om nåverdien er positiv, viser vi til at solkraftverket vil gi andre nyttevirkninger og medføre små negative virkninger», skriver NVE.

Bekymret for gubbeskjegg

Alle former for kraftproduksjon har en innvirkning på natur eller miljø, og det gjelder også fornybar energi som sol- og vindkraft.

Ifølge NVE har Naturvernforbundet blant annet vært bekymret for rødlistearten gubbeskjegg, som finnes like utenfor planområdet for anlegget i Stor-Elvdal.

Solgrid mener at avstanden mellom forekomsten av gubbeskjegg og grensen for planområdet er relativt stor, påpeker NVE.

NVE vil stille vilkår om at detaljplanen for anlegget beskriver hvor det skal
gjennomføres hogst for å unngå skygge på panelene, herunder om kantsoner rundt vassdrag og lokaliteten med flommarkskog vil bli berørt.

«Kraftverket vil bli synlig fra riksvei 3 og friluftsområder som Storhorta og Hovdsjøfjellet, men de visuelle virkningene fra områdene rundt
vil etter NVEs vurdering være relativt små», skriver NVE.

Rettelse: I en tidligere versjon av saken ble Solgrids solkraftverk omtalt som Norges første solkraftverk, men det finnes et annet, mindre anlegg. Solgrid vil bli det første kraftverket av en størrelse som krever konsesjon. Saken er endret 5. mai kl. 14.55.

A.0.2. Førebuingsdel Vedlegg B

Europakommisjonen (19.november 2020): "Faktaark - Strategi for fornybar energi til havs" .

Henta frå https://ec.europa.eu/commission/presscorner/detail/en/fs_20_2098

Vedlegget er omsett til nynorsk, og du kan lasta ned PDF-fila her.

A.0.3. Førebuingsdel Vedlegg C

Teksten under er eit utdrag frå Future Science Brief nr.9 - 2023: "European offshore renewable energy. Towards a sustainable future.", gitt ut av European MarineBoard. Kjeldetilvisingar i dokumentet finst i den originale rapporten. Teksten er forkorta og omsett til nynorsk.

Kjelde: https://www.marineboard.eu/sites/marineboard.eu/files/public/New%20website/Foresight/Marine%20Renewable%20Energy/EMB_FSB9_European_offshore_renewable_energy_Webv2.pdf

A.0.4. Europeisk offshore fornybar energi. Mot ei berekraftig framtid.

A.0.5. 1 Klimaendringar: behovet for fornybar energi

Verda står overfor ei dramatisk endring dei siste åra, drive av ei global erkjenning av at me står midt i ei klimakrise som krev ein rask reduksjon i bruken av fossilt brensel. Det er derfor avgjerande å vurdera korleis offshore fornybar energi kan bidra til å møta energibehovet i verda (European Commission, 2020b). Ei storstilt utbygging av offshore fornybar energi vil ha både positive og negative miljømessige og sosiale konsekvensar i tiåra som kjem, og det er viktig med ei klar forståing av desse konsekvensane (IRENA, 2019).

Terminologi brukt i dette dokumentet

Det er ei rekkje omgrep som blir brukt når ein diskuterer marinrelatert energiutvinning.

- Omgrepet offshoreenergi refererer til alle energikjelder som kan vinnast ut frå havet, inkludert fossilbaserte (t.d. olje og gass) og fornybare kjelder.

- Omgrepet offshore fornybar energi refererer til alle kjelder til fornybar energi som kan vinnast ut frå havet, inkludert vind, bølgjar, tidvatn, havstraum, havtermisk energi og saltholdighetsforskjeller, flytande solenergi og algebasert biobrensel.

- Omgrepet marin fornybar energi refererer til ei undergruppe av offshore fornybar energi inkludert bølgjer, tidvatn og havstraumar, havtermisk energi og saltholdighetsforskjeller, flytande solenergi og algebasert biobrensel.

- Omgrepet havenergi refererer til ei anna undergruppe av fornybar energi til havs, spesielt bølgjer og tidvatn (rekkjevidd og straum), havstraumar, og havtermisk energi og saltholdighetsforskjeller.

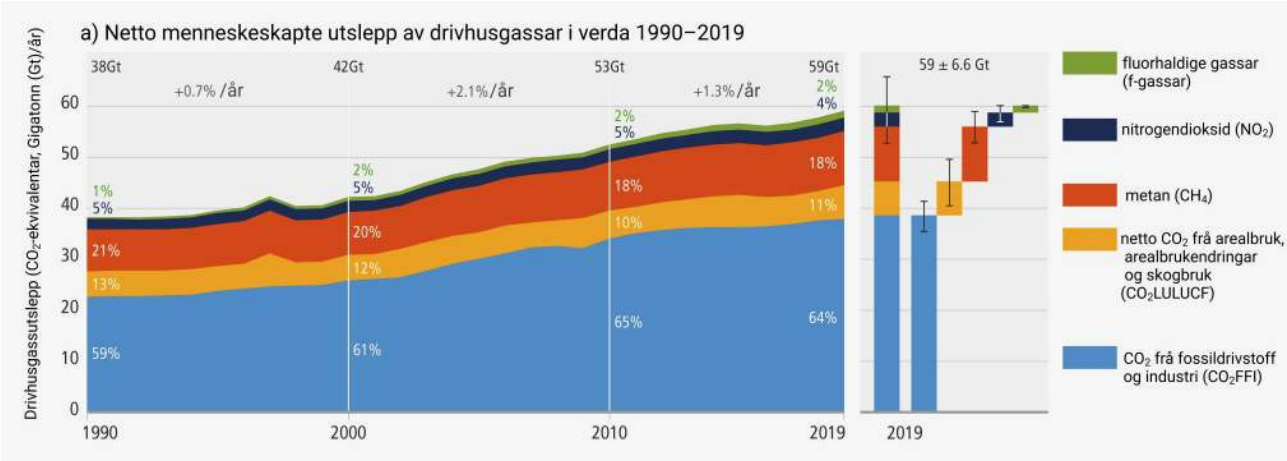
Me vil bruka det altomfattande omgrepet offshore fornybar energi, forkorta til OFE.

1.1 Kor ille er klimaendringane for havet?

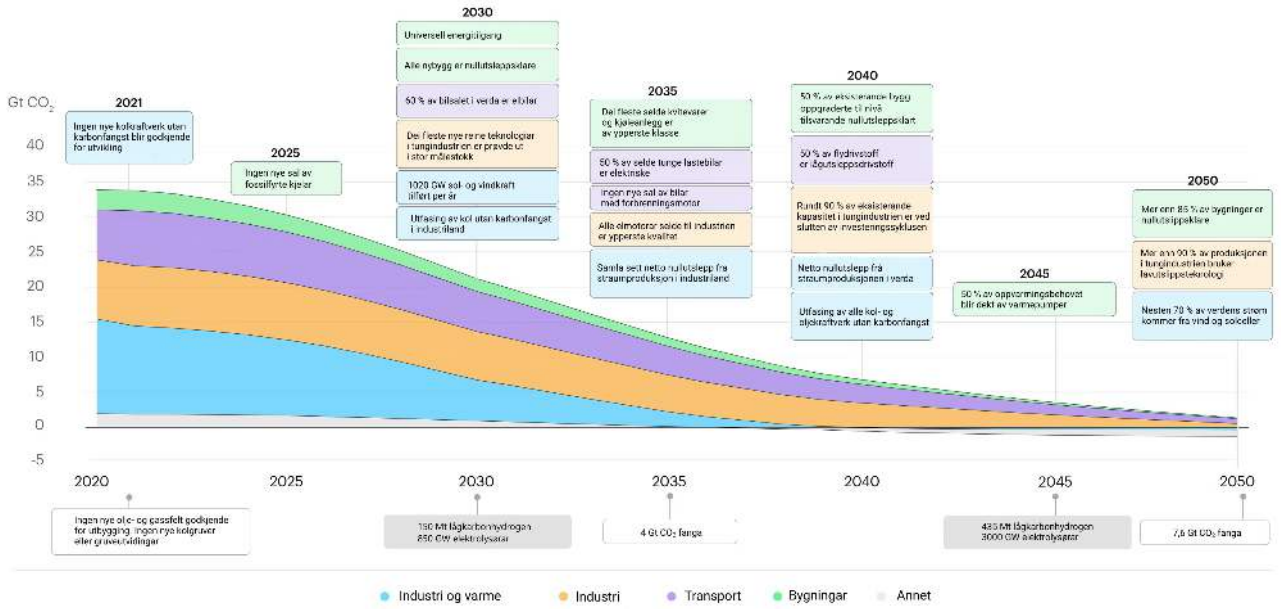
Havet dempar den globale oppvarminga i atmosfæren betydeleg ved å ta opp over 90% av den ekstra varmen som er lagra på jordkloden gjennom ein forsterka drivhuseffekt. Havet absorberer omtrent 25% av det overflødige karbonet som blir sleppt ut frå menneskeleg aktivitet (IPCC, 2019). Som eit resultat har havet vorte varma opp i alle djup, med dei største temperaturaukane i overflata og grunne kystfarvatn (IPCC, 2019). Det auka CO2-opptaket i havet reduserer #pH i sjøvatnet og skaper havforsuring, som reduserer evna havet har til å ta opp meir karbon (Goodwin et al., 2009), og påverkar fysiologien til mange marine artar.

Oppløyst oksygen i verdshava er reduserte med rundt 2 % dei siste 50 åra, direkte forårsaka av lågare løselighet i varmare vatn og indirekte via redusert blanding mellom overflatevatn og djupare vassmassar (Stramma & Schmidtko, 2019). Forsking viser at klimaendringar påverkar styrken og retninga til havstraumane (Halo & Raj, 2020), noko som kan endra varmeutvekslinga i havet og svekkja sirkulasjonen i Nord-Atlanteren (AMOC - Atlantic Meridional Overturning Circulation), ein sentral del av det globale havsirkulasjonssystemet (MetOffice, 2019).

I tillegg stig det globale havnivået og vil halda fram med å stiga på grunn av smelting av innlandsis og termisk utviding av havvatnet ettersom temperaturen aukar (Oppeinheimar et al., 2019).



Figur A.48.: Figur 1.1 Globale netto menneskeskapte klimagassutslepp 1990-2019. Figur er henta 3.januar 2024 frå https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg3/figures/summary-for-policymakers/figure-spm-1 og omsett av Utdanningsdirektoratet.



Figur A.49.: Figur 1.2 Viktige milepælar i vegen mot netto null. Figur er henta 3.januar 2024 frå https://www.iea.org/reports/net-zero-by-2050 og omsett av Utdanningsdirektoratet.

1.2 Kva rolle har offshore fornybar energi i møte med klimaendringar?

Med stadig aukande menneskeskapte klimagassutslepp (sjå figur 1.1), er det avgjerande å auka andelen fornybar energi i energimiksen i landa for å avgrensa den globale oppvarminga. Ifølgje Det internasjonale energibyråets (IEA) scenario for netto null utslepp av klimagassar innan 2050, må kapasiteten av fornybar sol- og vindenergi blir auka med heile 1020 GW per år globalt innan 2030 (IEA, 2021a). Til samanlikning var Europas totale installerte vindkraftkapasitet 236 GW i 2022

IEA anslår vidare at 70% av den globale elektrisitetsproduksjonen må komma frå fornybar energi, hovudsakleg sol og vind, innan 2050 for å nå klimamåla (sjå figur 1.2). International Renewable Energy Agency (IRENA) estimerer at 25% av dei nødvendige utsleppsreduksjonane for å avgrensa den globale oppvarminga til 1,5°C må komma frå fornybar energi (IRENA, 2022).

Sjølv om fornybar energi som offshore vind og sol framleis medfører noko klimagassutslepp, er desse utsleppa langt lågare enn ved bruk av fossilt brensel, som vist i tabell 1.1. Ei massiv utbygging av fornybar energi er derfor heilt avgjerande for å nå klimamåla.

Tabell A.8.: Tabell 1.1 Samanlikning av klimagassutslepp for ulike typar elektrisitetsproduksjon gjennom levetida.

Elektrisitetsproduksjon	Utslipp CO2-ekvivalentar per produsert kWh
Fossilt brensel	360 – 1259
Landbasert vindenergi	14,5 – 28,5
Havbasert vindenergi	11
Solkraft frå solcellepaneler og -anlegg	8 – 83

1.3 Kva er dei viktigaste effektane av klimaendringar på fornybar energi til havs?

OFE-system er sårbare for fysiske øydeleggingar på grunn av vêr- og klimahendingar, noko som kan redusera effektiviteten til energiproduksjonen. Det er usikkert korleis klimaendringane påverkar

tilgjengelege OFE-ressursar, og det trengst meir forsking på dette.

Ifølgje Weiss et al. (2020) vil områda best eigna for utvinning av OFE sannsynlegvis ikkje bli vesentleg påverka av klimaendringane. Men endringar i vind, bølgjer og havstraumar må undersøkjast nærare før utbygging, for å vurdera endra risiko for ekstremvêr. Dette er viktig både for offshore installasjonar og infrastruktur langs kysten.

1.4 Kva er vekselverknadene mellom klimaendringar og fornybar energi til havs?

Storskala offshore fornybar energi (OFE) kan redusera sjansane for dei mest ekstreme effektane av global oppvarming på marine økosystem. Men installasjonane kan også ha alvorlege konsekvensar, tilsvarande eller verre enn oppvarmingseffektane åleine (dei Dominicis et al., 2018; Sadykova et al., 2020).

Energien frå OFE ville elles spelt ei rolle i havøkosystemet, til dømes ved å varma overflatevatn eller auka vassmasseblandinga. Me må avvega fordelane ved OFE for klimaet, mot ulempene for det marine miljøet.

Eit døme på eit dilemma er at utvinning av havbotnmineral til OFE-komponentar kan gi irreversible skadar på djuphavøkosystem. Samtidig er minerala heilt nødvendige i det grøne skiftet ifølgje IEA (2021b).

A.0.6. 2 Status for offshore fornybar energi

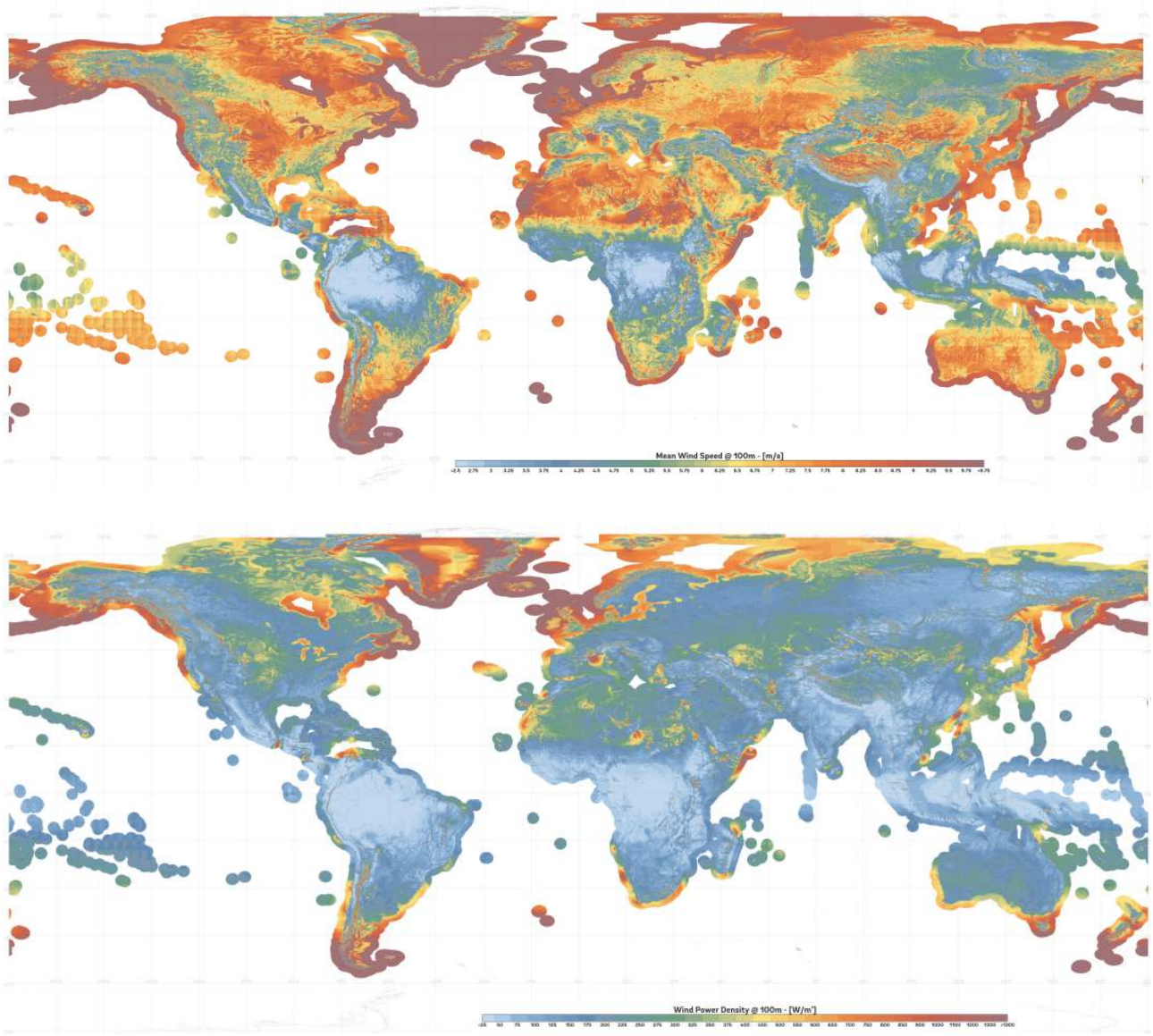
Det marine miljøet inneheld rikeleg med fornybar energi, frå vind, bølgjar, tidvatn, sola og forskjellar i temperatur og saltholdighet. Det må utviklast og vidareutviklast teknologi for å vinna ut desse energiane til elektrisitet eller som lagra energi til framtidig bruk.

2.1 Gjennomgang av offshore fornybare energiressursar

2.1.1 Vind

Samanlikna med landvind er havvind generelt sterkare og mindre turbulent. Dette gir meir stabil energiproduksjon frå havvind. Det estimerte globale energibehovet i 2019 var 65 000 TWh (terawattimar). Til samanlikning har vindkraft på land og til havs eit teoretisk årleg potensial på omtrent 900 000 TWh.

På grunn av erfaring frå utbygging av vindkraft på land, blir havvind rekna som den mest avanserte fornybare energikjelda offshore. Energiproduksjon frå vind avheng av vindfart og lufttettleik. Vanlegvis blir dette berekna som vindkrafttettleik eller mengda tilgjengeleg kraft per år.



Figur A.50.: Figur 2.1 A. Global fordeling av gjennomsnittleg vindfart, og B. vindkrafttettleikspotensial ved ei referansehøgd på 100m for havområde opp til 200km offshore. Kilde: Kart henta frå Global Wind Atlas 3.0, ein gratis, nettbasert applikasjon utvikla, eigd og drive av Danmarks Tekniske Universitet (DTU). Global Wind Atlas 3.0 er utgitte i samarbeid med Verdensbankgruppen, ved å bruka data levert av Vortex, ved bruk av finansiering frå Energy Sector Management Assistance Program (ESMAP). For ytterlegare informasjon: https://globalwindatlas.info.

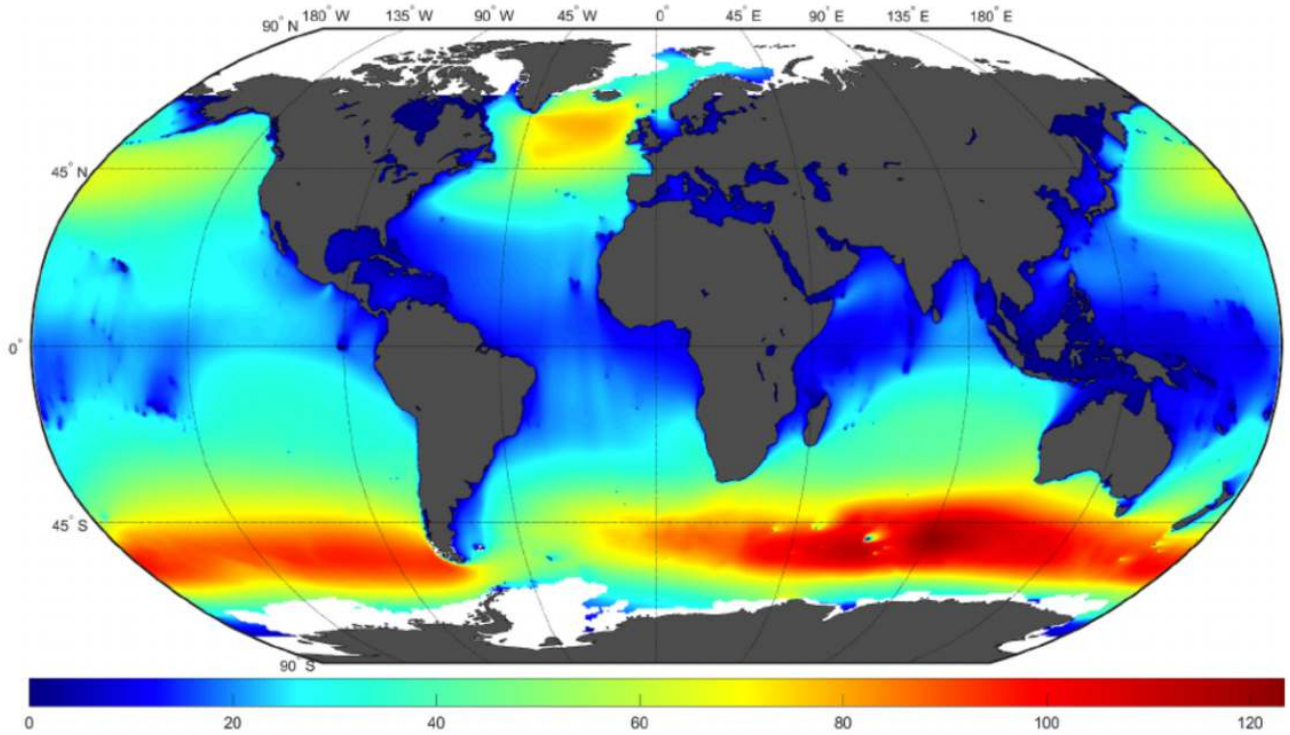
Vindfarten varierer i tid og rom. Derfor blir brukt ofte middelvindfarten ved ei gitt høgd (t.d. 100 meter) til å karakterisera vindressursen offshore. Figur 2.1 viser den globale fordelinga av gjennomsnittleg vindfart og tilgjengeleg vindkraft offshore. Figuren viser tydelege regionale forskjellar, med omtrent dobbelt så høg vindfart ved pola samanlikna med ekvator. Dette gir åtte gonger så mykje vindkraft ved pola.

Den globale havvindressursen blir vurdert ved å kombinera satellittdata med statistiske datasett og numeriske atmosfæremodellar. Modellane estimerer vindfart i ulike høgder over tid.

ECMWF gir estimat for 10 og 100 meters høgd over havet. Sidan turbinblada roterer i ulike høgder, blir brukt ein ekvivalent vindfart for heile rotoren til å estimera årleg produksjon. Rotordiameteren har auka frå 112 til 157 meter frå 2010 til 2019 (IRENA, 2021).

Ein kombinerer modelldata og satellittdata over lengre periodar (3-5 år) for å planleggja plassering av vindparkar til havs. Reelle målingar er viktige for å validera modellresultata.

Førebels er ikkje den romlege oppløysinga til desse modellane finmaska nok til å vurdera vindvariabilitet (uro, virvlar og turbulens) til éin enkelt turbin. Dette er nødvendig for å støtta design og dynamisk analyse av effekten av dei enkelte vindmøllene.



Figur A.51.: Figur 2.2 Global middelverdi av bølgjekraft, P (kWm). Henta 3.januar 2024 frå Martinez, Abel & Iglesias, Gregorio. (2020) https://www.researchgate.net/publication/347574435_wave_exploitability_index_and_wave_resource_classification

2.1.2 Bølgjer

Bølgjeenergi representerer eit stort potensial som fornybar energiressurs offshore. Ressursen er likevel ujamt fordelt globalt, med dei største førekomstane mellom 40°- 60° nordleg og sørleg breidde, til dømes i Nord-Atlanteren.

Bølgjekrafta er ein funksjon av bølgjehøgd, bølgjeperiode og tettleiken til sjøvatnet. Figur 2.2 viser den globale mellomliggjande bølgjekrafttettleiken. Tettleiken er høgast på ope hav, medan han i meir verna kystfarvatn, der det er mest aktuelt å byggja ut, typisk er rundt ein firedel til halvparten av nivået offshore.

Til liks med vindkraft er bølgjeenergien svært variabel mellom årstider og år, i tillegg til geografisk plassering. Mot ekvator er mellomliggjande bølgjekraft låg, men bølgjene meir vedvarande og jamne. På høgare breiddegrader, med høgare gjennomsnittleg kraft, krev drifta robuste installasjonar og høge vedlikehaldskostnader. Følgjeleg er områda med størst ressurs ikkje alltid optimale for utbygging (Portilla et al., 2013).

Det teoretiske, globale potensialet for årleg bølgjekraftproduksjon er estimert til 29500 TWh.

Data om bølgjeforhold (høgd, periode, retning) som blir brukt for å estimera ressursen på gitte stader, blir innhenta via in-situ målingar, numeriske modellar og satellittdata. I kystnære farvatn, der bølgjekraftverk vanlegvis blir planlagt, er høgopplauslege bølgjemodellar i tid og rom kombinert med

målingar nødvendig. Fordelinga av bølgjeretningar er også viktig, då dette påverkar ytinga til enkelte typar bølgjekraftverk (Soukissian & Karathanasi, 2021).

2.1.3 Tidvatn og havstraumar

Energi kan vinnast ut frå tidvasstraumar (den horisontale rørsla til vatnet), tidvassforskjellar (den vertikale endringa i vasstanden) og havstraumar. Straumdragsfart er ein nøkkelparameter i vurderinga av tilgjengeleg energi: medianstraumhastigheiter over 1,1 m/s blir rekna som økonomisk gunstige for energiutvinning (Khare et al., 2019).

Tidvatnet er svært føreseieleg, særleg på stader med langsiktige tidvassmålingar. Derfor blir brukt ofte tidvassforskjellane til å karakterisera den globale fordelinga av tidvassressursar (IRENA, 2014a). Tidvassforskjellane er gjerne større i kystområde, kanalar og elvemunningar. Trakteffekten i bukter, innløp eller område med øyar og nes kan gi berekraftige tidvassressursar (Vila-Concejo et al., 2020). Enkelte bukters morfologi skaper også store tidvassforskjellar og dermed kraftige tidvasstraumar inst i bukta. Døme på dette er Bay of Fundy i Canada, Cook Strait i New Zealand (Walters et al., 2010) og Pentland Firth i Storbritannia (Coles et al., 2021).

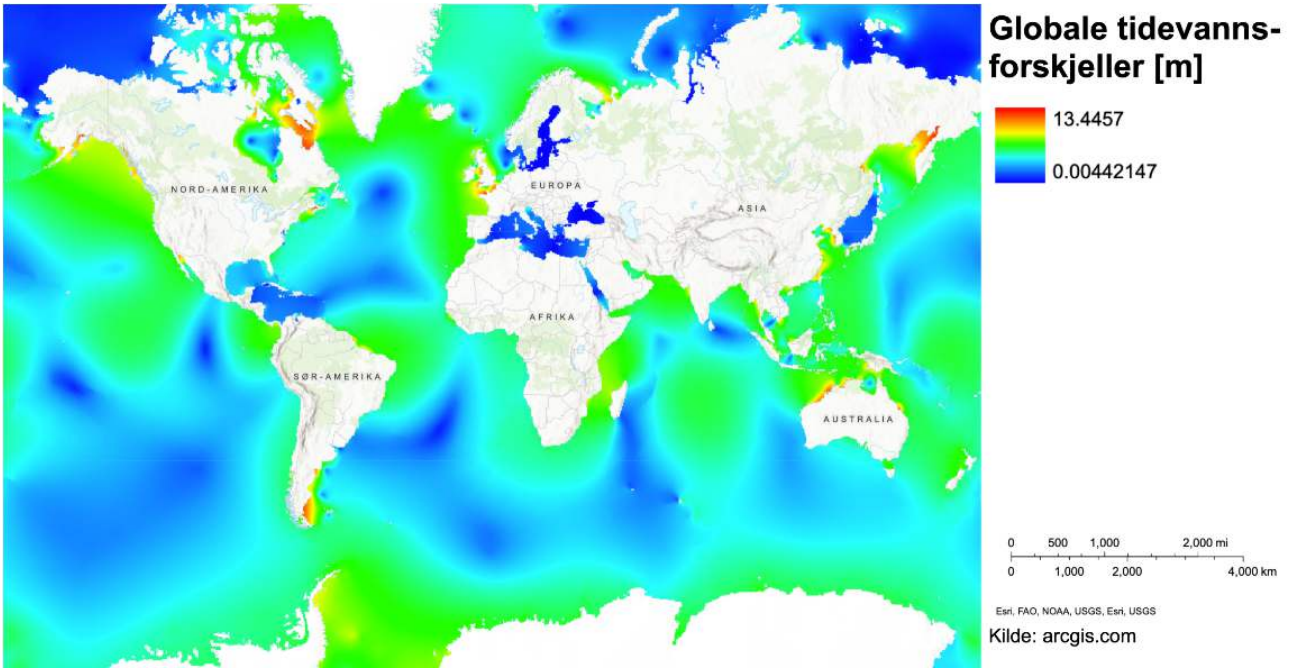
Tidleg kommersiell utnytting av tidvasskraft skjedde gjennom bygging av tidvassbarrierar, til dømes 240 MW La Rance kraftverk i Frankrike og 254 MW Sihwa Lake kraftverk i Sør-Korea (Neill et al., 2021).

Anslaga for global tidvasskraft varierer mellom 150-800 TWh per år, med potensielle estimat opp mot 1200 TWh (IRENA, 2020a).

Data om straumfart, straumretning og tidvassforskjellar blir henta frå målingar, driftere og numeriske modellar. Målingar blir gjorde med havbøyer, og botnfaste eller skipmonterte Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP). Tidvassforskjellar blir målte langs kysten, i hamner og buktar med tidvassmålarar. Frittflytande driftere måler havstraumar på ulike djup. Havnivåstigning på grunn av global oppvarming bør også inkluderast i ressursanslag (Sobey, 2005).

Talet på kystlokalitetar med tilstrekkeleg tidvasstraum eller tidvassforskjell for økonomisk utnytting er avgrensa (Figur 2.3). På svært energiske stader med straumhastigheiter over 2,5 m/s er straumen turbulent, noko som gir stor variabilitet med tilhøyrande utfordringar.

Havstraumane blir styrte og blir mellom anna drivne av jordrotasjon, vind, gravitasjon, temperatur og saltholdighet. Plasseringa av havstraumane, breidd, djupn og fart blir bestemd av topografien til havbassenget og Corioliskraften. Dei store havstraumane blir rekna som kontinuerlege og nesten einsretta, med liten variasjon og høg føreseielegheit. Det er likevel teikn til svekking og uro pga. klimaendringar (Boars, 2021). Sjølv om det amerikanske innanriksdepartementet (2006) anslår det globale kraftpotensialet havstraumane har til 5000 GW, er det uklart kor mykje energi som faktisk kan vinnast ut. Førebels blir berre vurdert Golfstraumen og Kuroshio-straumen for kommersiell utnytting.



Figur A.52.: Figur 2.3 Global fordeling av tidvassforskjellar gitt i talet på meter. Figuren er henta den 3.januar 2024 frå https://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?layers=d5354dea41b14f0689860bf4b2cf5e8a

2.1.4 Solenergi

Solenergi utnyttar krafta frå den elektromagnetiske strålinga til sola, kalla solinnstråling. Intensiteten varierer med breiddegrad, årstid, tidspunkt på dagen og vêrforhold. I havet kan solenergi vinnast ut ved hjelp av flytande solcelleplattformer eller solcellepanel montert på eksisterande offshore-installasjonar.

Data om solinnstråling offshore blir hovudsakleg henta frå dedikerte sensorar (pyranometre) på havbøyer eller skip, numeriske vêrmodellar og satellittbilete (Trolliet et al., 2018).

2.1.5 Andre ressursar

Havtermisk energi

Havvarmekraft utnyttar temperaturforskjellen mellom kaldt djupvatn og varmare overflatevatn i havet til å produsera elektrisitet ved hjelp av ein varmemotorprosess. Område med størst temperaturgradient mellom djupvatn og overflatevatn ($\Delta T > 20°C$, som er minimumsterskelen for effektiv utnytting av havvarmekraft) finst hovudsakleg i eit belte rundt ekvator, spesielt i den vestlege delen av Stillehavet. Denne fornybare energikjelda er kontinuerleg tilgjengeleg og representerer eit stort potensial, med svært høg kapasitet for energiutnytting.

For å berekna potensialet for havvarmekraft treng ein havtemperaturar på ulike djup, målt ved hjelp av havbøyer, havmodellar, CTD-målingar (leiingsevne, temperatur og djup) frå forskingsfartøy, ROV-er og Argo-flytere.

I tillegg til elektrisitetsproduksjon kan havvarmeanlegg også brukast til avsalting og produksjon av ferskvatn, noko som er svært verdifullt i tropiske strøk. I 2022 fekk eit internasjonalt konsortium kalla PLOTEC24 støtte frå EUs Horizon Europe-program for design og simulering av eit havvarmekraftverk som skal tola ekstreme forhold under tropiske stormar. Ein demonstrasjonsmodell i redusert skala skal testast ved anlegget Oceanic Platform of the Canary Islands (PLOCAN) på Gran Canaria i 2024.

Energi frå saltholdighetsforskjeller

Saltkraftverk utnyttar energi frå saltholdighetsforskjellen mellom sjøvatn og ferskvatn. Denne energien blir vanlegvis generert ved å bruka anten trykkretardert osmose (PRO) eller omvend elektrodialyse (RED).

I PRO-system blir salt- separert og ferskvatn med ein membran, og vatnet blir blanda via osmose. Auka trykk gir auka fallenergi som kan utnyttast. I RED-system blir transportert saltioner gjennom membranar for å generera ein elektrisk ladning (Han et al., 2021).

Anlegga kan vera lokaliserte der ein har naturlege gradientar i saltinnhald, til dømes der elvar munnar ut i havet. Dei kan også liggja ved sida av avsaltingsanlegg.

Energi frå salinitetsforskjeller er både svært tilgjengeleg og føreseieleg. Ein samlar inn data om salinitet på same måte som havtemperatur. Saltholdighetsdata frå djupet er ikkje like kritiske, sidan saltkraftanlegga vanlegvis ligg i grunne kyst- og kystnære farvatn eller elvemunningar.

Nokre årsaker til at bruken av saltgradientenergi ikkje er meir utbreidd (IRENA, 2014b):

- Manglande forsking på miljømessige og juridiske konsekvensar
- Høge kostnader for komponentar, spesielt membranar
- Usikre estimat av driftskostnader
- Lite erfaring med reelle saltkraftverk, noko som skaper barrierar for avgjerdstakarar og investorar

2.1.6 Samanlikning av ulike offshore fornybare energikjelder

Tabell A.9.: Tabell 2.1 Samanlikning av ulike offshore fornybare energikjelder

Energikjelde	Kapasitetsfaktor	Estimert årleg energiproduksjon, teknisk potensiale	Estimert straumkostnad
	Kor stor del av energien ein kan utnytta frå kvar installasjon	TWh/år	Gjennomsnittleg kostnad i løpet av levetida til installasjonen $(US dollar)/kWh
Havbasert vind	0,3 – 0,6	4 000 – 37 000	0,08
Bølgjeenergi	0,25 – 0,32	5 560	0,33 – 0,44
Tidvatn	0,5 – 0,7	150 – 1 200	0,28 – 0,29
Flytande solenergi	0,1 – 0,3	9 000	0,06 – 0,11
Havtermisk energi	0,9 – 0,95	83 400	0,03 – 0,38
Saltkraft	0,8 – 0,84	1 650	0,11 – 2,37

A.0.7. Kategori 1

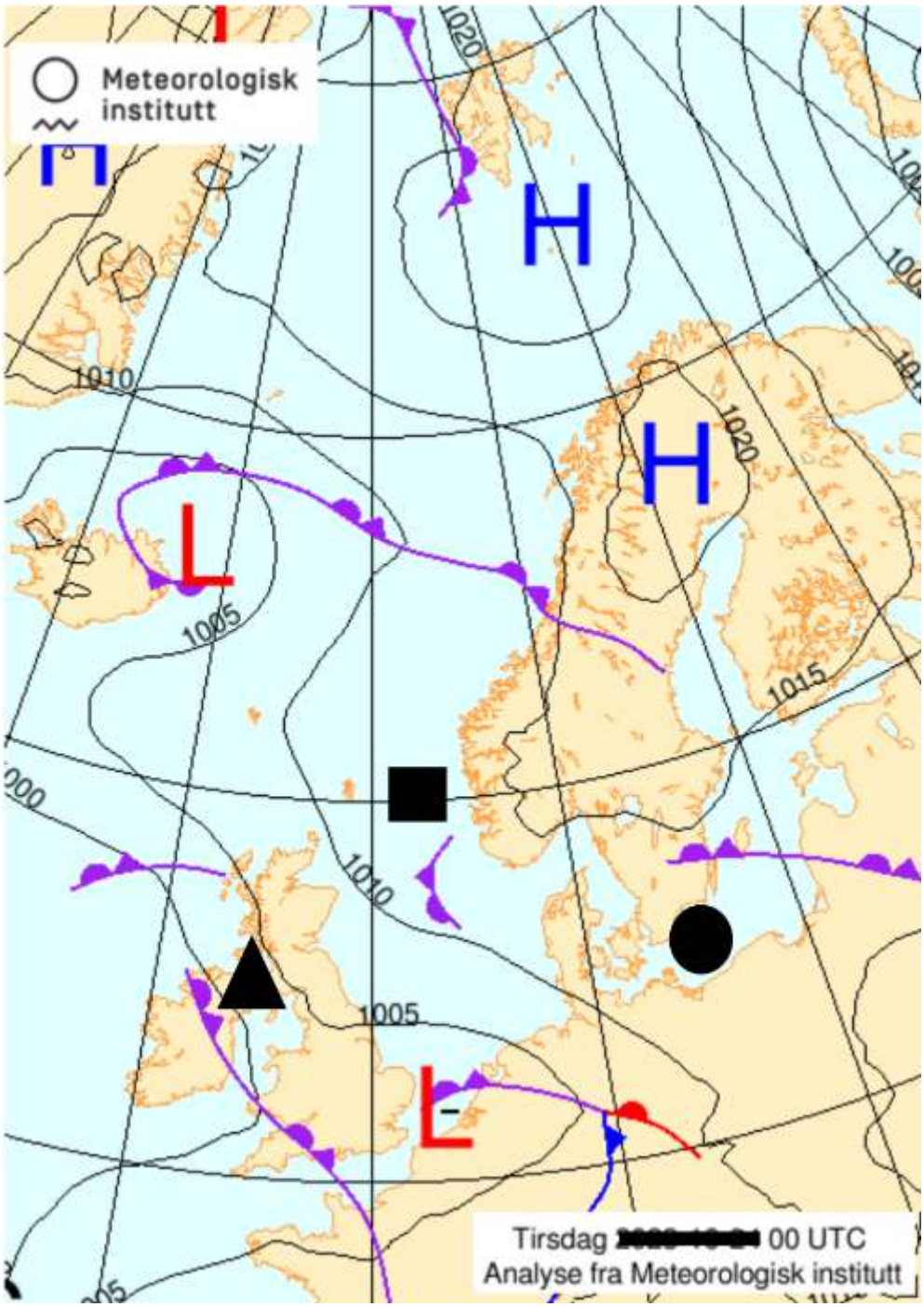
I dette settet er det 20 oppgåver i denne kategorien. Oppgåvene er interaktive oppgåver og digitale fleirvaloppgåver. Du skal ikkje visa eller grunngi korleis du kjem fram til svara. Oppgåvene gir deg høve til å visa ei brei forståing av omgrep og ferdigheiter.

Les instruksane på kvar oppgåve nøye.

Me tilrår deg å bruka inntil éin time på denne kategorien.

Oppgåve 1 Vindstyrke

Nedanfor finn du eit analysekart frå yr.no der det er markert tre stader med symbola trekant, firkant og sirkel.



Figur A.53.: Henta 24.10.2023 frå https://www.met.no/vaer-og-klima/meteorologens-analysekart

Dersom vi berre ser på dei tre stadene som er merkte med symbol, kvar finn vi den sterkaste vinden?

- Alle tre stadene har like sterk vind.

- Staden merkt med firkant og staden merkt med sirkel har den sterkaste vinden.
- Staden merkt med trekant og staden merkt med firkant har den sterkaste vinden.
- Staden merkt med sirkel har den sterkaste vinden.
- Staden merkt med firkant har den sterkaste vinden.
- Staden merkt med trekant har den sterkaste vinden.

Oppgåve 2 Drivhusgasser

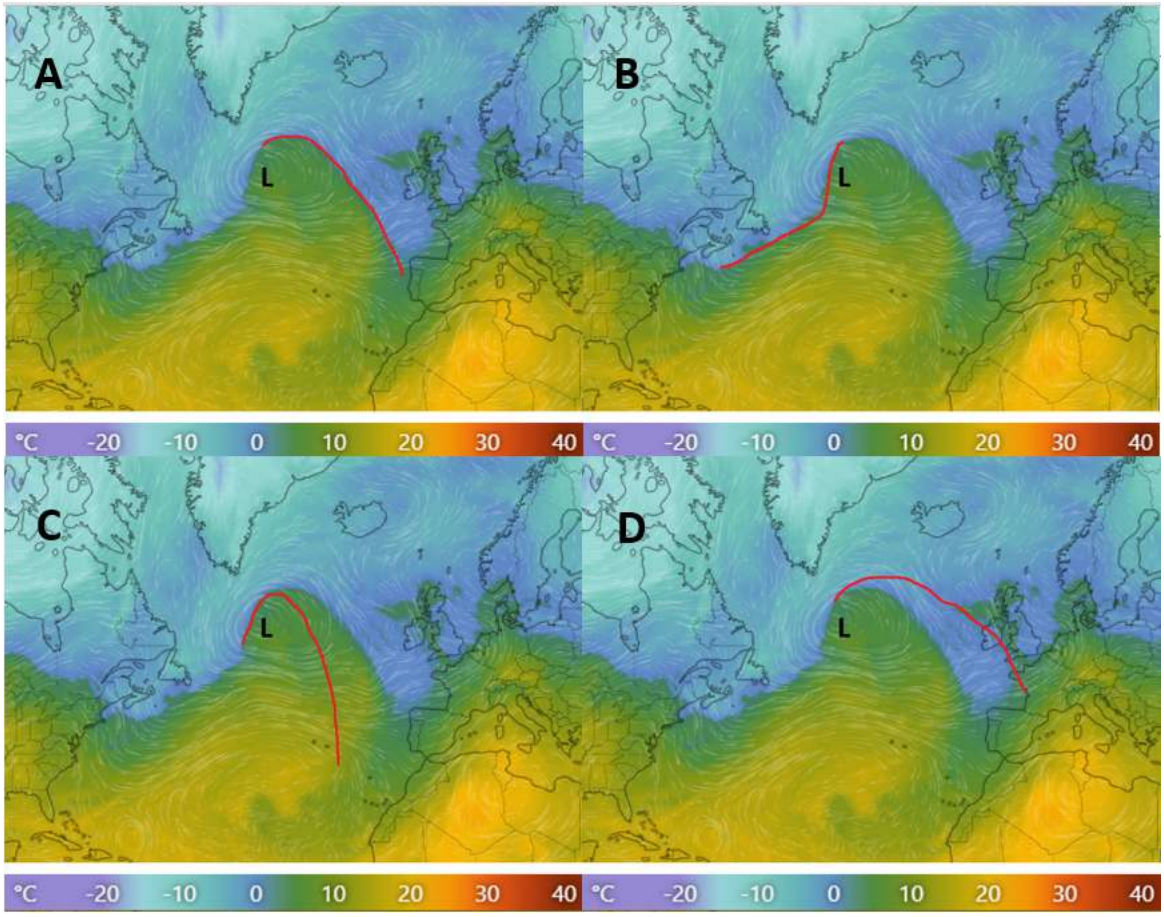
Teksten nedanfor handlar om drivhusgassar.

Velg rett ord slik at det blir geofagleg korrekt.

CO_2 / N_2O / CH_4 har i millionar av år blitt fjerna frå atmosfæren gjennom prosessar som djupvassdanning og nedslamming av organisk materiale på havbotnen. Ved nedbryting eller brenning av organisk materiale med liten tilgang på oksygen kan vi få danna O_3 / CH_4 / O_2 , som er den nest viktigaste klimagassen frå menneskeleg aktivitet. Av drivhusgassane CO_2, CH_4 og H_2O, har CO_2 / CH_4 / H_2O kortast levetid i atmosfæren.

Oppgåve 3 Lågtrykk og varmfront

Nedanfor er det fire bilete (A–D) som viser temperaturen rundt eit lågtrykk, med tilhøyrande forslag til plassering av varmfront.



Figur A.54.: Kjelde: Windy.com

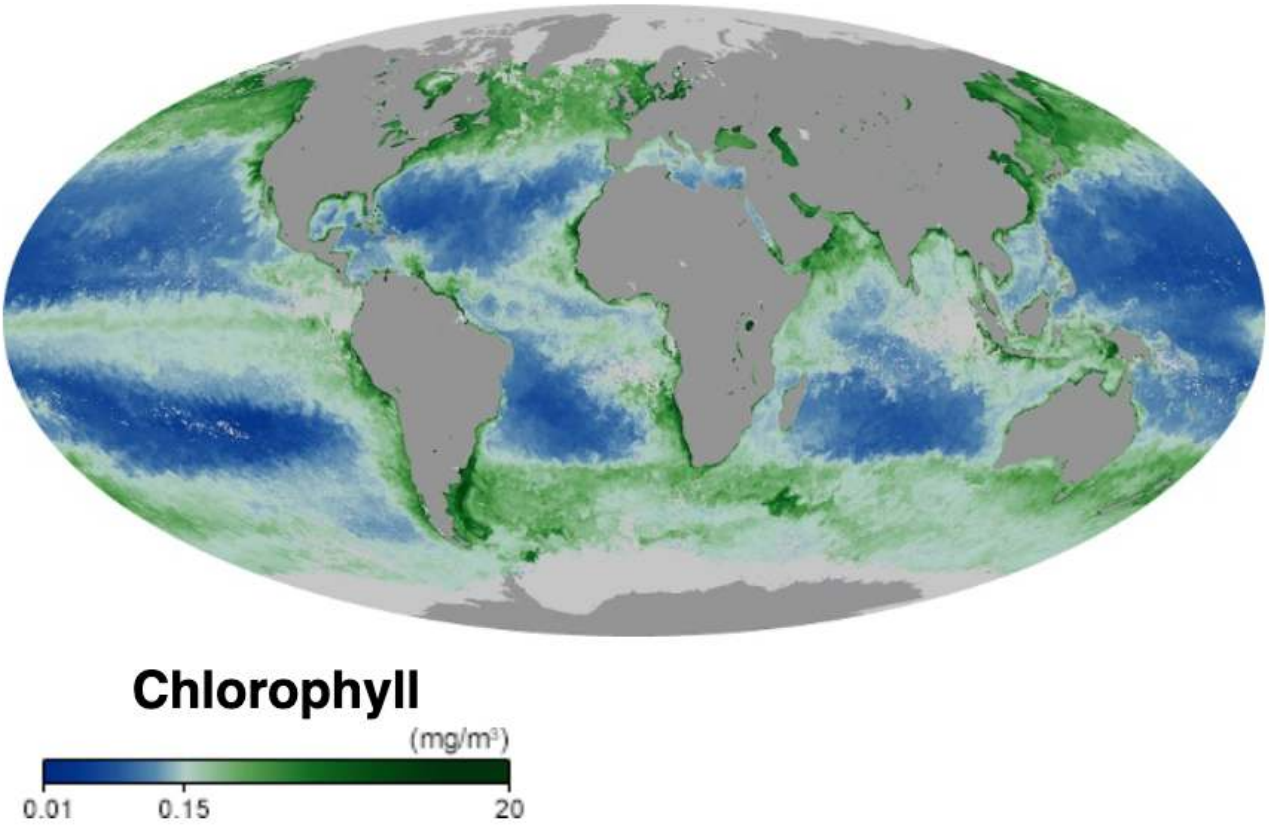
Figuren ovanfor viser ulike plasseringar av varmfronten i samband med eit lågtrykk med tilhøyrande temperaturskala.

Kva for ei plassering verkar mest fornuftig?

- A
- B
- C
- D

Oppgåve 4 Biomasseproduksjon

Denne figuren viser kor mykje klorofyll som finst på ulike stader i havet i oktober månad. Dette fortel oss kor mykje biomasse som blir produsert på ulike stader.



Figur A.55.: Henta frå https://earthobservatory.nasa.gov/global-maps/MY1DMM_CHLORA

Nedanfor er det nokre utsegn som du skal ta stilling til.

a. Det er andre faktorar enn direkte sollys som dominerer produksjonen av biomasse..

b. Det er ofte stor produksjon av biomasse i område med oppvelling.

c. Det er oftast høgast produksjon av biomasse i dei varmaste områda.

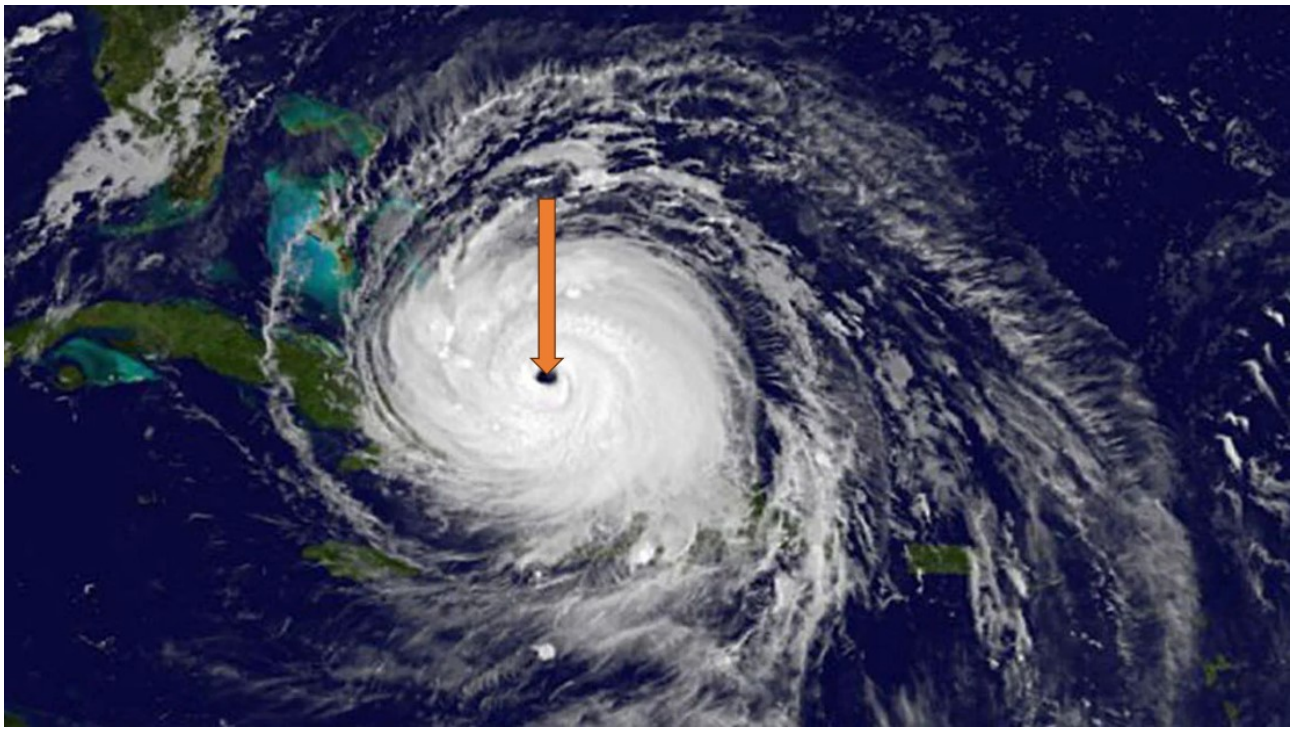
d. Det er som regel lågare produksjon av biomasse i område med kraftige straumar.

Kva for nokre av desse utsegnene er sanne?

- Både a og b er sanne.
- Både c og d er sanne.
- Både a, b og d er sanne.
- Både b, c og d er sanne.
- Alle fire utsegnene er sanne.

Oppgåve 5 Tropisk orkan

Biletet nedanfor er eit satellittbilete av skydekket i ein tropisk orkan. Pila markerer plasseringa av ei tenkt øy.



Figur A.56.: Biletet er henta 10.11.2023 frå https://obxstuff.com/blogs/guides/category-5-hurricane-wind-speed.

Kva for nokre av desse påstandane er sanne om korleis forholda er på denne tenkte øya akkurat i den augeblinken då biletet blei teke?

1. På øya er det nesten vindstilt no.
2. På øya er det sterk vind no.
3. På øya regnar det kraftig akkurat no.
4. På øya er det ikkje nedbør akkurat no.
5. Vasstanden rundt øya er truleg låg no.
6. Vasstanden rundt øya er truleg høg no.

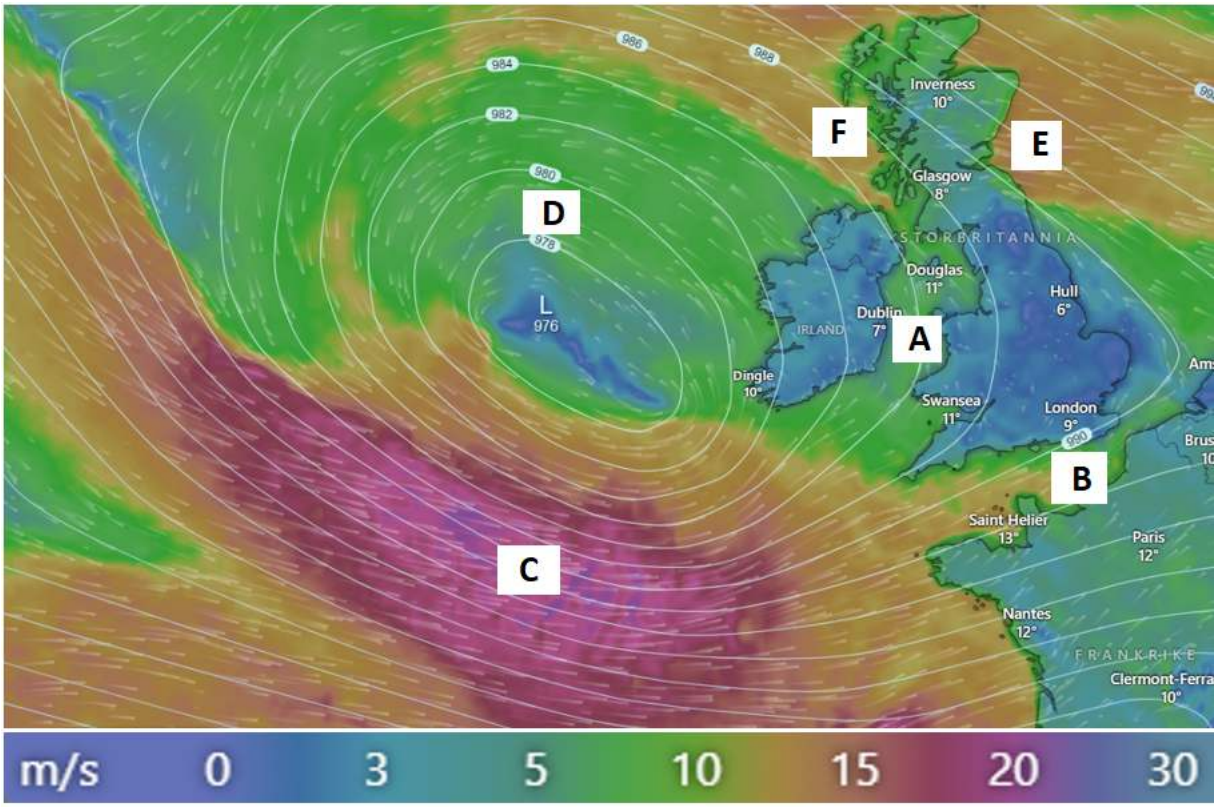
Kryss av ved det alternativet der dei sanne påstandane står:

- 1, 3 og 5 er sanne påstandar.

- 1, 4 og 5 er sanne påstandar.
- 1, 4 og 6 er sanne påstandar.
- 2, 3 og 5 er sanne påstandar.
- 2, 4 og 6 er sanne påstandar.
- 2, 3 og 6 er sanne påstandar.

Oppgåve 6 Vind og havstraumar

Figuren nedanfor viser eit lågtrykk over havet vest for Storbritannia. Farten på vinden er definert med fargeskala nedst i biletet. Bokstavane A til F viser ulike posisjonar.



Kvar meiner du overflatestraumane i havet har størst fart av dei definerte posisjonane A, B, C, D, E og F?

- A og B
- C og F
- D og E
- E og F

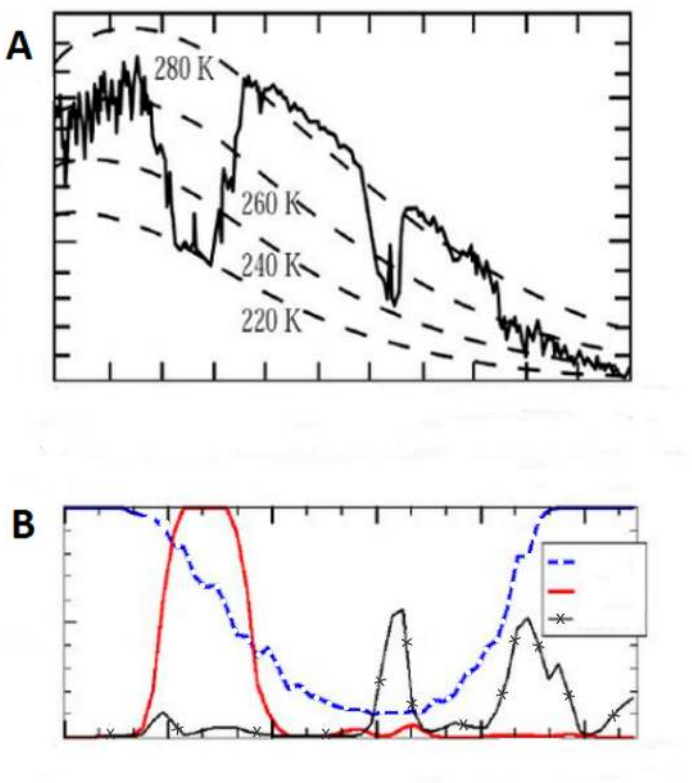
Oppgåve 7 Stråling frå jordoverflata i Saharaørkenen

Figurane nedanfor viser:

A: Utstrålingsspekteret frå jordoverflata ved Sahara. Førsteaksen viser bølgjelengda, og andreaksen viser strålingsintensiteten. Temperatur er ført opp i kelvin (K).

B: Tre grafar som representerer absorbsjonen til ulike klimagassar. Førsteaksen viser bølgjelengda, og andreaksen er mengda absorbert stråling.

Førsteaksen til begge figurane har samanfallande bølgelengder.



Figur A.57.: Henta frå http://climatorealist.neowordpress.fr/greenhouse-effect/

Figur A viser tydeleg at noko av strålinga blir absorbert av klimagassane. Figur B viser kva for gassar som absorberer den utgåande strålinga. Blå (stipla), raud (heiltrekt) og svart graf (heiltrekt med kryss) representerer ulike klimagassar.

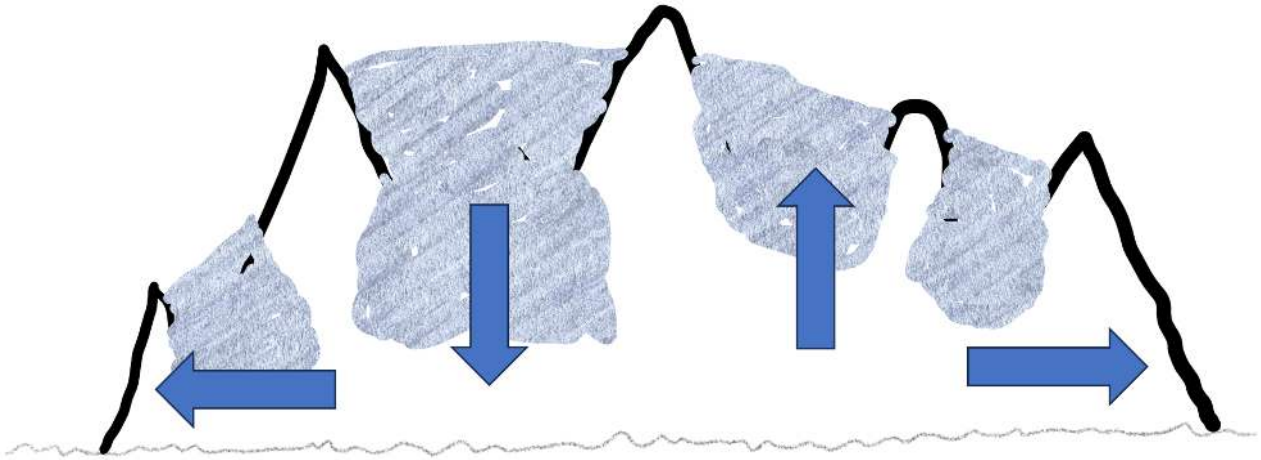
Kva for eit alternativ er rett?

- CO_2 = raud, O_3 med fleire = blå, H_2O = svart
- CO_2 = blå, O_3 med fleire = svart, KFK = raud
- H_2O = blå, CO_2 = raud, O_3 med fleire = svart
- NO_2 = blå, H_2O = raud, CO_2 = svart

Oppgåve 8 Innlandsis og vindretning

Figuren nedanfor illustrerer ei stor øy med innlandsis, med nunatakar som stikk opp. Øya er sett frå sida, og den bølgjete linja nederst representerer havoverflata. Fire piler markerer fire moglege vindretningar.

Klikk på den pila som viser den mest sannsynlege vindretninga som sjølve innlandsisen skaper:



Figur A.58.: Kjelde: Utdanningsdirektoratet

Oppgåve 9 Ekmantransport

Nedanfor ser du eit kart over Australia, og vi skal i denne oppgåva konsentrere oss om vestkysten av Australia.

Figur A.59.: Henta 02.02.2024 frå https://www.albatros.no/reisemaal/australia-og-stillehavet/australia/kart

Dersom det blæs vind frå sør langs vestkysten av Australia, vil dette kunne forårsake overflatestraumar i havet.

Kva retning vil desse overflatestraumane ha?

- Nordleg retning
- Austleg retning
- Sørleg retning
- Vestleg retning

Oppgåve 10 Tettleiken til havet

Nedanfor er fire utsegn om overflatevatnet i havet ved ekvator.

Vatnet ved ekvator har låg tettleik fordi det har …

A) … høg temperatur.

B) … låg temperatur.

C) … høg salinitet.

D) … låg salinitet.

Kva for nokre av desse utsegnene er sanne?

- A og C er sanne.
- A og D er sanne.
- B og C er sanne.
- B og D er sanne.

Oppgåve 11 Havstraumar

Nedanfor er fire påstandar om havstraumar:

1. Den termohaline sirkulasjonen er viktig for transport av energi rundt på jordkloden.
2. Mindre fordamping frå havområde bidreg til å drive overflatestraumane.
3. Djupvassdanning kan skje når temperaturen minkar og/eller saltkonsentrasjonen aukar.
4. Ferskvasstilførsel bidreg til å auke transportfarten i den termohaline sirkulasjonen.

Kva for nokre av alternativa om havstraumar er korrekte?

- 1 og 2
- 2 og 4
- 3 og 4
- 1 og 3

Oppgåve 12 Tropiske orkanar

Teksten nedanfor handlar om tropiske orkanar. Marker riktig alternativ i nedtrekksmenyen, slik at teksten blir geofagleg korrekt.

Tropiske orkanar er høgtrykk / lågtrykk som oppstår på ekvator / litt nord og sør for ekvator / nær polene. Tropiske orkanar får tilført energi frå vassdamp / store temperaturforskjellar / corioliskrafta. Ein vanleg konsekvens av tropiske orkanar er pent vêr / stormflo / lette regnbyger. Tropiske orkanar oppstår ofte utanfor vestkysten av Sør-Amerika / i Mexicogolfen / på ekvator. Når tropiske orkanar bevegar seg inn over landområde, vil vindstyrken ikkje endre seg / auke / minke.

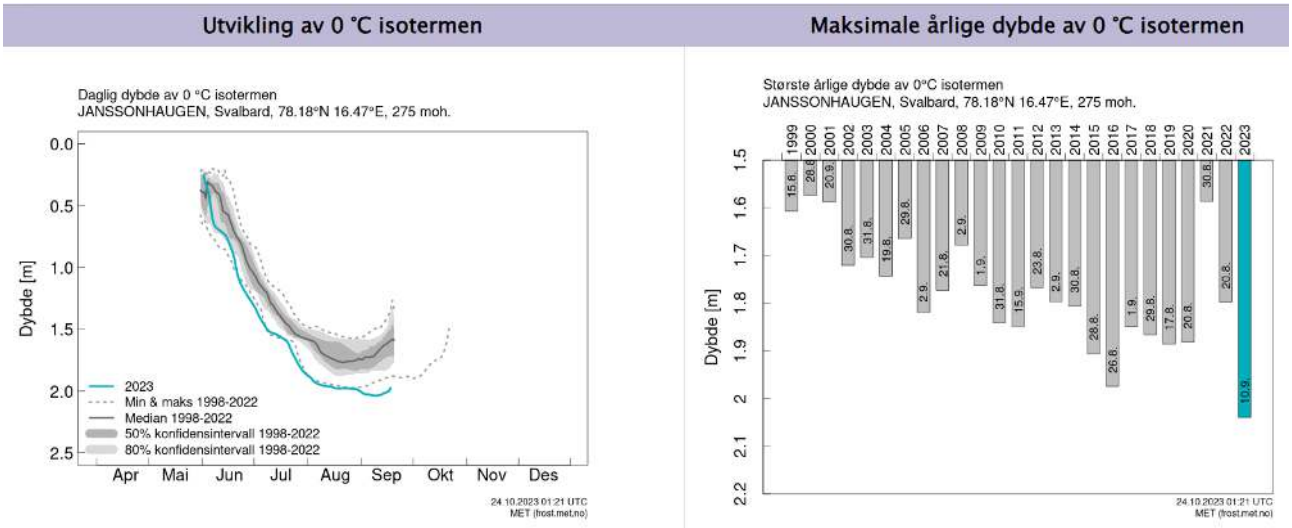
Oppgåve 13 Strålingspådriv

Global oppvarming kan føre til at store område som tidlegare var dekte av havis, blir isfrie. Slike hendingar …

- kan føre til positivt strålingspådriv
- kan føre til negativt strålingspådriv
- vil ikkje føre til endringar i strålingsbalansen

Oppgåve 14 Permafrost

Figurane nedanfor viser djupna til nullgradarsisotermen frå eit borehòl på Jansonhaugen på Svalbard i tidsperioden 1998–2023.



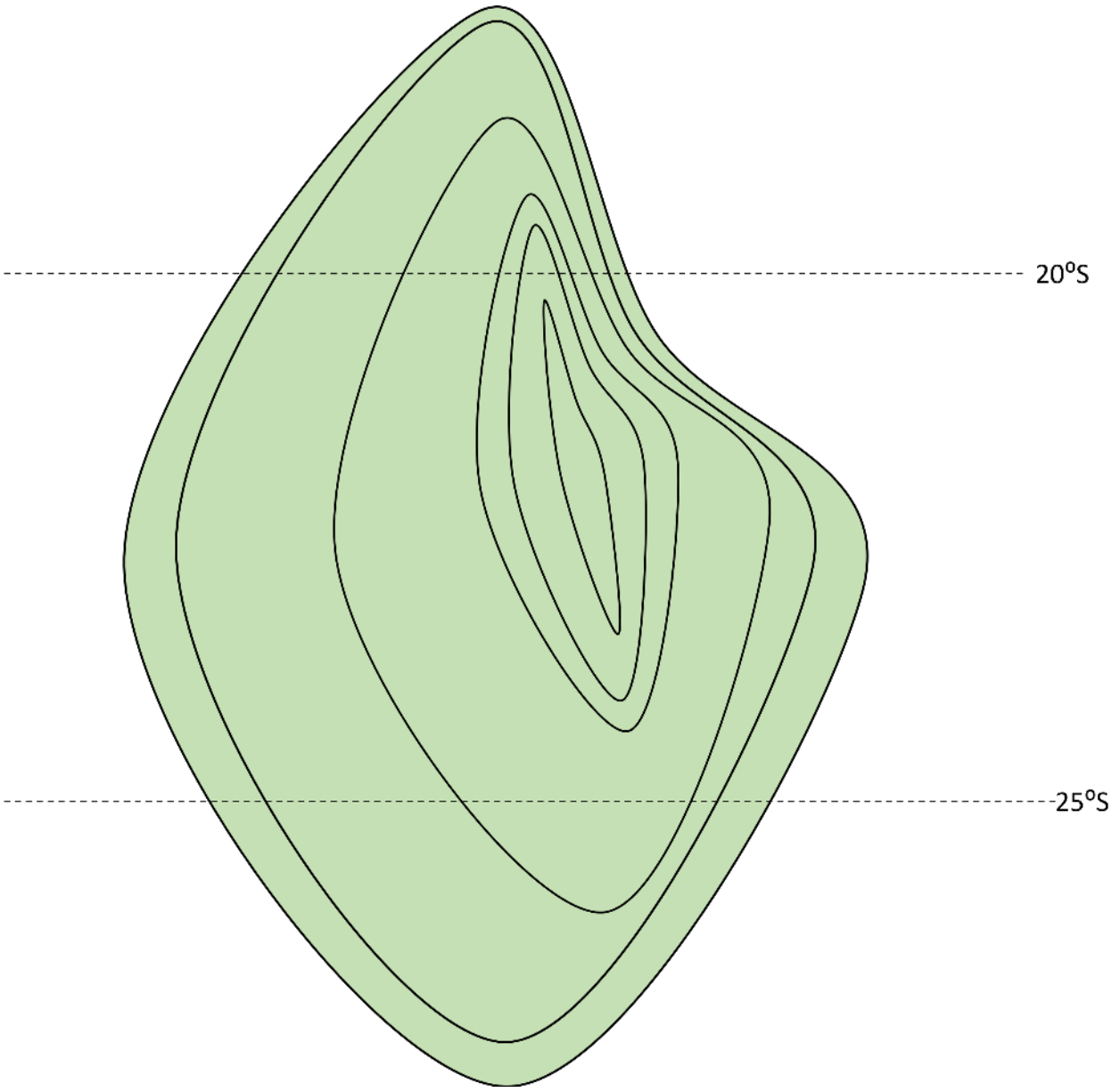
Figur A.60.: Henta 24.10.23 frå frost.met.no

Marker den utsegna som er rett ut frå figuren.

- Figuren viser at det aktive laget i permafrosten på Jansonhaugen har blitt tynnare i tidsperioden.
- Figuren viser at permafrosten på Jansonhaugen har blitt djupare i tidsperioden.
- Figuren kan ikkje fortelje oss noko om tilstanden til permafrosten på Jansonhaugen.
- Figuren viser at permafrosten på Jansonhaugen har blitt svekt i tidsperioden.

Oppgåve 15 Nedbør

På biletet nedanfor ser du eit kart over ei tenkt øy. Øya ligg ute i eit hav, langt frå land. Kartet har to horisontale stipla linjer. Den øvste viser 20 gradar sørleg breidd, og den nedste viser 25 gradar sørleg breidd. Dei svarte heiltrekte linjene er høgdekurver med ein ekvidistanse på 500 meter.



Figur A.61.: Kjelde: Utdanningsdirektoratet

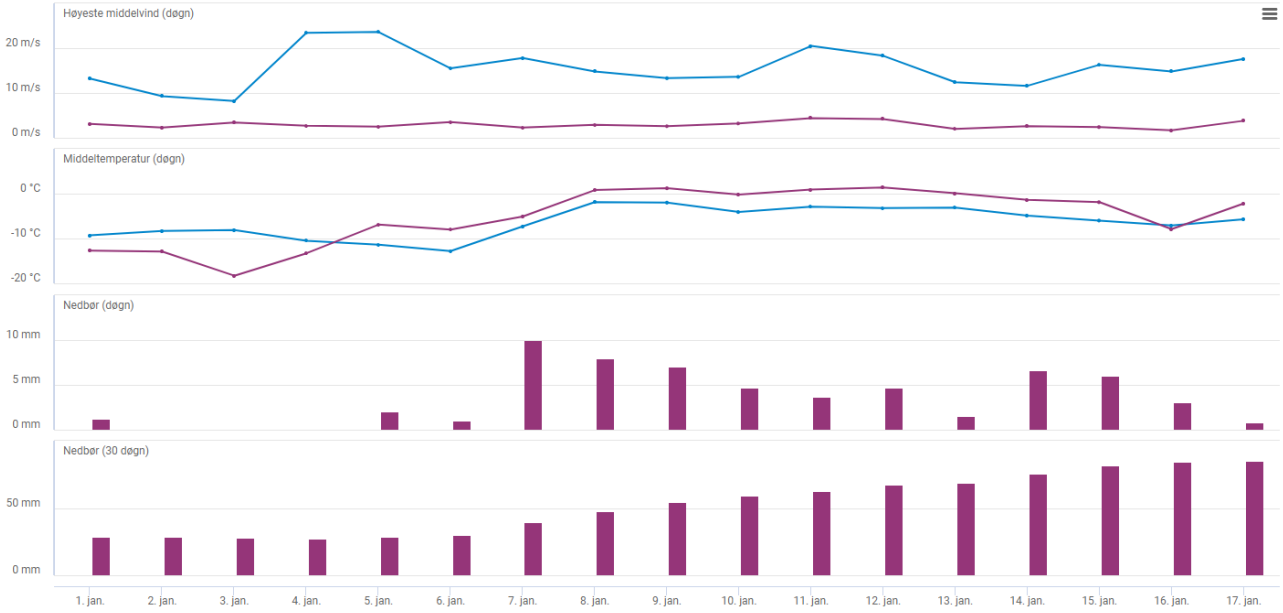
På kva side av denne øya er det mest nedbør?

- På den nordaustlege sida
- På den søraustlege sida
- På den sørvestlege sida
- På den nordvestlege sida

Oppgåve 16 Snøskred og vêr

Figuren nedanfor viser meteorologiske data frå to målestasjonar i Trysil i tidsperioden 1. til 17. januar. Datoane er plasserte på førsteaksen. Øvste figur viser høgaste middelvind per døgn, med blå kurve for målestasjonen oppe på Trysilfjellet og raud kurve for målestasjonen nede i dalen. Nest øvste figur viser middeltemperaturen per døgn for dei same to målestasjonane, blå for Trysilfjellet og raud for

dalen. Dei to nedste figurane handlar om målt nedbør i området. Nedbør (døgn) viser total nedbør per døgn. Nedbør (30 døgn) viser akkumulert nedbør.



Figur A.62.: Henta frå seklima.met.no

17. januar 2023 gjekk det eit større snøskred i Trysilfjellet.

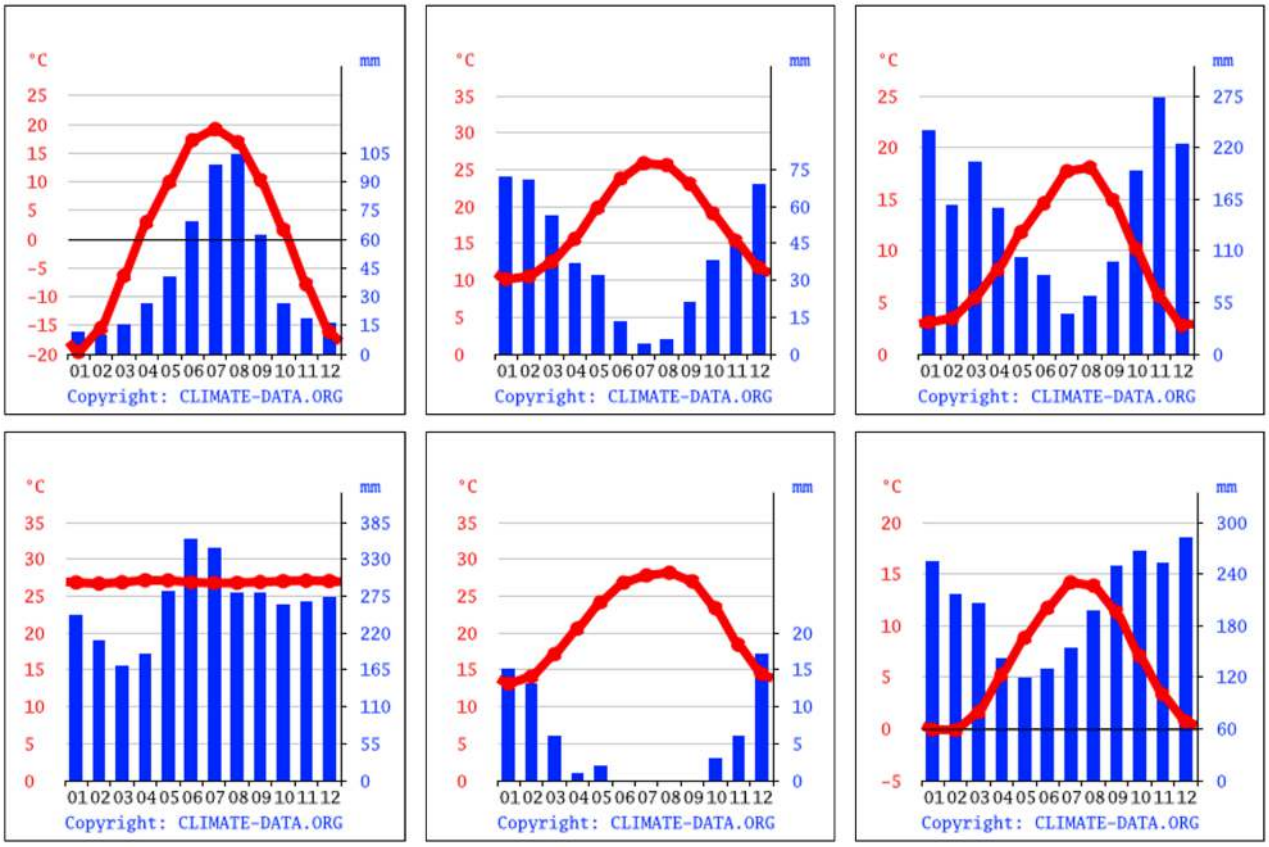
Kva for vêrmessige faktorar i denne tidsperioden bidrog til at dette skredet kunne gå?

- Fallande temperatur, aukande nedbør og lite vind i tidsperioden før skredet gjekk.
- Stigande temperatur, svak vind og moderat nedbør i tidsperioden før skredet gjekk.
- Moderat nedbør, kraftig vind og stigande temperatur i tidsperioden før skredet gjekk.
- Aukande vind, minkande nedbør og fallande temperatur i tidsperioden før skredet gjekk.

Oppgåve 17 Klimadiagram

Nedanfor finn du 6 klimadiagram. På venstre side står temperaturen i gradar celcius, ført opp med raude tal. Desse tala korresponderer med den raude linja. På høgre side står nedbør i mm, ført opp med blå tal. På førsteaksen står dei ulike månadene.

Klikk ein stad på det klimadiagrammet som er henta frå ein stad med typisk innlandsklima:



Oppgåve 18 Den vesle istida

Den vesle istida var ein kald periode i Europa som varte frå midten av 1500-talet til midten av 1800-talet.

Under ser du ei rekkje påstandar om kva faktorar som var avgjerande for den vesle istida.

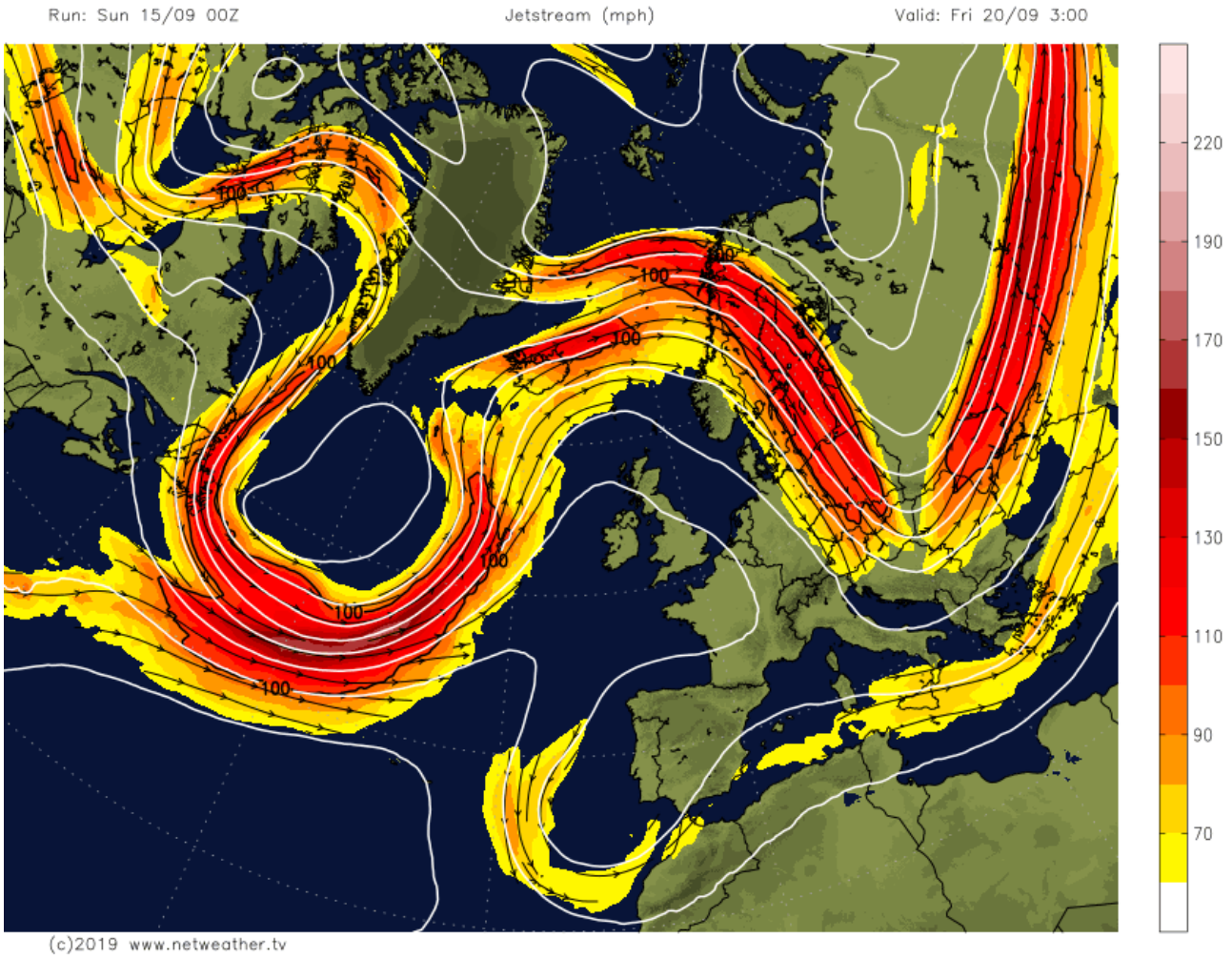
1. Platetektonikk: Plasseringa av kontinenta var ideell for ein kaldare periode
2. Vulkanutbrot: Det var fleire kraftige vulkanutbrot som førte til mange aerosolar i atmosfæren
3. La Niña: Fleire år på rad med La Niña
4. Solflekker: Av ukjende årsaker var det svært liten solflekkaktivitet i denne perioden
5. Astronomiske variasjonar: Dei tre Milankovič-syklusene sørgde for ein kald periode
6. Nordatlantiske oscillasjon (NAO): Langvarig periode med negativ NAO-indeks som gav kalde forhold i Europa

Kva påstandar er dei mest sannsynlege årsakene til den vesle istida?

- Påstand 1, 3 og 5
- Påstand 2, 3 og 5
- Påstand 2, 4 og 6
- Påstand 1, 5 og 6

Oppgåve 19 Jetstraumar

Figuren nedanfor viser jetstraumen ein vinterdag over dei nordlege delane av Europa. Dei ulike fargane viser hastigheita til vinden i mph (engelske mil per time) – sjå skala til høgre.



Figur A.63.: Henta 15.09.2019 frå https://www.netweather.tv/charts-and-data/jetstream.

Nedanfor er det nokon påstandar om vêrsituasjonen i Noreg på dette tidspunktet.

A) Det er mildt i dei sørvestlege delane.

B) Det er mildt i dei heilt nordlegaste delane.

C) Det er kaldt i dei sørvestlege delane.

D) Det er kaldt i dei heilt nordaustlegaste delane.

E) Det er fuktig i dei midtre delane.

F) Det er kaldt i dei søraustlege delane

Kva er sannsynlegvis sant?

- B, C og F er sanne.
- A, D og E er sanne.

- A, B og F er sanne.
- C, D og E er sanne.

Oppgåve 20 ENSO

Fleire hendingar rundt omkring i verda kan koplast til ENSO:

1. Tørke og skogbrannar herja Indonesia i 1997–1998.
2. Flaum førte til at 150 000 menneske i Paraguay, Uruguay og Argentina måtte flytte i 2010.
3. Flaum i Aust-Afrika førte til døyelege utbrot av malaria og diaré i 2019.
4. Flaum i Europa 2021 førte til store økonomiske skadar.
5. Tørke i Peru 2022 førte til at innsjøar tørka heilt inn.

Kva for nokre av desse fem hendingane kan koplast til kraftige El Niño-situasjonar?

- Hending 1, 2 og 3 kan knytast til El Niño-situasjonar.
- Hending 1, 3 og 4 kan knytast til El Niño-situasjonar.
- Hending 2, 3 og 5 kan knytast til El Niño-situasjonar.
- Hending 3, 4 og 5 kan knytast til El Niño-situasjonar.

A.0.8. Informasjon om kategori 2

Svar på oppgåvene digitalt inne i sjølve eksamensløysinga. Her skal svara skrivast som tekstsvar i eigne tekstboksar. Det er tre deloppgåver i denne oppgåva, som betyr at det er tre tekstboksar som skal fyllast ut.

Du vil få ulike figurar, bilete og kart og skal sjå samanhengar mellom desse. Svara skal vera relevante og konkrete.

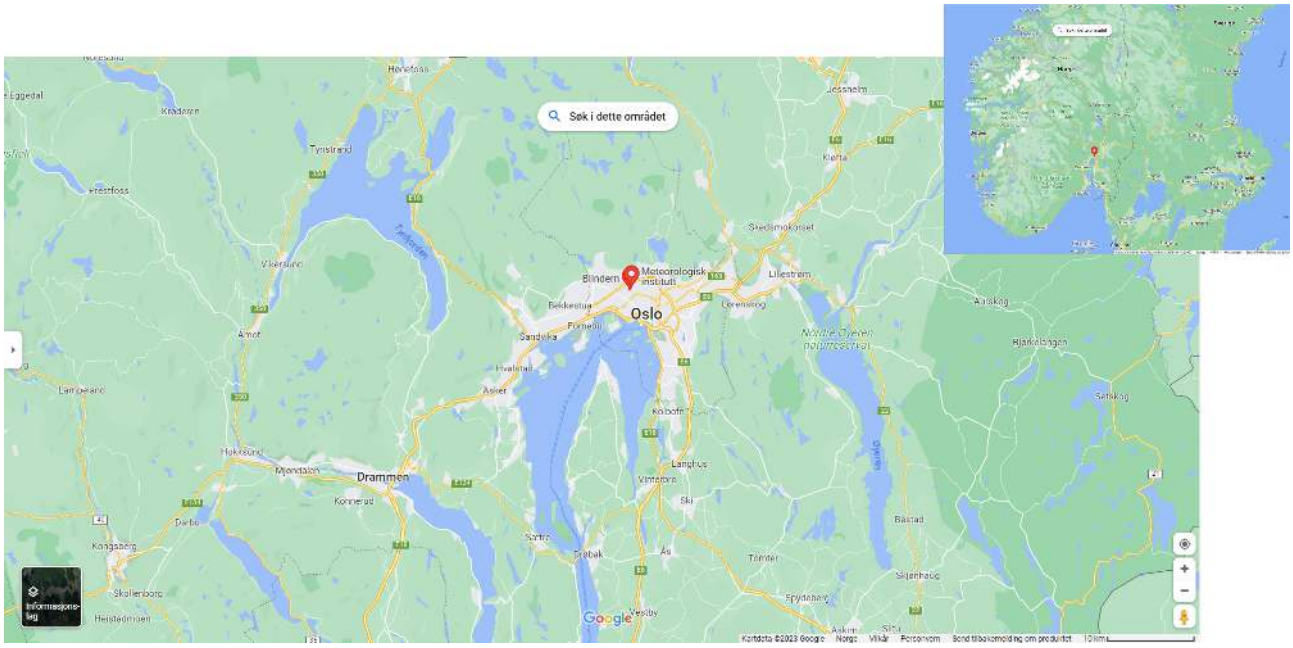
Me tilrår deg å bruka omtrent 1,5 timar på denne delen av eksamen.

Oppgåve 21 Vêrvarsel

I dei ulike fanene nedanfor finn du informasjon, kart og bilete du treng for å svare på dei tre oppgåvene som står under fanene. Oppgåvene nedanfor handlar om vêret på Blindern ein tysdag. Alle karta og figurane som er merkte med «tysdag», refererer til den same tysdagen. Dei som er merkte med «måndag», refererer til dagen før tysdag.

A.1. Informasjon om målestasjonen

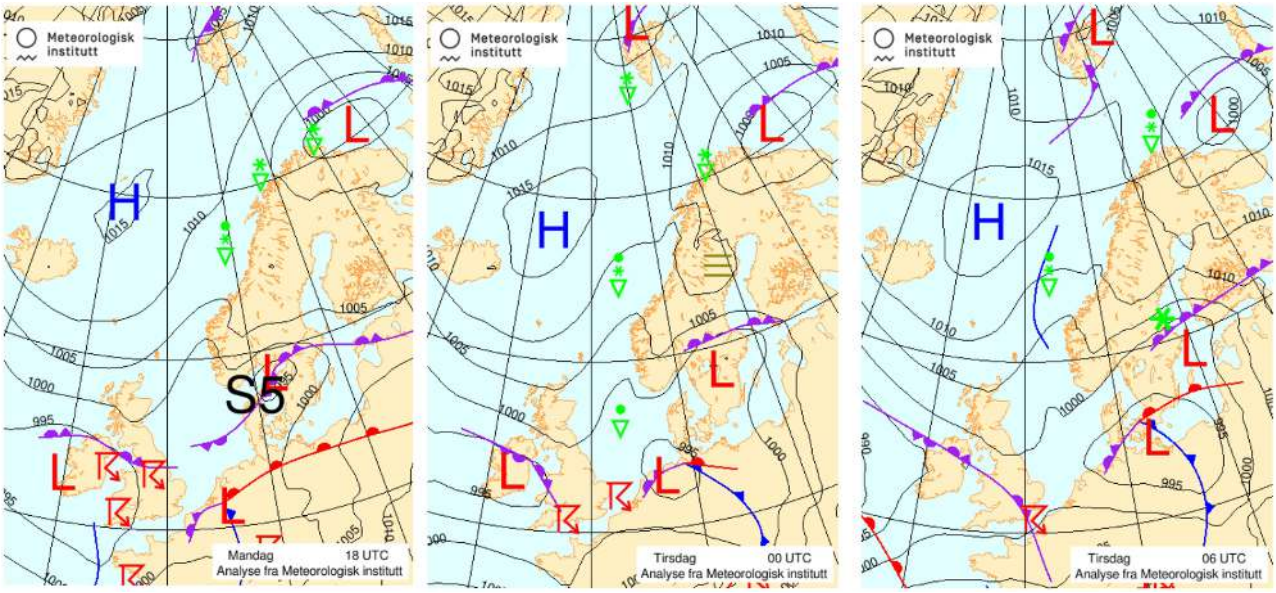
Blindern målestasjon ligg i Oslo kommune, 94 meter over havet. Kartet nedanfor viser kvar målestasjonen Blindern er plassert i Oslo og Noreg.



Figur A.64.: Kjelde: Karta er henta frå Google Maps

A.2. Analysekart

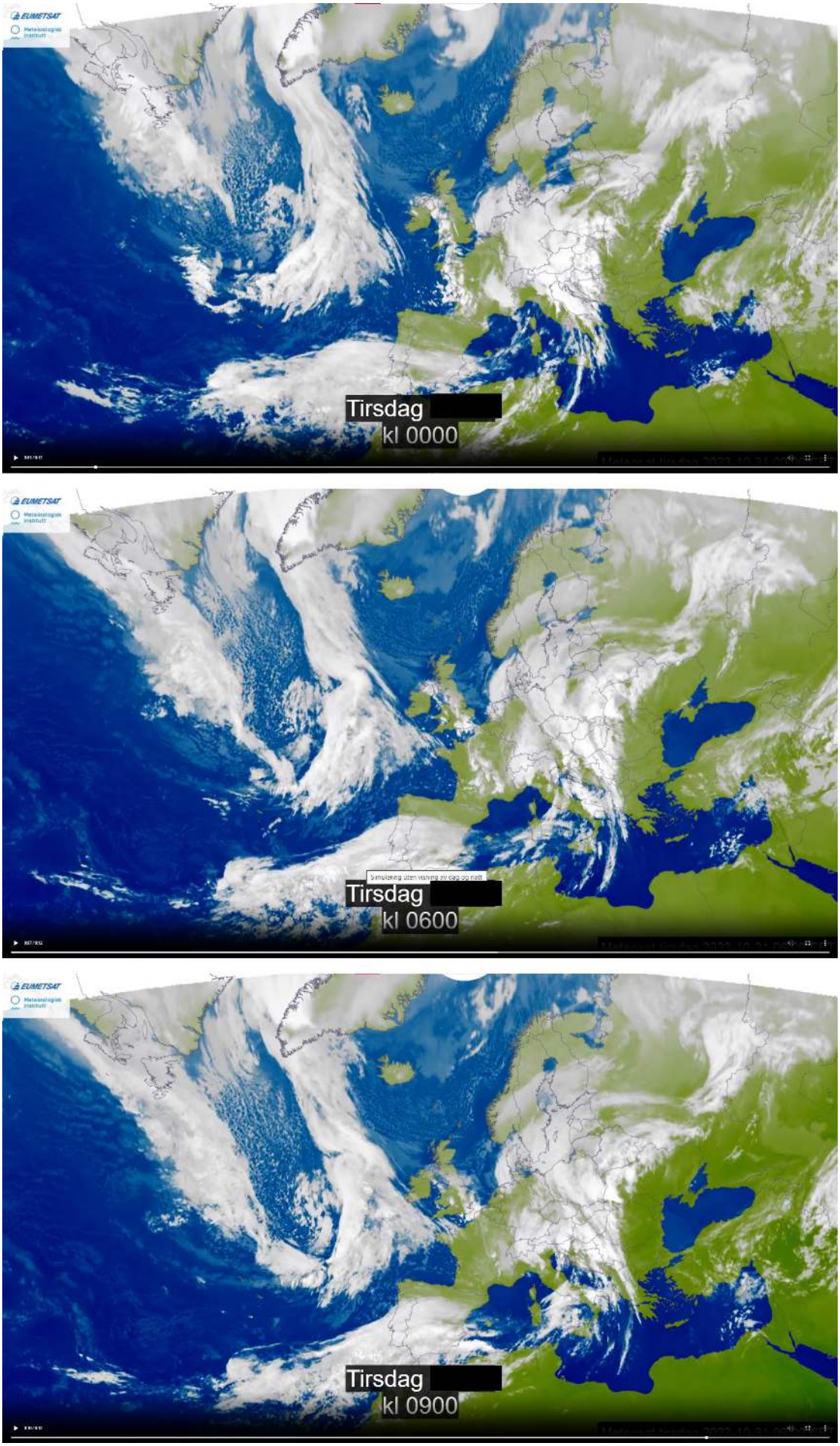
Her er frå venstre analysekart frå måndag klokka 18.00, analysekart frå midnatt natt til tysdag og analysekart frå tysdag klokka 06.00:



Figur A.65.: Kjelde: https://www.met.no/vaer-og-klima/meteorologens-analysekart

A.3. Satellittbilete

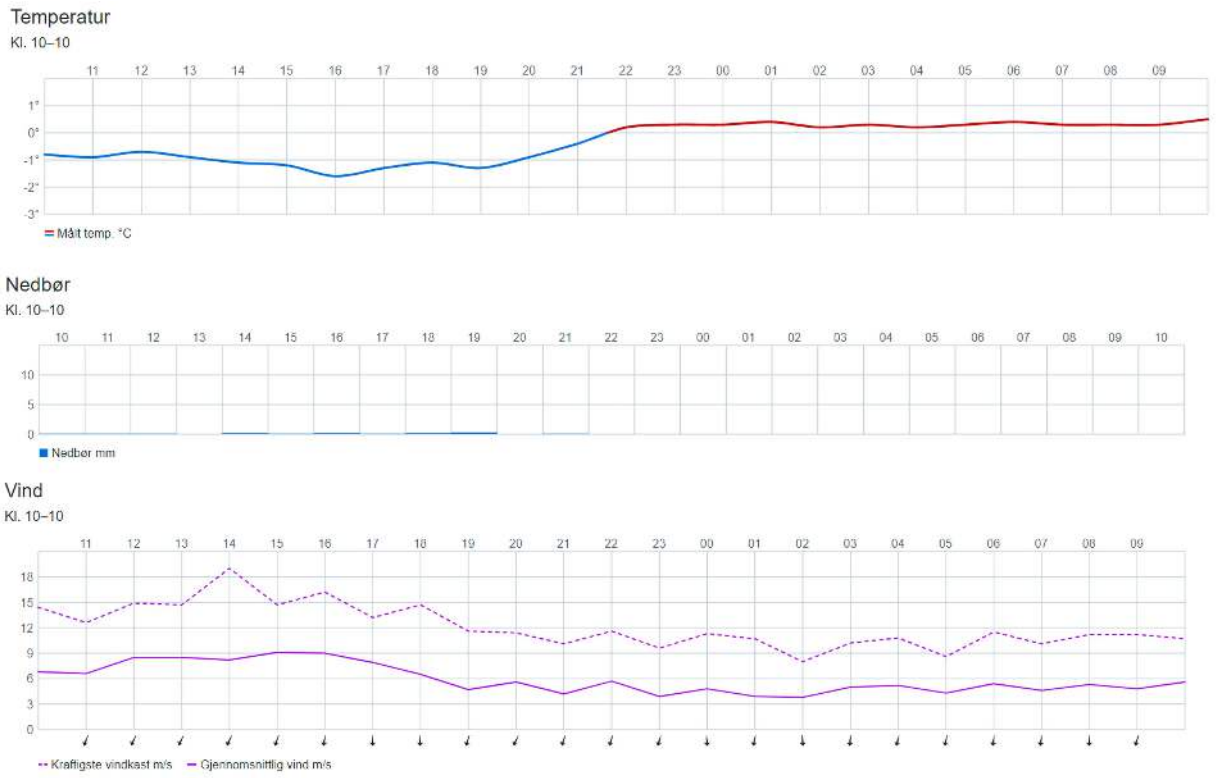
I denne fanen finn du tre skjermbilete tekne av ein animasjon av satellittbilete, det betyr at "spel av"-knappen i biletet ikkje er aktiv. Det øvste biletet er frå midnatt natt til tysdag, det midtarste er frå tysdag klokka 06.00 og det nedste tysdag klokka 09.00:



Figur A.66.: Kjelde: https://www.met.no/vaer-og-klima/satellittbilder

A.4. Observasjonar

Her er måledata frå Blindern frå måndag klokka 10.00 til tysdag klokka 10.00. Øvste graf viser temperatur, den midtarste viser nedbør, og den nedste viser vind.

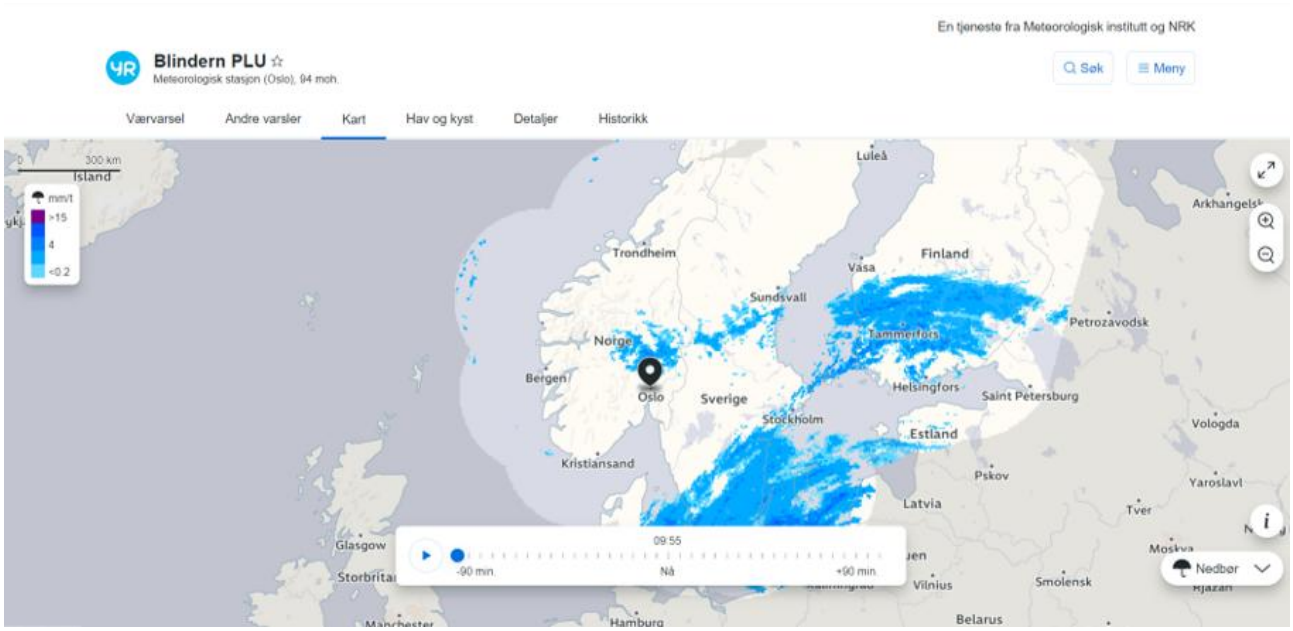


Figur A.67.: Kjelde: https://www.yr.no/nb/historikk/graf/5-18701/Norge/Oslo/Oslo/Blindern%20PLU

A.5. Radarplott

Figuren er eit skjermbilete teke av ein animasjon av radarplott, det betyr at "spel av"-knappen i biletet ikkje er aktiv.

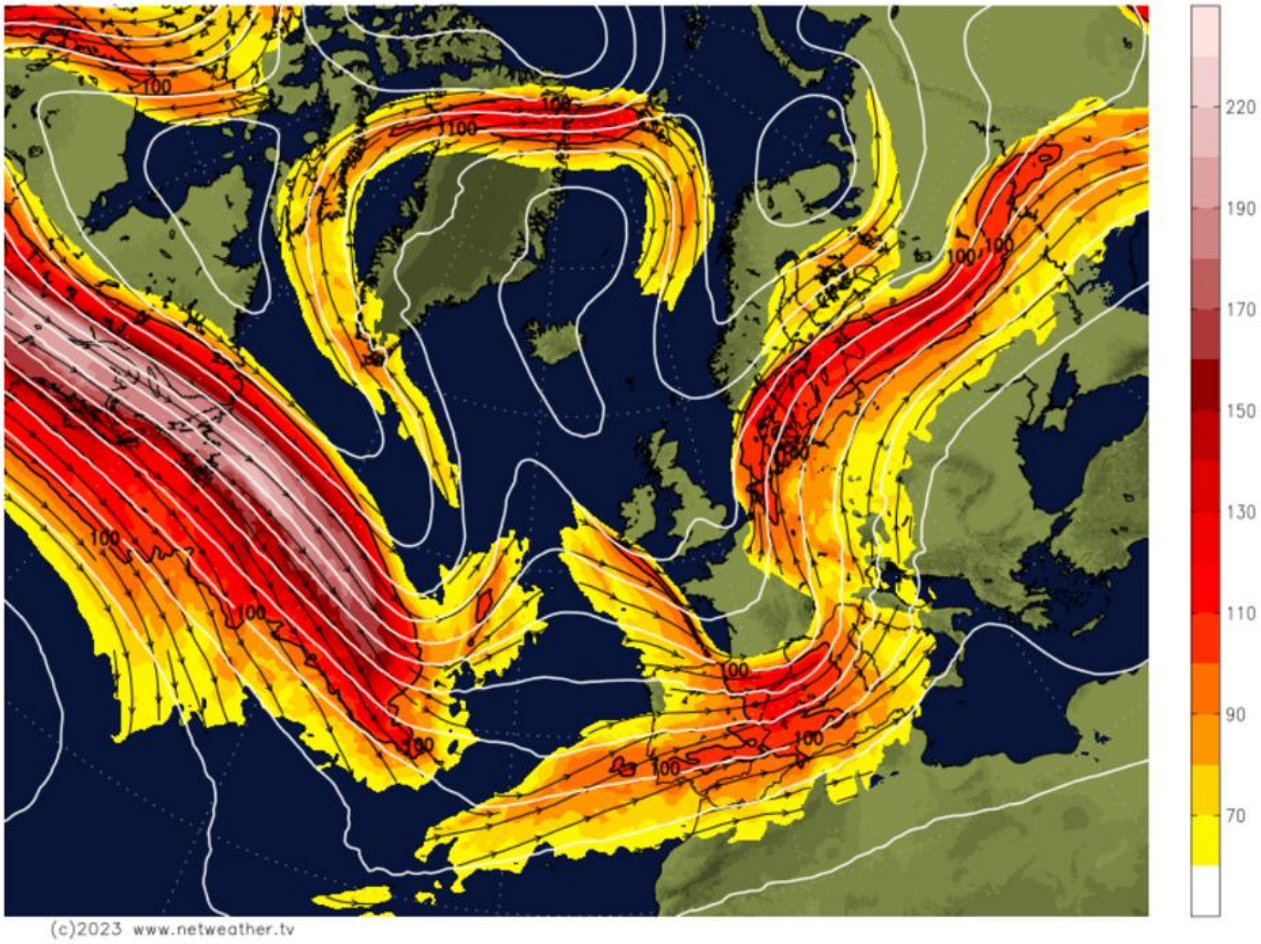
Radarplottet er frå tysdag ca. klokka 08.30:



Figur A.68.: Kjelde: https://www.yr.no/nb/kart/radar/5-18701/Norge/Oslo/Oslo/Blindern%20PLU

A.6. Jetstraum

Denne figuren viser jetstraumen i området tysdag 06.00. Fargane på figuren viser vindfarten i dette luftlaget – sjå skala i mph (engelske mil i timen) på høgre side av figuren.



Figur A.69.: Kjelde: https://www.netweather.tv/charts-and-data/jetstream

Skriveoppgaver:

a) Forklar korleis du meiner at vêret var på Blindern denne tysdagen klokka 09.00.

b) Vurder korleis temperaturen truleg kjem til å utvikle seg på Blindern frå 06.00 på tysdag og resten av dagen.

c) Vurder forventa utvikling i nedbørsforholda på Blindern frå 06.00 på tysdag og resten av dagen.

A.6.1. Informasjon om kategori 3

Oppgåvene inviterer til utforsking og/eller problemløysing knytt til temaet frå førebuingsdelen. Svara skal ikkje vera korte fasitsvar, men du skal visa din geofaglege kompetanse gjennom å drøfta, reflektera og vurdera kritisk.

Figurar og grafar kan gjerne brukast som ein del av argumentasjonen i svaret. Du kan lima inn skjermbilete av teikningar og eventuelle berekningar du gjer i digitale teikneprogram, digitale rekneprogram og liknande.

Det er viktig at du svarer på deloppgåvene i separate svar.

Kjelder

Når du bruker kjelder i svaret ditt, skal desse alltid bli oppgitt på ein slik måte at lesaren kan finna fram til dei. Du skal oppgi forfattar og fullstendig tittel på både lærebøker og annan litteratur. Viss du bruker

artiklar eller sitat frå nettbaserte artiklar, skal du oppgi nøyaktig nettaddresse og nedlastingsdato. Sjå eksamensrettleiinga.

Hugs å inkludera korrekte kjeldetilvisingar til figurar, bilete, kart og grafar som du bruker i svaret. Viss du vel å endra ein figur, så oppgir du kvar den originale figuren er henta frå, og at du har endra han sjølv.

Dersom du har brukt tekst generert av kunstig intelligens i svaret ditt, må du visa til kva delar av teksten dette er. Dette er tekstar som du har utarbeidd i forkant, då det ikkje er tillate å bruka kunstig intelligens under sjølve eksamen.

Oppgåve 22 Energiressursar frå hav og atmosfære

Førebuingsdelen handla om ulike fornybare energiressursar knytt til atmosfære og hav.

a) Forklar korleis geofaglege prosessar og fenomen skaper ulike bølgjer i havet.

b) Gjer greie for faktorar som påverkar der ein kan utnytta energien i tidvassforskjellar.

c) Gjer greie for kva for geofaglege utfordringar som er forventa ved å byggje solcelleanlegget i Stor-Elvdal, som er omtalt i førebuingsdelen.

d) Det er lite truleg at nokre land vil satse einsidig på energi frå anten hav eller land. Vurder likevel fordelar og ulemper med ein 100 prosent havbasert fornybar energimiks samanlikna med ein 100 prosent landbasert fornybar energimiks.

e) Drøft kva berekraftig energimiks Noreg bør satse på for å sikre ei jamn kraftforsyning i framtida.

B. Feltarbeid i geofag

Aktuelle kompetansemål

- gjennomføre geofaglig feltarbeid knyttet til havet, atmosfæren eller kryosfæren, bearbeide og tolke de innsamlede dataene og presentere resultatene

Feltarbeid er en sentral del av geofag. I motsetning til klasseromsforsøk møter vi i feltarbeidet naturen på dens egne premisser — med alt det innebærer av variasjon, uforutsigbarhet og ekte data. Geofaglig feltarbeid gir muligheten til å observere og måle prosesser i atmosfæren, havet og kryosfæren direkte, og til å knytte faglige begreper til konkrete erfaringer.

Et godt feltarbeid er planlagt og strukturert. Det innebærer å formulere en problemstilling, velge målemetoder, samle inn data systematisk, bearbeide og tolke resultatene og presentere funnene. Denne prosessen ligner på den naturvitenskapelige arbeidsmetoden og er dermed også god trening i vitenskapelig tenkning.

I dette kapittelet presenteres eksempler på feltarbeid knyttet til henholdsvis atmosfæren, havet og kryosfæren.

B.1. Feltarbeid knyttet til atmosfæren

B.1.1. Lokale værvariasjoner

Begrep: Temperatur, luftfuktighet, vindretning, vindstyrke, lufttrykk, lokalklima

Utstyr: Termometer, hygrometer (fuktighetsmåler), vindmåler (anemometer), kompass, barometer eller barometerapp, notatbok

Fremgangsmåte:

1. Velg ut 3–5 målesteder i nærmiljøet med ulike overflatetyper og eksponeringer (f.eks. asfaltplass, gresslette, skogkant, nordhelling, sørhelling).
2. Mål temperatur, luftfuktighet, vindstyrke og vindretning på hvert sted til samme tidspunkt.
3. Gjenta målingene på ulike tidspunkter av dagen (morgen, middag, ettermiddag) og gjerne på ulike dager.
4. Registrer observasjonene systematisk i en tabell.

Analyse: Sammenlign målingene mellom de ulike stedene. Finnes det systematiske forskjeller som kan forklares av overflatetypen, hellingsretningen eller nærhet til vegetasjon og bebyggelse?

Geofaglig kobling: Lokale variasjoner i vær og klima — gjerne kalt **mikroklima** — oppstår fordi ulike overflater absorberer og avgir varme ulikt (jf. albedo og varmekapasitet). Byer er for eksempel gjerne varmere enn omliggende landarealer, et fenomen kalt *urban heat island*-effekten. Feltarbeidet gir konkrete data som kan knyttes til teorien om strålingsbalanse og energioverføring i atmosfæren (se Kapittel 3 og Kapittel 6).

B.1.2. Værvarsling og værvarslingsuke

Begrep: Lufttrykk, front, lavtrykk, høytrykk, nedbør, skyer, vindretning

Utstyr: Barometer, termometer, hygrometer, vindmåler, kompass, skydekke-skala (okta), notatbok eller loggskjema, tilgang til eklima.no eller yr.no

Fremgangsmåte:

1. Sett opp en **værstasjon** på skolen med daglige avlesninger kl. 08.00 og 12.00 (eller tilsvarende faste tidspunkter).
2. Registrer hver dag: lufttemperatur, luftfuktighet, lufttrykk (og endring siden sist), vindretning, vindstyrke, skydekke (0–8 okta), nedbørtype og -mengde.
3. Lag en **værdagbok** der dere noterer observasjoner og et enkelt vær varsel for neste dag basert på observasjonene.
4. Sammenlign egne varsler med offisielle varsler fra yr.no, og evaluer treffsikkerheten.
5. Etter en uke: analyser dataene og presenter utviklingen for klassen.

Analyse: Plott lufttrykk over tid. Diskuter sammenhengen mellom fallende lufttrykk og endring i vær. Identifiser eventuelle fronter i dataserien.

Geofaglig kobling: Værvarsling er et av de viktigste praktiske anvendelsesområdene for meteorologi. Gjennom en uke med systematiske observasjoner øver elevene opp evnen til å knytte sammenheng mellom synoptiske værkart (fronter, lavtrykk, høytrykk) og det de observerer lokalt. Se Kapittel 12 og Kapittel 14.

Digitale hjelpemidler

- **eklima.no** — Meteorologisk institutts klimadatabase med historiske observasjoner fra stasjoner i hele landet.
- **yr.no/observasjoner** — sanntidsobservasjoner fra automatiske værsstasjoner.
- **earth.nullschool.net** — interaktiv visualisering av vind og trykk.

B.1.3. Mikroklimamålinger

Begrep: Mikroklima, varmeøy, vegetasjons- og overflateeffekter, temperaturinversjoner

Utstyr: Digitale termometere eller temperaturloggere (iButton, Tinytag e.l.), datamaskin for nedlasting av data, kart over måleområdet

Fremgangsmåte:

1. Plasser temperaturloggere på 5–10 steder med ulik vegetasjon, topografi og overflate. Logger kan gjerne stå ute over flere dager.
2. Last ned data og visualiser temperaturutviklingen over tid for hvert sted i samme diagram.
3. Identifiser tidspunkter for maksimums- og minimumstemperatur på hvert sted.

Analyse: Når er forskjellene størst — natt eller dag? Hvilke overflater/posisjoner er kaldest om natten? Diskuter inversjon og kaldluftssjøer i forsenkninger.

Geofaglig kobling: Mikroklimaforskning er relevant for blant annet landbruk, byplanlegging og naturforvaltning. Forsenkninger i terrenget kan samle kald luft om natten (kaldluftssjøer), noe som er viktig for frostrisiko og plantevalg. Feltarbeidet gir erfaringsbasert forståelse av hvordan topografi og overflateegenskaper styrer det lokale klimaet.

B.1.4. Skyer og værprognoser

Begrep: Skytyper, skydekke (åttedeler), skybase, nedbørsformer, værtegn

Utstyr: Skyatlas eller skyklassifiseringsguide (f.eks. fra cloudatlas.wmo.int), kamera eller telefon, notatbok

Fremgangsmåte:

1. Observer himmelen systematisk over en periode (f.eks. én uke) og klassifiser skytyper etter WMO-systemet (cirrus, cumulus, stratus, nimbostratus, cumulonimbus m.fl.).
2. Estimer skydekke i okta (0 = skyfri, 8 = overskyet).
3. Noter hvilke skytyper som forekommer i forkant av ulike typer nedbør og værskifte.
4. Knytt observasjonene til satellittbilder fra samme tidspunkt (f.eks. via eumetsat.int eller yr.no).

Analyse: Er det en sammenheng mellom sky type og etterfølgende vær? Hvilke skytyper varsler fronter?

Geofaglig kobling: Skyer er synlige indikatorer for prosesser i atmosfæren — konveksjon, frontalsystemer, orografisk løft. Å lese skyene er en tradisjonell, men fortsatt relevant ferdighet i meteorologi. Se Kapittel 8.

B.1.5. Albedomålinger

Begrep: Albedo, reflektans, strålingsbalanse, overflateegenskaper

Utstyr: Pyranometer eller enklere lux-meter (ev. smarttelefon-app), reflekterende og mørke overflater (asfalt, betong, gress, snø, is, naken jord)

Fremgangsmåte:

1. Mål innkommende sollys mot en lys horisontal flate (inkommen stråling, G).
2. Mål reflektert lys fra ulike overflater ved å holde måleren mot bakken (reflektert stråling, G_r).
3. Beregn albedo: $\alpha = G_r / G$
4. Gjenta for minst 5 ulike overflatetyper.

Analyse: Lag en tabell og søylediagram over albedo-verdiene. Sammenlign med kjente albedo-verdier fra litteraturen (snø: 0,8–0,9; asfalt: 0,05–0,1; gress: 0,2–0,3).

Geofaglig kobling: Albedo er en nøkkelvariabel i jordens strålingsbalanse. Endringer i overflatedekke — for eksempel fra hvit snø til mørkt hav — gir tilbakekoblingseffekter i klimasystemet (is-albedo-tilbakekoblingen). Feltarbeidet gir konkrete data som kan knyttes direkte til klimafaglige begreper (se Kapittel 3 og Kapittel 4).

B.1.6. Ekstrem nedbør og flomvurdering

Begrep: Nedbørintensitet, nedbørmengde, avrenning, infiltrasjon, flomsannsynlighet

Utstyr: Nedbørmåler (regnmåler), kart over nedbørfeltet, tilgang til historiske nedbørdata (senorge.no), ev. dreneringsrør og kamera

Fremgangsmåte:

1. Installer en enkel regnmåler og logg nedbørmengde daglig over en periode.
2. Finn historiske nedbørdata for samme stasjon eller nærmeste stasjon fra senorge.no eller eklima.no.
3. Beregn gjennomsnitt og normalnedbør for perioden, og vurder om din observasjonsperiode er over eller under normalen.
4. Undersøk et lokalt vassdrag eller bekkefar — noter vanntilstand og diskuter hva som skjer i forbindelse med kraftig nedbør.

Analyse: Sammenlign målt nedbør med flomstopp-data fra NVE (nve.no/flomsoner). Hva er det som avgjør om nedbør gir flom: intensitet, varighet, mettet jord, tele?

Geofaglig kobling: Ekstrem nedbør er en av de mest utbredte naturfarer i Norge og er ventet å øke i intensitet med klimaendringene. Feltarbeidet gir konkrete erfaringer med nedbørmåling og knyttes til vurdering av flomrisiko og klimatilpasning.

B.2. Feltarbeid knyttet til havet

B.2.1. Overflatestrømmer og drift

Begrep: Overflatestrøm, vindstrøm, Ekmanspiral, drifttrajektorie

Utstyr: Drivere (f.eks. epler, bøtter med kjøl, eller enkle GPS-sporede drivere), tau med meter-markering, stoppeklokke, kart, kamera

Fremgangsmåte:

1. Slipp driverne i vannet på et bestemt sted og tidspunkt. Ta koordinater med GPS.
2. Mål avstanden driverne tilbakelegger i løpet av 5, 10 og 30 minutter.
3. Beregn hastighet og retning på strømmen.
4. Gjenta under ulike vindforhold og noter vindstyrke og -retning.
5. Sammenlign observerte drifttrajektorier med modellerte strømbaner fra f.eks. OpenDrift eller havvarsler fra havvarsel.no.

Analyse: Er strømretningen den samme som vindretningen? Avviker den? Diskuter Ekmanspiralen og vinddriving av overflatestrømmer.

Geofaglig kobling: Overflatestrømmene i havet drives primært av vinden, men også av jordens rotasjon (Corioliseffekten). Kunnskap om overflatestrømmer er viktig for søk og redning til sjøs, spredning av oljesøl og forurensning, og for forståelsen av havets varmetransport. Se Kapittel 16.

Virtuelt feltarbeid

Dersom forholdene ikke tillater feltarbeid i hav eller fjord, kan OpenDrift-modellen brukes til å simulere spredning av partikler fra et gitt startpunkt. Dette kan kombineres med diskusjon om reelle hendelser som Rocknes-forliset eller MV Server-ulykken.

B.2.2. Tidevannsvariasjoner

Begrep: Tidevann, tidevannsstrøm, flo og fjære, tidevannsforskjell, månen og tidevannet

Utstyr: Målestokk (tidvannsmåler — enkel stokk med centimetermarkering festet til brygge eller kai), kamera, loggskjema, tilgang til tidevannstabeller (kartverket.no)

Fremgangsmåte:

1. Fest en måler på en fast brygge eller kai der vannstanden kan avleses.
2. Mål og registrer vannstanden hver time over et helt døgn (eller lengre).
3. Plot vannstanden mot tid og sammenlign kurven med offisielle tidevannstabeller fra Kartverket.
4. Beregn tidevannsforskjellen (differanse mellom høyvann og lavvann).
5. Observer og merk ev. tidevannsstrøm (se om alger, flyteobjekter e.l. beveger seg med strømmen).

Analyse: Stemmer observert tidevann med tabellverdiene? Finnes det forsinkelser? Hvilke faktorer kan forklare avvik (vind, lufttrykk)?

Geofaglig kobling: Tidevannet oppstår av gravitasjonskraften fra Månen og Solen. Norge har stor variasjon i tidevannsforskjell langs kysten — fra nær null i Oslofjorden til nesten 4 meter i Bodø. Tidevannsstrømmene er viktige for skipsfart, fiskeri og plassering av tidevannskraftverk. Se Kapittel 17.

B.3. Feltarbeid knyttet til kryosfæren

B.3.1. Snøprofiler og snøskredvurdering

Begrep: Snøprofil, snøkrystalltyper, svakt lag, lastlag, skredfare, rammepenetrometermåling

Utstyr: Spade, rammepenetrometer (eller enkel trykkstav), krystallkort og lupe, termometer, linjal, notatbok og profilskjema (fra varsom.no)

Fremgangsmåte:

1. Grav et snøprofil på et flatt, trygt sted (aldri på en skrå helling — fare for skred). Profilen bør gå ned til bakken eller til 1–1,5 m dybde.
2. Mål og registrer: tykkelsen på hvert snølag, snøtemperatur for hvert 10 cm, hardhet (med håndhardhetsskalaen: neven, 4 fingre, 1 finger, blyant, kniv), og krystalltype (ny snø, rundkornet snø, kantkornet snø, bekerlagssnø m.fl.).
3. Tegn profilen i et standardisert profilskjema.
4. Identifiser eventuelle svake lag og vurder snøskredfare i henhold til varsom.no-skalaen.

Analyse: Finnes det lag med kantkornet snø eller begerkrystaller (dybdrim) som kan utgjøre et svakt lag? Diskuter hva som skal til for at et skred utløses (svakt lag + lastlag + terreng).

Geofaglig kobling: Snøprofilanalyse er et sentralt verktøy i operasjonell skredfarevarsel. Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE) bruker data fra hundrevis av feltobservasjoner for å gi daglige skredvarsler gjennom varsom.no. Feltarbeidet gir en direkte inngang til å forstå snøens metamorfose og mekanikk. Se Kapittel 20.

Sikkerhet

Snøprofilgraving skal alltid foregå på flatt eller svakt hellende terreng, aldri på eller under en potensiell skredflate. Alltid gå minst to og sørg for at alle deltagerne kjenner til sikkerhetsrutiner for ferdsel i snøskredterreng.

B.3.2. Isbreer og klimaendringer

Begrep: Brefremrykk, brekallet, massebalanse, akkumulasjonssone, ablasjonssone, likevektslinje (ELA)

Utstyr: Kart (historiske og nyere topografiske kart), tilgang til satellittbilder (f.eks. Google Earth historikk, Sentinel Hub, NVE Atlas), GPS (valgfritt, dersom feltarbeid ved breen)

Fremgangsmåte:

Dette feltarbeidet kan gjennomføres delvis i felt og delvis digitalt.

Digitalt (fjernanalyse):

1. Last inn satellittbilder fra ulike år (f.eks. 1985, 2000, 2010, 2020 og i dag) fra en norsk bre i Google Earth eller Sentinel Hub.
2. Kartfest breens front i hvert bilde og mål tilbakesmeltingen i meter per år.
3. Sammenlign med data fra NVEs breovervåking (nve.no/bre).
4. Presenter endringen i et diagram med år på x-aksen og breens lengde eller areal på y-aksen.

I felt (ved breen):

1. Besøk breens front og noter observasjoner: smeltevannselver, moreneavsetninger, smelteluft-temperatur.
2. Mål avstand fra en fast referansepunkt (stein, bolt) til breens kant.
3. Ta bilder med nøyaktig GPS-posisjon og tidspunkt for sammenligning med fremtidige målinger.

Analyse: Hva er gjennomsnittlig tilbaketrekking per år for den valgte breen? Stemmer dette med regionale og globale trender? Finnes det perioder med fremrykk?

Geofaglig kobling: Norske breer har i gjennomsnitt trukket seg kraftig tilbake siden 1900-tallets slutt. Tilbakesmeltingen er en direkte konsekvens av økt sommertemperatur og for mange breer også endret nedbørsmønster. Breovervåking er et av de viktigste verktøyene for å dokumentere klimaendringer regionalt. Se Kapittel 19 og Kapittel 26.

Ressurser for breovervåking

- **nve.no/bre** — NVEs breovervåkingsdatabase med lengdemålinger tilbake til 1800-tallet.
- **Sentinel Hub EO Browser** — gratis tilgang til Sentinel-2-satellittbilder.
- **Google Earth Pro** — historiske satellittbilder tilbake til 1980-tallet for mange norske breer.

B.4. Planlegging og rapportering av feltarbeid

Uansett type feltarbeid bør elevene følge en strukturert prosess:

Fase	Innhold
Forberedelse	Formuler problemstilling, velg metode, sett opp loggskjema, sjekk utstyr og sikkerhet
Datainnsamling	Mål systematisk, noter alt — også uventede observasjoner
Bearbeiding	Organiser data i tabeller og diagrammer
Tolkning	Knytt resultater til fagteori — hva forklarer mønsteret dere ser?
Presentasjon	Muntlig, poster, rapport eller digitalt — tilpasset målgruppe

Usikkerhet i feltmålinger

Alle målinger har usikkerhet. I rapporteringen bør elevene reflektere over mulige feilkilder: Ble alle målinger utført likt? Var utstyret kalibrert? Påvirket vind eller sol måleresultatene? Å diskutere usikkerhet er en viktig del av naturvitenskapelig tenkning.

B.5. Oppsummering

Tabell B.2.: Oversikt over feltarbeider, tilhørende geosystem og nøkkelbegrep.

Feltarbeid	Jordsystem	Nøkkelbegrep
Lokale værvariasjoner	Atmosfæren	Mikroklima, albedo, overflateegenskaper
Værvarslingsuke	Atmosfæren	Lufttrykk, fronter, skydekke, prognose
Mikroklimamålinger	Atmosfæren	Temperaturlogger, inversjon, kaldluftssjø
Skyer og værprognoser	Atmosfæren	Skytyper, okta, værtegn
Albedomålinger	Atmosfæren	Albedo, strålingsbalanse
Ekstrem nedbør og flom	Atmosfæren	Nedbørintensitet, avrenning, flomsoner
Overflatestrømmer og drift	Havet	Vinddriving, Ekmanspiral, drifttrajektorie
Tidevannsvariasjoner	Havet	Flo og fjære, tidevannsstrøm, Kartverket
Snøprofiler og skredvurdering	Kryosfæren	Svakt lag, hardhet, skredfarevarsel
Isbreer og klimaendringer	Kryosfæren	Brekalling, massebalanse, satellittanalyse

C. Modeller i geofag

En **modell** er en forenklet representasjon av virkeligheten. I geofag bruker vi modeller for å forstå og undersøke komplekse systemer som atmosfæren, havet og klimasystemet. En god modell fanger opp de viktigste egenskapene ved systemet vi studerer, men utelater detaljer som ikke er avgjørende for det vi ønsker å forstå.

Det finnes mange typer modeller i geofag:

- **Konseptuelle modeller** er mentale bilder eller enkle tegninger av et system
- **Fysiske modeller** er tredimensjonale, håndgripelige representasjoner av et system — fra et enkelt forsøksoppsett i klasserommet til avanserte laboratorieeksperimenter
- **Matematiske modeller** bruker likninger til å beskrive sammenhenger i systemet
- **Numeriske modeller** er matematiske modeller som løses på datamaskiner

I dette kapittelet ser vi nærmere på eksempler på digitale og fysiske modeller som brukes i geofagundervisningen.

C.1. Digitale modeller (eksempler)

C.1.1. Energibalansemodeller

En **ettlagsmodell** er en svært enkel klimamodell der atmosfæren behandles som ett enkelt lag. Modellen brukes gjerne til å illustrere drivhuseffekten og jordens strålingsbalanse (se Kapittel 4).

En **toboksmodell** deler klimasystemet inn i to reservoarer — for eksempel overflaten og atmosfæren — og beskriver energiutvekslingen mellom dem. Slike modeller kan brukes til å undersøke tilbakekoblinger i klimasystemet.

C.1.2. Operasjonelle modeller og visualiseringsverktøy

- **earth.nullschool.net** — interaktiv visualisering av vind, havstrømmer og andre geofysiske størrelser i sanntid
- **windy.com** — værvarsling basert på numeriske værmodeller (ECMWF og GFS), med interaktive kart
- **OpenDrift** — åpen kildekode-modell for sporing av partikler i hav og atmosfære, utviklet av MET Norge
- **varsom.no** — Norges vassdrags- og energidirektorats tjeneste for naturfare, inkludert skredvarsling og flomvarsling

C.2. Fysiske modeller (praktisk arbeid i klasserommet)

Fysiske modeller er eksperimenter der vi bygger opp et forenklet, håndgripelig system som etterligner prosesser i naturen. I geofag kan vi lage fysiske modeller av for eksempel skydannelse, havstrømmer og havnivåstigning direkte i klasserommet.

Fysiske modeller gir elevene mulighet til å observere og undersøke geofysiske prosesser som normalt er umulige å observere direkte, fordi de foregår i for stort eller for lite rom, eller endrer seg for raskt eller for langsomt. Forskning viser at elever som arbeider aktivt med fysiske modeller oppnår bedre begrepsforståelse enn elever som kun får undervisning gjennom forelesning (Mackin et al., 2012).

> **Modell versus virkelighet**
>
> Det er viktig å diskutere med elevene hva modellen fanger opp, og hva den *ikke* fanger opp. Alle modeller er forenklinger — et mål med undervisningen kan være å reflektere over hvilke forenklinger som er gjort, og hvilke konsekvenser disse forenklingene har for tolkningen av resultatene.

C.2.1. Skydannelse i en flaske

Begrep: Adiabatisk avkjøling, kondensasjon, kondensasjonskjerner

Utstyr: Plastflaske (1,5 L), sykkelventil med kork, sykkelluftpumpe, litt varmt vann (eller isopropanol), fyrstikker (valgfritt, for kondensasjonskjerner)

Fremgangsmåte:

1. Hell en liten mengde varmt vann i flasken slik at det dannes vanndamp inni. La litt røyk fra en utslukt fyrstikk slippe inn i flasken for å tilføre kondensasjonskjerner (valgfritt, men gir tydeligere resultat).
2. Sett korken med ventilen tett i flaskeåpningen.
3. Pump opp trykket i flasken med noen få pumpestøt.
4. Hold flasken og slipp plutselig korken, slik at trykket faller raskt.

Observasjon: Når trykket faller brått, ekspanderer luften inne i flasken adiabatisk (uten varmetap til omgivelsene), og temperaturen synker raskt. Vanndampen kondenserer og en liten sky dannes synlig inne i flasken.

Geofaglig kobling: Eksperimentet viser de tre nødvendige ingrediensene for skydannelse: vanndamp, avkjøling (her ved trykkfall i stedet for stigning i høyden) og kondensasjonskjerner. I atmosfæren avkjøles stigende luft ved at lufttrykket avtar med høyden — eksperimentet simulerer dette ved å la trykket i flasken falle plutselig.

C.2.2. Termohalin sirkulasjon i et kar

Begrep: Tetthetsdrevet havstrøm, saltholdighet, temperatur og tetthet i havet

Utstyr: Rektangulært glasskar (for eksempel et akvarium), varmt vann farget rødt (lav tetthet), kaldt og saltholdig vann farget blått (høy tetthet), sprøyte eller pipette

Fremgangsmåte:

1. Fyll glasskaret halvt med romtemperert vann.
2. Tilsett forsiktig det kalde, saltholdig og blåfargede vannet ved en kortside langs bunnen, ved hjelp av en sprøyte.

3. Tilsett forsiktig det varme, rødfargede vannet ved den andre kortsiden, nær overflaten.
4. Observer hvordan de to vannmassene beveger seg.

Observasjon: Det tunge (kalde og saltholdige) vannet synker til bunnen og sprer seg mot den andre siden, mens det lettere (varme og ferskere) vannet flyter øverst. Langsomt dannes det en sirkulasjon i karet.

Geofaglig kobling: Eksperimentet illustrerer prinsippet bak den termohaline sirkulasjonen i verdenshavet. I virkeligheten drives de dype havstrømmene av at overflatevannet i polarområdene avkjøles og øker i saltholdighet når det fryser, slik at det synker ned og strømmer langs havbunnen mot ekvator.

En mer avansert variant der man modellerer effekten av jordrotasjonen bruker et roterende kar, og er omtalt i undervisningsressurser fra SERC (Venn, 2012). UiB har også laget oppgaver om saltholdighet, temperatur og tetthet som er knyttet til reelle havdata (Ekte data, Universitetet i Bergen, 2022).

C.2.3. Albedo og oppvarming

Begrep: Albedo, absorpsjon av solstråling, is-albedo-tilbakekobling

Utstyr: To identiske kar eller brett, ett hvitt og ett svart (eller dekket med hvitt og svart papir/folie), is, lyskilde (lampe eller sollys), termometer

Fremgangsmåte:

1. Legg like store mengder is på begge brettene.
2. Still brettene under en lampe med lik avstand.
3. Mål temperaturen og massen av smeltet vann med regelmessige intervaller over 30–60 minutter.

Observasjon: Isen på det mørke brettet smelter raskere fordi det mørke underlaget absorberer mer stråling.

Geofaglig kobling: Eksperimentet illustrerer is-albedo-tilbakekoblingen: når is smelter, avdekkes mørkere hav eller land som absorberer mer solstråling og varmes ytterligere opp, noe som igjen fører til mer smelting. Dette er en viktig positiv tilbakekobling i klimasystemet som forsterker den globale oppvarmingen, særlig i Arktis. Cattadori (2025) beskriver en detaljert versjon av dette forsøket med en kvantitativ tilnærming.

C.2.4. Havnivåstigning

Havnivået stiger som følge av to hovedmekanismer: termisk ekspansjon av havvann og avsmelting av is på land. Disse kan undersøkes separat i klasserommet.

Termisk ekspansjon

Utstyr: Erlenmeyerkolbe med kork og et tynt glassrør (eller sugerør) gjennom korken, rødfarget vann, varmtvannsbad

Fremgangsmåte:

1. Fyll en Erlenmeyerkolbe fullstendig med farget vann og sett i korken med røret.
2. Merk vannstanden i røret.
3. Senk kolben i et varmtvannsbad og observer vannstanden i røret.

Observasjon: Vannet i kolben stiger i røret etter hvert som det varmes opp.

Geofaglig kobling: Termisk ekspansjon er ansvarlig for en vesentlig del av den observerte havnivåstigningen. Forsøket gjør det tydelig at havet ikke trenger å tilføres mer vann for at havnivået skal stige — det holder at vannet varmes opp.

Is på land versus sjøis

Utstyr: To identiske plastbakker, leirklumper eller steiner (som «land»), is, farget vann, linjal

Fremgangsmåte:

1. Bygg opp et «landskap» i begge bakkene med stein/leire på den ene siden og åpent «hav» på den andre. Fyll med farget vann.
2. I den ene bakken legger du is i vannet (flytende havis). I den andre legger du isen på «landdelen» (landbreen).
3. La isen smelte og mål om vannivået endrer seg.

Observasjon: Isen som flyter i vannet (sjøis) gir ingen merkbar endring i vannivå når den smelter. Isen som ligger på land øker vannivået i bakken merkbart når den smelter.

Geofaglig kobling: Eksperimentet viser en vanlig misoppfatning: at all issmelting gir havnivåstigning. Havisen som smelter (for eksempel i Arktis) bidrar ikke direkte til havnivåstigning, mens smelting av innlandsisen på Grønland og Antarktis gjør det. Ribeiro & Ahlgren (2021) beskriver begge forsøkene i detalj.

C.2.5. Stormbølger (storm surge)

Begrep: Vindoppstuving, kystgeometri, stormflo

Utstyr: Flat bakke eller boks, plastelina (til å forme kystlinje), blåfarget vann, hårføner

Fremgangsmåte:

1. Form ulike kystgeometrier i plastelina — rett kyst, bukt, delta — og plasser dem i en flat boks med vann.
2. Bruk hårføneren til å simulere kraftig vind inn mot kysten fra «havsiden».
3. Merk og mål hvor langt vannet trenger inn over «land» for de ulike kystformene.

Observasjon: Bukter og grunne kystområder opplever kraftigere vindoppstuving enn rette kystlinjer.

Geofaglig kobling: Stormflo oppstår når kraftig vind presser havvann mot kysten. Kystens form er avgjørende for hvor alvorlig oversvømmelsen blir. UCAR har utarbeidet en strukturert undervisningsaktivitet for dette forsøket (UCAR Center for Science Education, 2023).

C.2.6. Corioliseffekten

Begrep: Corioliseffekten, roterende referanseramme, atmosfærisk og oseanografisk sirkulasjon

Corioliseffekten er vanskelig å demonstrere direkte i klasserommet, men den kan visualiseres på to enkle måter:

Enkel demonstrasjon (snurrestol): En elev sitter på en snurrestol og prøver å kaste en ball til en annen elev mens stolen snurrer. Ballen treffer ikke mottakeren, men avbøyes til siden — dette simulerer hvordan bevegelse i et roterende system «avbøyes».

Roterende kar (mer avansert): Med et kar som roterer (for eksempel en dreiefjøl) kan man se hvordan fargestoff som tilsettes i vannet avbøyes i forhold til en observatør som ser på fra utsiden. DIYnamics-prosjektet ved UCLA har utviklet et rimelig roterende system basert på LEGO-klosser som er tilpasset undervisning på alle nivåer (Hill et al., 2018). En tre-års studie med over 900 studenter viste at undervisning med roterende kar gir signifikant bedre begrepsforståelse enn ren forelesning (Mackin et al., 2012).

C.2.7. Energi i bølger — tau

Begrep: Bølgeenergi, transversale bølger, amplitude, frekvens

Utstyr: Et langt tau (3–5 meter), åpen plass (korridor eller gymsal)

Fremgangsmåte:

1. To elever holder tauet spent i hver sin ende.
2. Den ene eleven rister tauet opp og ned med varierende amplitude og frekvens.
3. Undersøk sammenhengen mellom amplitude (høyde på bevegelsen) og energien som overføres (hvor kraftig vibrasjonene kjennes i den andre enden).

Observasjon: Stor amplitude og høy frekvens gir mer energi, synlig ved at den andre eleven kjenner kraftigere drag i tauet.

Geofaglig kobling: Havbølger overfører energi gjennom vann uten at vannmassene selv transporteres særlig mye i bevegelsesretningen. Forsøket gir en intuitiv forståelse av bølgeenergi og begrepene amplitude og frekvens, som er viktige i beskrivelsen av havbølger (se kapittel om bølger og tidevann).

C.2.8. Drivhuseffekten — oppvarming i kar med forsterket CO_2

Begrep: Infrarød absorpsjon, drivhusgasser, CO_2

Utstyr: To identiske plastflasker eller glasskar med korker, termometere, lampe (infrarødpære gir best resultat), natriumbikarbonat (natron) og eddik (for å lage CO_2)

Fremgangsmåte:

1. Tilsett natron og eddik i den ene flasken for å fylle den med CO_2. La den andre stå med vanlig luft.
2. Sett termometere i begge flaskene og lukk dem.
3. Plasser begge flaskene like langt fra lampen og mål temperaturen over 15–30 minutter.

Observasjon: Flasken med CO_2 varmes gjerne raskere opp enn flasken med vanlig luft.

Pedagogisk merknad

Den vanligste varianten av dette forsøket (to lukkede kar under lampe) viser en temperaturforskjell som delvis skyldes at det ene karet er bedre isolert mot konveksjon enn det andre, ikke bare CO_2-absorpsjon av infrarød stråling (FizziQ, 2023). Det er pedagogisk viktig å diskutere denne begrensningen med elevene, og forklare at reelle målinger av CO_2s absorpsjonsspekter i laboratorium er grunnlaget for vår forståelse av drivhuseffekten. RSC Education har utarbeidet retningslinjer for en grundig gjennomføring av forsøket (Royal Society of Chemistry Education, 2015).

C.2.9. Isfrysing av sjøvann og ferskvann

Begrep: Frysepunktsnedsettelse, brinekanaler i havis, isfrysing

Utstyr: To identiske beholdere, ferskvann, saltvann (~35 g/L, tilsvarer saltholdigheten i normalt havvann), matfarge, fryser

Fremgangsmåte:

1. Fyll en beholder med ferskvann og en med saltvann. Bruk like mye vann i begge.
2. Sett begge i fryseren samtidig.
3. Ta ut etter 2–4 timer og sammenlign: Hvor mye is er dannet? Hvor klar er isen?
4. Drypp matfarge på overflaten av isen i begge beholderne. Observer forskjellen.

Observasjon: Ferskvann fryser raskere og danner klar, kompakt is. Saltvann fryser ved lavere temperatur (ca. $-1,8°C$ ved normal havvannssaltholdighet) og danner mer slapsete is. Matfargen trenger ned gjennom brinekanaler i saltvannsisen, men ligger oppå ferskvannsisen.

Geofaglig kobling: Når sjøis dannes, presses salt ut av isstrukturen og samles i konsentrerte brinekanaler. Dette gjør at vannet under isen blir tyngre og synker — et viktig bidrag til den termohaline sirkulasjonen. Brineka□□ene er dessuten leveområde for spesialiserte arktiske og antarktiske organismer.

C.3. Oppsummering

Tabell C.1.: Oversikt over fysiske modeller, begrep de illustrerer og nøkkelkilder.

Fysisk modell	Begrep som illustreres	Nøkkelkilde
Skydannelse i flaske	Adiabatisk avkjøling, kondensasjonskjerner	NASA JPL, NOAA
Termohalin sirkulasjon	Tetthetsdrevne havstrømmer	SERC; Ekte data, Universitetet i Bergen (2022)
Albedo og oppvarming	Albedo, is-albedo-tilbakekobling	Cattadori (2025)
Havnivåstigning	Termisk ekspansjon, landis vs. havis	Ribeiro & Ahlgren (2021)
Stormbølger	Vindoppstuving, kystgeometri	UCAR Center for Science Education (2023)
Corioliseffekten	Avbøying i roterende system	Hill et al. (2018); Mackin et al. (2012)
Energi i bølger (tau)	Bølgeenergi, amplitude, frekvens	—

Fysisk modell	Begrep som illustreres	Nøkkelkilde
Drivhuseffekten	CO_2-absorpsjon av IR-stråling	Royal Society of Chemistry Education (2015)
Isfrysing	Frysepunktsnedsettelse, brinekanalene	ASU Ask A Biologist

D. Enheter og numeriske verdier

Det er en del ulike enheter som kan være viktige å få samlet på ett sted:

Tabell D.1.: Enheter som er viktig i Geofag 2. SI-enheter og avledete enheter

Størrelse	Navn på enhet	Symbol	Kommentar
Lengde	meter	m	SI-enheten for lengde
Masse	kilogram	kg	SI-enheten for masse
Tid	sekund	s	SI-enheten for tid
Temperatur	grader Kelvin	$^\circ K$	SI-enheten for temperatur
Temperatur	grader Celsius	$^\circ C$	Dette er en avledet enhet for temperatur og er gitt ved $t^\circ C = (t + 273,15)^\circ K$
Kraft	newton	N	$1N = 1kg \cdot m/s^2$
Trykk	pascal	Pa	$1Pa = 1N/m^2 = kg/(m \cdot s^2)$
Energi	joule	J	$1J = 1kg \cdot m^2/s^2$
Effekt	watt	W	$1W = 1J/s$
Frekvens	hertz	Hz	$1Hz = 1/s$

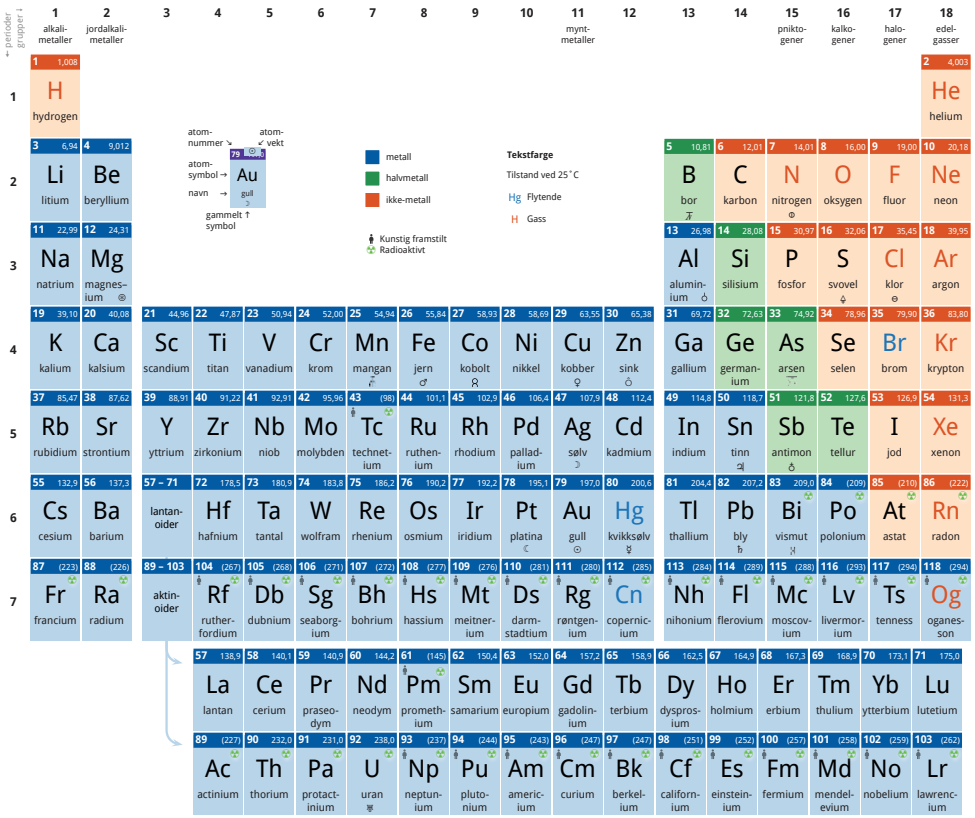
Tabell D.2.: Prefikser

Verdi	Prefix	Symbol	Verdi	Prefix	Symbol
10^{-1}	desi	d	10	deka	da
10^{-2}	centi	c	10^2	hekto	h
10^{-3}	milli	m	10^3	kilo	k
10^{-6}	mikro	μ	10^6	mega	M
10^{-9}	nano	n	10^9	giga	G
10^{-12}	piko	p	10^{12}	tera	T
10^{-15}	femto	f	10^{15}	peta	P

E. Tillegg til kapitlene

E.1. Tillegg til kapittel 2

E.1.1. Periodesystemet



E.2. Tillegg til kapittel 3

E.2.1. Transkript av video om strålingslovene

Alt rundt oss sender ut energi til omgivelsene som elektromagnetisk stråling. Bølgelengden og mengden stråling er avhengig av temperaturen. De fleste ting vi omgir oss med har såpass lav temperatur at de stråler med infrarød stråling som er usynlig. La oss bruke en lyspære som eksempel. Om vi øker temperaturen, vil den først lyse mørkt rød, for så skifte farge til oransje, gul, og hvit. Kunne vi økt temperaturen enda mer uten å smelte glødetråden ville den skiftet farge til blå, fiolett og ultrafiolett. I tillegg til at fargen endrer seg, legger vi merke til at intensiteten øker når temperaturen øker. Det vil si at når temperaturen øker, sendes det ut mer energi gjennom hver eneste kvadratmeter overflate hvert eneste sekund.

E.2.2. Tilleggsvideo om strålingsbalanse

Undervisningsvideo om strålingsbalanse (åpne i eget vindu) fra UiB.

Filmen forklarer hvorfor det stråler inn mindre energi ved polene enn nær ekvator. I filmen snakkes det også om utstrålt energi fra atmosfæren, og hvordan dette også kan knyttes til atmosfærens temperatur, vanndamp og skymengde.

Solen er hoveddrivkraften i klimasystemet vårt. Solstrålene som kommer inn mot jorden treffer først det ytterste laget i atmosfæren. Dette kaller vi toppen av atmosfæren og forkortes T O A. Ved ekvator, så treffer solstrålene mer eller mindre rett på atmosfærens overflate. Det betyr at jordens form ikke får noe særlig betydning for hvor mye solenergi som treffer hver kvadratmeter av toppen av atmosfæren. Hvis vi flytter oss nærmere polene, så ser vi at solstrålene treffer mer skråstilt, som fører til at solenergien fordeles over et større areal. Og i tillegg har solstrålene lengre vei gjennom atmosfæren. Dette fører til at det stråler inn mindre energi per kvadratmeter ved polene enn det det gjør ved ekvator. Jordens atmosfære søker etter å være i strålingsbalanse. Det betyr at det samlet sett stråler like mye energi ut fra atmosfæren som det stråler inn. Atmosfæren mottar energi fra solen i form av stråling som hovedsakelig er kortbølget. Atmosfæren balanserer denne inn strålingen ved å sende ut langbølget stråling. Jo varmere et objekt er, dess kortere bølgelengde stråler objektene med. Sånn er det også for jordens atmosfære. Jo varme atmosfæren er, dess kortere bølgelengde, stråler den med. Ut med utstrålingen blir det og mer energirik. 1:38 Animasjonen viser kor mye langbølget stråling som sendes ut fra toppen av atmosfæren. 1:46 Den lysere blåfargen, som vi blant annet ser nær polene, indikerer at det sendes ut færre watt per kvadratmeter. 1:51 Altså at det sendes ut minst energi i disse områdene. 1:59 Temperaturen på toppen atmosfæren ikke nødvendigvis sammenfalle med temperaturen på jordoverflaten. 2:04 Temperaturen på toppen atmosfæren påvirkes både av temperaturen lengre nede i atmosfæren, 2:10 mengden vanndamp og ikke minst både tykkelse og høyde på skyene. 2:15 Dette forklarer korfor vi også ser områder nær tropene. 2:21 Kor utstrålt energi er ganske lav. Varme, tørre og skyfrie områder sender dermed naturlig nok ut mest stråling.

E.3. Tillegg til kapittel 4

E.3.1. Vannets kretsløp

Figur E.1.: Vannets kretsløp: Kilde: Wikimedia Commons

Vannets kretsløp er typisk delt inn i 16 ulike stadier:

Tabell E.1.: Vannets kretsløp - vannmagasiner og overganger mellom dem

Havet	Havet magasinerer 97 % av alt vann på jorden. 90 % av alt vann som fordamper fra overflaten på jorden, kommer fra havet.
Fordampning	Fordampning skjer fra havet, innsjøer og elver. Bare 10 % av alt vann som fordamper fra verdenshavene transporteres inn over land som nedbør. Over havene er fordampningen større enn nedbøren, mens det er omvendt over land. Omtrent 90 % av all vanndamp i atmosfæren kommer fra fordampning.
Evapotranspirasjon	Evapotranspirasjon er den prosessen hvor vanndamp tilføres atmosfæren ved fordampning fra bakken (evapo-) og fra celleånding i plantene (-transpirasjon). Det antas at omtrent 10 % av all vanndamp i atmosfæren kommer fra evapotranspirasjon, der celleåndingen er særlig viktig.
Sublimasjon	Sublimasjon er prosessen hvor vann går direkte fra fast form til gass, altså at vannet går direkte fra å være snø eller is til å bli vanndamp. (Den motsatte prosessen er dannelse av rim)

Atmosfæren	Atmosfæren har bare 0,001 % av vannvolumet i jordsystemene våre, men er likevel ekstremt viktig for klimaet vårt. Vannet i atmosfæren finnes i gassform (vanndamp), i flytende form (skydråper) og i fast form (iskrystaller).
Kondensasjon	Kondensasjon er når vanndamp går over til flytende vann. Dette skjer typisk når vanndampen avkjøles, eller trykket avtar. Dette er prosessene som danner skyer og tåke.
Nedbør	Nedbør dannes når det kondenserte vannet kolliderer med andre dråper, og til slutt blir så tunge at de faller ned mot bakken.
Is og snø	Is og snø kan bygge seg opp over lang tid. Mer enn 90 % av all innlandsis er i Antarktis og knappe 10 % er på Grønland. Isbreer i Norge og andre steder i verden utgjør en veldig liten andel av snø og is på jordkloden vår.
Smeltevannsavrenning	Smeltevannsavrenning skjer for eksempel hver vår når snø og is smelter og renner ut i havet. Kraftig snøsmelting kan føre til flom i elver.
Overflateavrenning	Overflateavrenning er vann fra nedbør som renner på og i bakken som overflatevann og markvann. Noe av dette vannet går over til grunnvannet.
Elver	Vann som renner over bakken, samler seg gjerne i elveløp. Vann følger gjerne elveløp ut til havet.
Innsjøer	Mye ferskvann er også lagret i innsjøer på jordkloden. Innstrømning til innsjøen er fra nedbør, overflateavrenning og grunnvann. Utstrømningen fra innsjøene er via fordampning, elver og grunnvannsinfiltrasjon.
Infiltrasjon	Infiltrasjon er prosessen der vannet går fra å være over bakken til å gå inn i bakken.
Grunnvannsreservoar	Grunnvannsreservoar er grunnvann som er lagret over tid under jordens overflate. Grunnvann beveger seg sakte, og oppholdstiden kan derfor være lang.
Grunnvannsutstrømming	Noen steder beveger grunnvannet seg ut av bakken.
Kilde	En vannkilde er typisk det stedet der grunnvannet strømemr ut av bakken.

Vannmagasiner og oppholdstid

Vannet oppholder seg ulikt i de ulike vannmagasinene.

Tabell E.2.: Oppholdstiden i vannmagasinene

Vannmagasin	Gjennomsnittlig oppholdstid
Havene	3 200 år
Isbreer	20 til 100 år
Innlandsisen på Antarktis	20 000 år
Sesongvarierende snødekke	2 til 6 måneder
Fuktighet i jordsmonnet	1 til 2 måneder
Grunnvann - grunt	100 til 200 år
Grunnvann - dypt	10 000 år
Innsjøer	50 til 100 år

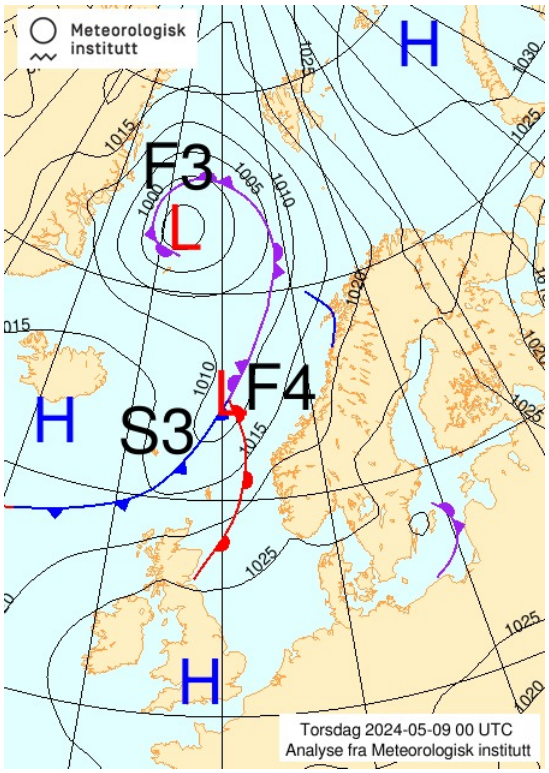
Vannmagasin	Gjennomsnittlig oppholdstid
Elver	2 til 6 måneder
Atmosfæren	9 dager

F. Eksempel på hvordan man tolker analysekart

Tidspunkt: Torsdag 9.mai klokken 07.30 norsk sommertid = torsdag 9.mai kl.05.30 UTC

Sted: Øygarden kommune, Vestland

Nyeste analysekart fra met.no:



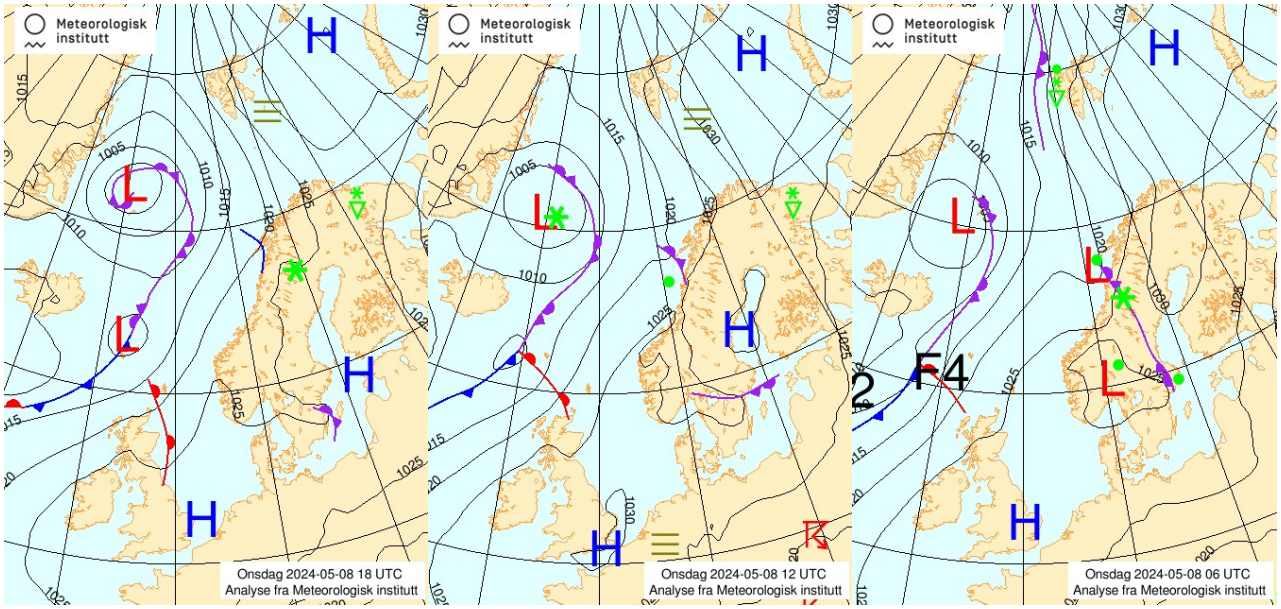
(a) Analysekart 9.mai kl.00.00 UTC = kl.02.00 norsk sommertid

1. Det første vi ser de to lavtrykkssentrene i Norskehavet og Grønlandshavet, samt høytrykksentrene sør i Storbrittania og på sørsiden av Island.
2. Videre ser vi at det ikke er store trykkforskjeller mellom høyeste og laveste trykk.
3. Vi ser en okklusjonsfront som er knyttet til en varmfront og en kaldfront.
4. Det ene lavtrykkssenteret er lokalisert i møtepunktet mellom de tre frontene. Vi kan derfor se at dette lavtrykkssenteret er dannet senere enn lavtrykkssenteret lengre nord, i det området hvor kaldfronten tar igjen varmfronten.
5. Vi har tre områder som er markert med F4, S3 og F3. Dette er områder som har hatt store trykkendringer siste tre timer. F4 betyr at trykket har **falt** med 4 hPa de siste tre timer. Tilsvarende betyr S3 at trykket har **steget** med 3 hPa de siste tre timer. Dette forteller oss at lavtrykkssenteret i Norskehavet er på vei nordøstover, mens lavtrykkssenteret i Grønlandshavet er på vei nordover.
6. Vi ser at isobarene over Vestlandet har ganske stor avstand. Det betyr at det ikke er sterk vind. Vi ser også at isobarene inn mot Øygarden har en retning fra sørvest, som betyr at den geostrofiske vindretningen er fra sørvest. Den reelle vinden ved bakken vil derfor være fra sør-sørvest.

La oss da se på de siste analysekartene fra tiden før 9.mai 2024. Det ligger 9 tilgjengelig når analysen tas. Du ser dem nedenfor i omvendt kronologisk rekkefølge:

F.1. Et større bilde

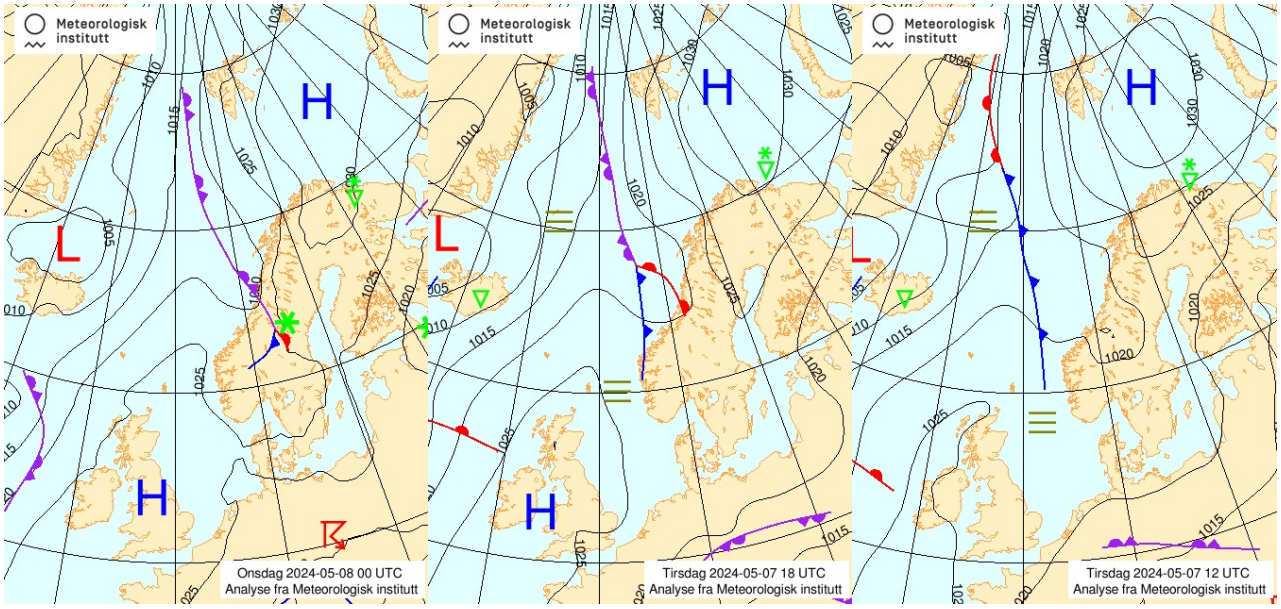
Analysekartene fra met.no viser et ganske lite utsnitt av værsystemene som kan påvirke oss. Husk at værsystemene kan flytte seg raskt, og hvis vi ønsker å se mønsteret i hvor "været kommer fra", så kan det være nyttig å studere analysekart over et større område. Metoffice i UK har sitt hovedsete i Reading. Her finner vi også hovedsenteret for langtidsvarsel for Europa. Det kan derfor være nyttig å se på hvordan analysekartene ser ut herfra. Disse kartene kommer ikke like ofte som analysekartene fra met.no, og kartene blir ikke liggende ute i ettertid, da må man laste dem ned etterhvert. Den store fordelen med å se på de større kartene fra UK, sammen med de norske, er at de viser større deler av



(a) Analysekart fra onsdag 8.mai kl.18.00 UTC = kl.20.00 norsk sommertid

(b) Analysekart fra onsdag 8.mai kl.12.00 UTC = kl.14.00 norsk sommertid

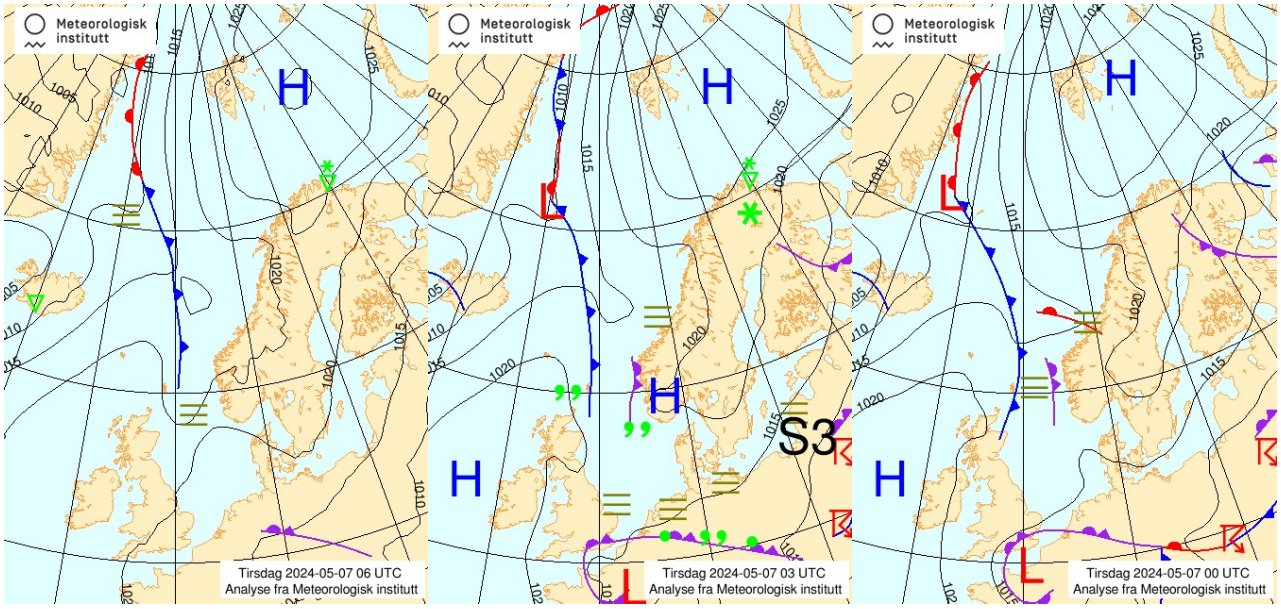
(c) Analysekart fra onsdag 8.mai kl.06.00 UTC = kl.08.00 norsk sommertid



(a) Analysekart fra onsdag 8.mai kl.00.00 UTC = kl.02.00 norsk sommertid

(b) Analysekart fra tirsdag 7.mai kl.18.00 UTC = kl.20.00 norsk sommertid

(c) Analysekart fra tirsdag 7.mai kl.12.00 UTC = kl.14.00 norsk sommertid



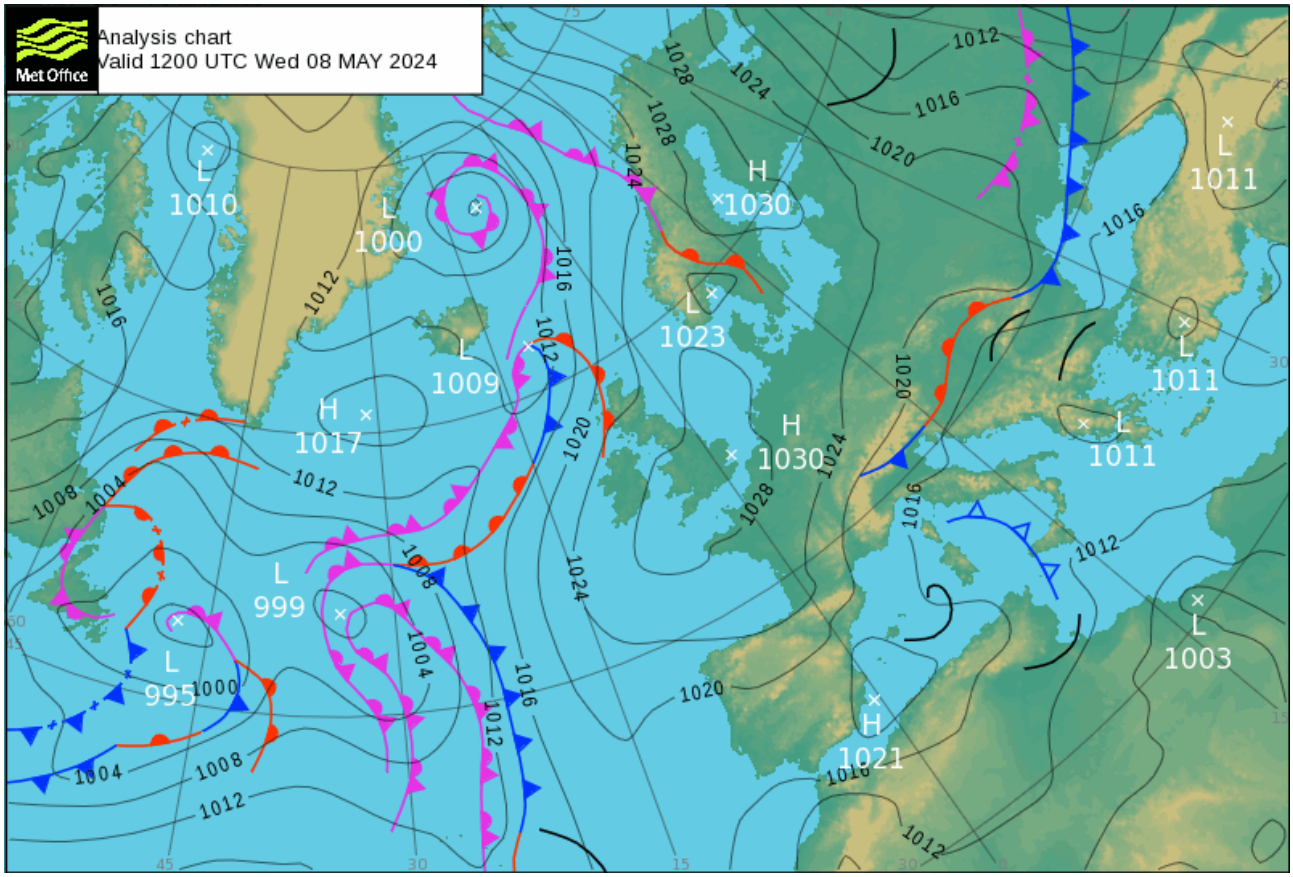
(a) Analysekart fra tirsdag 7.mai kl.06.00 UTC = kl.0800 norsk sommertid

(b) Analysekart fra tirsdag 7.mai kl.03.00 UTC = kl.05.00 norsk sommertid

(c) Analysekart fra tirsdag 7.mai kl.00.00 UTC = kl.02.00 norsk sommertid

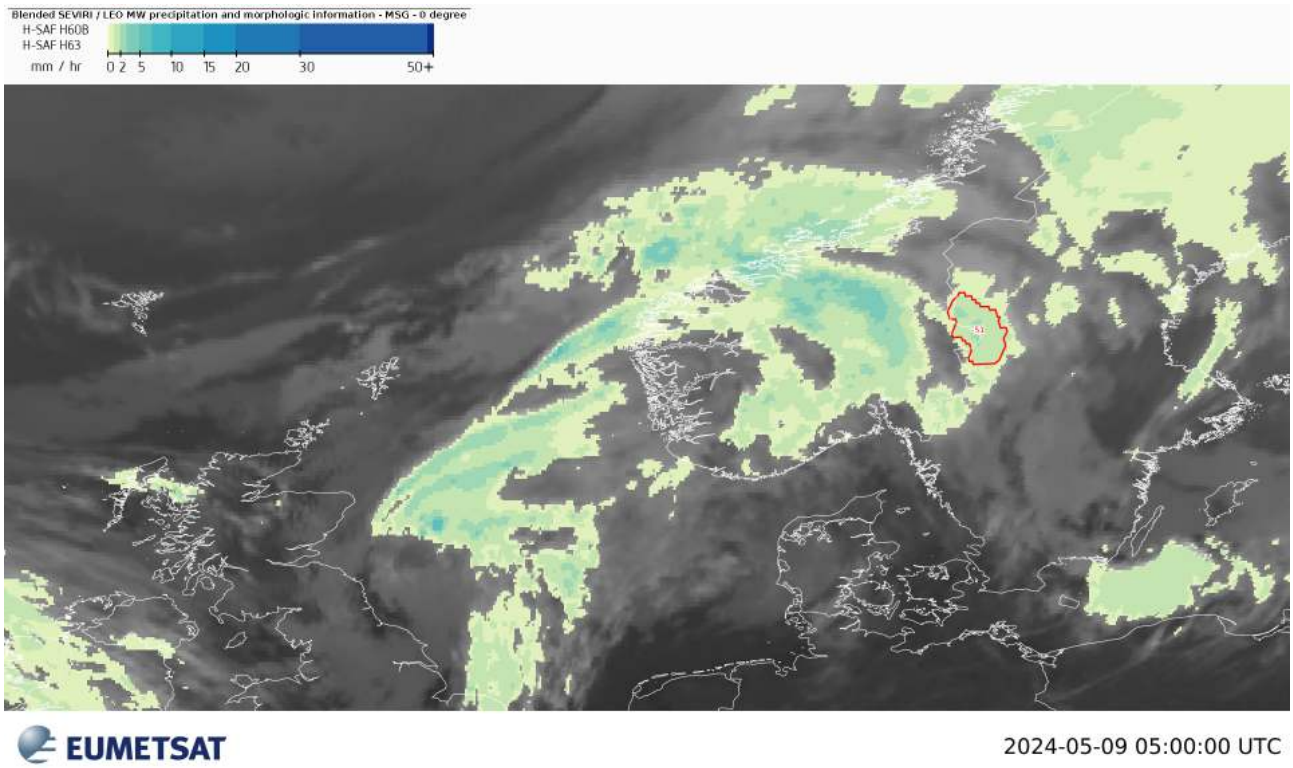
1. Det første vi legger merke til er at den analysen vi gjorde med at lavtrykket som nå er i Norskehavet, har kommet fra sørvest, og lavtrykket i Grønlandhavet har kommet fra sør, begge deler som vi kunne se fra bare ett analysekart.
2. Vi ser at det i går kveld er registrert en del snø og snøbyger i nord-Sverige og nord-Finland.
3. Vi ser at det natt til tirsdag ble laget et ekstra analysekart kl.03.00 UTC. Dette blir gjerne gjort i situasjoner der det er værhendelser som endrer seg raskt, eller som har store konsekvenser for samfunnet. Vi ser at analysekartet fra 7.mai kl.03.00 UTC har mange områder med tåke i Nordsjøen. Tåke i Nordsjøen har store konsekvenser for eksempelvis helikoptertrafikken til og fra oljeriggene her ute.
4. Vi ser at det har lagt et høytrykk øst for Svalbard, i Barentshavet, ganske stabilt, gjennom disse to døgnene. Samme med lavtrykk på østsiden av Grønland skaper dette jevn vind inn i Arktis mellom Svalbard og Grønland.
5. Det er generelt stor avstand mellom isobarene på de ulike analysekartene, som betyr at det ikke er spesielt sterk vind noe sted. Vi ser at lavtrykket som akkurat nå befinner ser nord i Grønlandshavet er der vi har isobarer som ligger tettest. Det betyr at vi akkurat nå har sterkest vind på østkysten av Grønland. Vi husker på det vi lærte om vindretning i Kapittel 9, og ser at vi at like øst for Grønland blåser nordavind.
6. Hvis vi da fokuserer på der hvor jeg, observatøren, er når jeg tolker kartene, så ser vi at det natt til tirsdag 7.mai kom inn noe rester av en okklusjonsfront fra Nordsjøen, etterfulgt av tåke. Vi ser at det ligger tåke ute over havområdene hele tirsdagen, og at det er lite vind hele denne dagen. Utover onsdag 8.mai etableres et lavtrykk ute i sørlige Norskehavet / Nordsjøen, sammen med et frontsystem. Vi ser at dette lavtrykket og frontene flytter seg nordøstover, og at varmfronten nærmer seg vestkysten og Øygarden. Dette betyr at jeg vil forvente at jeg utenfor vil se et skyopptrekk som er typisk foran varmfronter. Jeg forventer at jeg først ser fjærskyer *cirrus* etterfulgt av høye lagskyer *cirrustratus*. Etterhvert blir skyene lavere og lavere, lagskyer *altostratus,* og nedbørsskylag *nimbostratus.* Jeg forventer altså at det etterhvert blir mer og mer skyet, og at det vil komme nedbør. En stund etter at det har begynt på regne, forventer jeg at varmfronten passerer, og at temperaturen går litt opp.

Nord-Atlanterer, hvor vi vet at mye av den frontaktiviteten som skjer her, vil kunne påvirke været i Norge. I tillegg ser vi hele Europa, og deler av Russland, som også kan påvirke østfra.



Figur F.5.: Analysekart fra MetOffice, UK, fra 8.mai kl.12.00 UTC = kl.1400 norsk sommertid

F.2. Satellittbilder

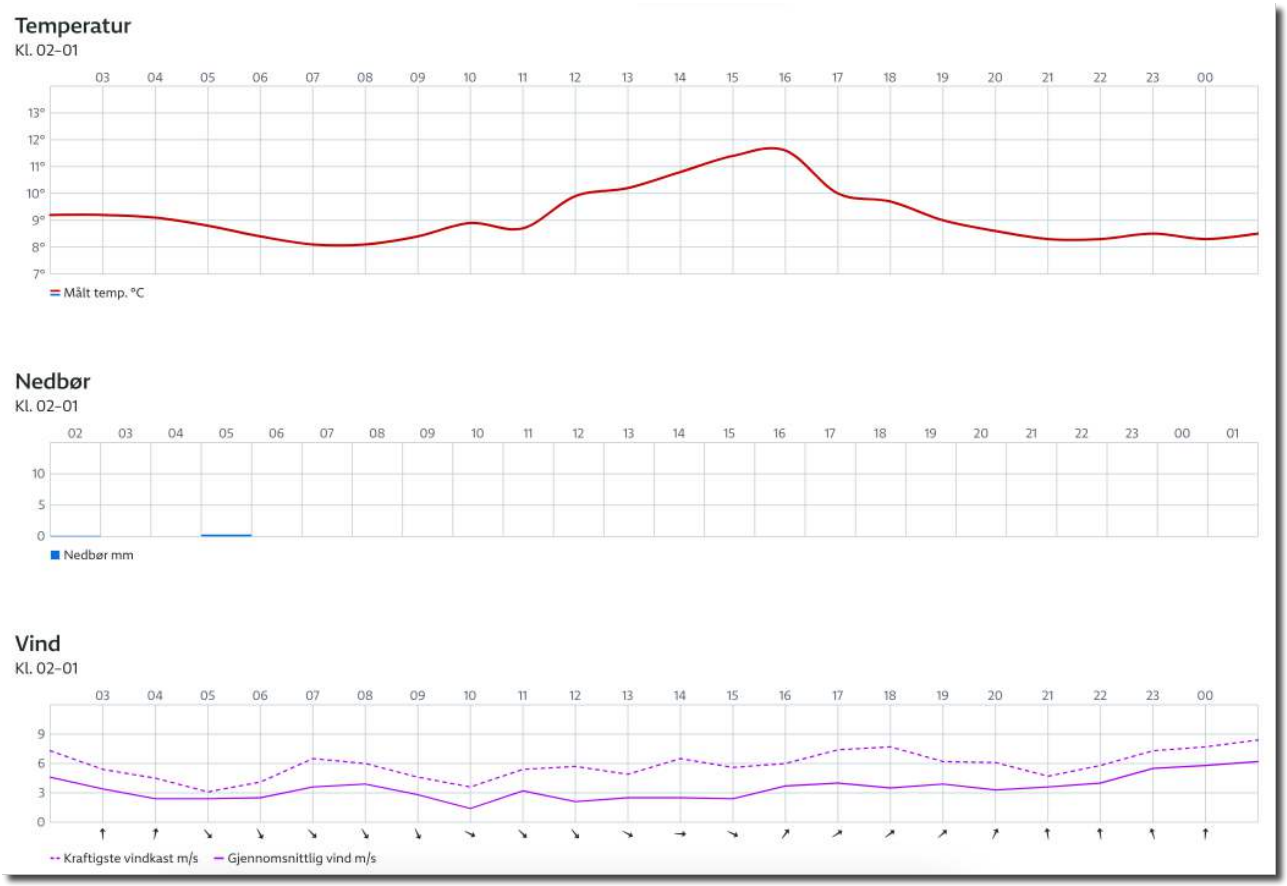


Figur F.6.: Satelittbilde fra EUMETSAT 9.mai kl.05.00 UTC = kl.07.00 norsk sommertid

Satellittbildet viser skysystemene utenfor kysten av Norge, som vi kunne se fra analysekartene. Vi ser tydelig at varmfronten har skyer i forkant av selve frontlinjen.

F.3. Observert vær

Nærmeste offisielle målestasjon for Øygarden kommune er Flesland lufthavn i Bergen.



Figur F.7.: Værstatistikk for Flesland 8.mai 2024. Skjermbilde fra yr.no

Offisielle lenker

Læreplan i geofag 2 - https://www.udir.no/lk20/gfg01-03/kompetansemaal-og-vurdering/kv573

Eksamensveiledning i Geofag 2 - https://sokeresultat.udir.no/eksamensoppgaver.html?ExCatalogTypeName=Eksamensveiledninger&query=REA3043

Tidligere eksamensoppgaver - https://sokeresultat.udir.no/eksamensoppgaver.html?query=REA3043&ExCatalogTypeName=Eksamensoppgaver

Til læreren

*Dette er et rent dugnadsprosjekt. Det betyr at jeg gjerne tar i mot innspill om du finner feil i læreverket. Jeg har derimot ikke kapasitet til å svare på spørsmål om fasit til oppgavene eller forklaringer av de ulike konseptene.*Jeg har skrevet et læreverk som går litt utover det som er minimum for å klare Geofag 2 i videregående skole. Noen steder har jeg tatt med litt formler og fysikk for å vise elevene at en del av de geofysiske emnene som meteorologi og oseanografi inneholder mye fysikk og matematikk. Det er også for å kanskje gjøre enkelte ting lettere å forstå for de elevene som faktisk har R-matematikk og fysikk som programfag i skolen.

(a) Geofaglæreren sett med Dall-Es blikk anno 9.mai 2024. Illustrasjon generert av Elisabeth Engum.

Enkelte tema er i grenseland for å være med i geofag etter LK20. Andre tema er nye for mange, men definitivt innenfor læreplanen REA3043.

Andre steder er det lagt til informasjon i vedlegg, særlig med tanke på de elevene som ikke har tatt geofag 1 før de tar geofag 2. Et eksempel på dette er vannets kretsløp, som er svært viktig i geofag 1, og forståelsen for dette er viktig i en del prosesser i geofag 2. Detaljene rundt vannets kretsløp er derimot lagt i et vedlegg for dem som ikke har lest dette i andre fag.

Jeg har prøvd å skrive det i den rekkefølgen jeg selv har undervist temaene. Det er mulig undervise i en annen rekkefølge, men det er noen steder der jeg henviser til tidligere kapitler. Kapitlene om ekstremvær, energi, konsekvenser av klimaendringer og bærekraftige løsninger vil aldri bli fullstendige. Dette er fordi det innen disse temaene vil være interessant å finne dagsaktuelle problemstillinger.

Skoleåret har 38 uker. I tempoplanen har jeg skissert 15 uker med nytt tema på høsten, og det samme på våren. 3-4 uker forsvinner typisk i eksamen, aktivitetsdager med mer. Da er det likevel 4 uker igjen til repetisjon og vurdering.

Red: Med endringer i tidspunkt for sentralgitt eksamen må man kanskje endre noe på den foreslåtte tempoplanen nedenfor.

Lykke til!

Med vennlig hilsen

Elisabeth Engum

Forslag til tempoplan[1]

[1]En økt = 2 klokketimer

Tabell F.1.: Forslag til tempoplan

Måned (antall økter)	Tema	Merknad
August (3)	Kap 1 Introduksjon til Geofag 2 Kap 2 Introduksjon til atmosfærefysikk	
September (8)	Kap 3 Stråling Kap 4 Drivhuseffekten Kap 5 Ozonlaget Kap 6 Varmetransport i atmosfæren Kap 7 Atmosfærens stabilitet Kap 8 Skydannelse og nedbør	
Oktober (7)	Kap 9 Vind Kap 10 Temperatur Kap 11 Global atmosfærisk sirkulasjon Kap 12 Fronter og ekstratropiske lavtrykk Kap 13 Ekstremvær	
November (8)	Kap 14 Værvarsling (med værvarslingsuke) Kap 15 Introduksjon til havet Kap 16 Havstrømmer	Værvarsling kan med hell flyttes til våren hvis det er vanskelig å observere skyer i november.
Desember (6)	Kap 17 Bølger og tidevann Kap 18 Naturfarer knyttet til hav Kap 19 Havis og innlandsis	
Januar (8)	Kap 21 Snø og snøskred Kap 21 Permafrost Kap 22 Vekselvirkninger hav og atmosfære	
Februar (6)	Kap 23 Naturlig klimavariabilitet Kap 24 Klimaforskning	
Mars (6)	Kap 25 Antropogen klimapåvirkning Kap 26 Energiressurser Kap 27 Konsekvenser av en varmere fremtid	
April (1)	Kap 28 Bærekraftige løsninger	
April (5)	Repetisjon, eksamensforberedelser	

Måned (antall økter)	Tema	Merknad
Mai	Sentralgitt skriftlig eksamen	
Juni	Muntlig-praktisk eksamen	

Index

Adiabatisk prosess, 50
Adveksjon, 45
Aerosoler, 58
Albedo, 15, 27, 471, 479
AMOC, 334
Analysekart, 146
Aphelion, 261
Arktisk forsterkning, 328
Astronomiske faktorer, 260
Atmosfæren, 3, 4, 7
  energioverføring, 43, 45
  global sirkulasjon, 91
  grenselag, 12
  hydrostatisk balanse, 9
  inndeling, 10
  luftens tetthet, 8
  sammensetning, 7
  sirkulasjon, 87, 93
  stabilitet, 49
  stratosfæren, 12
  troposfæren, 11
  trykk, 7
  Trykkgradientkraft, 69
  vertikal stabilitet, 49
Atmosfærisk sirkulasjon, 91
  Hadley-cellen, 90
Atmosfærisk stabilitet, 49
Atmosfæriske elver, 126, 325

Batymetri, 160
Biologisk mangfold, 337
Black body radiation, 16
Blågrønnalger, 4
Brekollaps, 330
Bærekraftige løsninger, 359
Bølgekraft, 354
Bølger, 195
  dannelse, 195
  dype, 197
  grunne, 197
  interferens, 198
  monsterbølger, 198
  parametere, 197
  Stormbølger, 209
  Strøklengde, 209, 215

Chinookvind, 78
Corioliseffekten, 481
Corioliskraft, 72
Corioliskraften, 72
CO_2-opptak (havet), 333
Cyanobakterier, 4

Dalvind, 77
Den norske syklonmodellen, 112
Dendrokronologi, 306
Drivhuseffekten, 25, 28
  Drivhusgasser, 25
  drivhusgasser, 29
Dryppsteiner, 306
Duggpunkt, 43

Eksterne pådriv, 259
Ekstratropiske lavtrykk, 112
Ekstrem nedbør, 130
Ekstrem tørke, 130
Ekstremvær
  ekstratropiske sykloner, 112
Emissivitet, 34
Energi, 349
  Atmosfæren, 349
  energioverføring i atmosfæren, 45
  Havet, 353
Energibalanse, 83
Energioverføring, 45
Energiressurser
  Bølgekraft, 354
  Havvarmekraft, 355
  Saltkraft, 355
  Solkraft, 351
  Tidevannskraft, 354
  Vannkraft, 352
  Vindkraft, 350

Faseovergang, 44
Feltarbeid, 469
  Albedo, 471
  Isbreer, 474
  Lokale værvariasjoner, 469

Mikroklima, 470
Nedbør, 472
Overflatestrømmer, 472
Skyer, 471
Snøprofil, 473
Tidevann, 473
Værvarsling, 470
Ferskvann, 335
Fjellvind, 77
Flo og fjære, 198
FNs bærekraftsmål, 361
Foraminiferer, 310
Fortidens klima, 306
Friksjon (atmosfæren), 73
Front, 104
-nedbør, 108
frontogenes, 104
kald-, 106
okkludert, 107
polar-, 111, 114
stasjonær, 108
varm-, 105
Fronter, 103, 150
Frontløft, 59
Fuktighet
Relativ, 43
Föhnvind, 77

Geostrofisk vind, 72
Global atmosfærisk sirkulasjon, 93

Hav
Naturfarer, 207
Havet, 3, 4, 159
Marine hetebølger, 216
Salinitet, 163
Stormflo, 207
Temperatur, 166
Tetthet, 168
Havforsuring, 333
Havis, 219
Havnivåstigning, 333, 479
Havstrømmer, 83
Overflatestrømmer, 472
Havís, 482
Hetebølger, 131, 323
Hydrostatisk balanse, 9
Høytrykk, 8, 70
dynamisk høytrykk, 93
termisk høytrykk, 90
Høytrykksrygg, 99

Innlandsis, 219
Inversjon, 83
Isborekjerner, 306
Isbreer, 329, 474
Isobar, 70, 150
Isras, 330
Istid
Holocen, 5
huronianske istiden, 4
Weichsel, 5
ITCZ, 95

Jetstrøm, 97
Jetstrømmen, 327
Jordrotasjon, 19
Jordrotasjonen
corioliskraften, 91
Jordskygge, 19

Kaldfront, 106
Karbonets kretsløp, 267
Karbonisotoper, 310
Katabatisk vind, 77
Klima
påvirkningsfaktorer, 274
Klimaendringer, 317, 474
Klimaforskning, 305
Klimahistorie, 271
Klimamodellering, 317
Klimarisiko, 327, 337
Klimasoner, 85
Klimasystemet
Vippepunkter, 336
Konduksjon, 45
Konsekvenser av klimaendringer
Ekstrem nedbør, 325
Ferskvann, 335
Havforsuring, 333
Havnivåstigning, 333
Havstrømmer, 334
Marine hetebølger, 332
polare strøk, 328
reinsdyr, 329
Konveksjon, 45, 59
Konvergens, 59
Koraller, 306
Kryosfære, 219
brekollaps, 330
isras, 330
konsekvenser av klimaendringer, 328
Snø, 473
Kryosfæren, 3, 5
Snøskred, 234
Kuldebølger, 132

Kysterosjon, 214
Köppens klimaklassifikasjon, 85

Latent varme, 44
Lavtrykk, 8, 70, 103, 150
  dynamisk lavtrykk, 93
  syklonmodellen, 112
  termisk lavtrykk, 90
Lokalklima, 84
Luftmasse, 103
Luftmolekyler, 8
Lufttrykk, 7, 70

Metning, 43
Mikroklima, 469
Milanković-sykluser, 260
Modeller, 477
  Fysiske modeller, 478
    Albedo, 479
    Bølgeenergi, 481
    Corioliseffekten, 481
    Drivhuseffekten, 481
    Havnivåstigning, 479
    Havís, 482
    Skydannelse, 478
    Stormbølger, 480
    Termohalin sirkulasjon, 478
Modellering
  drivhuseffekten, 32
  Energibalansemodell, 26
  Ettlagsmodell av drivhuseffekten, 28
  Global temperatur uten atmosfære, 26
Monsun, 76

Naturfarer
  Atmosfæriske elver, 126
  Ekstratropiske lavtrykk, 112
  Ekstrem nedbør, 130
  Ekstrem tørke, 130
  Hav, 207
  Hetebølger, 131
  Kuldebølger, 132
  Kysterosjon, 214
  Marine hetebølger, 216
  Polare lavtrykk, 123
  Snøskred, 234
  Stormbølger, 209
  Stormflo, 207
  Tornadoer, 128
  Tsunami, 211
Naturkrise, 337
Naturlige klimaendringer
  eksterne pådriv, 259
  karbonets kretsløp, 267
  platetektonikk, 265
Naturlige årsaker til klimaendringer, 274
Nedbør, 57
  -typer, 64
  Bergeron-prosessen, 64
  Ekstrem nedbør, 472
  Frontnedbør, 108
  Hagl, 66
  Kollisjon og koalesens, 63
  Regn, 66
  Sludd, 66
  Snø, 66
  Underkjølt regn, 66

Observasjoner
  droner, 305
  målestasjoner, 305
  satellitter, 305
Okkludert front, 107
Oksygen
  den store oksygenkatastrofen, 4
Oksygenisotoper, 309
Orografisk løft, 59
Osmosekraft, 355
OTEC, 355
Ozonlaget, 37
  UV-indeks, 39

Paleoklimatologi, 306
Passatvind, 95
Perihelion, 261
Permafrost, 241, 329
Planck-stråling, 16
Platetektonikk, 265
Polare lavtrykk, 123
Polare østavinder, 96
Polarfronten, 93, 101, 111
Pollenanalyse, 311
Prognosekart, 148
Proxydata, 306
  IP25, 310
  kiselalger, 310
  sjøis, 310

Rossbybølger, 99

Salinitet, 163
Sammensatte hendelser, 327
Sedimentkjerner, 306
Sentrifugalkraft, 74
Sjøis, 219
Skydannelse, 57
Skyer

Høye, 60
Klassifisering, 471
Lave, 61
Mellomhøye, 60
Vertikale, 61
Snø, 229
-skred, 234
dannelse, 230
Nedbrytende omvandling, 240
Oppbyggende omvandling, 240
Smelteomvandling, 238
Snøskred, 229, 329, 473
Solarkonstanten, 19
Solen
klimapåvirkning, 274
Solgangsvind, 75
Solinnstråling, 19, 20
Solkraft, 351
Stabilitet, 49
Stasjonær front, 108
Storm, 327
Stormflo, 207
Stratosfæren, 12
Stråling
absorpsjon, 15
absorpsjon i atmosfæren, 17
albedo, 15
emisjon, 15
Innstrålingstetthet, 27
refleksjon, 15
spredning, 15
strålingsfordeling, 22
strålingslovene, 16
svartlegemestråling, 16
Utstråling ved TOA, 19
utstrålingstetthet, 17
Strålingsbalanse, 17, 21
Strålingsbegrep, 15
Strålingsfordeling, 22, 82
Strålingsoverskudd, 22
Strålingsubalanse, 87
Strålingsunderskudd, 22
Svart stråling, 16
Svartlegeme, 16
Svartlegemestråling, 16
Syklon
ekstratropisk, 101

Temperatur, 81
Temperaturgradient, 83
Termalvind, 96
Termohalin sirkulasjon, 478
endringer, 334
Tetthet
luft, 8
Tetthet (sjøvann), 168
Tidevann, 195, 198, 354, 473
Amfidromiske punkt, 202
Tilstandslikningen
luft, 9
Tornadoer, 128
Tropiske sykloner, 327
Tropopause, 90
Troposfæren, 11
Trykkgradientkraft, 69
Trykkgradientkraften, 72
Tråg, 99
Tsunami, 211
Tørke, 323

Urban varmeøy, 84
UV-indeks, 39

Vanndamp, 43
Vannets kretsløp, 489
Vannkraft, 352
Varmekapasitet, 166
Varmfront, 105
Vedlegg
Periodesystemet, 487
Vestavindbeltet, 95
Vind, 69
Chinookvind, 78
dalvind, 77
fjellvind, 77
Föhnvind, 77
Geostrofisk, 72
geostrofisk vind, 72
Gradientvind, 74
katabatisk vind, 77
lokale vinder, 75
monsun, 76
solgangsvind, 75
Vindkraft, 350
Vindstrømmer, 83
Vippepunkter, 336
Vær, 137
Analysekart, 146
Ekstrem nedbør, 325
prognose, 148
værkart, 146
værobservasjoner, 137, 138
værvarslingsmodeller, 142
Værkart
fronter, 150
isobar, 150

lavtrykk, 150
prognosekart, 148
tolkning, 148
Værprognose, 148
Værvarsling, 470
ensemblevarsling, 144
modeller, 144

δ13C-metoden, 310
δ18O-metoden, 309