

Danmarks Meteorologiske Institut

Klimastatus 2026

Nationalt Center for Klimaforskning

Oktober 2026

dmi.dk

Kolofon

Serietitel	DMI-rapport
Titel	Klimastatus 2026
Ansvarlig institution	Nationalt Center for Klimaforskning, Danmarks Meteorologiske Institut
Sprog	Dansk
URL	https://www.nckf.dk
ISSN	2445-9127
Version	Oktober 2026

Miljømærket tryksag
5041 0004

Indhold

Forord 7

Hovedbudskaber 8

1 Status på den globale opvarmning 12

1.1. Den globale gennemsnitstemperatur 14

1.1.1. Observeret overfladetemperatur 14

1.1.2. Varmeindhold i havet 16

1.1.3. Fremtidens globale opvarmning 17

1.2. Globale drivkræfter og naturlige variationer 20

1.2.1. El Niño og La Niña 20

1.2.2. Øvrige naturlige variationer 21

1.3. Det globale havniveau 22

1.3.1. Observeret global havniveaustigning 22

1.3.2. Global havniveaustigning i fremtiden 23

2 Globale drivhusgasudledninger og -reduktioner 28

2.1. Globale drivhusgasudledninger 30

2.1.1. Sammenhængen mellem menneskelig aktivitet og global opvarmning 30

2.1.2. Omfanget af drivhusgasudledninger 31

2.1.3. Koncentration af drivhusgasser i atmosfæren 33

2.2. Fremtidens drivhusgasudledninger **36**

2.2.1. FN's klimapanels scenarier og overskridelse af 1,5 °C 36

2.2.2. Klimatiltag og midlertidig overskridelse af 1,5 °C 36

2.2.3. 'Overshoot' af temperaturniveauer 37

3 Iskapper 40

3.1. Observerede ændringer for Grønlands indlandsis **42**

3.2. Observerede ændringer for den antarktiske iskappe **48**

3.3. Iskappernes fremtid **50**

4 Klima, hav og havis 54

4.1. Hav- og havisoverfladetemperaturer **56**

4.1.1. Observerede globale havoverfladetemperaturer 56

4.1.2. Satellitbaserede globale hav- og havisoverfladetemperaturer 57

4.1.3. Marine hedebølger 61

4.1.4. Polare hav- og havisoverfladetemperaturer 63

4.1.5. Fremtidens havoverfladetemperaturer 66

4.2. Havisens udbredelse **68**

4.2.1. Observeret havisudbredelse i Arktis 68

4.2.2. Observeret havisudbredelse i Antarktis 72

4.2.3. Fremtidig havisudbredelse 74

5 AMOC og havstrømme i Nordatlanten 76

5.1. Hvad er AMOC? 78

5.2. Observationer af AMOC 79

5.2.1. Styrken ved mellembreddegrader 79

5.2.2. AMOC's arktiske grene 80

5.3. AMOC i fremtiden 83

6 Klimaforandringer i Danmark 86

6.1. Temperatur 88

6.1.1. Historiske temperaturændringer fordelt på årstider 89

6.1.2. Hedebølger i Danmark 90

6.1.3. Den urbane varmeø 91

6.1.4. Frostdøgn 93

6.2. Nedbør og tørke i Danmark 94

6.2.1. Årlig nedbør i Danmark 94

6.2.2. Årlig nedbør i Vestdanmark og Østdanmark 95

6.2.3. Vinternedbør 97

6.2.4. Sommernedbør og skybrud 99

6.2.5. Tørke 100

6.3. Vind og storme 104

6.3.1. Middelvind 104

6.3.2. Storme 104

6.3.3. Fremtidens storme 105

6.4. Havniveaustigninger i Danmark **107**

6.4.1. Middelvandstand 107

6.4.2. Stormfloder 110

6.5. Havtemperaturer **114**

6.5.1. Gennemsnitlig havtemperatur 114

6.5.2. Marine hede- og kuldebølger 115

7 Oversvømmelser og koblede hændelser 120

7.1. Typer af oversvømmelser **123**

7.1.1. Havoversvømmelser 124

7.1.2. Vandløbsoversvømmelser 124

7.1.3. Nedbørsoversvømmelser 124

7.1.4. Grundvandsoversvømmelser 124

7.1.5. Tekniske oversvømmelser 124

7.2. Koblede oversvømmelseshændelser **125**

7.2.1. Multivariate koblede hændelser 126

7.2.2. Forudbetingede koblede hændelser 126

7.2.3. Sekventielt koblede hændelser 128

7.2.4. Geografisk spredte koblede hændelser 129

7.3. Klimaforandringers indvirkning på oversvømmelser og koblede hændelser **129**

7.3.1. Oversvømmelsessæsoner 129

7.3.2. Lokal betydning 130

Kilder **134**



Forord

Klimaforandringerne fortsætter med at sætte tydelige spor på vores klode. Temperaturen stiger, havene optager stadig mere varme, havniveauet stiger og isen trækker sig tilbage. Vejret bliver mere ekstremt, og det er en udvikling, vi følger tæt i Nationalt Center for Klimaforskning ved DMI. Det gør vi, så vi bedst muligt kan bidrage med forskningsbaseret viden om ændringer og konsekvenser globalt og for Kongeriget Danmark.

Nationalt Center for Klimaforskning ved DMI fungerer i henhold til klimaloven som regeringens klimavidenskabelige rådgiver. Og vi er bindeled til FN's Klimapanel, IPCC. Den opgave løfter vi ved at samle, udvikle og formidle klimavidenskab, der kan understøtte samfundets aktører med bedre viden til blandt andet planlægning og klimatilpasning. Klimastatus 2026 skal bidrage til dette ved at gøre den nyeste viden om klimaets udvikling tilgængelig for beslutningstagere, erhvervsliv, fagfolk og borgere.

Med Klimastatus 2026 samler vi den nyeste forskningsbaserede viden om klimaets aktuelle tilstand og forventede udvikling. Rapportens fem tilbagevendende kapitler gør status på den globale opvarmning og de faktorer, der driver den; de globale drivhusgasudledninger og reduktioner; Jordens iskapper; havet og havisen; samt klimaforandringerne i Danmark. Tilsammen giver kapitlerne et opdateret billede af de centrale udviklingstræk i klimasystemet og deres betydning.

I Klimastatus 2026 supplerer vi de tilbagevendende kapitler med to temakapitler om forskningsområder, der har særlig aktualitet:

Det ene omhandler Den Atlantiske Havcirkulation (AMOC). Hvordan den globale opvarmning påvirker havcirkulationens styrke og stabilitet, er et aktivt forskningsområde med potentielt stor betydning for fremtidens klima. Derfor sætter vi i årets Klimastatus fokus på den aktuelle viden om AMOC og på, hvad udviklingen i havcirkulationen kan betyde for klimaet i Nordatlanten og Danmark.

Det andet temakapitel omhandler oversvømmelser og koblede hændelser. Oversvømmelser kan opstå gennem flere samtidige eller efterfølgende hændelser, eksempelvis når kraftig nedbør, højt grundvand og forhøjet havniveau optræder i kombination. Sådanne koblede hændelser kan forstærke konsekvenserne og udfordre vurderingen af den samlede risiko. For et land som Danmark, der både er påvirket af havet og stigende nedbørsmængder og mere ekstreme skybrud, er det særligt vigtigt at forstå disse sammenhænge, når vi skal opbygge viden om et klima i forandring og grundlaget for klimatilpasningen.

God læselyst!



Adrian Lema
Chef for Nationalt Center for Klimaforskning på DMI



København, oktober 2026

Hovedbudskaber

Kapitel 1 | Status på den globale opvarmning

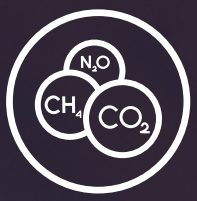


I 2025 lå den globale middeltemperatur 1,43 °C over gennemsnittet for perioden 1850-1900. Det gjorde året til det tredjevarmeste, der nogensinde er målt. Europa opvarmes omkring dobbelt så hurtigt som det globale gennemsnit, mens opvarmningen i Arktis sker cirka fire gange hurtigere end globalt.



Stigningen i det globale havniveau accelererer. I perioden 2016-2025 steg det globale havniveau med 4,1 mm per år, mens stigningen til sammenligning var 2,8 mm per år i perioden 2000-2009. Havniveauet stiger altså med næsten en halv centimeter hvert år.

Kapitel 2 | Globale drivhusgasudledninger og -reduktioner



For det seneste opgjorte år steg koncentrationen af CO_2 i atmosfæren mere end i noget andet år siden målingernes begyndelse. Det skyldes både de fortsatte menneskeskabte udledninger af drivhusgasser og et faldende optag af CO_2 i både verdenshavene og landjordens økosystemer - et fald, der er påvirket af den globale opvarmning.



Med den nuværende implementerede klimapolitik har verden kurs mod en global opvarmning på cirka 2,8 °C ved slutningen af århundredet sammenlignet med det førindustrielle niveau.



Scenarier, hvor den globale opvarmning begrænses til 1,5 °C ved århundredets slutning, indebærer et såkaldt overshoot. Det vil sige, at den globale middeltemperatur midlertidigt overskrider de 1,5 °C, før den igen bringes ned.

Kapitel 3 | Iskapper



Indlandsisen mistede mere masse, end den fik tilført for 30. år i træk i smelteåret 2025-26. Massetabet var på 173 Gt, hvilket er på niveau med de to foregående år og 18 Gt mere end gennemsnittet for de seneste fire årtier.



I de seneste år er der registreret et fald i den antarktiske iskappes massetab. I perioden 2020-2023 var massetabet mere end tre gange lavere end gennemsnittet i 2010'erne. Udviklingen skyldes især øget snefald i Østantarktis, som hænger sammen med et varmere antarktisk klima.

Kapitel 4 | Klima, hav og havis



Stigningen i de globale hav- og havisoverfladetemperaturer er accelereret siden målingernes begyndelse i 1850. 2025 var det tredjevarmeste år nogensinde målt for den gennemsnitlige globale hav- og havisoverfladetemperatur, mens gennemsnitstemperaturen i polarområderne var den næsthøjeste nogensinde målt.



Både omfanget og intensiteten af marine hedebølger er steget globalt siden 1982. I perioden 2023-2025 oplevede cirka 90 % af verdens havareal mindst én marin hedebølge årligt.



I marts 2026 nåede den arktiske havisudbredelse om vinteren samme lave niveau som den hidtidige bundrekord fra 2025. Siden 1979 er den arktiske havis' udbredelse i marts reduceret med cirka 38.000 km² om året, svarende til omkring 2,5 % per årti.

Kapitel 5 | AMOC og havstrømme i Nordatlanten



Målinger viser en gradvis svækkelse af AMOC på omkring 5 % per årti. Det er endnu ikke muligt med sikkerhed at sige, at svækkelsen skyldes klimaforandringer. Fortsætter tendensen, kan AMOC være svækket med omkring 35 % i slutningen af århundredet.



Målinger viser, at AMOC's grene mod Arktis har været stabile eller endda er blevet stærkere gennem de seneste årtier. Samtidig er havets varmetransport mod Arktis steget, hvilket bidrager til opvarmning af Arktis og afsmeltning af havis. AMOC's styrke påvirkes i dag ikke betydeligt af afsmeltning fra Grønland.



AMOC forventes at svækkes gradvist i takt med stigende temperaturer, men uden pludselige skift, selv ved kraftig global opvarmning. Hvis temperaturen stabiliseres på et højere niveau, forventes svækkelsen at ophøre, hvorefter AMOC vil stabilisere sig. Hvis den globale opvarmning vendes, kan AMOC igen styrkes.

Kapitel 6 | Klimaforandringer i Danmark



Lørdag den 27. juni 2026 blev den varmeste dag, der nogensinde er registreret i Danmark. Siden målingernes begyndelse i 1874 er den gennemsnitlige årstemperatur i Danmark steget med omkring 1,5 °C.



Klimaforandringerne medfører mildere og vådere vintre i Danmark. Vinterens gennemsnitstemperatur er steget med cirka 2 °C, mens vinternedbøren er øget med omkring 50 % siden 1874-1900.



Ekstreme temperaturer i Danmark bliver hyppigere, og der vil forekomme flere hedebølgedøgn og tørre dage i slutningen af århundredet. Det kan ligeledes øge den urbane varmeø-effekt i større danske byer.

Kapitel 7 | Oversvømmelser og koblede hændelser

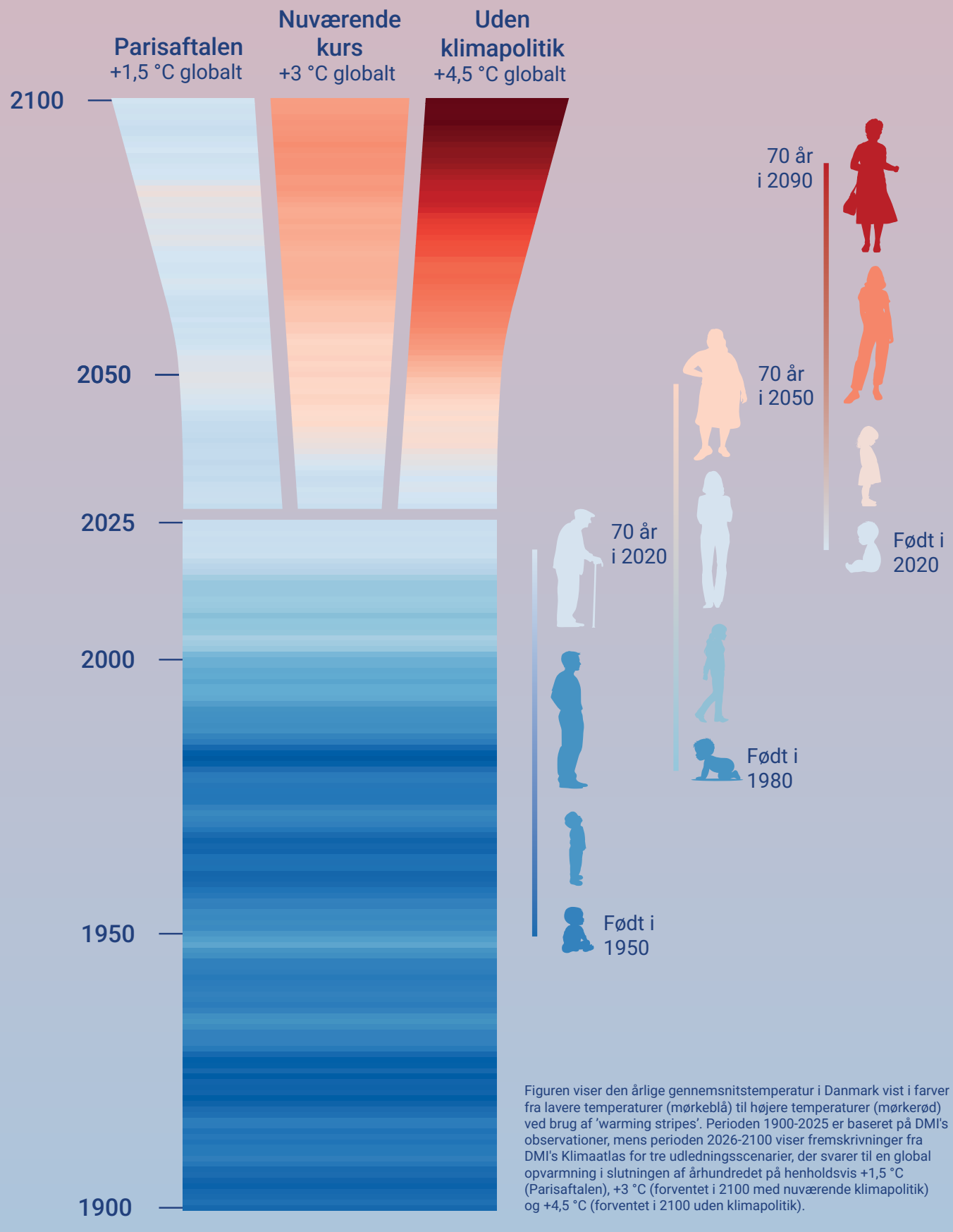


Koblede oversvømmelseshændelser forekommer allerede jævnligt i dag, og de forventes at blive hyppigere i fremtidens varmere klima.



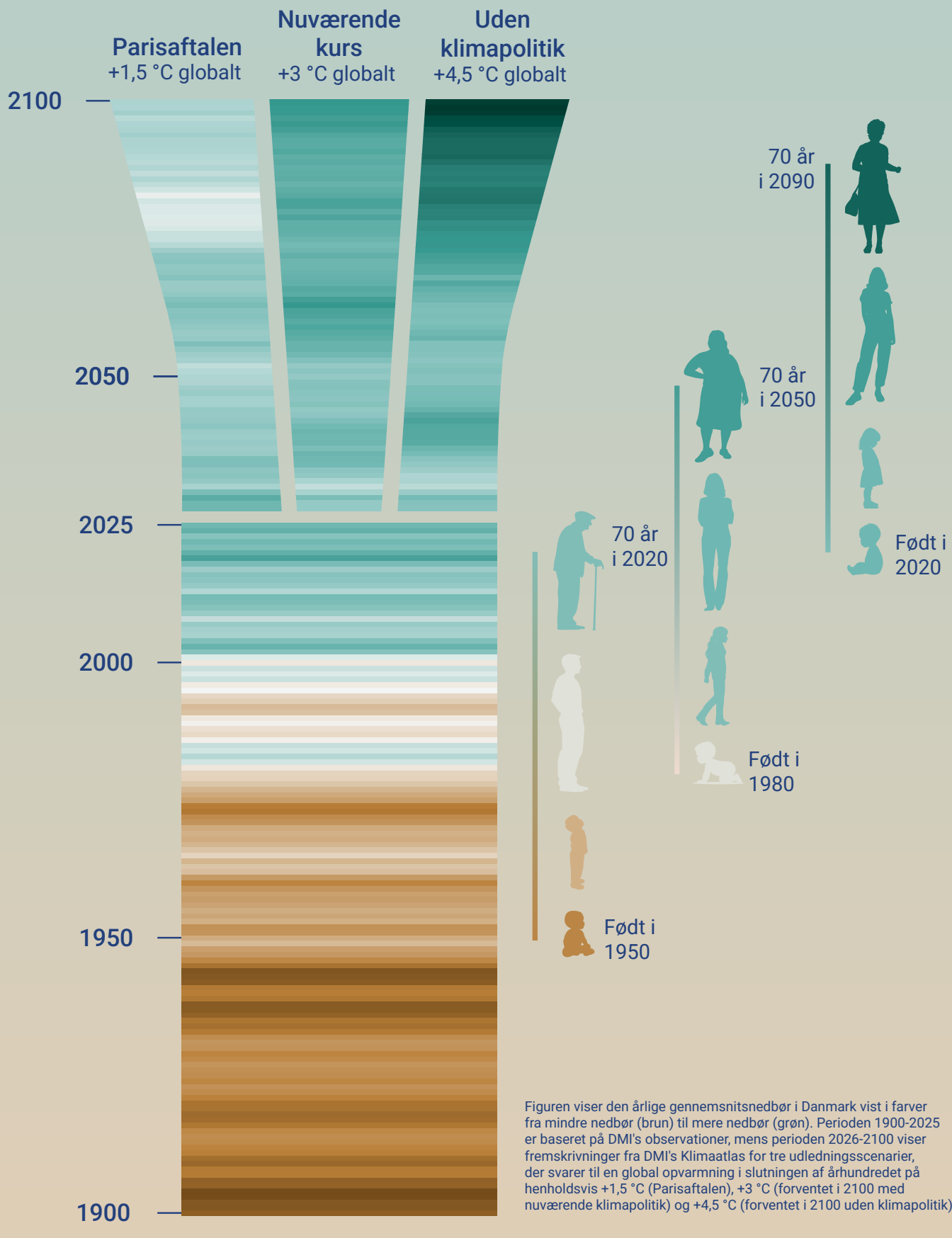
Koblede hændelser kan både forstærke oversvømmelsers omfang og reducere effekten af klimatilpasningsløsninger. Derfor er de et vigtigt fokusområde i planlægning og risikovurdering. Selvom der fortsat er betydelig usikkerhed om deres sandsynlighed og udvikling, kan mere robuste klimatilpasningsløsninger opnås ved at inddrage viden om koblede hændelser i beslutningsgrundlaget.

Danmarks fremtidige temperaturer afhænger af nuværende og fremtidige globale drivhusgasudledninger



Figuren viser den årlige gennemsnitstemperatur i Danmark vist i farver fra lavere temperaturer (mørkeblå) til højere temperaturer (mørkerød) ved brug af 'warming stripes'. Perioden 1900-2025 er baseret på DMI's observationer, mens perioden 2026-2100 viser fremskrivninger fra DMI's Klimaatlas for tre udledningsscenarier, der svarer til en global opvarmning i slutningen af århundredet på henholdsvis +1,5 °C (Parisaftalen), +3 °C (forventet i 2100 med nuværende klimapolitik) og +4,5 °C (forventet i 2100 uden klimapolitik).

Danmarks fremtidige nedbør afhænger af nuværende og fremtidige globale drivhusgasudledninger



Figuren viser den årlige gennemsnitsnedbør i Danmark vist i farver fra mindre nedbør (brun) til mere nedbør (grøn). Perioden 1900-2025 er baseret på DMI's observationer, mens perioden 2026-2100 viser fremskrivninger fra DMI's Klimaatlas for tre udledningsscenarier, der svarer til en global opvarmning i slutningen af århundredet på henholdsvis +1,5 °C (Parisaftalen), +3 °C (forventet i 2100 med nuværende klimapolitik) og +4,5 °C (forventet i 2100 uden klimapolitik).

1

Status på den globale opvarmning



I 2025 lå den globale middeltemperatur 1,43 °C over gennemsnittet for perioden 1850-1900. Det gjorde året til det tredjevarmeste, der nogensinde er målt. Europa opvarmes omkring dobbelt så hurtigt som det globale gennemsnit, mens opvarmningen i Arktis sker cirka fire gange hurtigere end globalt.



Stigningen i det globale havniveau accelererer. I perioden 2016-2025 steg det globale havniveau med 4,1 mm per år, mens stigningen til sammenligning var 2,8 mm per år i perioden 2000-2009. Havniveauet stiger altså med næsten en halv centimeter hvert år.

Den globale opvarmning har siden midten af 1800-tallet løftet temperaturerne verden over og ændret balancen i Jordens klimasystem. Dette kapitel gør status over den globale gennemsnitstemperatur i atmosfæren og havet, de vigtigste drivkræfter og naturlige variationer samt udviklingen i det globale havniveau. Kapitlet ser også på forskningens forventninger til den fremtidige opvarmning og havniveaustigning.

1.1. Den globale gennemsnitstemperatur

1.1.1. Observeret overfladetemperatur

Den globale gennemsnitstemperatur var i 2025 1,43 °C over det førindustrielle niveau[1]. Tallet er baseret på i alt ni datasæt for den globale gennemsnitstemperatur, hvoraf to datasæt placerer 2025 som det næstvarmeste år nogensinde målt, og syv datasæt placerer 2025 som det tredjevarmeste år siden 1850.

2025 var således koldere end 2024, der var rekordvarmt med en opvarmning på 1,55 °C[2]. Niveauet for 2025 medfører dog, at de seneste 11 år (2015-2025) er de 11 varmeste år nogensinde målt, mens de seneste tre år (2023-2025) udgør de tre varmeste heraf.

At temperaturen i 2025 ligger under 2024, har været forventet på grund af overgangen fra en kraftig El Niño i begyndelsen af 2024 til en svag La Niña i størstedelen af 2025 (læs mere i afsnit 1.2.1). På trods af La Niña fortsatte 2025 med usædvanligt høje temperaturer, og januar 2025 blev den varmeste januar, der nogensinde er målt[3].

Udviklingen af den årlige gennemsnitstemperatur kan ses på figur 1A, hvor der ses en tydelig stigende tendens for målingerne siden 1850 og specielt siden midten af 1900-tallet. Figuren viser ligeledes, at den globale opvarmning accelererer. Sammenlignes temperaturstigningen de sidste 20 år med perioder, der går længere tilbage i tid (henholdsvis 40, 60 eller 80 år), viser kurverne tydeligt, at jo kortere og nyere periode der betragtes, desto større er temperaturstigningen per årti.

I de seneste 10 år er den globale opvarmning gået hurtigere end nogen tidligere 10-årsperiode, når effekten af naturlige variationer i klimaet ses bort fra. Opvarmningen er dermed accelereret statistisk signifikant, og tempoet har ikke tidligere været højere i en 10-årsperiode[4]. Opvarmningen ligger stadig inden for den forventede udvikling beregnet med de globale klimamodeller.

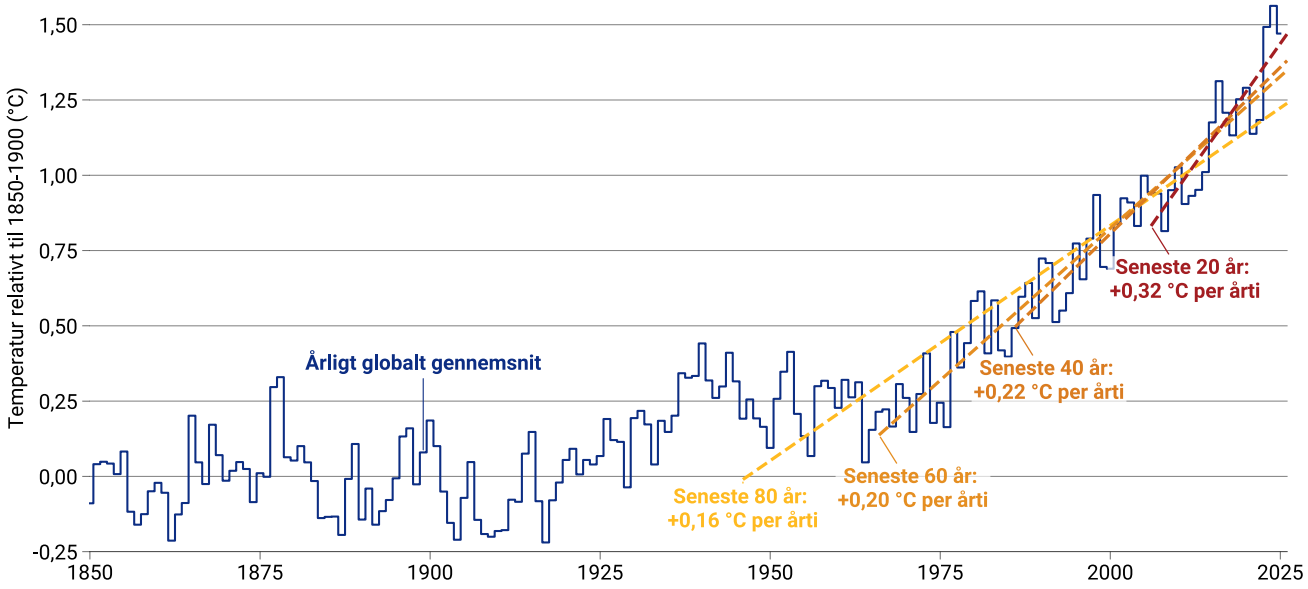
2025 var ligesom 2024 særligt varmt på den nordlige halvkugle, og temperaturstigningen var generelt størst over landområder (se figur 1B). I den arktiske region ses temperaturanomalier over 4 °C, og omvendt ses områder med tilnærmelsesvis uændrede temperaturer over oceanerne.

Førindustrielt klima

Det førindustrielle temperaturniveau bruges som reference for den globale opvarmning, fordi det repræsenterer klimaet før den omfattende udledning af drivhusgasser fra industrialiseringen. Ved at sammenligne nutidens temperatur med denne reference kan den samlede opvarmning som konsekvens af menneskelige aktiviteter vurderes og beskrives uafhængigt af naturlige temperaturvariationer. FN's klimapanel anvender typisk perioden 1850–1900 som tilnærmelse til det førindustrielle temperaturniveau.

Figur 1A | Ændring i global gennemsnitstemperatur

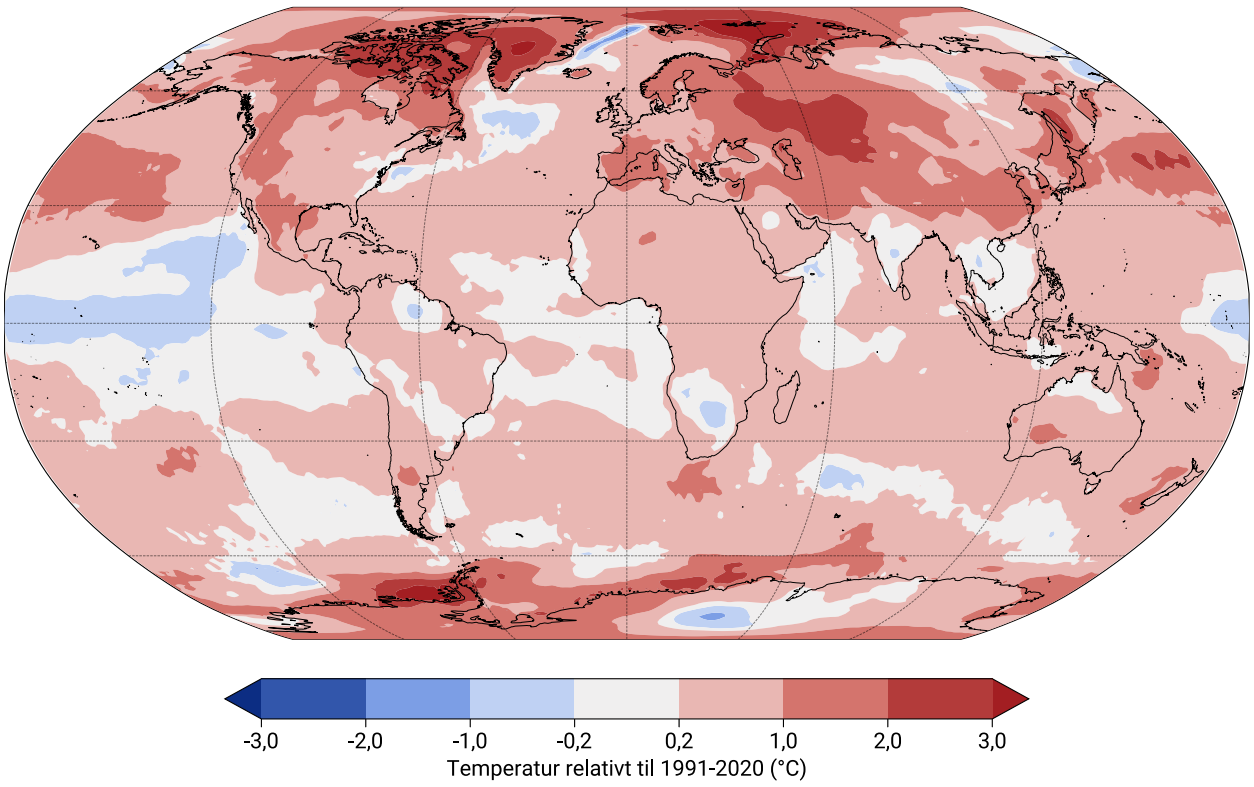
Data: Berkeley Earth - Grafik: DMI



Beskrivelse: Ændringer i den observerede globale gennemsnitstemperatur frem til 2025, vist som årlige gennemsnit relativt til førindustrielt niveau (1850-1900) (mørkeblå). Ændringshastigheden i den globale gennemsnitstemperatur er desuden illustreret for de seneste henholdsvis 20 år (rød stiplet), 40 år (mørkeorange stiplet), 60 år (orange stiplet) og 80 år (gul stiplet). Kilde: DMI på baggrund af Berkeley Earth[5].

Figur 1B | Kort over global opvarmning i 2025

Data: DMI - Grafik: DMI

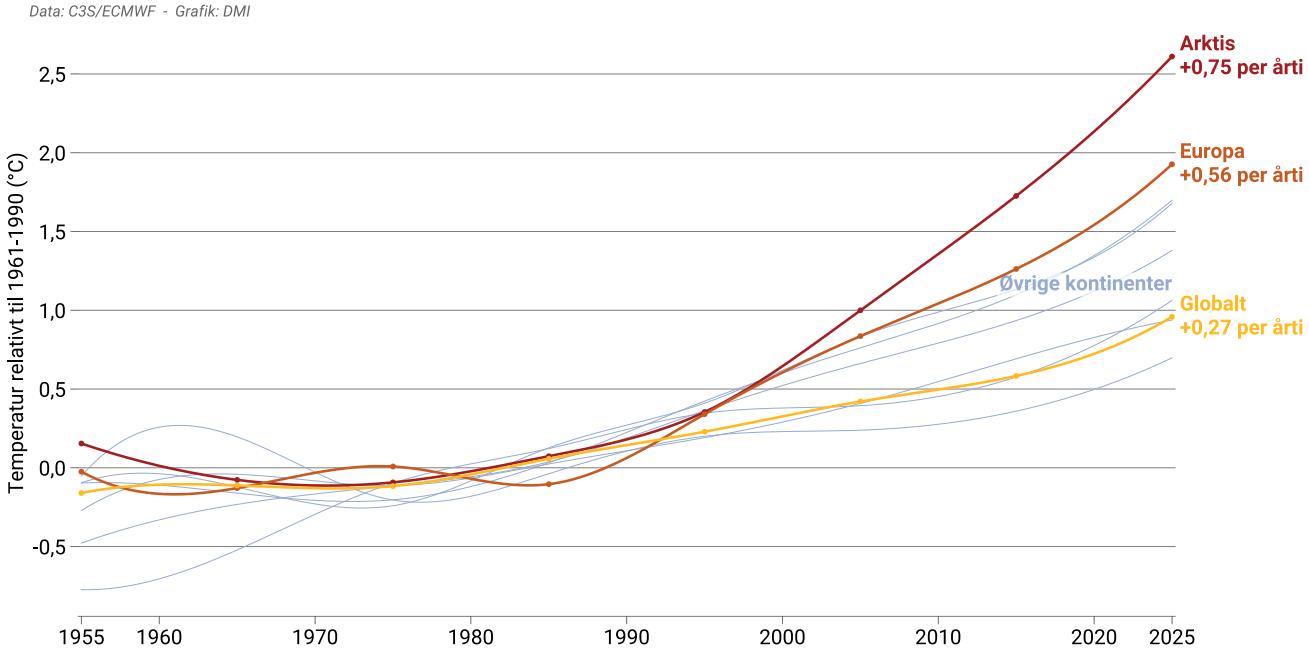


Beskrivelse: Ændringer i den globale gennemsnitstemperatur for 2025 relativt til perioden 1991-2020. Kilde: DMI på baggrund af Berkeley Earth[6].

I 2025 var den globale gennemsnitstemperatur målt alene over land blandt de højeste, der nogensinde er registreret med 0,80 °C over gennemsnittet for perioden 1991–2020 (den seneste klimanormal)[7].

Arktis er den hurtigst opvarmende region. Ser man alene på Den Meteorologiske Verdensorganisations geografiske regioner, har Europa – som også omfatter det europæiske Arktis – haft den største opvarmning i 2025 i forhold til perioden 1961-1990. Dette er udtryk for en generel tendens, som ses på figur 1C. Heraf fremgår det, at Europa opvarmes cirka dobbelt så hurtigt (+0,56 °C per årti) som det globale gennemsnit (+0,27 °C per årti). Arktis opvarmes cirka tre gange så hurtigt (+0,75 °C per årti) som det globale gennemsnit og er dermed den hurtigst opvarmende region. Dette kaldes arktisk forstærkning.

Figur 1C | Temperaturændringer for forskellige kontinenter



Beskrivelse: Ændring i gennemsnitstemperaturen for hvert kontinent baseret på FN's Klimapanels regioner, herunder Europa (orange kurve) samt Arktis (rød kurve), vist som tiårige gennemsnit relativt til referenceperioden 1961–1990. Værdierne gælder kun for landarealer, bortset fra det globale gennemsnit (gul kurve). Stigningsrater per årti er estimater for de seneste tredive år (1996–2025). Kilde: DMI på baggrund af EU's klimatjeneste[8].

Betragtes ændringerne i forhold til det førindustrielle niveau, har Europa (inklusiv det europæiske Arktis) fortsat den største opvarmningsgrad af alle Den Meteorologiske Verdensorganisations regioner med 2,5 °C. Det er næsten dobbelt så højt som det globale gennemsnit på 1,43 °C[9]. Opvarmningshastigheden varierer desuden på tværs af Europa, hvor den hurtigste opvarmning finder sted i Østeuropa, dele af Centraleuropa og det europæiske Arktis. Ændrede vejrmønstre, øget solindstråling, mindre luftforurening, mindsket snedække og geografiske forhold er alle faktorer, der bidrager til Europas hurtige opvarmning.

1.1.2. Varmeindhold i havet

Havets varmeindhold er et mål for, hvor meget varme der er lagret i havet. Målingerne angiver energiindholdet i de øverste 2.000 m af verdenshavene og er en vigtig indikator for den globale opvarmning. I 2025 nåede havets varmeindhold sit hidtil højeste niveau, og hvert af de seneste ni år har sat ny rekord[11].

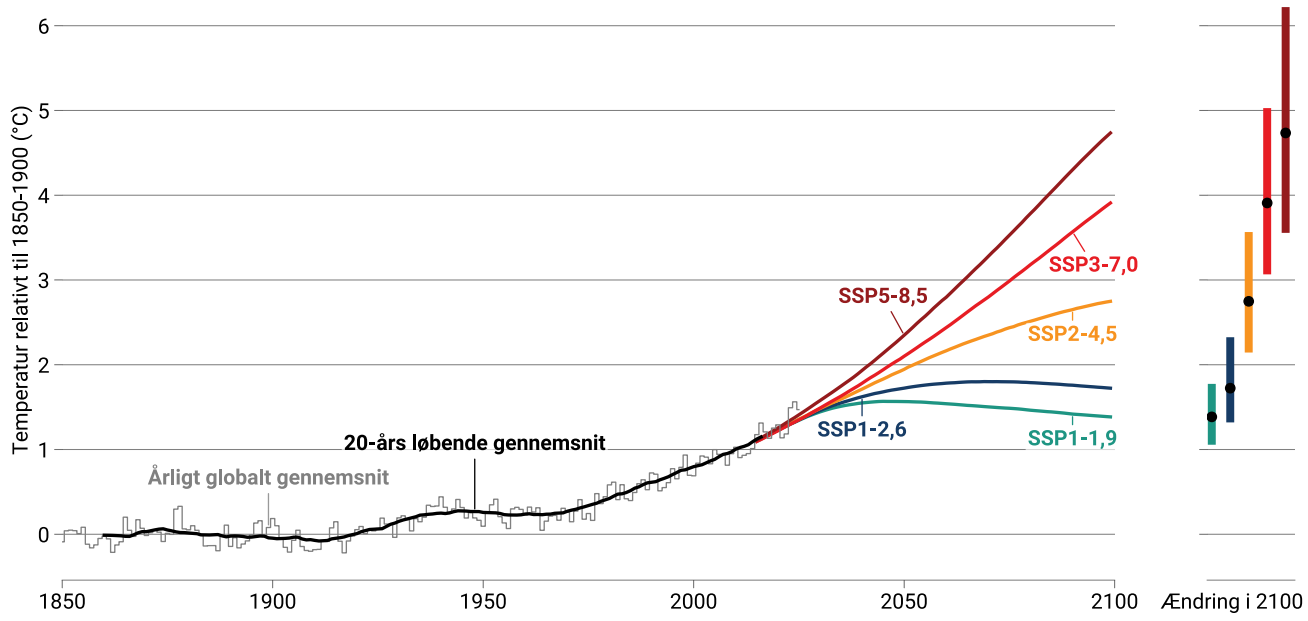
Observationer viser desuden, at opvarmningen af havets varmeindhold er accelereret gennem de seneste årtier. Omkring en tredjedel af verdenshavenes areal havde i 2025 et varmeindhold, der var blandt de tre højeste, der er registreret siden 1958, mens over halvdelen af arealet havde et varmeindhold blandt de fem højeste[12]. Når havene optager varme, udvider vandet sig. Denne varmeudvidelse er et af de vigtigste bidrag til den globale havniveaustigning og dermed de stadig hyppigere og kraftigere stormfloder i udsatte områder globalt (læs mere i afsnit 1.3).

1.1.3. Fremtidens globale opvarmning

Fremskrivninger af fremtidens klima er baseret på klimamodeller, der beregner udviklingen af klimaet under forskellige udledningsscenarier (SSP) (se boks 1i). Sammenligningen af resultaterne giver et robust grundlag for at vurdere fremtidige klimaændringer og dertil hørende usikkerheder. Medianen af modelresultaterne anvendes ofte som det bedste estimat, mens spredningen mellem modellerne angiver det sandsynlige interval for ændringerne (se figur 1D).

Figur 1D | Ændring i fremtidens globale gennemsnitstemperatur

Data: Berkely Earth, IPCC - Grafik: DMI



Beskrivelse: Ændring i fremtidens globale gennemsnitstemperatur ud fra de fem udledningsscenarier samt status på den globale opvarmning som årligt globalt gennemsnit siden 1850 (grå trappekurve) og 20-årigt løbende gennemsnit (sort kurve) i forhold til 1850-1900. Kilde: DMI på baggrund af Berkeley Earth og FN's klimapanel AR6[13,14].

Arktisk forstærkning

Arktisk forstærkning beskriver, hvordan den arktiske region opvarmes væsentligt hurtigere end det globale gennemsnit – næsten fire gange hurtigere i perioden 1979-2021[10]. Den primære årsag til dette er, at afsmeltning af sne og havis reducerer Jordens albedo (se afsnit 3.3), så mørke hav- og landoverflader absorberer mere solenergi. Samtidig bidrager blandt andet ændringer i vanddamp, skydække og varmetransport til den forstærkede opvarmning.

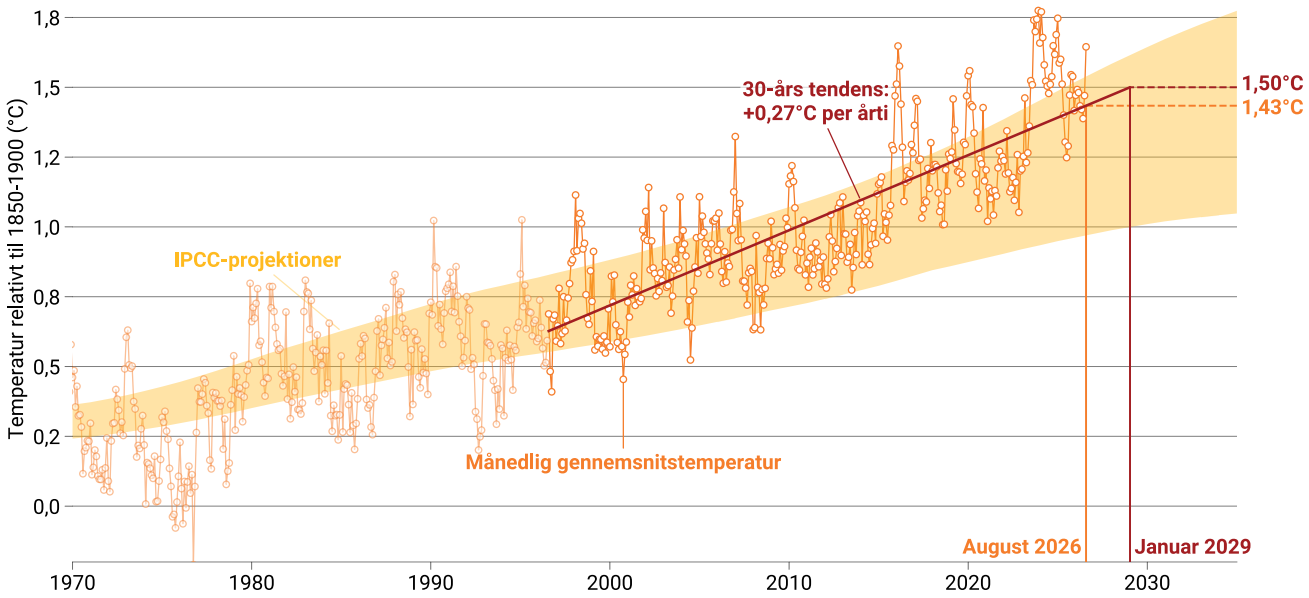
Den globale opvarmning forventes at fortsætte frem mod slutningen af dette århundrede. Omfanget og hastigheden af temperaturstigningerne afhænger af niveauet af fremtidig drivhusgasudledning, og temperaturen forventes at stige, så længe koncentrationen af drivhusgasser i atmosfæren øges. Dette vil typisk være tilfældet, så længe udledninger fra menneskelig aktivitet overstiger optaget af drivhusgasser fra atmosfæren. Hvis de globale drivhusgasudledninger ophørte øjeblikkeligt, ville den globale temperatur som udgangspunkt stabiliseres inden for få år. På grund af den naturlige klimavariabilitet kan det dog tage flere årtier at påvise en sådan ændring statistisk.

Selv hvis drivhusgasudledningerne ophører eller bliver netto negative, vil ikke alle aspekter af klimaforandringerne standse. Dette gælder blandt andet havniveaustigninger, som forventes at fortsætte i århundreder som følge af havets opvarmning og afsmeltning af landis (se afsnit 1.3).

Et enkelt år, hvor den globale gennemsnitstemperatur når over 1,5 °C i forhold til det førindustrielle niveau, betyder ikke, at det langsigtede temperaturniveau på 1,5 °C er overskredet endnu. De naturlige, årlige variationer i gennemsnitstemperaturen betyder, at klimavidenskabens vurderinger af det globale opvarmningsniveau foretages over en længere årrække, typisk 20 eller 30 år, for at udjævne de naturlige udsving. Derfor vurderes den globale opvarmning over længere perioder. EU's Klimatjeneste, Copernicus, fremskriver, at 1,5 °C global opvarmning som 30-årigt gennemsnit vil blive nået i foråret 2029, hvis den aktuelle 30-års-opvarmningstendens fortsætter (se figur 1E). FN's Klimapanel har tidligere estimeret, at 20-årsgennemsnittet ville overskride 1,5 °C i starten af 2030'erne[15].

Figur 1E | Tendens for global opvarmning i forhold til 1,5 °C

Data: C3S/ECMWF - Grafik: DMI



Beskrivelse: Tendens for global opvarmning imod 1,5 °C i forhold til 1850-1900. De orange punkter viser observerede månedlige globale temperaturer. Den røde linje viser tendensen for de månedlige globale temperaturer over de seneste 30 år, og det røde punkt for enden af linjen viser, hvornår den gennemsnitlige globale opvarmning når 1,5 °C, hvis tendensen fortsætter uændret. Kilde: DMI på baggrund af EU's klimatjeneste[16].

Ifølge FN's miljøprogram forventes en fortsættelse af den nuværende globale klimapolitik at føre til en opvarmning på omkring 2,8 °C i løbet af dette århundrede[17]. Dette niveau ligger inden for spændet af de mellemste udledningsscenarier, der anvendes i FN's Klimapanels fremskrivninger (se Boks 1i), selvom FN's miljøprograms og FN's klimapanels fremskrivninger ikke er direkte sammenlignelige. Ved fuld implementering af de nuværende nationale klimamål (*Nationally Determined Contributions*, forkortet NDC) forventes den globale opvarmning at blive begrænset til omkring 2,3–2,5 °C i slutningen af århundredet. I rapporten fra 2025 fastslår FN's miljøprogram for første gang, at det er uundgåeligt at overskride 1,5 °C global opvarmning, i hvert fald midlertidigt (læs mere i afsnit 2.2.2).

Boks 1i

FN's Klimapanels udledningsscenarier: *Shared Socioeconomic Pathways*

Begrebet 'udledningsscenarier' betegner forskellige fremskrivninger af globale udledninger af drivhusgasser og andre faktorer, som påvirker klimaet (fx partikler fra luftforurening). Internationale forskningssamarbejder udvikler og udvælger en række repræsentative scenarier, der kan bruges som grundlag for klimamodelberegninger af fremtidens klima. Denne koordinering skal sikre, at de beregnede modelfremskrivninger er konsistente og sammenlignelige på tværs af klimamodeller og hermed skabe et robust datagrundlag, blandt andet for FN's Klimapanels hovedrapporter.

FN's klimapanels seneste hovedrapport (AR6, 2021-2023) benytter sig af et sæt af udledningsscenarier kaldet *Shared Socioeconomic Pathways*, forkortet SSP, der afløste de tidligere scenarier, *Representative Concentration Pathways* (RCP). SSP'erne er baseret på sammenhængende socioøkonomiske beskrivelser af de fremtidige globale samfundsmæssige udviklinger med følgende overordnede kategorier: SSP1: Bæredygtighed; SSP2: Midtvejsscenarie; SSP3: Regional rivalisering; SSP4: Ulighed; SSP5: Fossildrevet udvikling.

Ud fra de overordnede kategorier udvalgte det internationale forskningssamarbejde, der koordinerer klimamodeleksperimenter (CMIP), fem illustrative scenarier for fremtiden. De forskellige navne henviser til en af ovennævnte kategorier samt et efterfølgende kommatal, der beskriver strålingspåvirkningen i år 2100 målt i W/m². De fem udledningsscenarier er:

- SSP1-1,9 Meget lav udledning med opvarmning under 1,5 °C i 2100.
- SSP1-2,6 Lav udledning med opvarmning under 2 °C i 2100.
- SSP2-4,5 Mellemhøj udledning omtrent tilsvarende nuværende implementerede politikker.
- SSP3-7,0 Høj udledning med det dobbelte CO_2-indhold i atmosfæren i 2100.
- SSP5-8,5 Meget høj udledning.

FN's klimapanels syvende hovedrapport (AR7) er under udarbejdelse og forventes afsluttet med offentliggørelsen af synteserapporten i anden halvdel af 2029. Det internationale samarbejde bag CMIP forventes ikke at videreføre hverken det højeste (SSP5-8.5) eller det laveste (SSP1-1.9) klimascenarie i den næste generation af internationale klimascenarier, da begge vurderes at være mindre plausible beskrivelser af den fremtidige samfundsudvikling. Dette betyder imidlertid ikke, at de eksisterende scenarier har været forkerte, men afspejler, at klimascenarier løbende opdateres i takt med ny viden og den samfundsudvikling, de er udviklet til at beskrive.

1.2. Globale drivkræfter og naturlige variationer

Den globale gennemsnitstemperatur påvirkes både af udledninger af drivhusgasser til atmosfæren og naturlige variationer. Globale temperaturer drives af faktorer, der påvirker Jordens energibalance og dermed den globale gennemsnitstemperatur. De omfatter blandt andet drivhusgasser, aerosoler, variationer i solindstrålingen og naturlige udsving i klimasystemet. Naturlige klimavariationer er udsving i klimasystemet, som opstår uden påvirkning fra menneskelige aktiviteter, og som kan påvirke temperatur, nedbør og andre klimaforhold fra år til år eller over længere perioder[18].

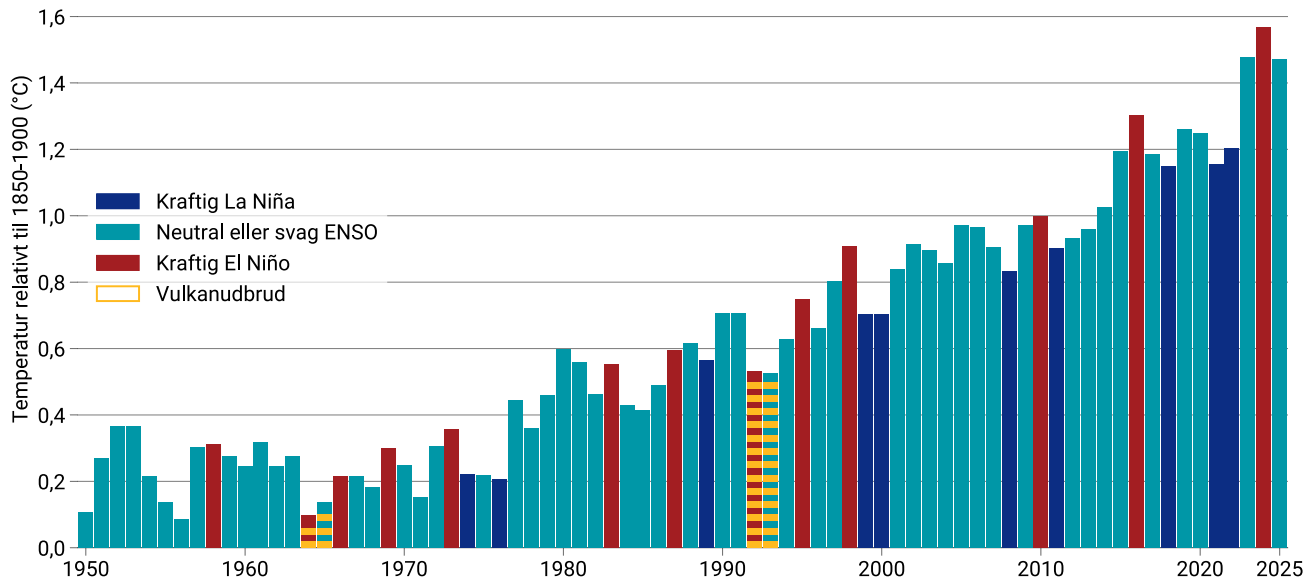
1.2.1. El Niño og La Niña

El Niño–Southern Oscillation (ENSO) er et naturligt tilbagevendende klimafænomen i det tropiske Stillehav, som opstår i samspillet mellem havet og atmosfæren. ENSO er den vigtigste kilde til naturlige udsving i den globale gennemsnitstemperatur fra år til år. Fænomenet indtræffer typisk hvert andet til syvende år og omfatter tre hovedfaser, der karakteriseres ud fra ændringer i havoverfladetemperatur og lufttryk: en varm fase (El Niño), en kold fase (La Niña) og en neutral fase.

El Niño viser sig ved, at havtemperaturerne i det tropiske Stillehav, målt over en tre måneder lang periode, stiger mellem 0,5 °C og 2 °C over normalen. Afhængigt af opvarmningens omfang beskrives El Niño-hændelsen som svag, moderat, kraftig eller meget kraftig. Ved modstykket, La Niña, falder havtemperaturerne tilsvarende under normalen. Variationerne i ENSO og vulkanudbrud kan særligt give anledning til ekstraordinært varme eller kolde år (se figur 1F).

Figur 1F | Indvirkning af El Niño på den årlige globale gennemsnitstemperatur

Data: Berkeley Earth, NOAA - Grafik: DMI



Beskrivelse: Ændringer i den globale gennemsnitstemperatur i forhold til 1850-1900 med markering af ENSO-udsving (mørkeblå, turkis, rød) og vulkanudbrud (gul). Kilde: DMI på baggrund af ERA5, ENSO-index fra NOAA Climate Prediction Center[19].

Klimamodelberegninger viser ikke nogen robust systematisk ændring i ENSO-tilstandene som direkte konsekvens af den globale opvarmning – dog kan afledte effekter som fx ændrede nedbørsmængder over land blive påvirket. El Niño vil også i et varmere klima være den dominerende kilde til naturlige udsving i den globale gennemsnitstemperatur, hvorfor fremtidige forekomster – i takt med den globale opvarmning – sandsynligvis vil medføre nye varmerekorder.

De rekordvarme år 2023 og 2024 var præget af en kraftig El Niño, mens 2025 begyndte og sluttede med moderate La Niña-forhold. Bemærkelsesværdigt er det, at afkølingen i 2025 var relativt begrænset for en La Niña-episode. Selvom året var lidt køligere end 2024, forblev temperaturen højt over den langsigtede tendenslinje. Det indikerer, at den underliggende opvarmningseffekt nu er så stærk, at afkølende faser i ENSO-cyklussen kun giver begrænset modvægt[20]. Uden den globale opvarmning ville man i gennemsnit forvente flere marine kuldebølger end varmebølger i en periode med La Niña (læs mere i afsnit 4.1.3 og 6.5.2).

Boks 1ii

Rekordkraftig El Niño under opsejling

I 2026 svingede ENSO-tilstandene tilbage, og en ny El Niño satte ind. I maj var temperaturen i det tropiske Stillehav steget mere end 0,5 °C, svarende til en svag El Niño. Allerede i begyndelsen af august 2026 er temperaturen steget til mere end 1,5 °C, svarende til en kraftig El Niño, og kursen vil ifølge prognoserne fortsætte mod en rekordkraftig El Niño i slutningen af 2026.

For hver måned, der er gået siden marts 2026, er forventningerne til, hvor kraftig denne El Niño bliver, kun steget[21]. I august forudsiger 50 % af sæsonmodellerne en El Niño på mellem 3,2 og 3,5 °C[22]. Det svarer til cirka 1 °C varmere end de seneste rekorder i nyere tid fra 2015/16, 1997/98 og 1982/83[23]. I skrivende stund peger prognoserne på en El Niño, der kan blive kraftigere end nogen tidligere observeret i den mere end 150 år lange måleserie. Det gælder også, når der tages højde for den generelle stigning i havoverfladetemperaturen som følge af den globale opvarmning.

En meget kraftig El Niño, hvor overfladetemperaturen stiger med over 2 °C i det tropiske Stillehav, kan få den globale gennemsnitstemperatur til at stige med op til 0,5 °C. Den globale lufttemperatur reagerer typisk med flere måneders forsinkelse på en El Niño, fordi den ekstra varme gradvist frigives fra havet til atmosfæren og fordeles i klimasystemet. Derfor forventes gennemsnitstemperaturen i 2026 at påvirkes i nogen grad, mens 2027 forventes at blive påvirket i højere grad med ekstreme temperaturer og forventeligt nye vejrrekorder.

1.2.2. Øvrige naturlige variationer

Den globale gennemsnitstemperatur påvirkes af andre naturlige fænomener end ENSO. Solens aktivitet kan over en periode på cirka 11 år skubbe til den globale gennemsnitstemperatur i størrelsesordenen 0,01-0,1 °C[24,25]. Det vil sige en mindre effekt end påvirkningen fra både drivhusgasudledning og El Niño.

Vulkanudbrud kan virke både kølende og opvarmende, som fx det undersøiske Hunga Tonga-udbrud i det sydlige Stillehav i januar i 2022. Udbruddet sendte både svovlholdige partikler og store mængder vanddamp op i atmosfæren. De to påvirkninger trækker temperaturen i hver sin retning: partiklerne virker først kølende, mens vanddampen virker opvarmende. Den udledte vanddamp fungerer som en drivhusgas og har siden haft indflydelse på den globale gennemsnitstemperatur[26].

Partikler i atmosfæren har generelt en kølende effekt regionalt. Det betyder, at reduktionen af udledningen af forurenende partikler de seneste årtier har haft en opvarmende effekt både i

Nordatlanten og det nordlige Stillehav, da partiklerne hidtil har maskeret den fulde effekt af den globale opvarmning (læs mere i afsnit 2.1.2).

1.3. Det globale havniveau

Det globale havniveau stiger hovedsageligt af to grunde: Landis smelter og tilfører vand til havene, og havvandet udvider sig, når det bliver varmere. Afsmeltning fra iskapperne og varmeudvidelse af havet vil fortsætte årtier til århundreder, uanset hvor store mængder drivhusgas der udledes fremover. Hastigheden heraf og den samlede stigning vil dog afhænge af koncentrationen af drivhusgasser i atmosfæren.

Havets varmeudvidelse

Havet optager en stor del af den ekstra varme, der ophobes i klimasystemet, og når havvandet bliver varmere, udvides det. Havets varmeudvidelse bidrager derfor til stigningen i det globale gennemsnitlige havniveau.

1.3.1. Observeret global havniveaustigning

Satellitdata viser en markant stigning i den globale middelvandsstand på omkring 5 mm i løbet af 2023 og 2024, som er forbundet med en stærk El Niño-periode, der sluttede tidligt i 2024[27]. El Niño medfører typisk en midlertidig stigning i det globale havniveau, primært fordi ændrede nedbørsmønstre mindsker vandlagringen på land, så en større andel af vandet forbliver i havene. Samtidig bidrager højere havtemperaturer til havets varmeudvidelse, mens ændringer i havcirkulationen også kan påvirke fordelingen af vandmasser. I 2025 fortsatte den globale middelvandsstand på omtrent samme niveau som i 2024, hvilket afspejler overgangen fra den stærke El Niño til svage La Niña-forhold (se figur 1G)[28].

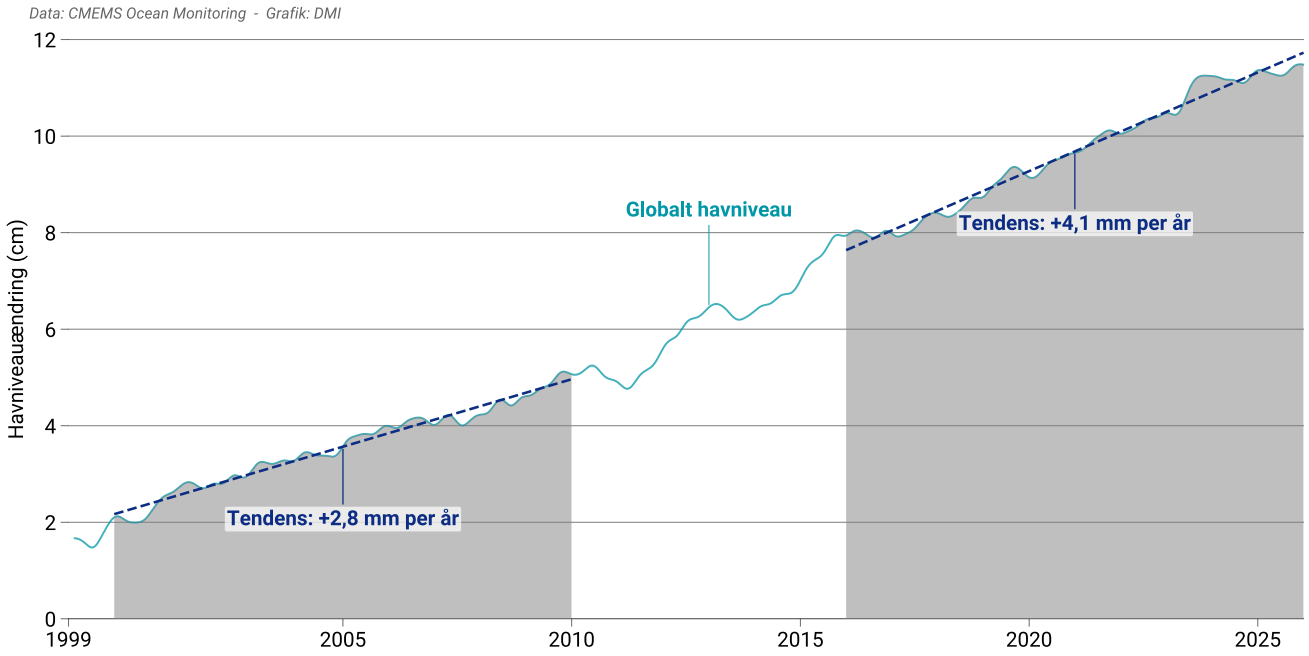
Selvom La Niña-forholdene i 2025 var forholdsvis svage, bidrog de med ekstra nedbør over land, hvormed enorme mængder vand blev flyttet fra havene til landområder. Dette har en midlertidig effekt på det globale havniveau og reducerer den generelle havniveaustigning i 2025[29]. Effekten fra La Niña-forhold er forbigående, og efter omkring et år vil den øgede mængde vand på land være løbet tilbage i havet og give anledning til ekstra stigning i det globale havniveau[30].

Figur 1G viser, at den globale middelvandsstand ved udgangen af 2025 blev målt til mere end 9 cm højere end i begyndelsen af 2000. Den gennemsnitlige stigningsrate for havniveauet er accelereret over tid. I perioden 2000–2009 steg havniveauet med et gennemsnit på 2,8 mm per år, mens raten i den seneste 10-årsperiode 2016–2025 var 4,1 mm per år.

Årstidernes betydning for havniveauet

Sæsonbestemte variationer i det globale havniveau skyldes primært, at vand lagres som sne og is på land på den nordlige halvkugle om vinteren, og at havet udvider sig, når det opvarmes om sommeren og efteråret. De to faktorer samt den store forskel i mængden af landbaseret sne og is mellem årstiderne på den nordlige halvkugle medfører henholdsvis et lille fald i det globale havniveau om vinteren og en stigning om sommeren på den nordlige halvkugle[31].

Figur 1G | Global havniveaustigning



Beskrivelse: Ændringen i det gennemsnitlige globale havniveau (turkis kurve) fra 1999 til og med 2025 i forhold til 1993. De markerede områder med den stiplede mørkeblå tendens viser den gennemsnitlige stigningsrate i perioderne 2000–2009 og 2016–2025[i]. Kilde: DMI på baggrund af CMEMS Ocean Monitoring Indicator based on the C3S sea level product.

1.3.2. Global havniveaustigning i fremtiden

Fremtidens havniveau påvirkes både af de globale drivhusgasudledninger og potentielt også af særlige risici for ustabile iskapper[32]. Fremskrives tendensen af den observerede vandstand for perioden 1993-2025 til 2050, følger den tilnærmelsesvis FN's klimapanels fremskrivninger af det globale havniveau under det mellemhøje udledningsscenarie (SSP2-4.5). Fremskrivningerne ligger således over de lave udledningsscenarier og under det meget høje udledningsscenarie SSP5-8.5, herunder markant under FN's klimapanels såkaldte *low-likelihood-high-impact*-scenarie. Det indikerer, at ustabilitet i iskapperne, som kan medføre pludselige og betydelige ekstra bidrag til global havniveaustigning, endnu ikke har haft en væsentlig indvirkning på udviklingen frem til i dag[33].

Det globale havniveau vil fortsætte med at stige gennem det 21. århundrede, men stigningens størrelse og hastighed afhænger af koncentrationen af drivhusgasser i atmosfæren. På lang sigt (flere århundreder frem) er en havniveaustigning på flere meter uundgåelig, da havniveauet vil fortsætte med at stige, selv hvis de globale drivhusgasudledninger reduceres eller stoppes øjeblikkeligt[34].

Verdens nuværende klimapolitikker forventes at føre til 2,8 °C global opvarmning i år 2100[35] (se mere i afsnit 2.2.2), hvilket som medianestimat og med primært velkendte processer i klimasystemet vil medføre en global havniveaustigning på 50-60 cm i slutningen af århundredet relativt til i dag[ii]. Dette tal er som alle andre modelfremskrivninger behæftet med usikkerheder, og lægger man de klimamodeller, der beregner en større stigning til grund, kan en havniveaustigning på op til cirka 90 cm i år 2100 ikke udelukkes[iii].

i 2000 er det første hele år, som C3S anvender ved beregning af havniveau-tendenser. Perioden 2000-2009 er derfor den første fulde 10-årsperiode, der kan sammenlignes med den seneste fulde 10-årsperiode, 2016-2025.
ii IPCC's udledningsscenarier. Fra SSP2-4,5 median (inkl. "low confidence processes") til SSP3-7,0 median (ekskl. "low confidence processes").
iii IPCC's udledningsscenarier. SSP3-7,0 90. percentil (ekskl. "low confidence processes").

Hvis de globale drivhusgasudledninger øges markant i forhold til de aktuelle forventninger, forventes en gennemsnitlig global havniveaustigning på 80 cm i år 2100[iv] baseret på medianen. Fremskrivningerne er dog i dette scenarie med meget høj opvarmning yderligere usikre på grund af begrænset viden om iskappernes afsmeltning og stabilitet, hvorfor stigningen kan være op til 1,8 meter globalt[v].

Mere end 1,8 meter global havniveaustigning er meget usandsynlig de næste 75 år, selv i ekstreme scenarier for afsmeltningen af iskapper og gletsjere og med meget høje drivhusgasudledninger. Havniveaustigninger på mere end 2,2 meter globalt er ekstremt usandsynlige, men kan dog ikke udelukkes helt og aldeles[vi].

Efter år 2100 vil det globale gennemsnitlige havniveau fortsætte med at stige i århundreder på grund af fortsat varmeoptag i dybhavet og massetab fra iskapperne i Grønland og Antarktis, og niveauet vil forblive forhøjet i tusinder af år. I en fremtid, hvor den globale opvarmning begrænses til under 2 °C, kan det globale havniveau stige 0,5-3 meter i år 2300, mens der i et fremtidsscenarie med meget høj udledning af drivhusgasser, som er markant over de nuværende globale klimapolitikker, forventes en stigning på 2-7 meter i år 2300[36].

De højeste fremskrivninger for havniveauet hænger især sammen med risikoen for, at dele af iskapperne passerer et tipping point og bliver ustabile[37]. Der er risiko for overskridelse af iskappernes tipping points selv inden for 1,5-2 °C global opvarmning[38,39,40], og det er netop de risici, der er indregnet i FN's klimapanels fremskrivninger (se usikkerhedsspændet yderst til højre i figur 1H). Risikoen for høje havniveaustigninger som konsekvens af tipping points vokser markant efter år 2100, især i scenarier med meget høje drivhusgasudledninger, og en global stigning på mere end 16 meter er teoretisk mulig i dette scenarie[41] (læs mere i boks 1.iii).

Selvom varmeudvidelsen af havet langsomt vil falde omkring 2.000 år efter, at udledningerne ophører, betyder de langsommere reaktioner fra iskapperne i Grønland og Antarktis, at det globale gennemsnitlige havniveau vil fortsætte med at stige i 10.000 år under de fleste scenarier[42].

Havniveaustigningerne vil få omfattende globale konsekvenser[44]. Den stigende middelvandstand mærkes især, når ekstremt højvande og stormfloder rammer oven på et højere udgangspunkt. Det er dermed ikke den løbende stigning i det gennemsnitlige havniveau, der vil blive oplevet mærkbart, men derimod at ekstreme hændelser rammer hårdere og hyppigere end tidligere. Allerede i dette århundrede forventes ekstreme stormfloder at forekomme langt hyppigere end tidligere. Hændelser, der i dag kun optræder én gang hvert hundrede år, vil i 2100 mange steder i verden være almindelige og ramme mange lavtliggende byer og små øer årligt eller med få års mellemrum, uanset hvilket klimascenarie der følges. Oversvømmelser, der i dag forekommer én gang om året eller hvert andet år, vil i fremtiden kunne opstå ugentligt eller endda dagligt. For nogle lavtliggende kystområder betyder det, at de vil blive permanent oversvømmet.

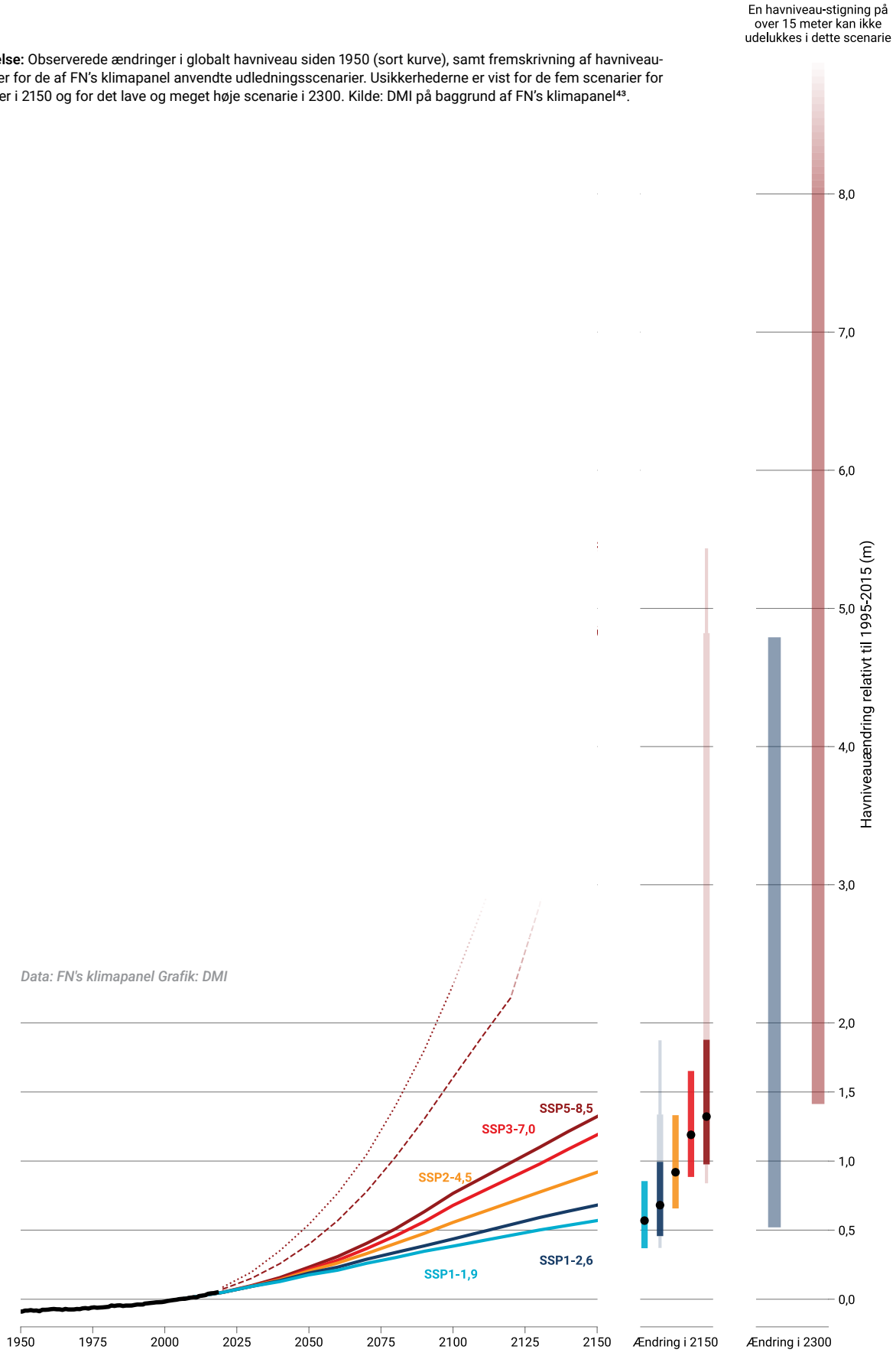
Tipping points

Begrebet tipping points (et vendepunkt eller 'vippepunkt') i klimasystemet dækker over kritiske tærskler, hvor en påvirkning – som fx global opvarmning – kan udløse selvforstærkende, ofte pludselige og uoprettelige ændringer i Jordens klimasystem. Hvis et tipping point overskrides, sker konsekvenserne ofte over lange tidsskalaer – typisk århundreder.

iv IPCC's udledningsscenarier. SSP5-8,5 median (inkl. "low confidence processes").
v IPCC's udledningsscenarier. SSP5-8,5 90. percentil (inkl. "low confidence processes"); "very unlikely to be exceeded" (IPCC termer).
vi SSP5-8,5 95th percentil (inkl. "low conf processes"); extremely unlikely to be exceeded (IPCC termer).

Figur 1H | Observerede og fremtidige ændringer i det globale havniveau

Beskrivelse: Observerede ændringer i globalt havniveau siden 1950 (sort kurve), samt fremskrivning af havniveau-stigninger for de af FN's klimapanel anvendte udledningsscenarier. Usikkerhederne er vist for de fem scenarier for ændringer i 2150 og for det lave og meget høje scenarie i 2300. Kilde: DMI på baggrund af FN's klimapanel[43].



Boks 1iii

Usikkerheder ved fremskrivning af havniveaustigning

I klimaforskningen anvendes målinger, klimamodeller og statistik til at fremskrive, hvordan fremtidens klima udvikler sig. Helt fundamentalt er beregninger af fremtidens klima usikre, fordi de tager udgangspunkt i antagelser om, hvor store mængder drivhusgas, der udledes fremover. Dertil kommer, at klimamodellerne giver varierende fremskrivninger af fremtidige klimaforandringer. Det skyldes, at klimamodellerne indeholder forskellige matematiske formuleringer af centrale fysiske processer i klimasystemet – fx dannelse af skyer. Det betyder, at nogle modeller danner meget regn i bestemte områder, mens andre danner mindre, og at nogle modeller er relativt varme, mens andre er køligere. Havniveaustigning generelt, og særligt afsmeltning fra iskapperne, påvirkes blandt andet af nedbør, temperatur og mængden af skyer, og derfor er der betydelig variation i fremskrivningerne af det globale havniveau. Usikkerhederne bliver dertil større, desto længere ud i fremtiden der fremskrives.

FN's klimapanel har vurderet forskning, der beskriver processer i iskapper, som kan føre til hurtige havniveaustigninger og dermed bidrager til en yderligere forhøjet usikkerhed. FN's Klimapanel hæfter betegnelsen 'begrænset tillid' (low confidence) på disse processer, fordi vi ikke ved nok om iskappernes langsigtede stabilitet i Grønland og Antarktis. Usikkerheden relaterer sig til manglende viden om afsmeltning og ustabilitet forårsaget af vand, der trænger ind under isen, samt kollaps af isklipper fra kystnære områder – primært for iskappen på Vestantarktis[45]. Usikkerhederne vokser over tid og med stigende global opvarmning, og usikkerhederne forøges markant efter år 2100. Processerne, der gør iskappen på Vestantarktis ustabil, er muligvis startet, men de mulige konsekvenser i form af flere meters havstigning vil med stor sandsynlighed ikke indtræffe inden år 2100.

FN's klimapanel vurderer på tværs af forskningen før år 2021, at mens flere meters havniveaustigning over få århundreder er mulig, er sandsynligheden lav. Klimaatlas medregner, ligesom FN's klimapanel, disse processer i scenarier for fremtidens havniveau.

Boks 1iv

Jordskin – Månen som spejl for Jordens klima

Når Månen står som et smalt segl, kan den mørke del af Månens overflade ofte anes svagt oplyst. Fænomenet kaldes jordskin og skyldes, at sollys først reflekteres fra Jorden og derefter oplyser Månens skyggeside. Jordskin giver dermed et integreret mål for, hvor meget sollys Jorden samlet reflekterer tilbage til rummet.

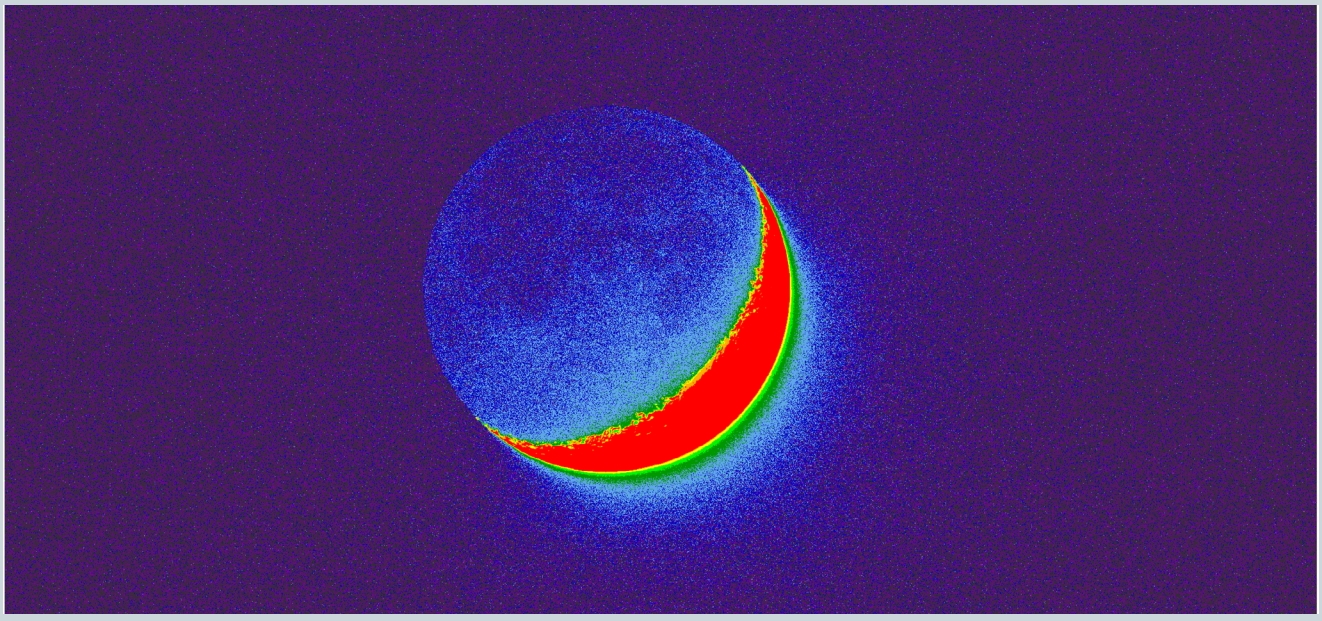
Denne refleksion, også kaldet Jordens albedo (se afsnit 3.3), er en central del af Jordens energibalance. Jo mere sollys der reflekteres, desto mindre energi optages i klimasystemet. Ændringer i albedo påvirker derfor den globale temperatur og udgør en vigtig komponent i forståelsen af klimaforandringer.

Jordskinsmålinger udnytter Månen som et naturligt spejl til at overvåge variationer i Jordens albedo. Ved at måle jordskinnets lysstyrke kan den samlede refleksion fra den solbelyste del af Jorden bestemmes og relateres til ændringer i blandt andet skydække, havis, aerosoler samt hav- og landoverflader. I modsætning til satellitter, som observerer lokale områder og efterfølgende sammenstiller globale produkter, registrerer jordskin den samlede refleksion direkte. Metoden udgør derfor et værdifuldt supplement til satellitobservationer og klimamodeller.

Den danske Máni-mission, hvor DMI er klimapartner, vil fremover måle jordskin fra kredsløb om Månen. Observationerne vil kunne foretages uden påvirkning fra Jordens atmosfære, hvilket forventes at forbedre både stabiliteten og nøjagtigheden af målingerne. Samtidig vil missionen gøre det muligt at observere Jordens refleksion kontinuerligt og fra nye observationsgeometrier.

Målingerne fra Máni forventes desuden at kunne anvendes til at validere og forbedre de jordbaserede jordskinsmålinger, som DMI har gennemført siden 2011. Sammenligning af samtidige observationer fra Månen og fra jordbaserede teleskoper vil give et bedre grundlag for at korrigere for påvirkninger fra atmosfæren og observationsmetoden og dermed øge værdien af de eksisterende dataserier.

Jordskinsmålinger bidrager således til en bedre forståelse af Jordens energibalance og kan reducere usikkerheder i vurderingen af klimaets udvikling. Præcise målinger af selv små ændringer i Jordens refleksion er vigtige for at kunne overvåge og forstå de igangværende klimaforandringer.

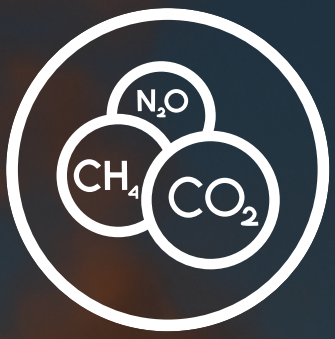


Beskrivelse: Billede af Månen taget fra rumstationen. Her repræsenterer farver lysstyrke; billedet er desuden 'strukket' i lyshedsskalaen for at vise det spredte lys omkring Månens lyse side. Kredit: Andreas Mogensen.



2

Globale drivhusgasudledninger og -reduktioner



For det seneste opgjorte år steg koncentrationen af CO_2 i atmosfæren mere end i noget andet år siden målingernes begyndelse. Det skyldes både de fortsatte menneskeskabte udledninger af drivhusgasser og et faldende optag af CO_2 i både verdenshavene og landjordens økosystemer - et fald, der er påvirket af den globale opvarmning.



Med den nuværende implementerede klimapolitik har verden kurs mod en global opvarmning på cirka 2,8 °C ved slutningen af århundredet sammenlignet med det førindustrielle niveau.



Scenarier, hvor den globale opvarmning begrænses til 1,5 °C ved århundredets slutning, indebærer et såkaldt overshoot. Det vil sige, at den globale middeltemperatur midlertidigt overskrider de 1,5 °C, før den igen bringes ned.

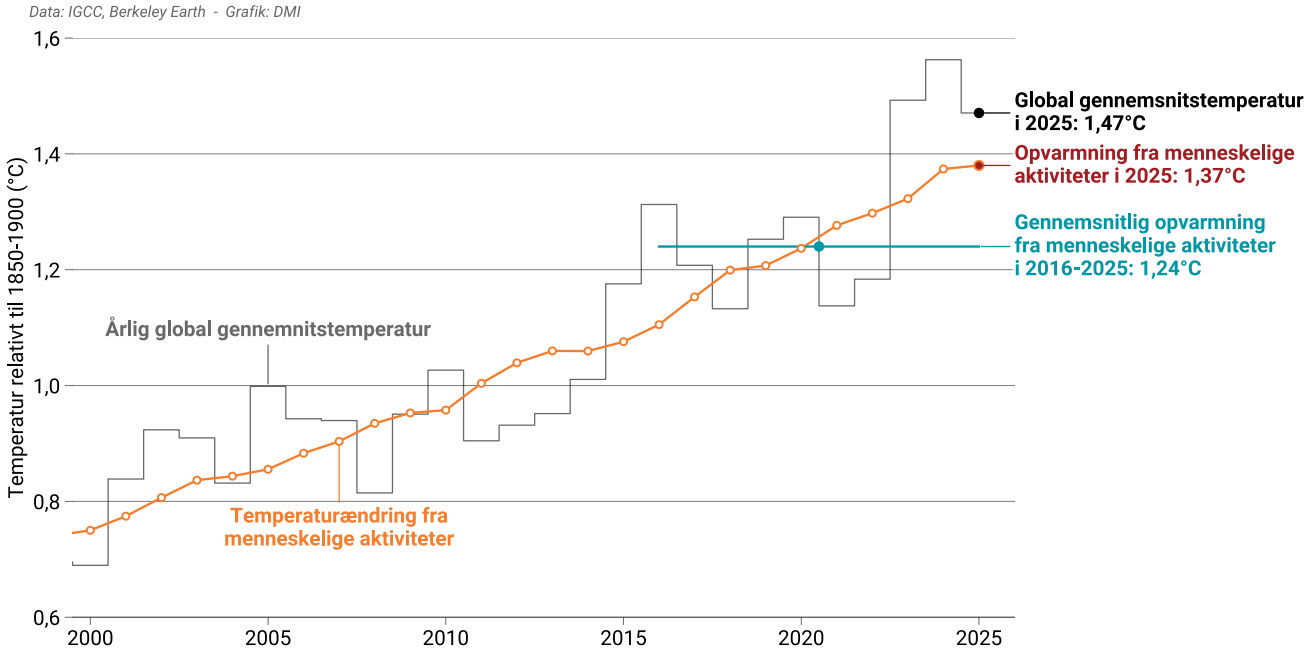
Hovedårsagen til klimaforandringerne er atmosfærens stigende koncentration af drivhusgasser, som stammer fra udledninger som konsekvens af menneskelig aktivitet. I dette kapitel præsenteres udviklingen i koncentrationen af drivhusgasser i atmosfæren og de mest sandsynlige scenarier for fremtidens temperaturudvikling. Det beskrives ligeledes, hvad den fortsatte stigning i drivhusgasser betyder for globale temperaturniveauer, og hvor tæt den globale opvarmning er på 1,5 °C og 2 °C.

2.1. Globale drivhusgasudledninger

2.1.1. Sammenhængen mellem menneskelig aktivitet og global opvarmning

FN's Klimapanel har slået fast, at drivhusgasudledning som konsekvens af menneskelig aktivitet ubestrideligt har ført til global opvarmning[46]. Drivhusgasudledninger fra menneskelig aktivitet har frem til og med 2025 forårsaget en global opvarmning på 1,37 °C i forhold til det førindustrielle niveau (se figur 2A). Denne opvarmning stiger med en hidtil uset vækstrate på 0,27 °C per årti. Det betyder, at den globale opvarmning forventes at nå 1,5 °C inden 2030 og 2 °C omkring midten af århundredet, afhængigt af udviklingen i de globale udledninger[47,48].

Figur 2A | Global opvarmning tilskrevet menneskelige aktiviteter

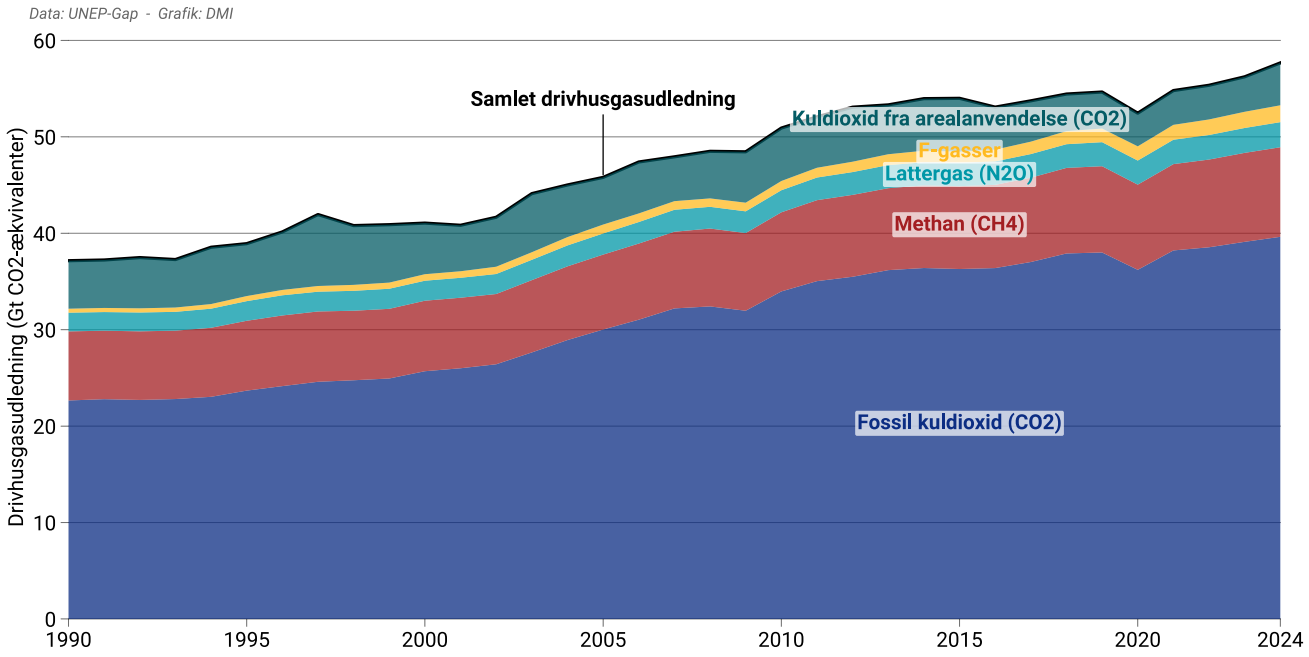


Beskrivelse: Global opvarmning, som kan tilskrives menneskelige aktiviteter (orange kurve) sammen med den globale gennemsnitstemperaturændring (grå trappe) i forhold til førindustrielt niveau (1850-1900). Kilde: DMI på baggrund af ESSD/IGCC, Berkeley Earth[49].

2.1.2. Omfanget af drivhusgasudledninger

De globale drivhusgasudledninger stiger fortsat og satte igen rekord i 2024 med 57,7 Gt CO_2-ækvivalenter (se figur 2B). Det er en stigning på 2,3 % i forhold til 2023. Fossile brændsler er fortsat hovedkilden til udledningerne, men skovrydning og ændringer i arealanvendelsen (LULUCF) var afgørende for stigningen i udledningerne i 2024. Væksten på 2,3 % i 2024 var højere end de 1,6 % i 2023 og på niveau med vækstraterne i 00'erne. 2024 er det seneste år med konsoliderede, tilgængelige data[50].

Figur 2B | Kilder til global opvarmning



Beskrivelse: Globale drivhusgasudledninger fra menneskelig aktivitet fordelt på de vigtigste drivhusgasser fra 1990 til 2024. Kilde: DMI på baggrund af FN's miljøprogram Emissions Gap Report 2025[51].

Aerosoler og andre luftforurenende partikler har, gennem deres kølende effekt på klimaet, historisk dæmpet en del af den opvarmning, der skyldes drivhusgasser. Efterhånden som aerosoludledningerne er reduceret, er denne kølende effekt blevet mindre. Det har været en vigtig medvirkende årsag til accelerationen i den globale opvarmning, der kan tilskrives menneskelige aktiviteter, siden 2000–2009. De seneste år er aerosoludledningerne fortsat faldet, men i et langsommere tempo, og deres bidrag til accelerationen er derfor blevet mindre. Samtidig er drivhusgasudledningerne fortsat høje, hvilket sammen med den reducerede aerosolkøling har bidraget til den stigende opvarmningsrate[52] (se afsnit 1.2.2 om øvrige naturlige variationer).

Opgørelse af global opvarmning tilskrevet menneskelige aktiviteter

Opvarmning som konsekvens af menneskelig aktivitet er et estimat af, hvor stor en del af den globale temperaturstigning, der kan tilskrives menneskers påvirkning af klimasystemet. Opgørelsen bygger på de metoder anvendt af FN's Klimapanel fra 2021. Den menneskeskabte opvarmning vurderes gennem årsagsanalyser, hvor forskellige metoder og evidenslinjer kombineres for at skelne menneskets påvirkning fra naturlige variationer.

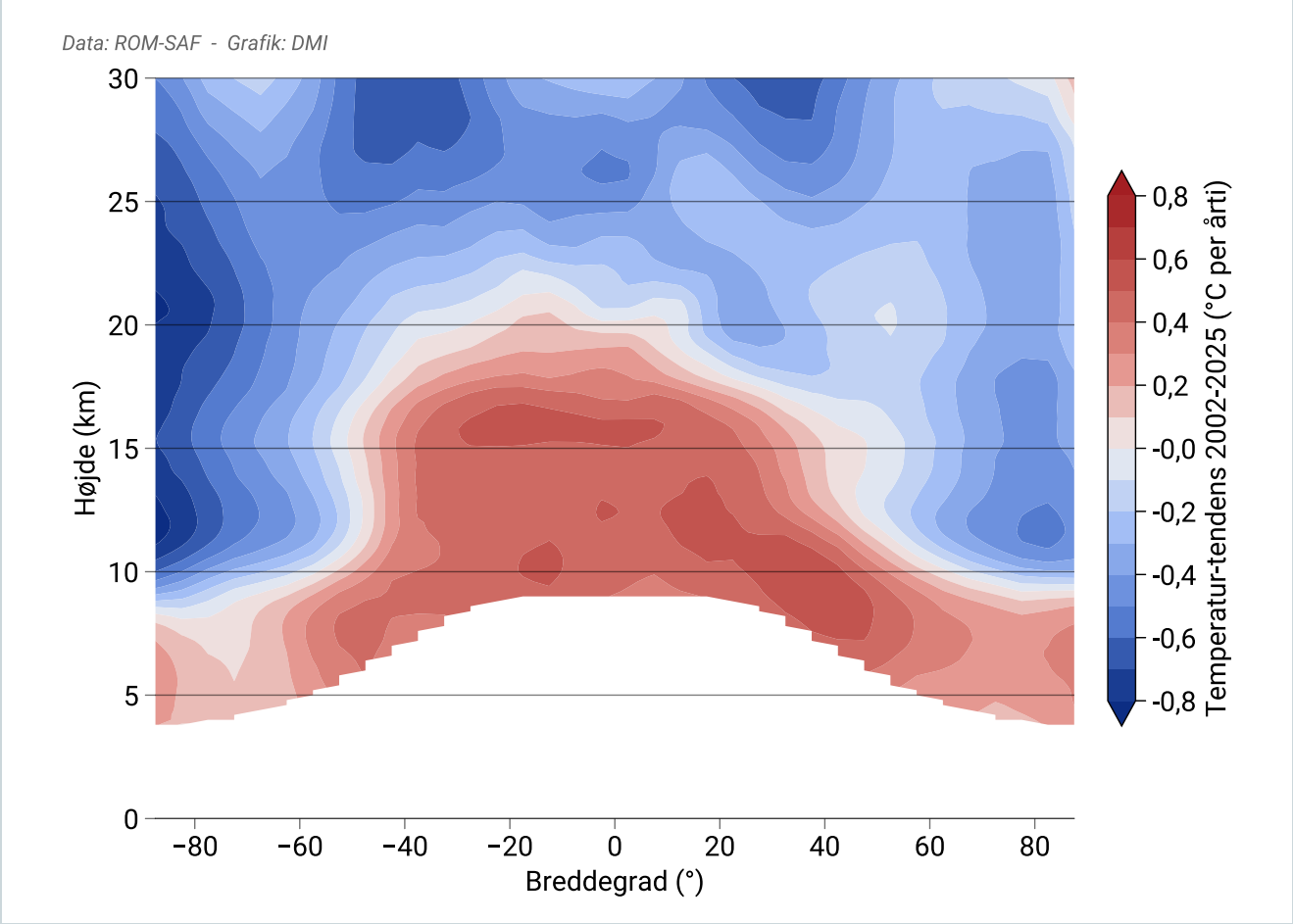
Boks 2i

Opvarmning og afkøling i atmosfærens forskellige lag

Når koncentrationen af drivhusgasser stiger i atmosfæren, leder det til en opvarmning af den nederste del af atmosfæren, kaldet troposfæren, og omvendt en afkøling højere oppe i stratosfæren (se figur 2C). Temperaturfordelingen op gennem atmosfæren observeres med satellitter og giver en vigtig indikation af drivhusgassers rolle i klimaforandringerne. Satellitmålingerne giver et præcist billede af temperaturudviklingen gennem atmosfæren og bruges både til klimaovervågning og til at teste klimamodellers nøjagtighed. DMI leder dette arbejde.

Drivhusgasser fra menneskelig aktivitet har været den primære drivkraft bag opvarmning af troposfæren og med meget stor sandsynlighed også bag den stratosfæriske nedkøling, der er observeret siden 1970'erne. Temperaturændringer i atmosfærens forskellige lag har indflydelse på luftstrømme og -cirkulationer og kan dermed ændre fx nedbørsmønstre samt hyppigheden og intensiteten af cykloner (lavtryk, storme og orkaner).

Figur 2C | Satellitmålinger af temperaturen i atmosfærens lag



Beskrivelse: Temperaturtendens i 2002 til 2025 i grader per årti op i atmosfæren, fra den mellemste troposfære op til 30 kilometers højde og fra sydpol til nordpol. Y-aksen viser højden i atmosfæren, og x-aksen viser breddegraden. Kilde: DMI på baggrund af EUMETSAT ROM SAF[53].

Aerosolers kølende effekt på klimaet

Aerosoler er små partikler i atmosfæren, blandt andet fra afbrænding af fossile brændsler og luftforurening fra skibstrafik. Når de optræder i atmosfæren, kan de reflektere og sprede sollys tilbage til rummet og dermed reducere den mængde solenergi, der når Jordens overflade. Samlet set har aerosoler en kølende effekt på klimaet og har historisk maskeret en del af drivhusgassernes opvarmning. Når udledningen af aerosoler reduceres, svækkes denne kølende effekt.

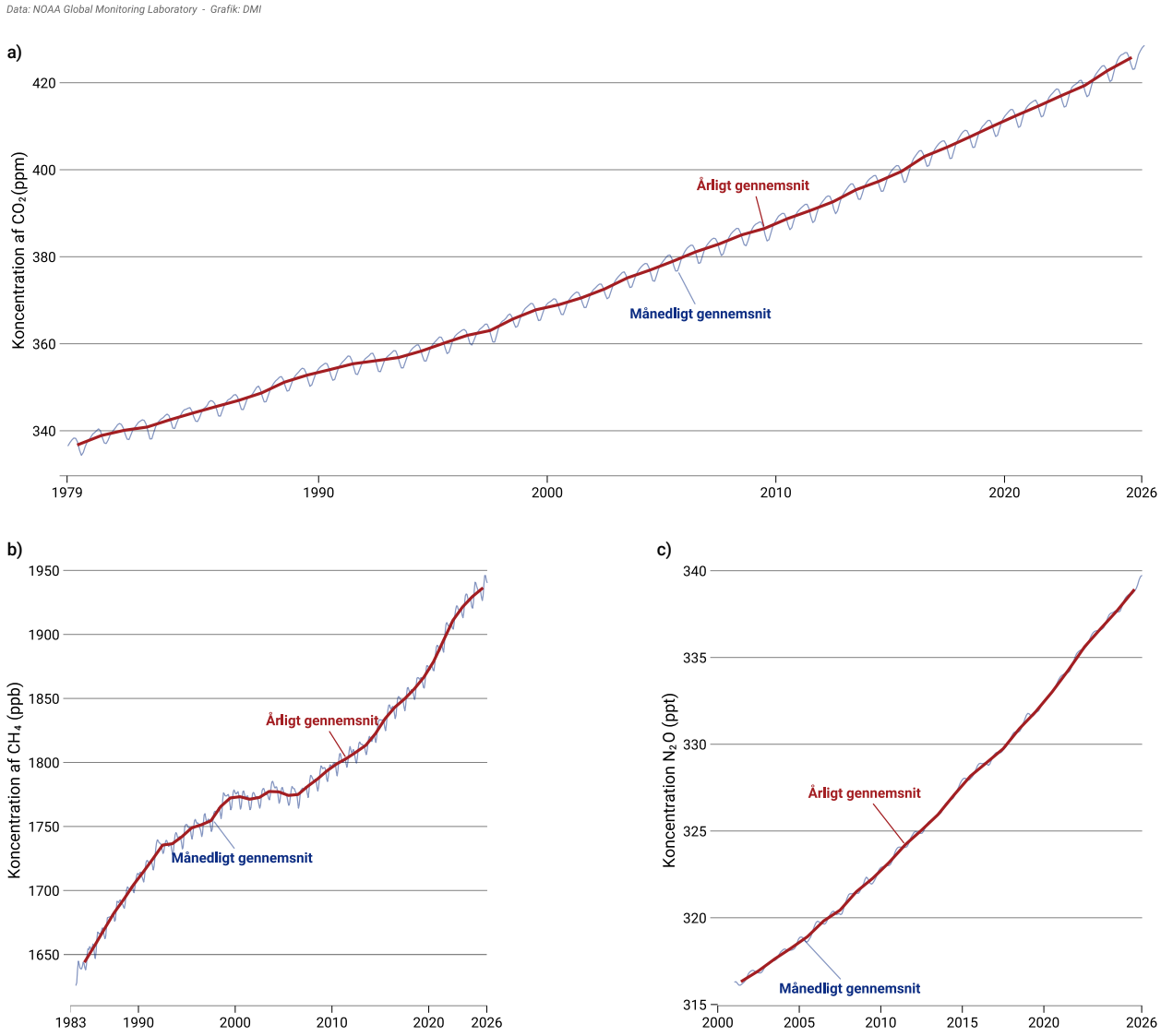
2.1.3. Koncentration af drivhusgasser i atmosfæren

Udledningerne af drivhusgasser fører til en ophobning i atmosfæren. Kuldioxid (CO_2) har en lang levetid i atmosfæren, og den CO_2, der udledes i dag, vil derfor påvirke klimaet i århundreder til årtusinder. Metan (CH_4) har derimod en kortere levetid på omkring 12 år. De forskellige levetider betyder, at mængden af udledt CO_2 især er afgørende for klimaet på længere sigt, mens reduktioner af metan er afgørende for at begrænse opvarmningen på kort sigt, herunder midlertidig overskridelse af bestemte temperaturgrænser.

Atmosfærens indhold af CO_2, metan og lattergas (N_2O) nåede i 2025 igen nye rekordniveauer. Udviklingen i atmosfærens CO_2-indhold ses i figur 2D(a). Fra 2023 til 2024 steg koncentrationen af CO_2 i den globale atmosfære med 3,5 ppm[vii], hvilket er den største årlige stigning, siden moderne målinger begyndte i 1957. Stigningen skyldtes fortsatte fossile CO_2-udledninger, øgede udledninger fra naturbrande og et mindre optag af CO_2 i havet og de landbaserede økosystemer. Det mindskede optag kan være tegn på en selvforstærkende mekanisme i klimasystemet (se boks 2ii)[54]. Udviklingen i atmosfærens metan-indhold ses i figur 2D(b). Hovedkilderne til metanudledning stammer fra affalds- og landbrugssektoren samt olie- og gasudvinding. Stigningen i atmosfærens indhold af lattergas skyldes først og fremmest landbrugets anvendelse af kvælstofgødning og husdyrgødning[55]. Udviklingen ses i figur 2D(c).

vii Enhederne 'ppm' (parts per million), 'ppb' (parts per billion) og 'ppt' (parts per trillion) angiver koncentrationen af drivhusgasser i atmosfæren af henholdsvis én million, én milliard eller én billion dele.

Figur 2D | Udvikling i atmosfærens koncentration af drivhusgasser



Beskrivelse: Atmosfærens koncentration af kuldioxid CO_2 (i ppm fra 1979 til 2025), metan CH_4 (i ppb fra 1984 til 2025) og lattergas N_2O (ppt fra 2001 til 2025). Udviklingen er vist som månedligt gennemsnit (blå kurve) med årstidsvariationen samt årligt gennemsnit (rød kurve) uden årstidsvariationen. Kilde: DMI på baggrund af NOAA Global Monitoring Laboratory[56].

Boks 2ii

Effekten på atmosfærens CO_2-koncentration fra mindsket optag af CO_2 på land og i havet

Målinger viser, at stigningen i atmosfærens CO_2-koncentration fra 2023 til 2024 var den største siden målingernes begyndelse i 1957[57]. Ud over den fortsatte udledning af drivhusgasser fra menneskelig aktivitet til atmosfæren skyldes dette også et mindsket naturligt optag af CO_2 i både havet og de landbaserede økosystemer. Havet og de landbaserede økosystemer er ikke blot passive modtagere af CO_2, men dynamiske dele af klimasystemet, hvis evne til at optage CO_2 påvirkes af klimaforandringerne. Højere temperaturer kan reducere økosystemernes evne til at optage CO_2. Når naturens optag af CO_2 svækkes som følge af den globale opvarmning, øges andelen af udledningerne, der forbliver i atmosfæren, hvilket kan forstærke den globale opvarmning yderligere[58]. Den observerede udvikling i 2024, hvor en svækkelse af de naturlige CO_2-optag bidrog til en rekordstor stigning i den atmosfæriske CO_2-koncentration, er forenelig med en sådan selvforstærkende mekanisme.

Klimaforandringer påvirker både de landbaserede økosystemers og havets evne til at optage CO_2. På land påvirkes CO_2-optaget blandt andet af højere temperaturer og ændrede nedbørsmønstre, som kan øge risikoen for tørke og skovbrande. I tropiske områder som fx Amazonas kan kombinationen af klimaforandringer og skovrydning endda vende skove fra at være kulstoflagre, der optager mere CO_2, end de udleder, til at være kilder til CO_2-udledning, som udleder mere CO_2, end de optager[59,60].

Opvarmning af overfladevandet reducerer opløseligheden af CO_2, hvilket betyder, at havet optager mindre kulstof og i nogle tilfælde kan afgive CO_2 til atmosfæren. Det varmere og lettere overfladevand øger lagdelingen i havet. Sammen med ændringer i vindmønstrene kan det mindske omrøringen mellem overfladen og de dybere vandlag og dermed hæmme transporten af kulstof til dybhavet[61]. Det resulterer i en hurtigere mætning af overfladevandet. Havforsuring, som følge af et øget CO_2-optag i havet, reducerer desuden vandets kemiske kapacitet til at optage CO_2[62], og kan påvirke den biologiske kulstofpumpe, da kalkdannende organismer påvirkes negativt heraf[63].

Land og hav har over det seneste årti optaget henholdsvis 21 % og 29 % af de globale CO_2-udledninger. CO_2-optaget på land og i havet er dog stagneret i perioden og påvirkes negativt af klimaforandringer[64]. De resterende 50 % af CO_2-udledningerne er forblevet i atmosfæren. I perioden 2015–2024 var optaget af kulstof fra land og hav henholdsvis 25 % og 7 % mindre effektivt, end det havde været uden klimaforandringer. Samlet betyder det, at det totale naturlige optag var næsten 20 % lavere[65].

I 2024 blev CO_2-optaget fra land markant svækket som følge af El Niño-forhold (varmere klima med udtørring til følge), mens havets optag har været hæmmet af ændringer i cirkulation og opvarmning, herunder marine hedebølger, som reducerer CO_2's opløselighed i havvand[66].

2.2. Fremtidens drivhusgasudledninger

Både politisk og videnskabeligt er der stor interesse for temperaturstigninger omkring 1,5 °C på grund af Parisaftalens politiske målsætning om at begrænse den globale opvarmning til et godt stykke under 2 °C og stræbe efter at begrænse temperaturstigningen til 1,5 °C.

På trods af at den globale gennemsnitstemperatur i 2024 nåede op på 1,55 °C over det førindustrielle niveau (se afsnit 1.1.1), betyder det ikke, at et langsigtet temperaturniveau på 1,5 °C endnu er overskredet. De naturlige, årlige variationer i gennemsnitstemperaturen betyder, at klimavidenskabens vurderinger af det globale opvarmningsniveau foretages over en årrække på typisk 20 eller 30 år for at udjævne de naturlige udsving. De naturlige variationer har været medvirkende til, at opvarmningen i 2025 var på 1,43 °C – altså mindre end året forinden. Men det betyder ikke, at opvarmningen er aftaget.

2.2.1. FN's klimapanels scenarier og overskridelse af 1,5 °C

Vurderinger af mulighederne for at holde den globale opvarmning under et vist niveau tager typisk udgangspunkt i beregninger fra globale klimamodeller. De af FN's Klimapanels udledningsscenarier, hvor opvarmningen er højst 1,5 °C i slutningen af århundredet, indebærer som minimum en mindre, midlertidig overskridelse af 1,5 °C undervejs. I scenarierne falder temperaturen derefter igen senere i århundredet. Med andre ord overskrider de 1,5 °C på kort sigt, men vender tilbage under denne tærskel på længere sigt. En sådan midlertidig overskridelse kaldes et *overshoot*.

Alle scenarierne i FN's Klimapanels seneste rapport fra 2023, hvor opvarmningen efter en begrænset og midlertidig overskridelse er højst 1,5 °C i slutningen af århundredet, forudsætter, at drivhusgasudledningerne ville toppe senest inden 2025. Udledningerne reduceres derefter med henholdsvis 43 % inden 2030 og 60 % inden 2035 i forhold til 2019, og netto-nuludledning opnås inden 2050. Metanudledningen skal reduceres med en tredjedel i samme periode. Selv hvis dette var blevet realiseret, ville det være tæt på uundgåeligt, at 1,5 °C som gennemsnitstemperatur over årtier ville blive overskredet midlertidigt. At vende tilbage under 1,5 °C opvarmning inden udgangen af århundredet vil kræve øjeblikkelige og markante reduktioner på tværs af alle sektorer[67].

Jo senere udledningerne reduceres, desto større skal de efterfølgende reduktioner være for at begrænse opvarmningen til 1,5 eller 2 °C.

2.2.2. Klimatiltag og midlertidig overskridelse af 1,5 °C

FN's miljøprogram udgiver hvert år Emissions Gap Report, der analyserer udviklingen i de globale drivhusgasudledninger og vurderer, hvor langt de nuværende politikker og klimamål er fra de udledningsniveauer, der er nødvendige for at begrænse den globale opvarmning til 1,5 °C. Nye scenarier fra rapporten viser, at det er teknisk muligt at begrænse opvarmningen til 1,5 °C i år 2100, men at alle realistiske scenarier indebærer et overshoot undervejs[68]. At vende udviklingen for at bringe temperaturen ned igen vil kræve hurtige og markante reduktioner samt netto-negative udledninger.

Verden har med de nuværende implementerede udledningspolitikker kurs mod en opvarmning på 2,8 °C i slutningen af århundredet i forhold til førindustrielt niveau. FN's miljøprograms rapport vurderer effekten af de nationale målsætninger, der var indmeldt til sekretariatet for FN's klimakonvention som følge af forpligtelser i Parisaftalen (*Nationally Determined Contributions*, forkortet NDC'er) per 30. september 2025. Hvis NDC'erne indfries i 2035, og tilsvarende bestræbelser fortsætter, vil det medføre en global opvarmning på 2,5 °C ved slutningen af århundredet. Hvis også de betingede løfter indfries, vurderes opvarmningen at nå 2,3 °C. FN's miljøprogram vurderer, at der fortsat er scenarier, der kan overskride 1,5 °C og returnere igen til omtrent dette niveau i slutningen af århundredet, med 46 % eller 55 % drivhusgasreduktion i 2035 sammenlignet med 2019. Scenarierne har forskelle i sandsynligheder for at holde temperaturen til 1,5 °C i 2100 og niveauet af overskridelse inden da.

2.2.3. 'Overshoot' af temperaturniveauer

Begrebet *overshoot* refererer til en midlertidig overskridelse af et bestemt niveau af global opvarmning, fx 1,5 °C. Det indebærer, at den globale opvarmning først krydser en bestemt tærskel i en periode for derefter at falde tilbage til eller under denne tærskel igen.

En midlertidig overskridelse af et temperaturniveau kan forstås som et dynamisk forløb, der kan udvikle sig over tid og omfatter forskellige faser; overskridelse, 'toppunkt', stabilisering og fald. Af den årsag er det ikke kun hvorvidt et temperaturniveau overskrides midlertidigt, men i højere grad hvordan temperaturen udvikler sig over tid, der er vigtigt at betragte. Konsekvenserne af en midlertidig overskridelse afhænger af hele temperaturforløbet og ikke kun af, om en bestemt tærskel overskrides[69]. Selv kortvarige overskridelser af eksempelvis 1,5 °C kan medføre irreversible konsekvenser, såsom accelereret afsmeltning af Grønlands og Antarktis' iskapper og alvorlige skader på verdens koralrev. Kortvarige overskridelser kan desuden øge risikoen for, at tipping points overskrides for flere elementer i klimasystemet. Udfordringerne fra fx mere ekstreme vejrhændelser øges for hver yderligere decimal, den globale opvarmning stiger. Når temperaturen efterfølgende falder, kan nogle påvirkninger aftage, mens andre kan fortsætte i årtier eller århundreder eller årtusinder. Et fald tilbage til 1,5 °C betyder således ikke nødvendigvis, at konsekvenserne af den tidligere overskridelse forsvinder[70]. For at mindske konsekvenserne af et overshoot skal overskridelsen af et bestemt niveau af global opvarmning, fx 1,5 °C, derfor være så lille og kortvarig som muligt[71].

Eftersom et overshoot kan medføre klimaforandringer, der potentielt vil være irreversible, beskriver FN's klimapanel blandt andet tilgange til klimatilpasning, der er dynamiske, iterative og fleksible. FN's miljøprogram fremhæver ligeledes behovet for transformativ tilpasning, der ikke alene består i gradvise tiltag, men også i ændringer af de systemer og institutioner, der håndterer den sårbarhed, som de komplicerede udviklingsmønstre indebærer[72].

Studier af forskellige overshoot-scenarier belyser konsekvenserne af midlertidigt at overskride et opvarmningsniveau, også i tilfælde hvor temperaturstigningen senere reduceres. Fælles metoder gør det muligt at sammenligne resultater på tværs af klimamodeller og dermed opnå mere robuste vurderinger af mulige udviklingsforløb (se boks 2iii). Resultaterne bidrager til en bedre forståelse af betydningen af både størrelsen og varigheden af en overskridelse. Hvis temperaturen skal falde efter en overskridelse, kræver det ikke bare en reduktion i udledninger, men en reduktion i atmosfærens indhold af drivhusgasser – såkaldte negative udledninger. Det opnås fx ved aktiv fjernelse af CO_2 fra atmosfæren eller forøget optag af CO_2 i naturen.

Overshoot

En overskridelse af et givent temperaturniveau, om end midlertidig, kaldes et 'overshoot'. FN's klimapanel definerer et overshoot som "*Den midlertidige overskridelse af et bestemt niveau af global opvarmning, fx 1,5 °C. Overshoot indebærer, at den globale opvarmning når et toppunkt og derefter falder igen. Dette opnås ved, at menneskelig fjernelse af CO_2 globalt overstiger de resterende CO_2-udledninger*".

Boks 2iii

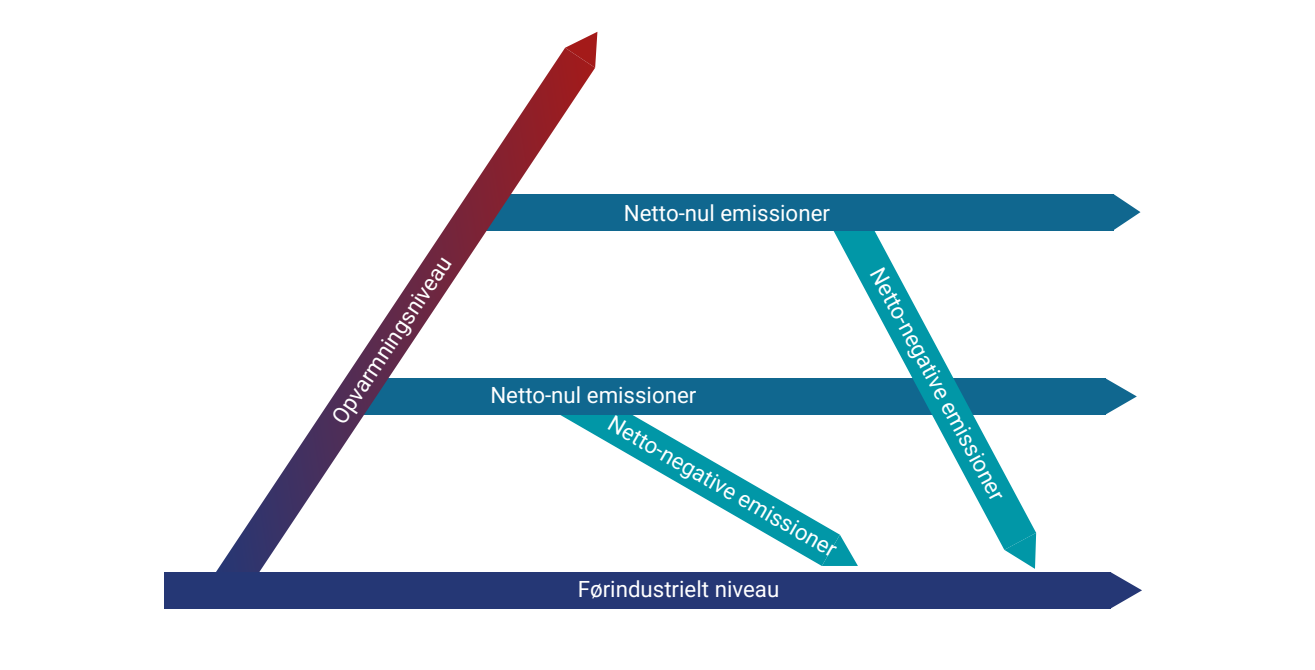
Anvendelse af overshoot-scenarier i klimamodeller

For at kunne sammenligne og forstå konsekvenserne af overshoot på tværs af klimamodeller har det internationale forskningssamarbejde om Earth System Models (ESM) udviklet fælles retningslinjer[73]. Disse retningslinjer er forankret i det internationale forskningssamarbejde TIPMIP (Tipping Points Modelling Intercomparison Project), der har til formål at undersøge risikoen for tipping points i klimasystemet, og bygger på bidrag fra en række større forskningsprojekter. Formålet med retningslinjerne er at sikre, at klimamodeller verden over anvender ensartede antagelser og scenarier, så resultaterne bliver sammenlignelige og kan bruges samlet til at styrke vidensgrundlaget om klimaforandringer og risikoen for tipping points.

Overshoot-scenarier beskrives gennem tre forhold, der har betydning for klimasystemets reaktion: 1) hvor meget temperaturen overskrider et bestemt niveau, 2) hvor længe overskridelsen varer, og 3) hvor hurtigt temperaturen derefter nedbringes og stabiliseres igen på et lavere niveau. En større temperaturmæssig overskridelse øger risikoen for alvorlige og potentielt irreversible ændringer, mens en længere varighed kan medføre ophobning af konsekvenser. Samtidig har hastigheden, hvorpå temperaturen nedbringes igen, betydning for, om og hvor hurtigt systemet kan vende tilbage til en mere stabil tilstand.

Ved at variere de tre beskrivende dimensioner af et overshoot systematisk i klimamodellerne kan forskere undersøge, hvordan forskellige typer af overshoot påvirker både det globale klima og regionale forhold. Det giver blandt andet indsigt i, hvor følsomme forskellige dele af klimasystemet er over for midlertidig opvarmning over kritiske tærskler.

Figur 2E | Forenklet overshoot-forløb



Beskrivelse: Figuren illustrerer et forenklet overshoot-forløb. Temperaturen stiger først med en rate svarende til den historiske udvikling og stabiliseres derefter ved nuludledning (blå) på enten et lavt eller højt opvarmningsniveau i en kortere eller længere periode. Herefter bringes temperaturen ned igen gennem netto-negative udledninger (grøn), enten hurtigt eller langsomt. Grafik: DMI.



3

Iskapper



Indlandsisen mistede mere masse, end den fik tilført for 30. år i træk i smelteåret 2025-26. Massetabet var på 173 Gt, hvilket er på niveau med de to foregående år og 18 Gt mere end gennemsnittet for de seneste fire årtier.



I de seneste år er der registreret et fald i den antarktiske iskappes massetab. I perioden 2020-2023 var massetabet mere end tre gange lavere end gennemsnittet i 2010'erne. Udviklingen skyldes især øget snefald i Østantarktis, som hænger sammen med et varmere antarktisk klima.

Jordens iskapper er essentielle for det globale klimasystem, da de regulerer temperaturer og havniveau og påvirker havstrømme og vejrmønstre verden over. I løbet af de seneste årtier har den grønlandske og den antarktiske iskappe tabt masse. Denne udvikling forventes at fortsætte i århundreder eller endda årtusinder og få alvorlige konsekvenser for det globale havniveau, økosystemer og samfund. Dette kapitel beskriver de observerede ændringer i iskappernes masse samt forventninger til fremtidens ændringer.

3.1. Observerede ændringer for Grønlands indlandsis

I smelteåret 2025/26 (fra september til og med august) mistede Grønlands indlandsis mere masse, end den fik tilført for 30. år i træk[74]. Data fra GEUS' *Program for Overvågning af den Grønlandske Iskappe*[75] viser, at indlandsisen i smelteåret 2025/26 havde et massetab på cirka 173 Gt, hvilket er på niveau med de to foregående år og omkring 18 Gt mere end gennemsnittet for de seneste fire årtier. Ligesom i de foregående år var afsmeltningen relativt moderat, og årets massetab blev væsentligt mindre end under de mest ekstreme smelteår. Sidste gang indlandsisen havde et samlet masseoverskud, var i smelteåret 1996/97.

I perioden 1986-2026 mistede indlandsisen 6.204 Gt masse svarende til et bidrag på 17 mm til den globale havniveaustigning (se figur 3A). Massetabet er vokset betydeligt i perioden og gået fra et tab på omkring 50 Gt per år i 1980'erne og 1990'erne til 164 Gt per år i 2000'erne og 242 Gt per år i 2010'erne[80].

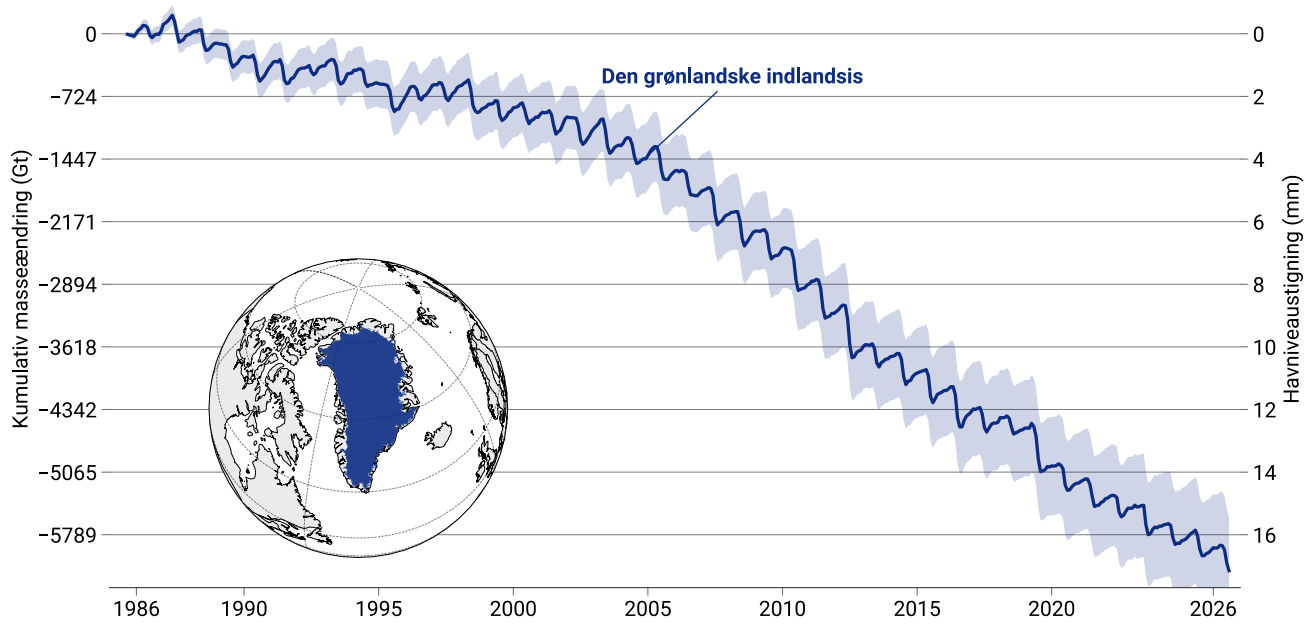
Boks 3i

Klodens to største iskapper

Indlandsisen i Grønland og den antarktiske iskappe er klodens to største iskapper. Den antarktiske iskappe har et areal på omtrent 14 millioner km² og indeholder, hvad der svarer til 60 % af klodens ferskvand[76]. Grønlands indlandsis er klodens næststørste og dækker 80 % af Grønlands areal, svarende til 1,7 millioner km² [77], hvilket er næsten 50 gange større end Danmark[78]. Hvis hele Grønlands indlandsis smeltede, ville det globale havniveau stige med omkring syv meter, mens en fuldstændig afsmeltning af den antarktiske iskappe ville hæve det globale havniveau med omkring 60 meter. En fuldstændig afsmeltning af iskapperne ville dog tage flere årtusinder, selv ved meget høje opvarmningsniveauer[79].

Figur 3A | Ændring i indlandsisens masse

Data: PROMICE - Grafik: DMI



Beskrivelse: Kumulativ masseændring af indlandsisen (Gt) i perioden 1986 – 2026 og dens bidrag til global havniveaustigning (mm). Kilde: DMI på baggrund af PROMICE[81].

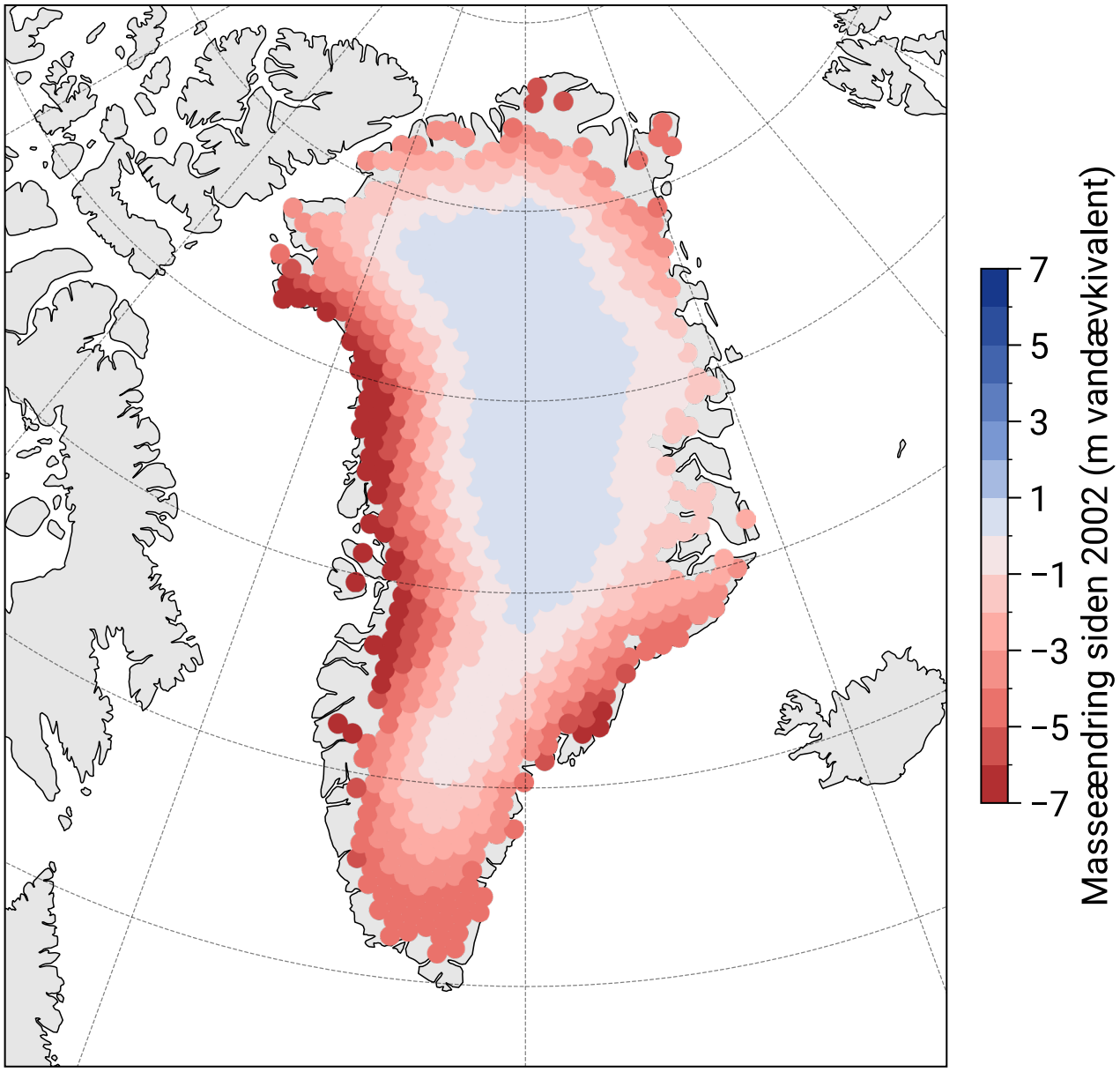
Det årlige massetab skyldes både øget afsmeltning som følge af den generelle opvarmning af atmosfæren og i stigende grad tabet af is som isbjerge, i takt med at isen flyder hurtigere mod havet. Isen bevæger sig hurtigere mod havet både på grund af stigende havtemperaturer, som øger smeltningen dér, hvor isen møder havet, og fordi mere smeltevand mindsker modstanden mellem isen og underlaget[82]. Massetabet sker især langs kysterne i den sydlige halvdel af indlandsisen (se figur 3B). På sydøstkysten skyldes det især øget kælvning (se figur 3C(g)), mens øget afsmeltning er den vigtigste årsag på sydvestkysten (se figur 3C(e)). I det vestlige Nordvestgrønland sker tabet af is hovedsageligt som følge af øget kælvning, som især er udtalt ved den store gletsjer Sermeq Kujalleq ved Ilulissat (se figur 3C(b) og (d)). Ændringerne er forholdsvis små i Nordøstgrønland, men større i Nordgrønland, særligt drevet af øget afsmeltning. Her observeres der ligeledes en begyndende tendens til øget kælvning. I den centrale del af indlandsisen forekommer dog en regional massetilvækst (se figur 3B).

Smelteår og smeltesæson

Et smelteår for indlandsisen løber fra 1. september til 31. august. Selve smeltesæsonen, hvor temperaturen er høj nok til mærkbar overfladesmeltning, ligger typisk fra begyndelsen af juni til slutningen af august. Smeltesæsonens begyndelse defineres som den første af mindst tre sammenhængende dage med afsmeltning over mindst 5 % af Grønlands areal.

Figur 3B | Rumlig fordeling af indlandsisens masseændring

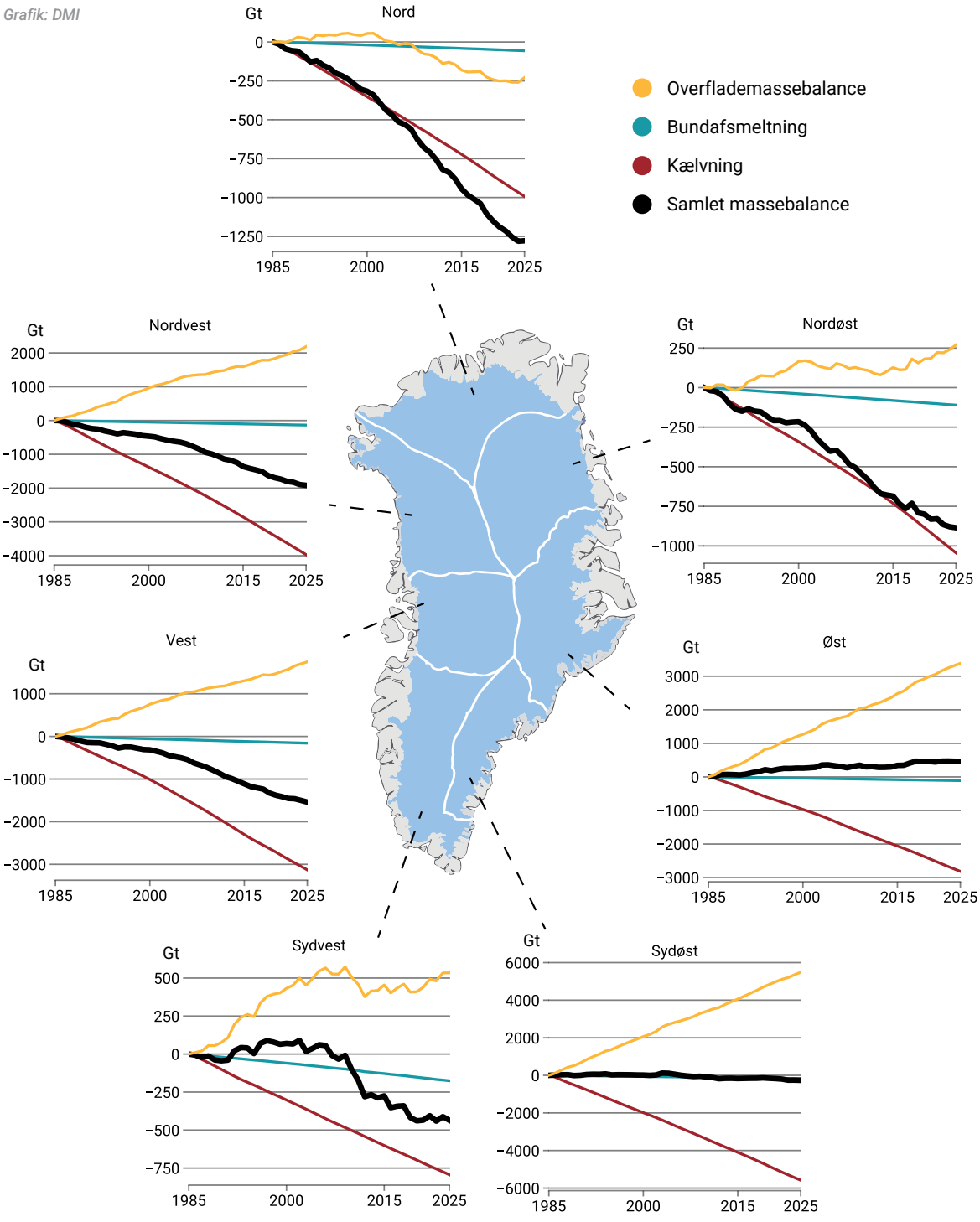
Data: DTU Space - Grafik: DMI



Beskrivelse: Rumlig fordeling af masseændringer for indlandsisen i perioden 2002–2025, angivet som vandækvivalenter (meter). Røde farver viser massetab, mens blå farver viser massetilvækst. Kilde: DMI på baggrund af DTU Space[83].

Figur 3C | Komponenter af indlandsisens masseændring

PROMICE - Grafik: DMI



Beskrivelse: Ændringer i indlandsisens massebalance (Gt) opdelt på regioner og vist for komponenterne; overflademassebalancen (gul linje), bundafsmeltning (blå linje), kælvning (rød linje) og samlet massebalance (sort linje). Kilde: DMI på baggrund af PROMICE[84].

Boks 3ii

Iskappernes massebalance

Indlandsisen i Grønland og den antarktiske iskappe er dannet for millioner af år siden, men er konstant i bevægelse. Hvert år falder ny sne på toppen af iskapperne, der over tid sammentrykkes til is, mens masse mistes gennem afsmeltning og kælvning af isbjerge. En iskappes massebalance udtrykker, om iskappen samlet set vokser eller skrumper. Tilføres der lige så meget masse, som der mistes, er iskappen i balance.

En iskappe består (ligesom en gletsjer) af områder, der modtager masse, og områder, der taber masse. På de højeste og centrale områder af iskappen falder mere sne, end der smelter, mens der i de lavere og ydreliggende områder af iskappen smelter mere is, end der akkumuleres. Dette skaber en dynamisk iskappe, hvor isen langsomt flyder fra de høje områder ned mod de lavere. De steder, hvor isen flyder ud i fjordene til havet, vil isen smelte hurtigere og brække af som isbjerge. Det ekstra massetab ved kysten kan få isen til at strømme hurtigere mod havet i form af isstrømme.

En varmere atmosfære og et varmere hav accelererer afsmeltningen af iskapperne. Selvom det gradvist varmere klima også giver mere nedbør over iskapperne, fører den globale opvarmning samlet set til, at iskapperne taber masse.

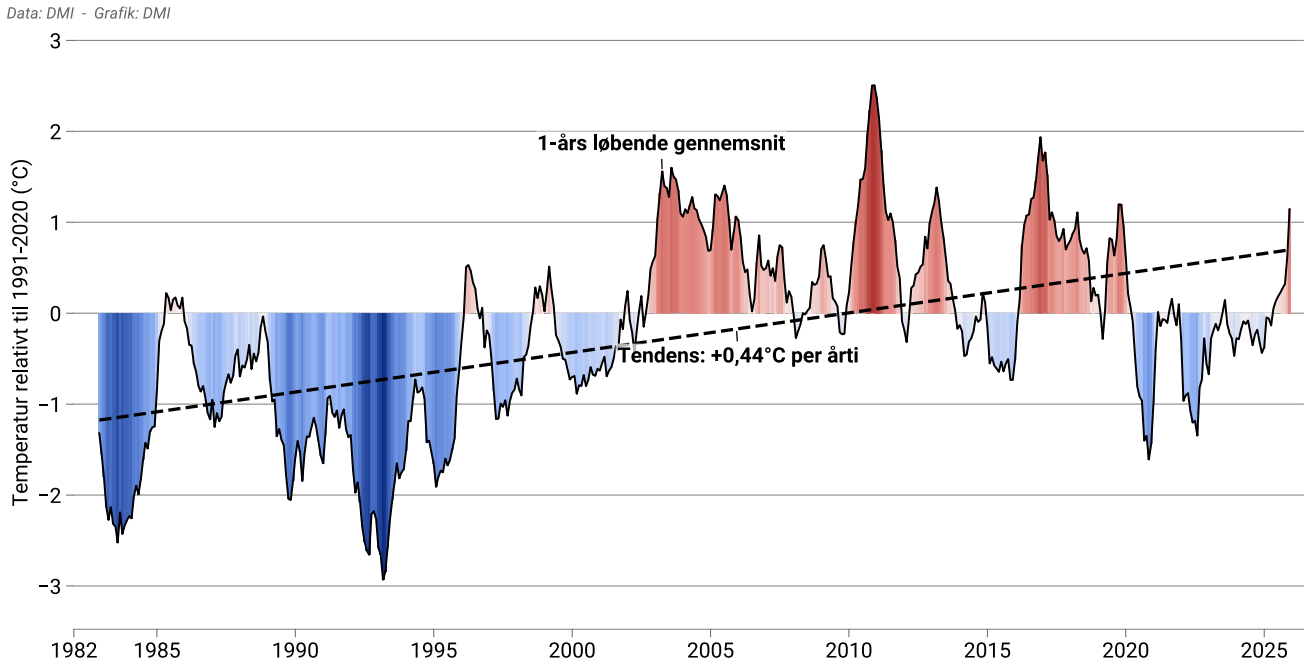
Når iskappernes massebalance estimeres, bygger det på flere kilder og metoder, fx en kombination af satellitobservationer og modeldata. Det samlede massetab varierer afhængigt af metoden, men den entydige tendens er, at iskapperne mister masse.

Indlandsisens overflademassebalance bestemmes i høj grad af vejret gennem samspillet mellem snefald, afsmeltning og genfrysning på isens overflade. Efteråret 2025 og vinteren 2025/26 var relativt varme og tørre. Sammen med et køligt forår resulterede det i omkring 20 Gt mindre snetilførsel end normalt (1991-2020)[85]. Smeltesæsonen begyndte den 5. juni 2026, hvilket er 12 dage senere end medianen for perioden siden 1981 og den femteseneste sæsonstart i observationsrækken[86].

Sommeren startede med en juni måned, der var lidt køligere end gennemsnittet, og begyndelsen af juli var ligeledes præget af relativt lave temperaturer og flere snefaldshændelser. Fra slutningen af juli og ind i august fulgte en længere varmeperiode, som øgede afsmeltningen markant, før vejret igen normaliseredes sidst i august[87].

Kælvningen af isbjerge fra indlandsisens udløbsgletsjere var samtidig større end gennemsnittet. Det resulterede i et ekstra istab på omkring 35 Gt sammenlignet med normalen (1991-2020) og bidrog dermed til årets samlede massetab[88]. Den relativt kølige grønlandske sommer stod i kontrast til de rekordhøje temperaturer i store dele af Europa i sommeren 2026. Denne modsatrettede temperaturudvikling omtales ofte som temperaturvippen (se boks 3iii). Den gennemsnitlige overfladetemperatur over indlandsisen varierer betydeligt fra år til år med mere end 5 °C forskel mellem det koldeste og det varmeste årsgennemsnit. Ikke desto mindre ses der en tydelig opvarmningstendens på næsten 0,5 °C per årti i perioden 1982-2025 (se figur 3D).

Figur 3D | Ændring i indlandsisens overfladetemperatur



Beskrivelse: Indlandsisens overfladetemperatur (°C) i 1982–2025, angivet som afvigelse fra gennemsnittet for 1991-2020. Den sorte linje viser 1-års løbende gennemsnit, den stiplede sorte linje viser tendensen, og farverne angiver temperaturanomalien for de enkelte måneder. Kilde: DMI[89].

Boks 3iii

Temperaturvippen: Grønland sveder, mens Danmark fryser

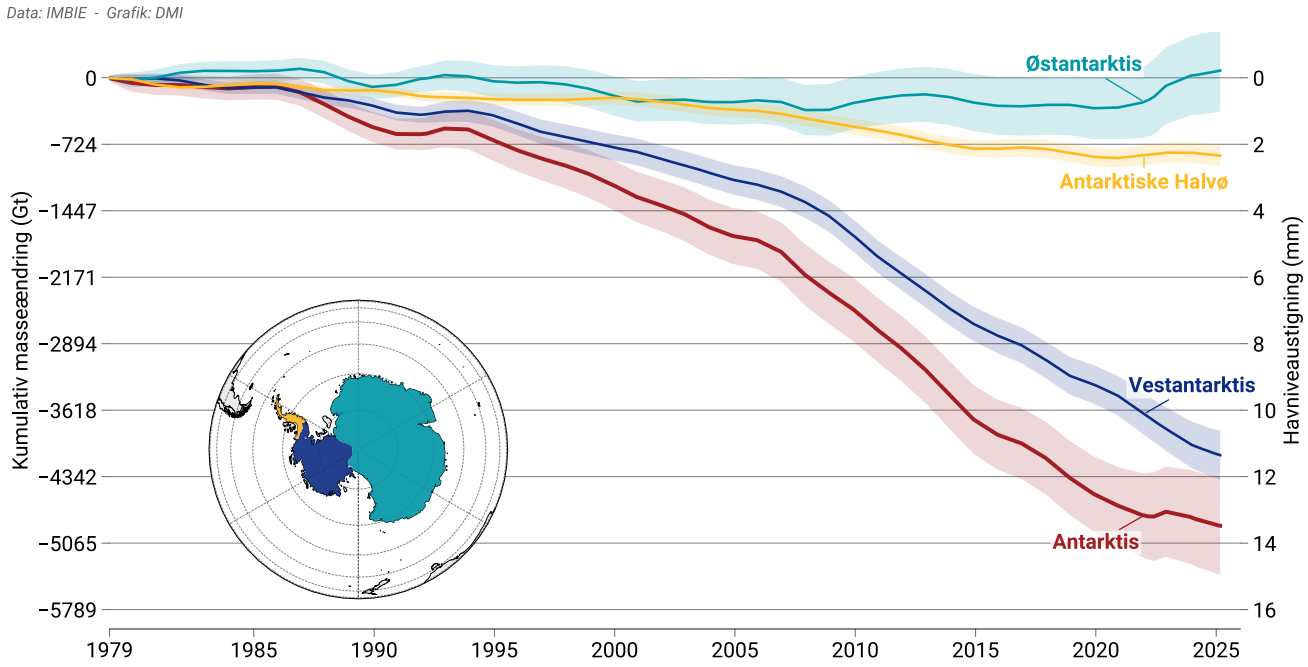
I begyndelsen af januar 2026 blev der målt 11,3 °C i Nuuk, samtidig med at Danmark oplevede frost. Denne modsatrettede temperaturudvikling omtales ofte som "temperaturvippen". Den er et velkendt fænomen i Nordatlanten, som sammen med den Nordatlantiske Oscillation (NAO) beskriver variationer i lufttryksforskellen mellem Azorerne og Island.

NAO påvirker jetstrømmens placering og styrke og dermed transporten af varme og kulde over Nordatlanten. Når lufttryksforskellen mellem Azorerne og Island er lille (negativ NAO), er både højtrykket over Azorerne og lavtrykket ved Island svagere end normalt. Det giver ofte kolde og relativt tørre vintre i Danmark, mens Vestgrønland samtidig oplever mildere vejr. Omvendt er en stor lufttryksforskel (positiv NAO) forbundet med milde og våde vintre i Danmark og relativt koldere forhold i Vestgrønland.

3.2. Observerede ændringer for den antarktiske iskappe

På den anden side af kloden har den antarktiske iskappe tabt masse i omtrent samme størrelsesorden som indlandsisen, på trods af at denne iskappe er langt større. Iskappen har mistet 4876 Gt is mellem 1979 og 2024, svarende til et bidrag til den globale havniveaustigning på 13,5 mm[90] (se figur 3E). Også i Antarktis er massetabet accelereret. Det steg fra gennemsnitligt 48 Gt om året i 1980'erne til 136 Gt i 2000'erne og 201 Gt om året i 2010'erne[91].

Figur 3E | Ændring i den antarktiske iskappes masse



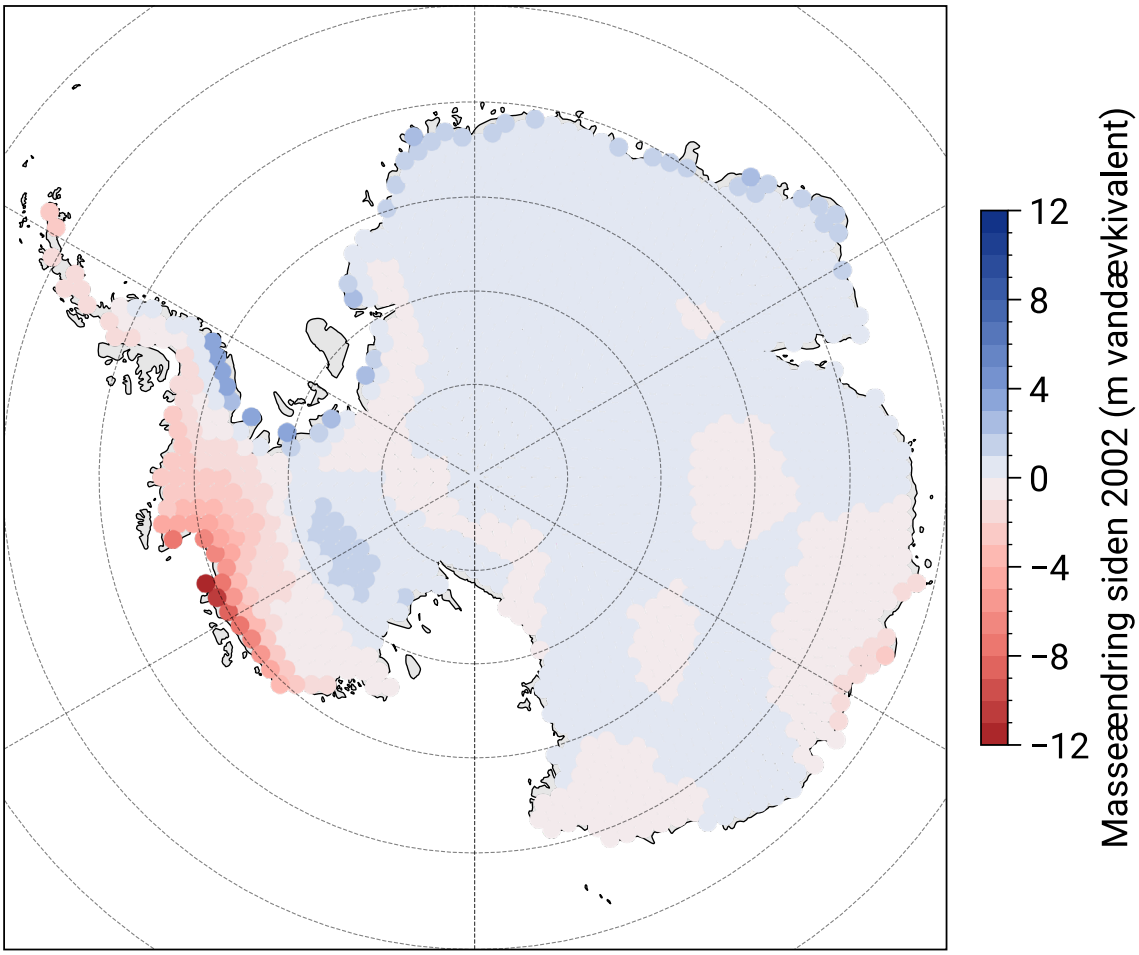
Beskrivelse: Kumulativ masseændring af den antarktiske iskappe (Gt) i perioden 1979-2025 og dens bidrag til global havniveaustigning (mm) for hele Antarktis (rød linje) og for komponenterne Vestantarktis (mørkeblå linje), den Antarktiske Halvø (gul linje) og Østantarktis (grøn linje). Kilde: DMI på baggrund af IMBIE[92,93].

Der er store regionale forskelle i den antarktiske iskappes massebalance. 84 % af iskappens totale massetab forekommer i Vestantarktis, særligt Thwaites og Pine Island-gletsjerne. Massetabet er domineret af is, der strømmer ud i havet og kælver[94]. I store dele af Antarktis er ændringerne relativt små, mens der er en lille massetilvækst i Østantarktis[95,96] (se figur 3F).

I de seneste år er der observeret en reduktion i den antarktiske iskappes massetab. I perioden 2020-2023 var iskappens massetab mere end tre gange lavere end i 2010'erne[98]. Det skyldes et øget snefald, særligt i Østantarktis, der kan forklares af et varmere antarktisk klima[99]. Nyere observationer viser, at den antarktiske cirkumpolare havstrøm, der løber rundt om Antarktis, bliver kraftigere. Dette kan øge transporten af varmere vand til iskappens kanter og dermed bidrage til øget afsmeltning og kælvning af isbjerge[100], samt øge transporten af varm og fugtig luft til Antarktis. Udviklingen i Antarktis begynder på flere områder at ligne den, der observeres i Grønland, med stigende temperaturer, øget afsmeltning og kælvning af isbjerge samt svindende havis[101].

Figur 3F | Rumlig fordeling af masseændringer i Antarktis

Data: DTU Space - Grafik: DMI



Beskrivelse: Rumlig fordeling af masseændringer for den antarktiske iskappe i perioden 2002–2025, angivet som vandækvivalenter (meter). Røde farver viser massetab, mens blå farver viser massetilvækst. Kilde: DMI på baggrund af DTU Space[97].

Boks 3iv

Årsager til den antarktiske iskappes nyligt reducerede massetab

Siden omkring år 2000 har den antarktiske iskappe samlet set tabt masse med en næsten konstant hastighed, men fra 2016 begyndte dette tab at aftage[102], og siden 2020 har iskappen samlet set haft et meget lavere massetab, på trods af at gletsjere fortsat smelter og sender mere is ud i havet end tidligere.

Ved hjælp af klimamodeller og satellitdata viser nyere forskning, at den primære årsag til det reducerede massetab i Antarktis er øget nedbør[103]. Der falder altså mere sne, som opbygger isen fra oven. Øget nedbør over Antarktis er forventeligt med en varmere atmosfære, som kan indeholde mere fugt. Flere mekanismer bidrager til den øgede nedbør:

- **Atmosfæriske floder** er kraftige strømme af fugtig luft i atmosfæren. Disse er blevet hyppigere og mere intense siden 2020, særligt over den Antarktiske Halvø og andre kystregioner i Antarktis. Når fugten rammer kontinentet, falder den som sne og øger isens overflademasse[104,105].
- **Stærkere vestenvinde** langs kysterne af Antarktis resulterer i, at mere fugt kan transporteres ind over kontinentet[106]. De stærkere vinde hænger desuden sammen med ozonindholdet i stratosfæren. Når mængden af ozon aftager, øges temperaturforskellen til lavere breddegrader, og jetstrømmen intensiveres og rykker tættere på Sydpolen[107].
- **Mindre havis** omkring Antarktis efterlader mere eksponeret havoverflade, der kan afgive fugt til atmosfæren. Særligt vinterens snefald øges af den stigende lokale fordampning fra det åbne hav, som ikke længere er dækket af is. Havisens rolle er dog relativt begrænset og forklarer kun omkring 10 % af vintrenes øgede nedbør[108].
- **El Niño** kan gennem ændrede vindmønstre og transport af varmt vand desuden påvirke udbredelsen og afsmeltningen af havis omkring Antarktis[109] (læs mere om El Niño i afsnit 1.2.1).

Samlet set har det øgede snefald næsten opvejet istabet i de seneste år. Fordi forskellen mellem det store massebidrag og store massetab er relativt lille, er balancen skrøbelig. Det reducerede massetab kan være en midlertidig tendens. En forbedret forståelse af disse processer er afgørende for at kunne forudsige den fremtidige massebalance for den antarktiske iskappe og dens bidrag til den globale havniveaustigning.

3.3. Iskappernes fremtid

Der er meget stor sandsynlighed for, at den grønlandske indlandsis vil fortsætte med at miste masse gennem hele dette århundrede, og det samme gør sig sandsynligvis gældende for den antarktiske iskappe, uanset niveauet af fremtidige drivhusgasudledninger. Selv hvis den globale opvarmning stoppede øjeblikkeligt, ville iskapperne fortsætte med at miste masse i århundreder eller længere, fordi de reagerer langsomt på ændringer i klimasystemet. Havniveauet ville derfor også fortsætte med at stige[110].

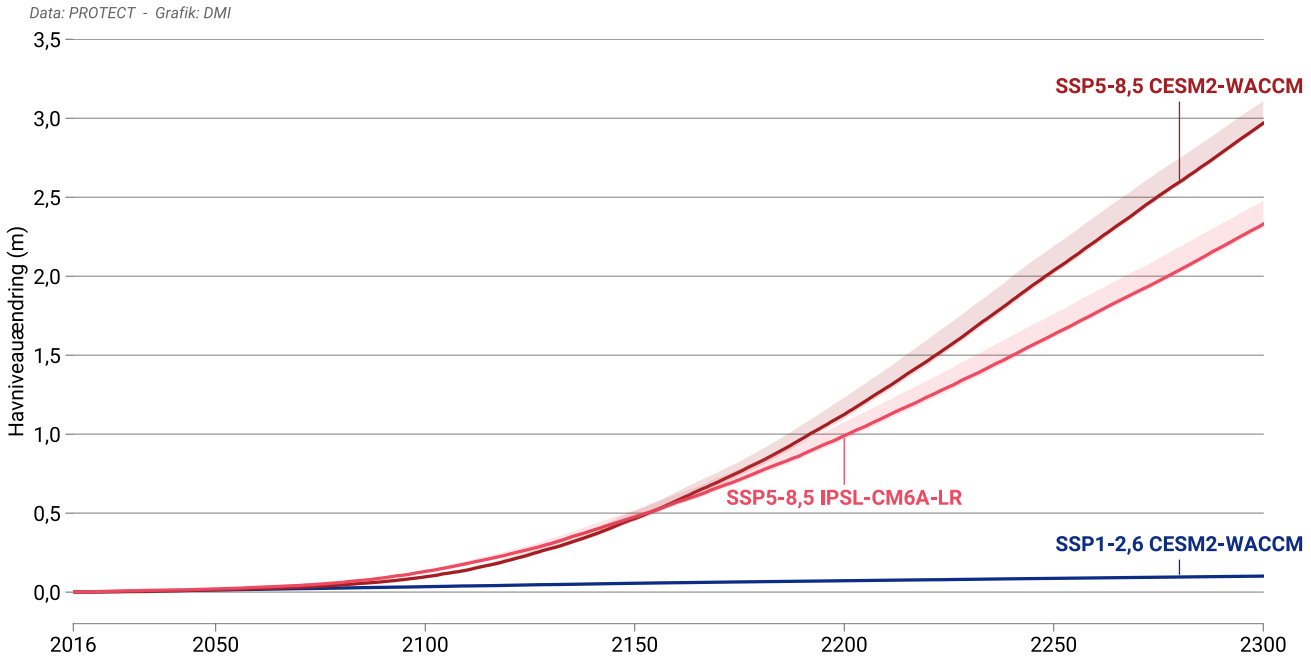
Ifølge FN's klimapanel forventes tab fra den grønlandske indlandsis at bidrage med 0,01-0,18 meter til den globale havniveaustigning frem mod år 2100 afhængigt af udledningsscenarie (SSP1-2.6 - SSP5-8.5). For Antarktis forventes massetabet at bidrage med 0,03-0,34 meter havniveaustigning afhængigt af udledningsscenarie (SSP1-2.6 - SSP5-8.5)[111] (læs mere om globale havniveaustigninger i afsnit 1.3).

Jo større den globale opvarmning er, og jo længere ud i fremtiden fremskrivningerne rækker, desto større er usikkerhederne relateret til iskappernes udvikling. Dette gør sig særligt gældende for de usikre processer i iskapperne, som kan føre til hurtige massetab og dermed store, abrupte havniveaustigninger (læs mere i boks 3v).

Frem mod 2300 forventes den grønlandske indlandsis at bidrage til den globale havniveaustigning med mellem 0,1 meter ved et lavt udledningsscenarie (SSP1-2.6) til over 3 meter ved det højeste udledningsscenarie (SSP5-8.5) (se figur 3G). Fremskrivningen på over 3 meter havniveaustigning er resultatet af en meget høj opvarmning på 15 °C[112]. Det tydeliggør, at hastigheden, hvormed indlandsisen mister masse, i høj grad afhænger af fremtidens drivhusgasudledninger. Der er store forskelle mellem forskellige modellers fremskrivning af indlandsisens fremtidige massetab (se figur 3G).

Frem mod år 2300 fremskrives massetabet fra den antarktiske iskappe at bidrage til mellem -0,09 meter og 1,74 meter under et lavt udledningsscenarie (SSP1-2,6) og mellem 0,73 meter og 5,95 meter under det højeste udledningsscenarie (SSP5-8,5)[114] (se figur 3H). Selv under et lavt udledningsscenarie kan massetab fra Vestantarktis bidrage betydeligt til den globale havniveaustigning.

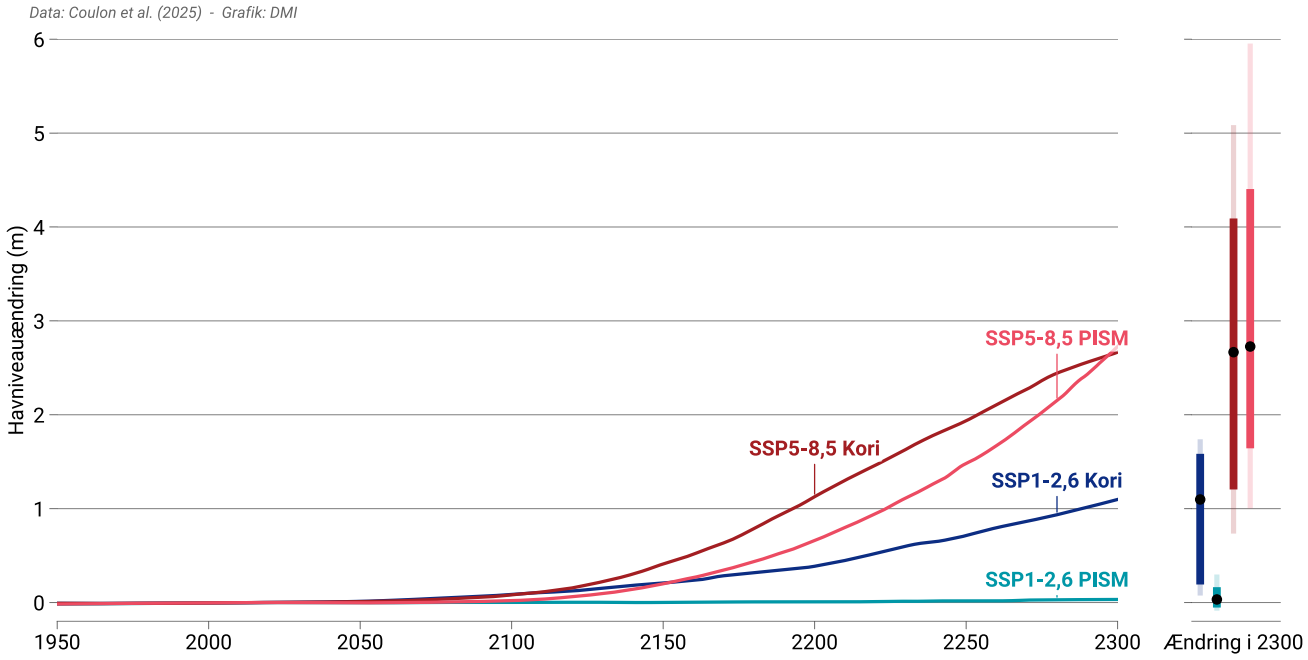
Figur 3G | Indlandsisens fremtidige masseændring



Beskrivelse: Fremskrevet masseændring for den grønlandske indlandsis frem mod år 2300 for forskellige modeller og udledningsscenarier, angivet som masseændringens bidrag til den globale havniveaustigning (m). Det lave udledningsscenarie (SSP1-2.6) vises for modellen CESM2-WACCM (blå linje) og det høje udledningsscenarie (SSP5-8.5) vises for modellerne IPSL-CM6A-LR (rød linje) og CESM2-WACCM (mørkerød linje). Kilde: DMI på baggrund af Goezler et al. (2025)[113].

Massetabet fra Grønlands indlandsis vil i stigende grad blive domineret af afsmeltning på iskappens overflade, hvilket kan resultere i en afsmeltning, der er op til seks gange større end mængden af nedbør[116]. På grund af opvarmningen vil en stigende del af sommernedbøren over indlandsisen falde som regn i stedet for sne. Regnvandet vil ikke genfryse på iskappen og bidrager derfor ikke til massetilvæksten[117]. I Antarktis forventes massetabet derimod at drives af det opvarmede hav, der kan føre til pludselige eller gradvise fragmenteringer eller egentligt kollaps af ishylder[118].

Figur 3H | Den antarktiske iskappes fremtidige masseændring



Beskrivelse: Fremskrevet masseændring for den antarktiske iskappe frem mod år 2300 for forskellige modeller og udledningsscenarier, angivet som masseændringens bidrag til den globale havniveaustigning (m). Det lave udledningsscenarie (SSP1-2.6) vises for modellerne PISM (lyseblå linje) og Kori (mørkeblå linje) og det høje udledningsscenarie (SSP5-8.5) for PISM (rød linje) og Kori (mørkerød linje). Kilde: DMI på baggrund af Coulon et al. (2025)[115].

Albedo

Albedo-effekten beskriver, hvordan lyse overflader som sne og is reflekterer en stor del af solens stråling, mens mørkere overflader som hav og land absorberer mere varme. Når sne og is smelter, bliver overfladen mørkere, hvilket øger opvarmningen og fører til yderligere afsmeltning.

Boks 3v

Ustabile processer i iskapperne

To mekanismer menes at kunne accelerere massetabet fra de marine dele af iskapperne og føre til store, hurtige massetab og dermed markante havniveaustigninger. Disse mekanismer kaldes *Marine Ice Sheet Instability* (MISI) og *Marine Ice Cliff Instability* (MICI).

MISI opstår, når isen hviler på en bund, der skråner ned mod iskappens indre. Når isens grundlinje trækker sig tilbage langs denne skråning, øges istykkelsen ved grundlinjen, hvilket øger isstrømmens bevægelse ud i havet, hvilket fører til yderligere tilbagetrækning. Dette kan føre til en selvforstærkende og i sidste ende irreversibel tilbagetrækning af iskappen.

MICI beskriver en potentiel proces, hvor de ishylder, der normalt yder mekanisk støtte til iskappen, kollapser og dermed efterlader høje isklipper uden støtte. Er klipperne høje nok, kan den manglende støtte betyde, at isen bryder sammen under sin egen vægt og dermed kælver hurtigt ud i havet.

MISI og MICI er selvforstærkende processer, der tilsammen kan føre til meget store og hurtige istab, særligt i Vestantarktis, hvor isen hviler på en skrånende bund. Begge mekanismer er dog forbundet med betydelig usikkerhed, blandt andet grundet manglende viden om ishyldernes stabilitet, undergrundens topografi og isens mekaniske egenskaber. Disse processer er indregnet som usikkerheder i FN's klimapanels fremskrivninger for fremtidens havniveaustigninger. Mens MISI er observeret, vides det endnu ikke, om MICI vil spille en rolle i fremtidens massetab fra iskapperne.

4

Klima, hav og havis



Stigningen i de globale hav- og havisoverfladetemperaturer er accelereret siden målingernes begyndelse i 1850. 2025 var det tredjevarmeste år nogensinde målt for den gennemsnitlige globale hav- og havisoverfladetemperatur, mens gennemsnitstemperaturen i polarområderne var den næsthøjeste nogensinde målt.



Både omfanget og intensiteten af marine hedebølger er steget globalt siden 1982. I perioden 2023-2025 oplevede cirka 90 % af verdens havareal mindst én marin hedebølge årligt.



I marts 2026 nåede den arktiske havisudbredelse om vinteren samme lave niveau som den hidtidige bundrekord fra 2025. Siden 1979 er den arktiske havis' udbredelse i marts reduceret med cirka 38.000 km² om året, svarende til omkring 2,5 % per årti.

Klodens have og havisdækkede områder gennemgår betydelige ændringer som følge af klimaforandringer. Disse ændringer kommer til udtryk gennem rekordhøje havtemperaturer, hyppige marine hedebølger og historisk lave udbredelser af havis ved polerne. I dette kapitel beskrives den historiske og den forventede fremtidige udvikling inden for havtemperaturer og havis.

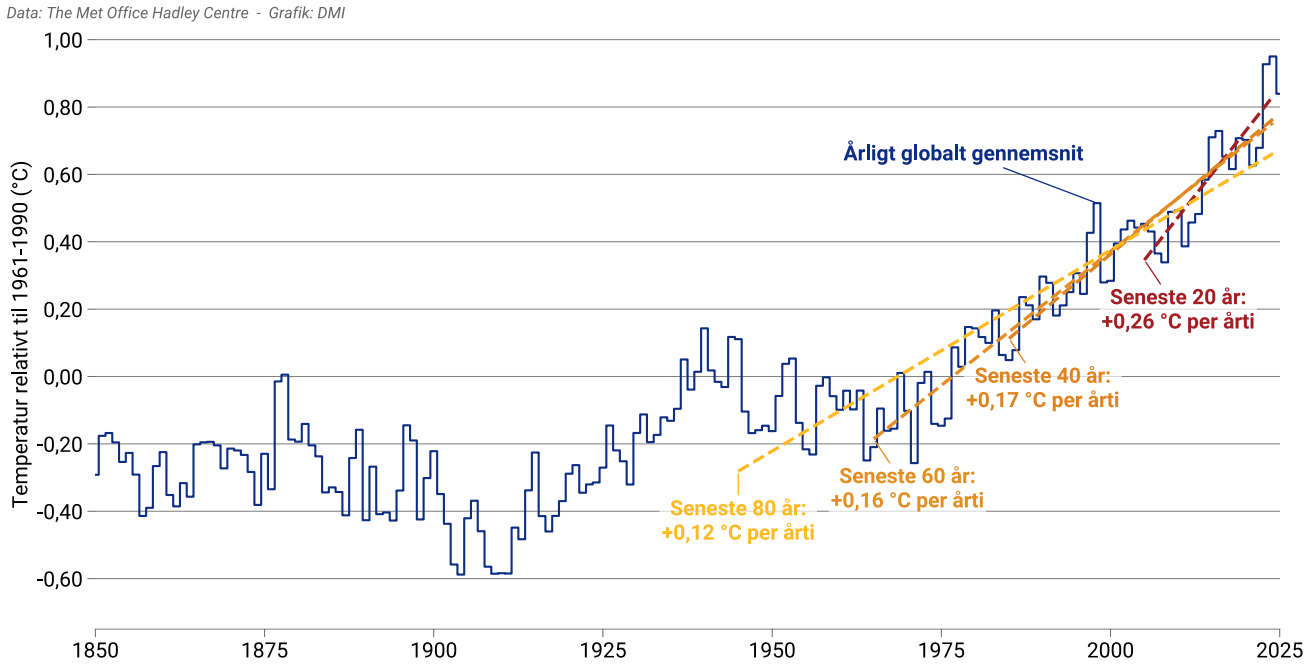
4.1. Hav- og havisoverfladetemperaturer

4.1.1. Observerede globale havoverfladetemperaturer

Verdenshavene fungerer som klimasystemets primære varmelager og har optaget langt størstedelen (omkring 90 %) af den ekstra varmeenergi, som den menneskeskabte opvarmning har tilført klimasystemet[119].

Havoverfladetemperaturen varierer generelt mere fra år til år end temperaturen i de dybereliggende vandmasser, fordi havoverfladen er i direkte kontakt med atmosfæren og samtidig påvirkes af naturlige klimavariationer som El Niño og La Niña. Som følge af udviklingen mod en svag La Niña var den globale havoverfladetemperatur i 2025 lavere end i rekordåret 2024. Alligevel var året det tredjevarmeste, der er observeret globalt[120]. Verdenshavenes opvarmning ses tydeligt i udviklingen i den globale havoverfladetemperatur, som siden midten af 1800-tallet er steget markant. Både de årlige variationer og den langsigtede udvikling af den globale havoverfladetemperatur viser accelererende opvarmning (se figur 4A). Sammenlignet med et førindustrielt niveau er den globale havoverfladetemperatur i dag steget med omkring 0,8-1,0 °C, hvor størstedelen af stigningen er sket i de seneste årtier[121,122].

Figur 4A | Ændring i den globale havoverfladetemperatur



Beskrivelse: Årlig global gennemsnitlig havoverfladetemperatur i perioden 1850-2025 relativt til gennemsnittet for perioden 1961–1990 (blå kurve). Den lineære tendens er angivet for de seneste 20 år (rød stiplet linje), 40 år (mørk orange stiplet linje), 60 år (orange stiplet linje) og 80 år (gul stiplet linje). Kilde: DMI på baggrund af Met Office Hadley Centre[123].

Udviklingen stemmer overens med andre globale temperaturanalyser, som viser, at de seneste år er blandt de varmeste, der er observeret for den globale havoverfladetemperatur, og at opvarmningen i mange tilfælde følger, eller i perioder endda overstiger, de forventede tendenser og udviklinger[124,125]. Figur 4A er baseret på data fra blandt andet skibe og bøjer og repræsenterer udelukkende havoverfladetemperaturen i isfri områder, da havisdækkede regioner ikke er inkluderet. Når temperaturændringer over havisen også medregnes, bliver den beregnede opvarmning større, især i de polare områder.

Boks 4i

Monitorering af havoverfladetemperaturer og havisdækkede områder

Udviklingen i havoverfladetemperatur kan monitoreres og analyseres ved hjælp af satellitobservationer, hvilket giver en global og konsistent dækning. En central udfordring i sådanne analyser er håndteringen af havisdækkede områder, hvor traditionelle metoder ofte udelader disse regioner eller antager konstante temperaturforhold. Nyere datasæt inkluderer også de havisdækkede områder og giver dermed et mere retvisende billede af havoverfladens temperaturudvikling, især tæt på polerne, hvor ændringer i havisens udbredelse spiller en væsentlig rolle[126].

Den globale dataserie, vist i figur 4B, er baseret på satellitobservationer fra EU's klimatjeneste (Copernicus) og dækker perioden 1982–2025[127]. Datasættet, der er produceret af DMI, kombinerer infrarøde og mikrobølgebaserede målinger af havoverfladen, hvilket muliggør estimering af overfladetemperaturer i både isfri og isdækkede områder. Når de havisdækkede områder medtages, får man et mere komplet billede af temperaturudviklingen. I dette datasæt bliver den beregnede opvarmning 32–43 % større end i datasæt, der kun omfatter isfrie områder[128].

4.1.2. Satellitbaserede globale hav- og havisoverfladetemperaturer

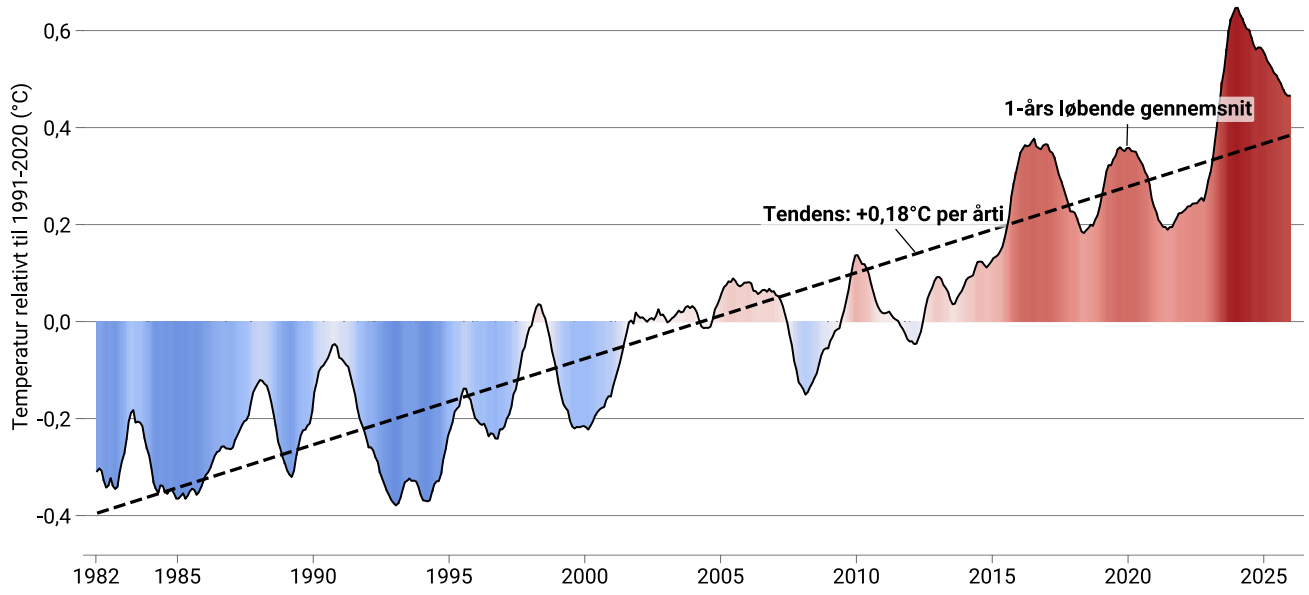
Den gennemsnitlige globale hav- og havisoverfladetemperatur er steget med 0,18 °C per årti siden 1982, svarende til en samlet stigning på 0,8 °C (se figur 4B). Især de seneste 10 år har haft markant høje temperaturafvigelser, som peger på en fortsat acceleration af opvarmningen ved havets overflade. De seneste tre år (2023, 2024 og 2025) skiller sig særligt ud som de tre varmeste år nogensinde. Denne udvikling hænger blandt andet sammen med ændringer i havisens udbredelse, især i Arktis, hvor det reducerede isdække øger optaget af varme fra solindstråling[129,130]. Den stærke El Niño, der kulminerede i slutningen af 2023, bidrog desuden til de seneste års varmerekorder. Til sammenligning var 2025 præget af relativt neutrale ENSO-forhold det meste af året og en svag La Niña-tendens hen mod årets afslutning. Den El Niño, der er etableret i 2026, viser tegn på at blive rekordkraftig. Den vil med stor sandsynlighed bidrage til rekordhøje havtemperaturer (se boks 1ii).

Samlet set viser figur 4B en vedvarende opadgående temperaturtendens i det globale havsystem, hvor inddragelsen af havisoverfladetemperaturer bidrager til en mere fuldstændig vurdering af den samlede opvarmning. Der er på nuværende tidspunkt ikke tegn på, at opvarmningen aftager. Når der tages højde for de naturlige variationer, peger udviklingen tværtimod på, at accelerationen fortsætter[132].

Opvarmningen af hav- og havisoverfladetemperaturen varierer betydeligt mellem regioner, se figur 4C. De største temperaturstigninger ses i Arktis, hvor ændringerne lokalt overstiger 10 °C (se afsnit 4.1.4). Den forstærkede opvarmning hænger blandt andet sammen med fænomenet arktisk forstærkning (se afsnit 1.1)[133,134,135]. Uden for polarområderne er temperaturen steget over størstedelen af verdenshavene, men med betydelige regionale forskelle. Enkelte områder, især i det sydlige Ishav og det sydlige Stillehav, viser mindre ændringer eller lokale negative anomalier, hvilket afspejler komplekse samspil mellem havstrømme, opstrømning og atmosfærisk variabilitet[136].

Figur 4B | Ændring i global hav- og havisoverfladetemperatur

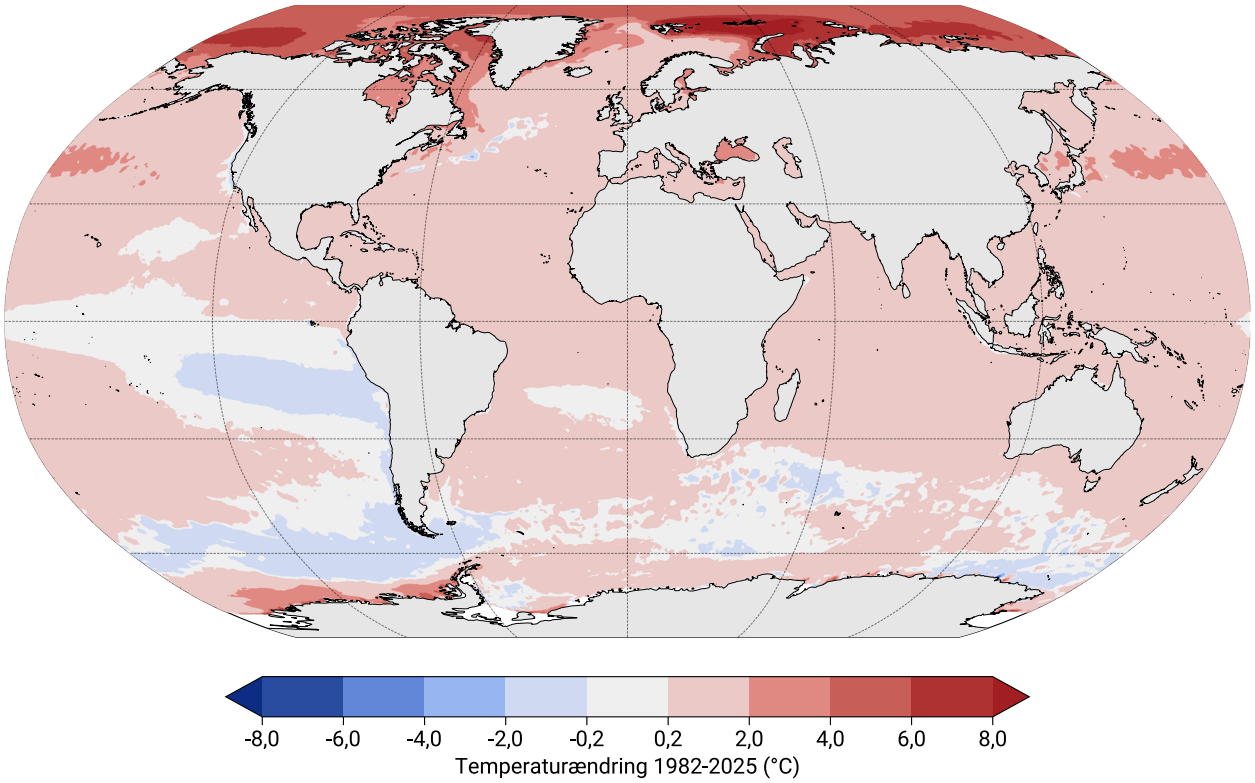
Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Årlig global gennemsnitlig hav- og havisoverfladetemperatur i perioden 1982-2025 relativt til gennemsnittet for perioden 1991–2020 (sort kurve), angivet som løbende årlige gennemsnit. Derudover fremgår den lineære tendens over hele perioden (sort stiplet linje). De blå og røde områder repræsenterer henholdsvis negative og positive temperaturafvigelser. Kilde: DMI på baggrund af C3S[131].

Figur 4C | Kort over ændring af hav- og havisoverfladetemperatur

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Globalt kort over ændring af hav- og havisoverfladetemperaturer fra 1982 til 2025. Anomalier vises i henholdsvis rød for opvarmning og blå for afkøling. Kilde: DMI på baggrund af C3S[137].

Boks 4ii

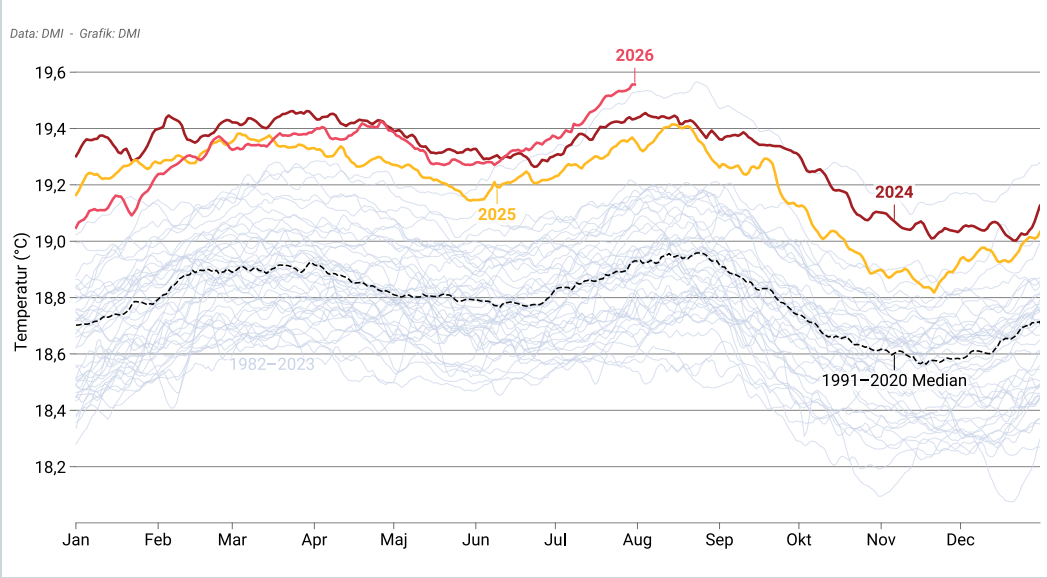
Rekordhøje havoverfladetemperaturer i juli 2026

Den globale hav- og havisoverfladetemperatur har aldrig været målt varmere, og temperaturen mellem 60 °S og 60 °N fra begyndelsen af 2026 har generelt

ligget over gennemsnittet for 1991–2020 (se figur 4D). Fra slutningen af juni og frem til skrivende stund (september) har temperaturen desuden overgået tilsvarende tidspunkter i 2024 og 2025. Ved udgangen af juli nåede den daglige gennemsnitstemperatur op omkring 19,55 °C, mod omkring 19,45 °C i 2024 og 19,35 °C i 2025 på samme tidspunkt.

De meget høje temperaturer hænger sammen med den langsigtede globale opvarmning og udviklingen af en El Niño i det tropiske Stillehav, der forventes at blive rekordvarm (se boks 1ii). Data stemmer overens med de seneste opgørelser fra Copernicus, som også viser, at havoverfladetemperaturen for juli 2026 var den højeste registrerede for juli i måleperioden[138,139].

Figur 4D | Daglige havoverfladetemperaturer uden for de polare områder



Beskrivelse: Daglige gennemsnit af globale hav- og havisoverfladetemperatur for området mellem 60 °S og 60 °N fra 1982 til 2026 samt 1991-2020 median (stiplet sort), mens 2026 (orange), 2025 (gul) og 2024 (rød) er fremhævet. Kilde: DMI på baggrund af C3S[140].

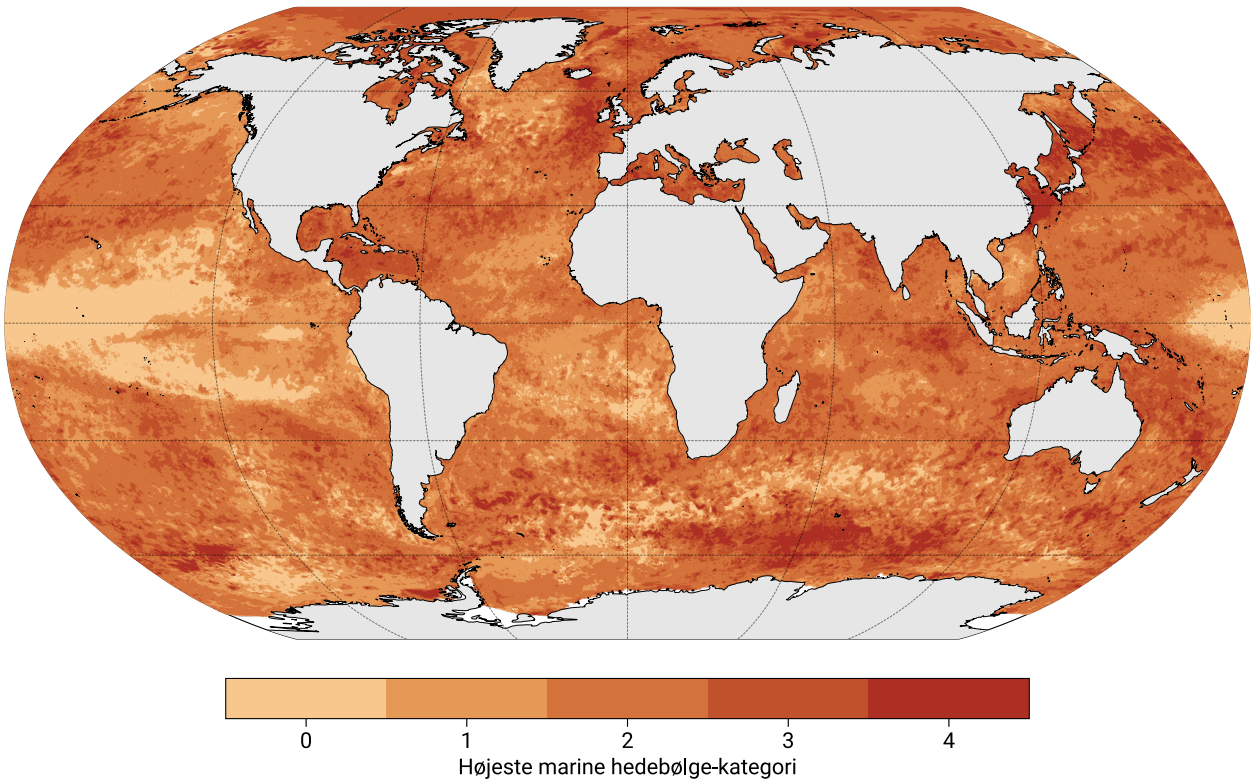
4.1.3. Marine hedebølger

Marine hedebølger er et udtryk for ekstreme temperaturforhold i havet. Langvarige perioder med usædvanligt høje havtemperaturer kan have betydelige konsekvenser for marine økosystemer, herunder koralblegning, tilbagegang af tangskove, iltsvind og ændringer i udbredelsen af fiskearter. Observationer viser, at marine hedebølger er blevet hyppigere og mere langvarige i mange havområder. Derfor betragtes de i stigende grad som en tilbagevendende belastning af marine økosystemer frem for enkeltstående ekstreme hændelser.

Størstedelen af verdenshavene oplevede marine hedebølger i løbet af 2025, se figur 4E. De få havområder, der forblev under tærsklen i hele 2025, er afgrænset til et smalt område i det centrale og østlige Stillehav og i spredte områder i Det Sydlige Ishav. Marine hedebølger af kategori I og II præger størstedelen af Stillehavet, Atlanterhavet og Det Indiske Ocean. De kraftigste marine hedebølger (kategori III og IV) var koncentreret i nogle få hotspot-områder. I Nordatlanten strakte et større område med de to højeste kategorier sig fra Island til Nordøstatlanten ind i Middelhavet og mod Nordafrika. Det nordvestlige Stillehav har en tilsvarende tæt klynge af kategori IV-områder med yderligere intensitet i havene øst for Kina. I det sydlige Ishav ses udbredte bånd af kategori III- og IV-områder, hvilket stemmer overens med den seneste litteratur om øgning i marine hedebølger i området[142]. Andre bemærkelsesværdige hotspots inkluderer det sydvestlige Atlanterhav, det sydøstlige Stillehav og spredte klynger i det tropiske Indiske Ocean.

Figur 4E | Geografisk udbredelse af marine hedebølger globalt

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Geografisk udbredelse af marine hedebølger og deres maksimale kategori i hele 2025, hvor kategori 0 betegner fravær af marin hedebølge. DMI på baggrund af C3S[143].

Boks 4iii

Marine hedebølger og kuldebølger

Marine hedebølger og kuldebølger er længerevarende perioder med henholdsvis usædvanligt høje eller lave havtemperaturer i forhold til den normale temperatur på det pågældende sted og tidspunkt af året i fem døgn i træk. For en marin hedebølge skal temperaturen være højere end grænseværdien, som de 10 % varmeste dage normalt ligger over på den tid af året baseret på historiske målinger, mens det for kuldebølger er fem døgn med temperaturer på de tilsvarende koldeste 10 %[141].

Styrken af en marin hedebølge kan inddeles i fire kategorier baseret på, hvor mange gange temperaturafvigelsen overstiger den lokale grænseværdi og dermed betragtes som varmere end normalt:

I) Moderat hedebølge: Op til 2 gange varmere end grænseværdien.
II) Kraftig hedebølge: 2–3 gange varmere end grænseværdien.
III) Alvorlig hedebølge: 3–4 gange varmere end grænseværdien.
IV) Ekstrem hedebølge: Mere end 4 gange varmere end grænseværdien.

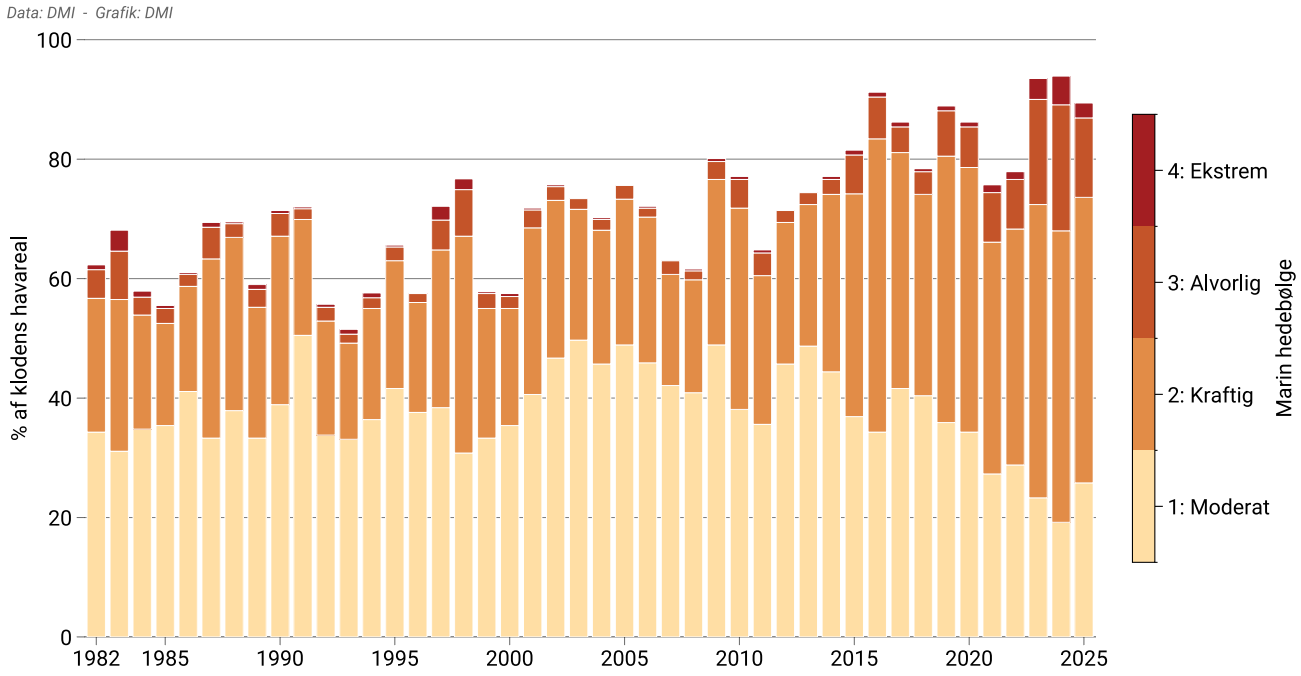
De relativt få marine hedebølger i det centrale og østlige Stillehav (se figur 4E) stemmer overens med den neutrale til kølige ENSO-tilstand, der har domineret i 2025 (se afsnit 1.2.1). 2025 var dog fortsat et af de år med flest marine hedebølger, til trods for aftagende ENSO-forhold, hvilket antyder, at den langsigtede opvarmning af havene i stigende grad er den vigtigste drivkraft bag den globale forekomst af marine hedebølger.

Det ses endvidere af figur 4E, at de områder med de mest ekstreme forhold i høj grad falder sammen med større havstrømssystemer, herunder de vestlige randstrømme, som transporterer varmt vand mod polerne langs kontinenterne, den subpolare nordatlantiske strøm og fronterne langs den antarktiske cirkumpolare strøm. Dette stemmer overens med et stigende antal studier, som viser, at disse dynamiske og klimamæssigt vigtige havområder opvarmes væsentligt hurtigere end det globale gennemsnit[144,145,146].

Siden 1982 har de globale havoverflader oplevet en stigning i både omfanget af marine hedebølger og andelen af de mere alvorlige kategorier (se figur 4F). I perioden 1982-1995 dækkede hedebølger af kategori I og II årligt mellem 50 % og 72 % af havoverfladen, mens de ekstreme kategorier III og IV kun forekom i mindre omfang. I perioden 1996-2010 steg den globale udbredelse, og marine hedebølger af kategori III begyndte at optræde regelmæssigt. Siden 2015 har det årlige areal dækket af marine hedebølger konstant været over 75-80 % af verdenshavene, med markante stigninger i kategori III. Efter en rekord på 93-94 % i 2023-2024, der også dækker ekstreme marine hedebølger af kategori IV, faldt niveauet til cirka 90 % i 2025, hvilket dog stadig ligger markant over gennemsnittet.

Det peger på, at både det generelle temperaturniveau og forekomsten af ekstreme temperaturer er steget markant. Kombinationen af vedvarende marine hedebølger og hyppige rekorddage er konsistent med den observerede acceleration i havopvarmning og den øgede forekomst af marine hedebølger globalt[147,148].

Figur 4F | Andel af det globale havareal udsat for marine hedebølger



Beskrivelse: Årlig andel af det globale havareal udsat for marine hedebølger fra 1982–2025. Søjlerne viser den procentuelle andel af det globale havareal, der har oplevet minimum én marin hedebølge i det angivne kalenderår, opdelt på kategorierne 1: Moderat, 2: Kraftig, 3: Alvorlig og 4: Ekstrem. DMI på baggrund af EU's klimatjeneste[149].

4.1.4. Polare hav- og havisoverfladetemperaturer

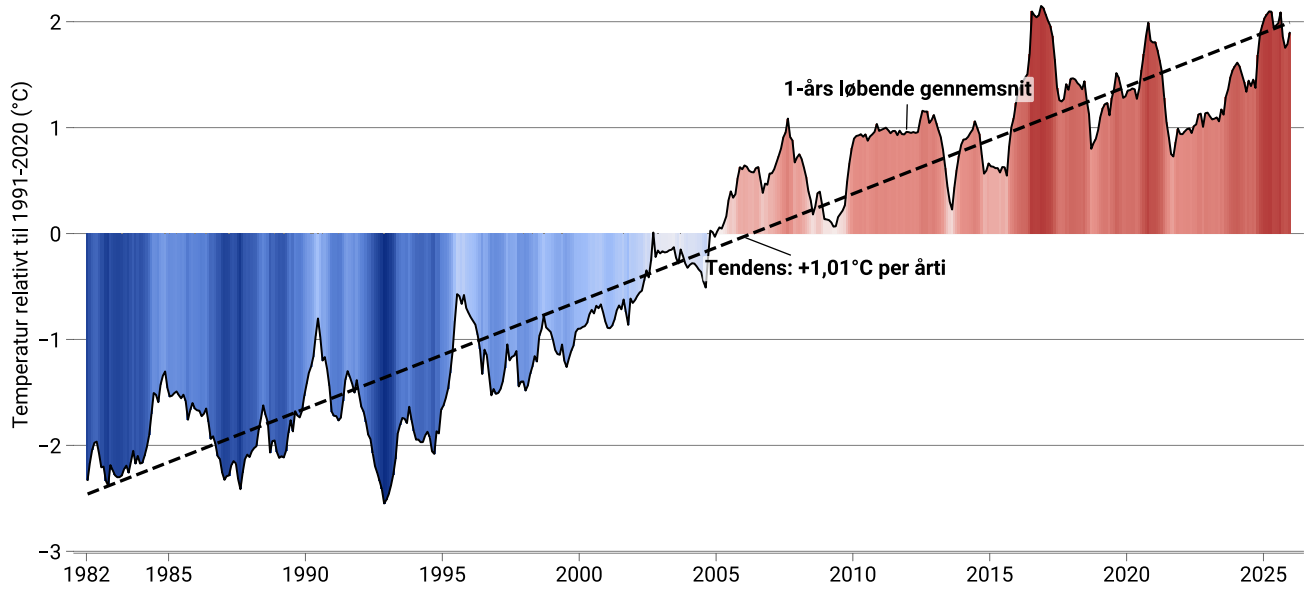
De polare områder omfatter Arktis (nord for 60° N) og Antarktis (syd for 60° S). De to regioner er begge meget udsatte for opvarmning, men der ses dog væsentlige forskelle i både opvarmningshastighed og i variabiliteten fra år til år.

I Arktis ses en tydelig positiv tendens for hav- og havisoverfladetemperaturen på omkring 1 °C per årti svarende til en samlet opvarmning på over 4 °C siden 1982 (se figur 4G). Opvarmningshastigheden i Arktis er dermed næsten seks gange større end den globale på omkring 0,18 °C per årti, og omkring 0,8 °C over hele perioden. Temperaturanomalierne skifter fra overvejende negative værdier i 1980'erne og 1990'erne til markant positive værdier efter år 2000. De seneste år viser endda hyppige og kraftige positive anomalier, der ofte overstiger 2 °C.

Denne udvikling er et tydeligt udtryk for arktisk forstærkning[150,151,152] (se afsnit 1.1). Samtidig bidrager forbedrede satellitbaserede temperaturmålinger og data i isdækkede områder til en mere præcis estimering af opvarmningen i regionen[153,154].

Figur 4G | Opvarmning i hav- og havisoverfladetemperaturer i Arktis

Data: DMI - Grafik: DMI

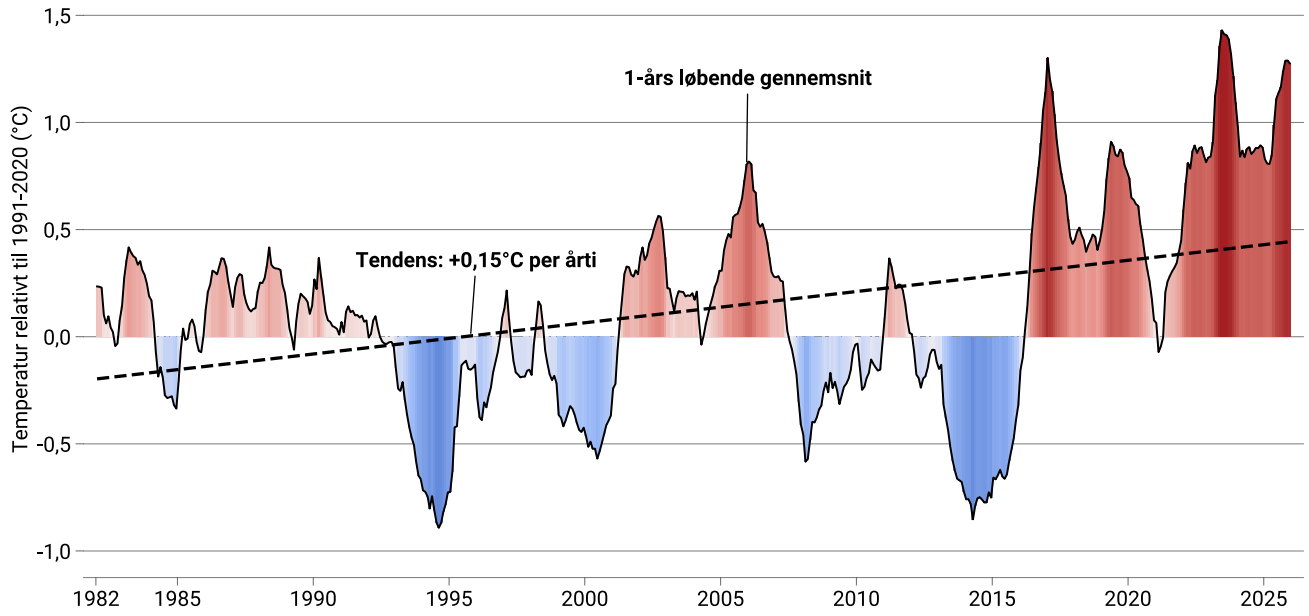


Beskrivelse: Temperaturændringer i Arktis' hav- og havisoverfladetemperatur fra 1982 til 2025 i forhold til 1991-2020. De blå og røde områder repræsenterer henholdsvis negative og positive afvigelser, mens den sorte kurve viser det etårige løbende gennemsnit. Den stiplede linje viser tendensen. Kilde: DMI på baggrund af C3S[155].

I Antarktis er udviklingen mere kompleks og præget af større variabilitet (se figur 4H). Selvom der også observeres en overordnet positiv tendens på 0,15 °C per årti, svarende til cirka 0,6 °C over hele perioden, er den væsentligt svagere end i Arktis og karakteriseret ved skift mellem positive og negative anomalier gennem hele perioden. Den større variation hænger blandt andet sammen med oceanografiske og atmosfæriske processer i Det Sydlige Ocean, herunder opstrømning af koldt dybvand, ændringer i vindmønstre og havstrømme samt en mere isoleret cirkulation af havvand omkring kontinentet[156,157].

Figur 4H | Opvarmning i hav- og havisoverfladetemperaturer i Antarktis

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Temperaturændringer i Antarktis' hav- og havisoverfladetemperatur fra 1982 til 2025 i forhold til 1991-2020. De blå og røde områder repræsenterer henholdsvis negative og positive afvigelser, mens den sorte kurve viser det etårige løbende gennemsnit. Den stiplede linje viser tendensen. Kilde: DMI på baggrund af C3S[158].

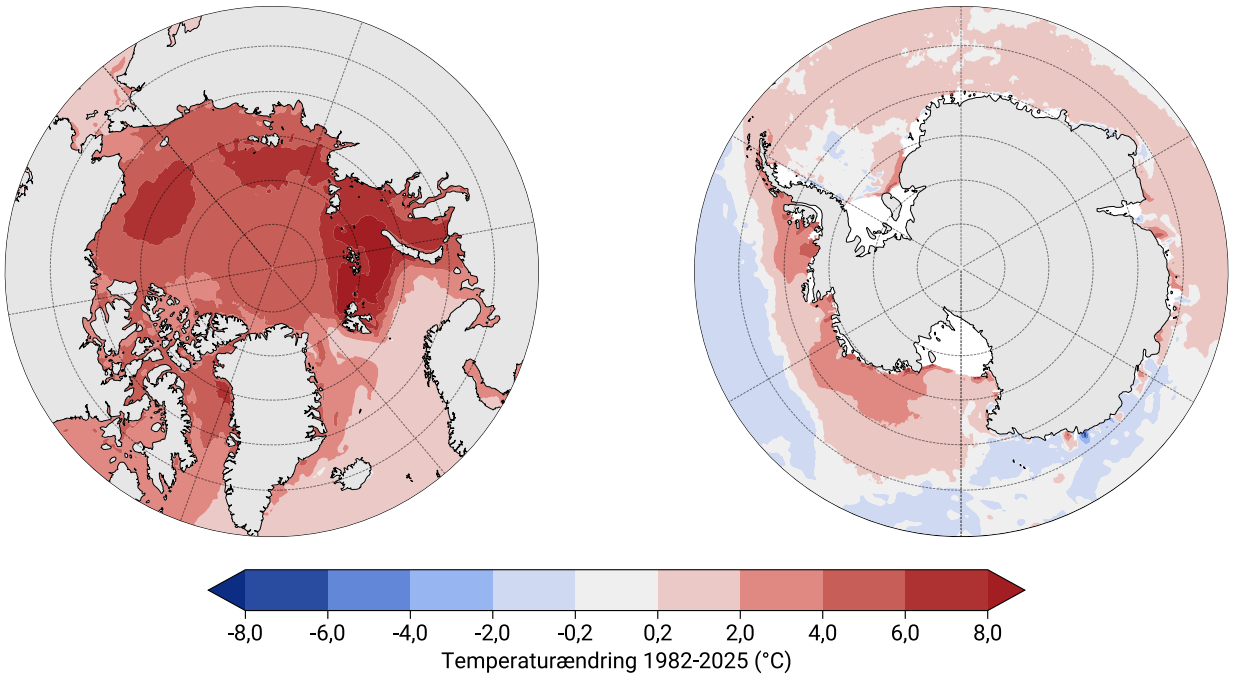
Sammenlignes de to polare regioner, fremstår forskellen i opvarmningshastighed tydeligt. De varmeste år i Arktis er næsten udelukkende koncentreret inden for de seneste cirka 10 år, mens de højeste værdier i Antarktis primært forekommer inden for de seneste cirka fem år. Dette afspejler den mere vedvarende opvarmning i Arktis og en nyere tendens til højere temperaturer i Antarktis. Arktis opvarmes omkring 6-7 gange hurtigere end Antarktis, hvilket er konsistent med den rumlige fordeling (se figur 4I), hvilket er et udtryk for, at de to polarområder reagerer forskelligt på den globale opvarmning. Samtidig viser begge figurer, at den naturlige variabilitet fortsat spiller en væsentlig rolle på kortere tidsskalaer, men at den overordnede tendens mod højere temperaturer dominerer i begge polarområder.

Af figur 4I fremgår den geografiske fordeling af temperaturændringerne i de polare områder for henholdsvis Arktis (venstre) og Antarktis (højre). I Arktis er opvarmningen gennemgående positiv i hele regionen og særligt udtalt i de centrale områder og randzonerne af det Arktiske Ocean. Temperaturstigningerne for hav og havis overstiger lokalt 5-10 °C i områder, der tidligere var dækket af flerårsis, herunder det nordlige Barentshav, Karahavet og dele af den eurasiske sektor. Mønstret stemmer overens med stigningen på omkring 1 °C per årti (figur 4G) og viser, hvordan den arktiske forstærkning fordeler sig geografisk[159,160,161].

I Antarktis er ændringerne mere heterogene og generelt mindre i størrelse (se højre panel i figur 4I). De fleste områder viser moderate positive temperaturændringer på omkring 0-2 °C, mens der fortsat forekommer regioner med svag afkøling, særligt i dele af det sydlige ocean. De største positive ændringer ses tæt på kontinentets kyster, hvor havisens sæsonvariationer og interaktion med varmere havvand spiller en væsentlig rolle. Dette rumlige mønster er konsistent med den svagere tendens på cirka 0,15 °C per årti (se figur 4H) og afspejler den større betydning af oceanografiske processer som opstrømning og cirkulation omkring Antarktis[162,163].

Figur 4I | Kort over ændringer i hav- og havistemperaturer i de polare områder

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Kort over totale ændringer i hav- og havisoverfladetemperatur i Arktis (venstre) og Antarktis (højre) siden 1982. DMI på baggrund af C3S[164].

Udviklingen i de to polarområder adskiller sig markant. Mens Arktis er præget af en ensartet og kraftig opvarmning og en stigende forekomst af marine hedebølger, er Antarktis karakteriseret ved større regional variation og en mere afdæmpet temperaturstigning, som er mindre end den globale. Disse forskelle understreger, at de fysiske mekanismer bag temperaturændringerne varierer betydeligt mellem de to poler, og at den globale opvarmning kommer til udtryk forskelligt i de to polarområder.

Forskellene understøtter betydningen af arktisk forstærkning og havisens tilbagegang i nord[165,166], mens større variabilitet i syd fortsat afspejler en stærkere indflydelse fra oceaniske og atmosfæriske processer[167,168].

4.1.5. Fremtidens havoverfladetemperaturer

Klimamodeller peger på, at den globale havoverfladetemperatur fortsat vil stige gennem det 21. århundrede, men at størrelsen af opvarmningen i stigende grad afhænger af de fremtidige globale udledninger af drivhusgasser[169] (se figur 4J). Fremskrivningerne viser, at havoverfladetemperaturen fortsætter med at stige i alle scenarier som følge af den fortsatte ophobning af varme i klimasystemet.

I de kommende årtier er forskellene mellem scenarierne begrænsede, da havets store varmekapacitet medfører en langsom respons på ændringer i drivhusgasudledningerne.

Mod midten af århundredet bliver udviklingen imidlertid stadig mere afhængig af de fremtidige drivhusgasudledninger, og scenarierne begynder gradvist at divergere[170].

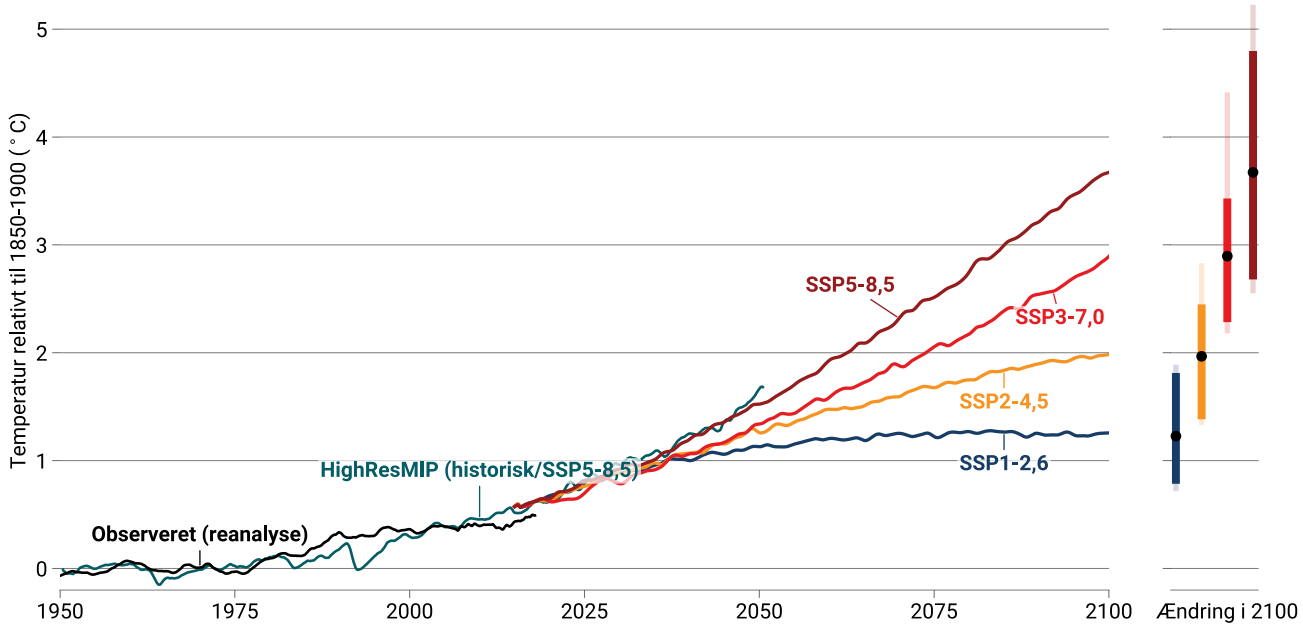
Ved slutningen af århundredet forventes havoverfladetemperaturen at være omkring 1-1,2 °C højere end det førindustrielle niveau i et scenarie med omfattende globale reduktioner af drivhusgasudledningerne (SSP1-2.6). I et mellemhøjt udledningsscenarie (SSP2-4.5) forventes en temperaturstigning på omkring 2 °C, mens temperaturen når omkring 3 °C i det høje udledningsscenarie (SSP3-7.0). I scenariet med fortsat meget høje udledninger (SSP5-8.5) fortsætter opvarmningen gennem hele århundredet og kan nå over 3,5 °C ved år 2100, dog behæftet med store usikkerheder[172].

Fremskrivningerne viser, at en del af den fremtidige opvarmning følger af tidligere og nuværende udledninger og den varme, der allerede er ophobet i klimasystemet. Samtidig indikerer fremskrivningerne, at omfanget af den langsigtede opvarmning fortsat kan begrænses gennem betydelige reduktioner i de globale drivhusgasudledninger.

En stigende havoverfladetemperatur forventes ligeledes at øge både hyppigheden, varigheden og intensiteten af marine hedebølger. Tab af havis og øget varmeoptag i havet forventes samtidig at forstærke udviklingen af marine hedebølger i de kommende årtier[173,174]. Studier peger desuden på, at ændringer i havis, havstrømme og atmosfæriske forhold bliver stadig vigtigere drivkræfter bag marine hedebølger i Arktis[175].

Figur 4J | Fremskrivninger af globale havoverfladetemperaturer

Data: IPCC - Grafik: DMI



Beskrivelse: Observerede havoverfladetemperaturer (sort linje) frem til år 2020 samt fremskrivninger af havoverfladetemperaturer i de forskellige udledningsscenarier (farvede linjer). Temperaturændringerne sammenholdes med gennemsnittet for perioden 1850-1900. DMI på baggrund af FN's klimapanel[171].

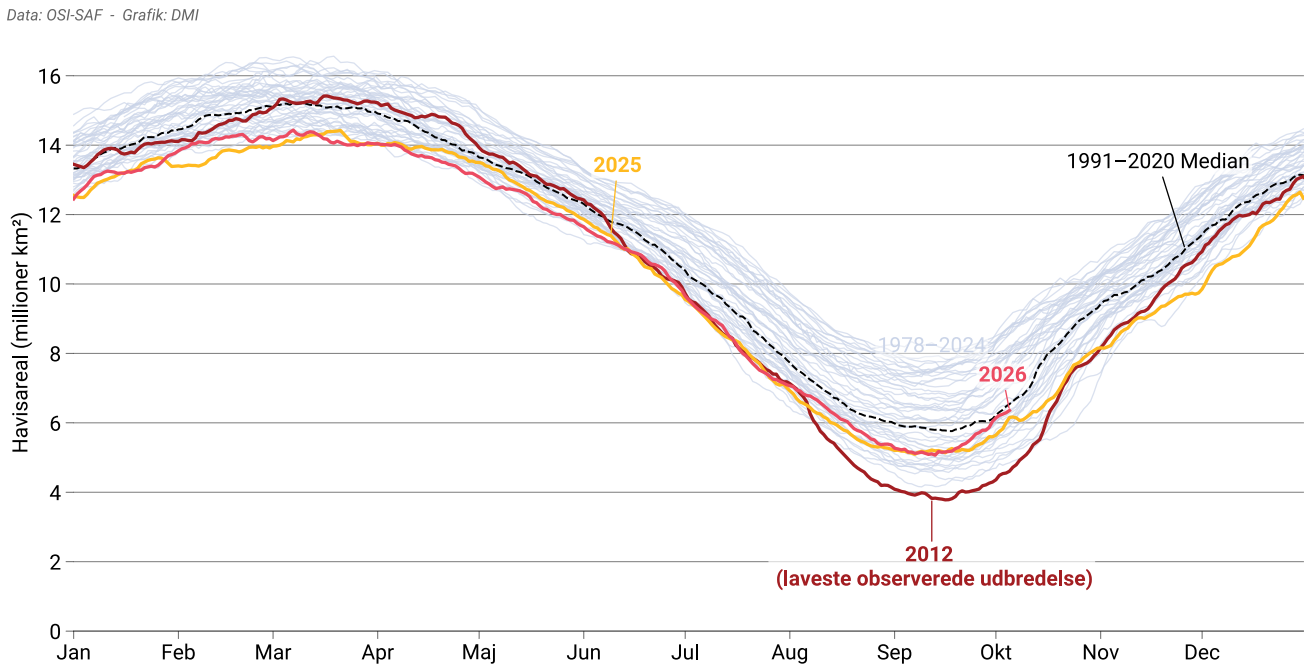
4.2. Havisens udbredelse

Havisens udbredelse er en vigtig del af klimasystemet og påvirker både Jordens energibalance og udvekslingen af varme mellem hav og atmosfære. Opvarmningen af de polare områder har medført en reduktion af havisens udbredelse og volumen, hvilket gør havisen til en central indikator for klimaforandringer.

4.2.1. Observeret havisudbredelse i Arktis

Den arktiske havisudbredelse er karakteriseret ved en markant sæsonvariation. Havisen vokser i både udbredelse og tykkelse[viii] fra midt september indtil maksimumudbredelsen i marts, hvor den dækker størstedelen af Det Arktiske Ocean (se figur 4K). Herefter følger havisens afsmeltning og opbrud, der varer indtil minimumudbredelsen i midt september. Tilbagetrækningen er forårsaget af den øgede mængde sollys og opvarmning af havet og landjord langs kysterne.

Figur 4K | Daglig havisudbredelse i Arktis



Beskrivelse: Daglig havisudbredelse i Arktis fra oktober 1978 til oktober 2026, hvor 2026 (orange), 2025 (gul) og 2012 (rød) er fremhævet. Kilde: DMI på baggrund af OSI-SAF[176].

Analyser af blandt andet iskerner og fossiler viser, at den nuværende afsmeltning af den arktiske havis er uden fortilfælde i mindst 1.500 år[177]. Mens havisen har fulgt en naturlig variation op til omkring 1950, viser skibsobservationer en nedgang i den arktiske havisudbredelse fra midten af 1950'erne[178]. Siden sidst i 1970'erne har man systematisk og pålideligt kunnet måle havisens udbredelse med satellitter, der viser, at det primært er sommerhavisen, der forsvinder med stor hastighed[179].

viii Havisudbredelse er det område, hvor der er is, mens havisvolumen er den faktiske mængde is. Udbredelsen er næsten altid større end arealet, da havis sjældent dækker 100 % sammenhængende over store områder.

Boks 4iv

Betydningen af havisudbredelse for klimaet

Havisen i Arktis og Antarktis dækker samlet set 10-12 % af Jordens overflade og er afgørende for klimaet, primært ved at fungere som en hvid, reflekterende overflade med høj albedo (se afsnit 3.3), der sender solens stråler tilbage i rummet og dermed holder polerne og kloden koldere. Havisen fungerer også som et isolerende lag mellem det kolde arktiske luftlag og det relativt varmere havvand, hvilket begrænser varmetab fra havet til atmosfæren om vinteren (se afsnit 1.1 om arktisk forstærkning).

Atmosfærisk opvarmning og stigende lufttemperaturer i polarområderne har forårsaget en øget afsmeltning af havisen. Når isen smelter, erstattes den af det mørkere havvand, der absorberer varmen. Det skaber en selvforstærkende effekt, hvor mindre havis fører til større varmeoptag og dermed yderligere opvarmning og afsmeltning. Derfor er havisens afsmeltning en af de mest markante indikatorer på og drivkræfter af klimaforandringer.

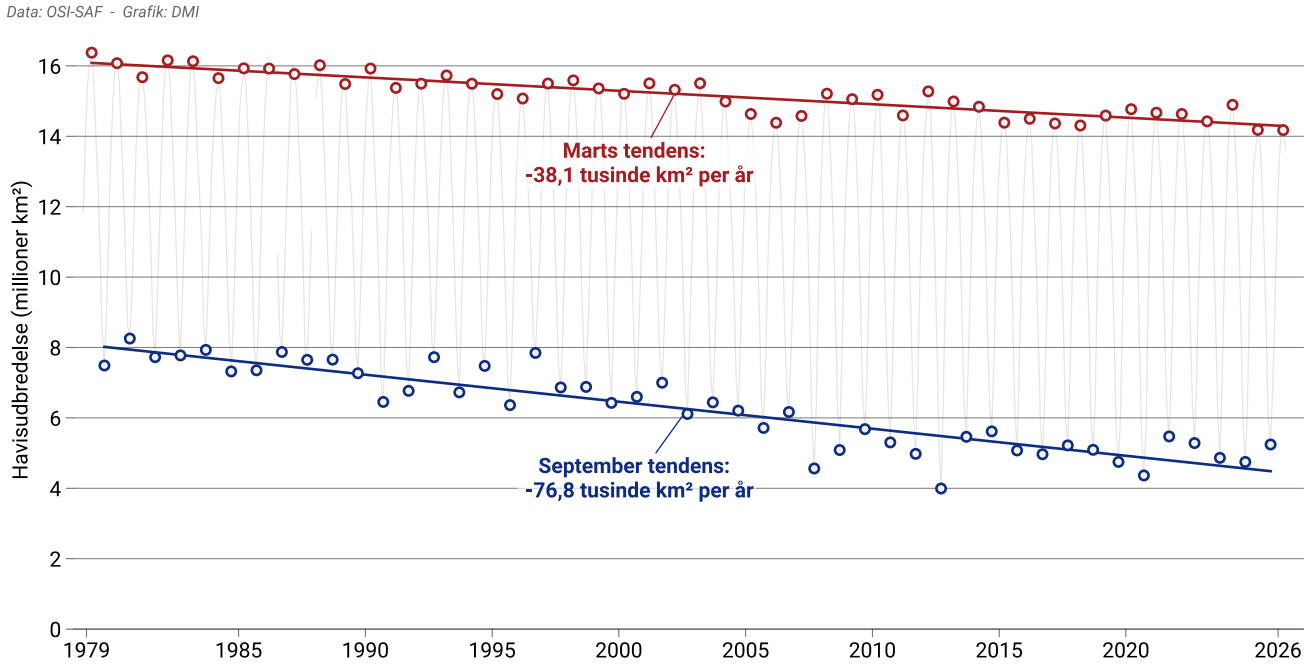
Havis karakteriseres primært af dens udbredelse (angivet ved det totale areal) og isens volumen (kombinationen af isens udbredelse og tykkelse). Disse fysiske parametre overvåges nøje for at følge og forstå klimaforandringerne.

Minimumsudbredelsen af havis i Arktis i september er gennemsnitligt mindsket med cirka 11 % per årti fra 1979 til 2026, svarende til cirka 77 tusind km² om året (se figur 4L). Vinterhavisen i Arktis genskabes til dels, når mørket og kulden vender tilbage, men mindskes også over tid, både i udbredelse og i tykkelse, selvom reduktionen om vinteren er mindre end om sommeren.

Figur 4L viser ligeledes, at maksimumsudbredelsen i marts siden 1979 er svundet ind med gennemsnitligt cirka 38 tusind km² om året, svarende til cirka 2,5 % per årti. Dette resulterer i, at stadigt mere af den flerårige, tykke is forsvinder og efterlader et yngre og tyndere isdække, der er mere sårbart over for kraftig vind og stigende temperaturer.

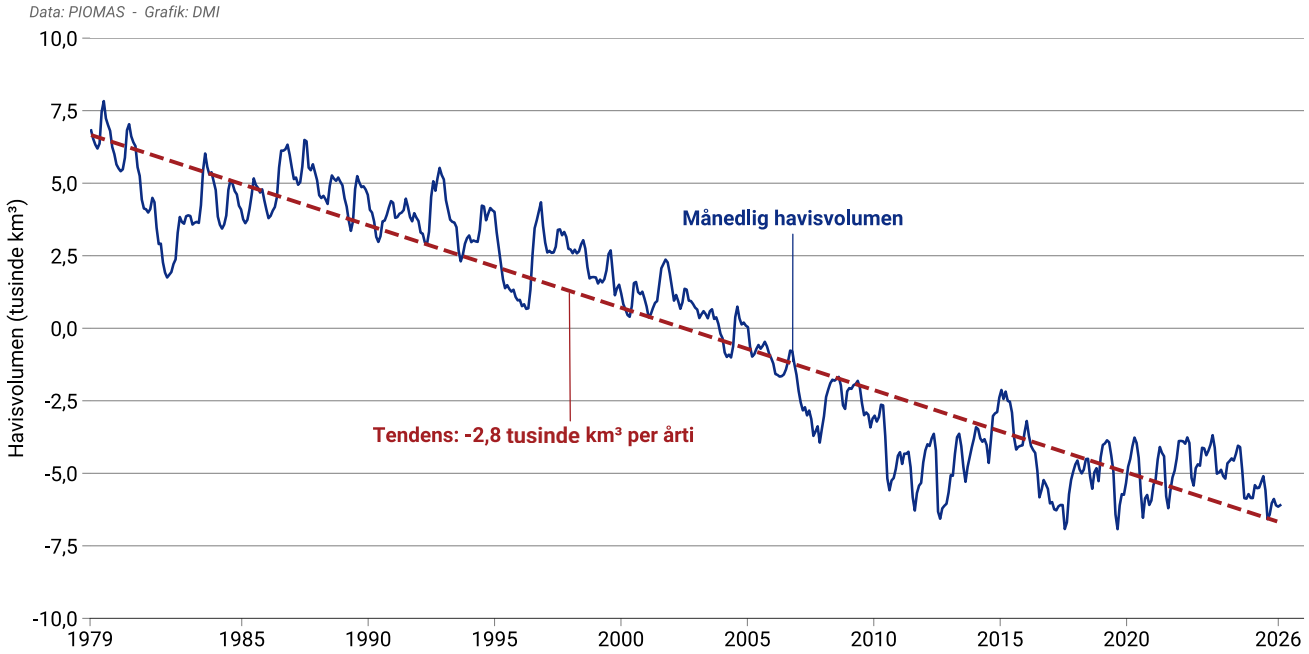
Havisens tykkelse har kunnet estimeres ud fra spredte målinger fra havisboringer, bøjer og ubåde siden slutningen af 1970'erne, samt mere systematisk ved brug af satellitbaserede radarer siden 2010. Den samlede volumen af den arktiske havis beregnes ved hjælp af havismodeller. Modellen i figur 4M viser, at tendensen fra 1979 til 2026 er entydigt faldende med 2,8 tusinde km³ per årti, og at den samlede isvolumen i februar 2026, kort før vinter-maksimumudbredelsen i marts, var cirka 42 % under maksimumværdien i 1979 og 27 % under gennemsnitsværdien for perioden 1979-2025.

Figur 4L | Månedlig havisudbredelse i Arktis



Beskrivelse: Månedlig havisudbredelse i Arktis med tendens vist for marts (rød) og september (blå) for perioden 1979-2026. Kilde: DMI på baggrund af OSI-SAF[180].

Figur 4M | Månedlig havisvolumen for Arktis



Beskrivelse: Ændring i månedlig havisvolumen i Arktis fra januar 1979 til februar 2026 i forhold til gennemsnittet 1979-2026 for samme måned. Kilde: DMI på baggrund af PIOMAS[181,182].

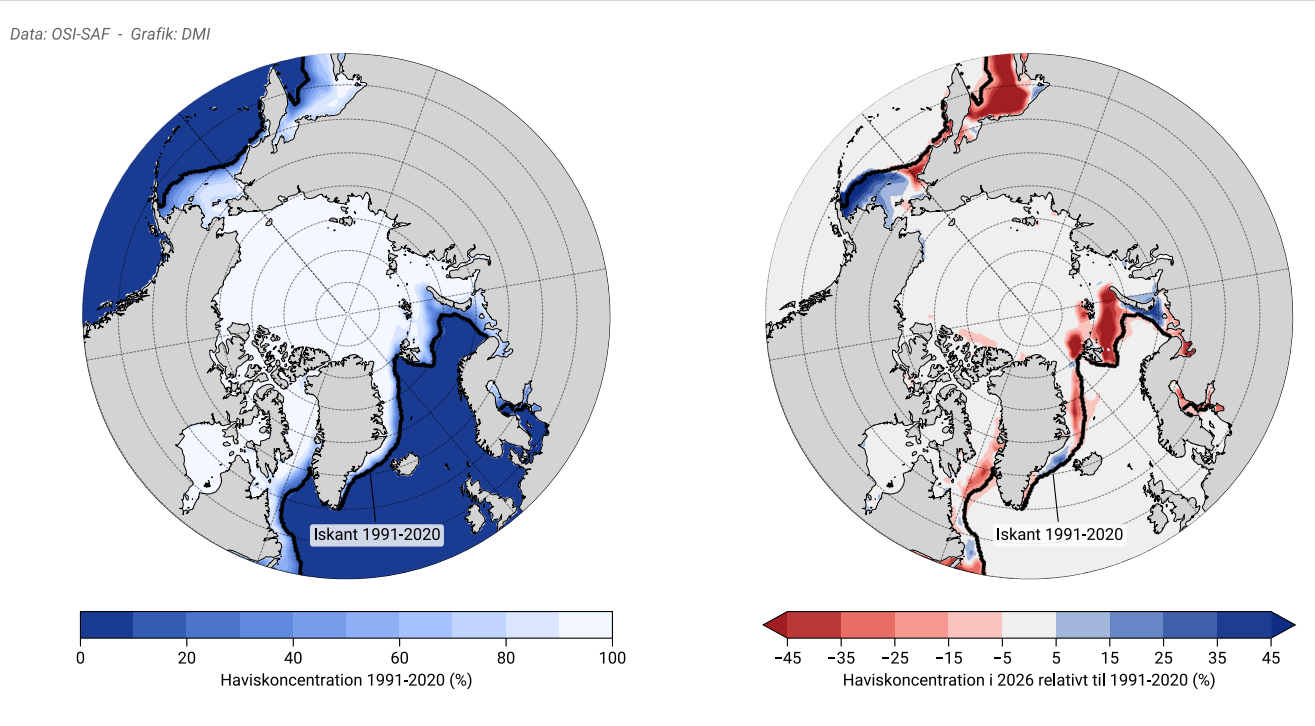
Boks 4v

Rekordlav vinterhavisudbredelse i Arktis to år i træk

I marts 2026 nåede den arktiske havisudbredelse sit vintermaksimum på lidt over 14 millioner km² i gennemsnit for måneden, se figur 4L. Det er stort set på niveau med bundrekorden fra marts 2025. Dermed lander 2026 på en delt førsteplads over de laveste vintermaksima i perioden målt med satellitter[183], se figur 4K.

Den rekordlave havisudbredelse kan delvist tilskrives, at udbredelsen i 2025 ligeledes var rekordlav, hvilket har givet et dårligt udgangspunkt for det efterfølgende år. Usædvanlig varme omkring Grønland førte til mindre havis i havene både vest og øst for Grønland[184,185], mens der var usædvanligt lidt havis både i Barentshavet nord for Svalbard og på den anden side af det Arktiske Ocean, i Okhotskhavet ved Rusland, som det fremgår af figur 4N. Til gengæld var der mere havis end normalt i Beringshavet.

Figur 4N | Havisudbredelse i Arktis i marts 2026



Beskrivelse: Venstre: Arktisk havisudbredelse (vist som haviskoncentration) i marts 2026. Den sorte linje viser den klimatologiske haviskant for marts i perioden 1991 til 2020. Højre: Forskel i haviskoncentrationen i marts 2026 i forhold til gennemsnit for perioden 1991 til 2020. Kilde: DMI på baggrund af OSI-SAF[186].

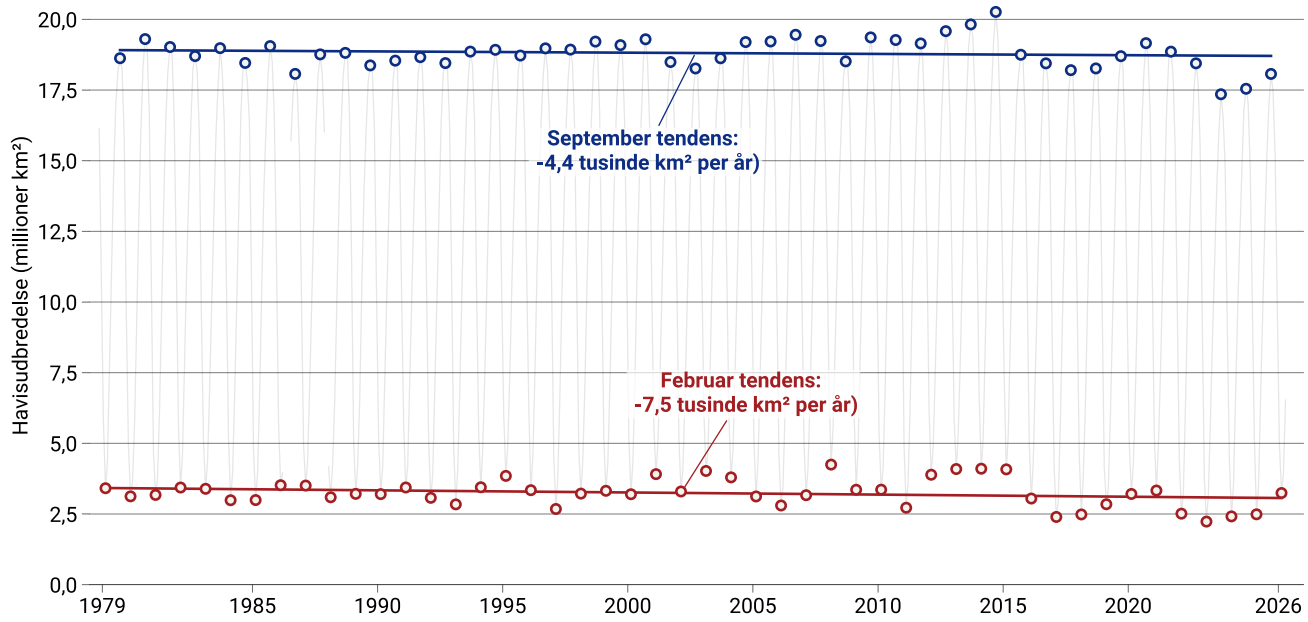
4.2.2. Observeret havisudbredelse i Antarktis

Den antarktiske havis når sin maksimumudbredelse i september, som i observationsperioden fra 1979-2026 har ligget på cirka 18-20 millioner km², se figur 4O. Ved den antarktiske havis' minimumudbredelse i februar har der hen over perioden været bare cirka 2-3 millioner km² havis tilbage. Figur 4O viser rekordlave minimums- og maksimumsudbredelser inden for de seneste år, samt en langsigtet tendens for havisens minimumudbredelse fra 1979 til 2026 på -7,5 tusind km² per år, svarende til -2 % per årti, hvilket er markant mindre end i Arktis. I modsætning til minimumudbredelsen i februar er der ikke målt nogen tydelig tendens i maksimumudbredelsen siden 1979, og figur 4O viser en høj variabilitet over de seneste 10 år.

Den antarktiske havis' maksimumudbredelse i september 2025 på omkring 18 millioner km² var det fjerdelaveste årlige maksimum i observationsperioden, efter det laveste i 2023, næstlaveste i 2024 og tredjelaveste i 1986. I februar 2026 var minimumshavisudbredelsen i Antarktis på cirka 3 millioner km², nær gennemsnittet for referenceperioden 1991-2020. Den laveste minimumudbredelse nogensinde målt i Antarktis blev registreret i 2023 på lidt over 2 millioner km² (se figur 4P).

Figur 4O | Månedlig havisudbredelse i Antarktis

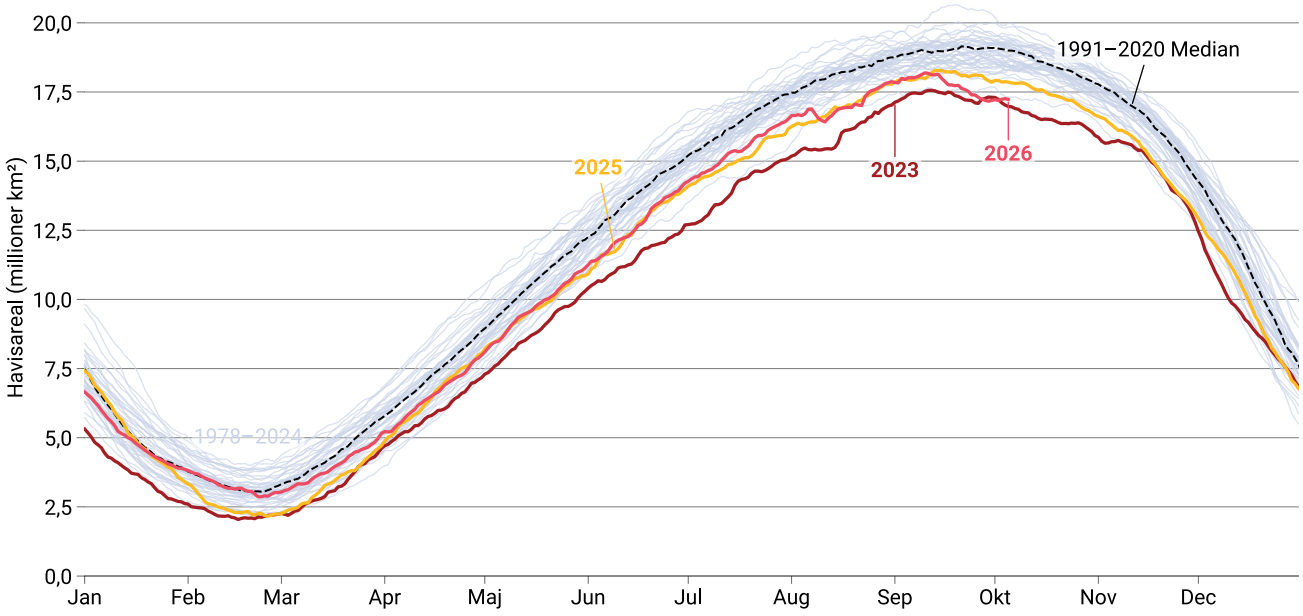
Data: OSI-SAF - Grafik: DMI



Beskrivelse: Månedlig havisudbredelse i Antarktis med tendens vist for februar (rød) og september (blå) fra 1979 til 2026. DMI på baggrund af OSI-SAF[187].

Figur 4P | Daglig havisudbredelse i Antarktis

Data: OSI-SAF - Grafik: DMI



Beskrivelse: Daglig havisudbredelse i Antarktis fra oktober 1978 til oktober 2026 samt 1991-2020 medianen (sort stiplet), hvor 2026 (orange), 2025 (gul) og 2023 (rød) er fremhævet. Kilde: DMI på baggrund af OSI-SAF[189].

Boks 4vi

Havisen i Antarktis og betydningen for det globale klimasystem

Arktis er et frossent ocean omgivet af land, mens Antarktis er et frossent kontinent omgivet af oceaner. De store geografiske forskelle på Arktis og Antarktis gør, at havisen på de to poler adskiller sig på flere måder. I Antarktis smelter størstedelen af havisen væk om sommeren i modsætning til i Arktis, og en ny, stor bræmme af is dannes hvert år om vinteren. Den antarktiske havis er således yngre og tyndere, og dermed mere sårbar over for opvarmning af havet.

Havisen omkring Antarktis dækker et enormt område og påvirker de globale havstrømme, og som konsekvens heraf reguleringen af den globale temperatur, samt regionens økosystemer og biodiversitet. Derudover har havisen indflydelse på, hvornår ishylder[ix] bryder af, så de gletsjere, der ellers holdes tilbage heraf, glider ud mod havet[188] (se boks 3v).

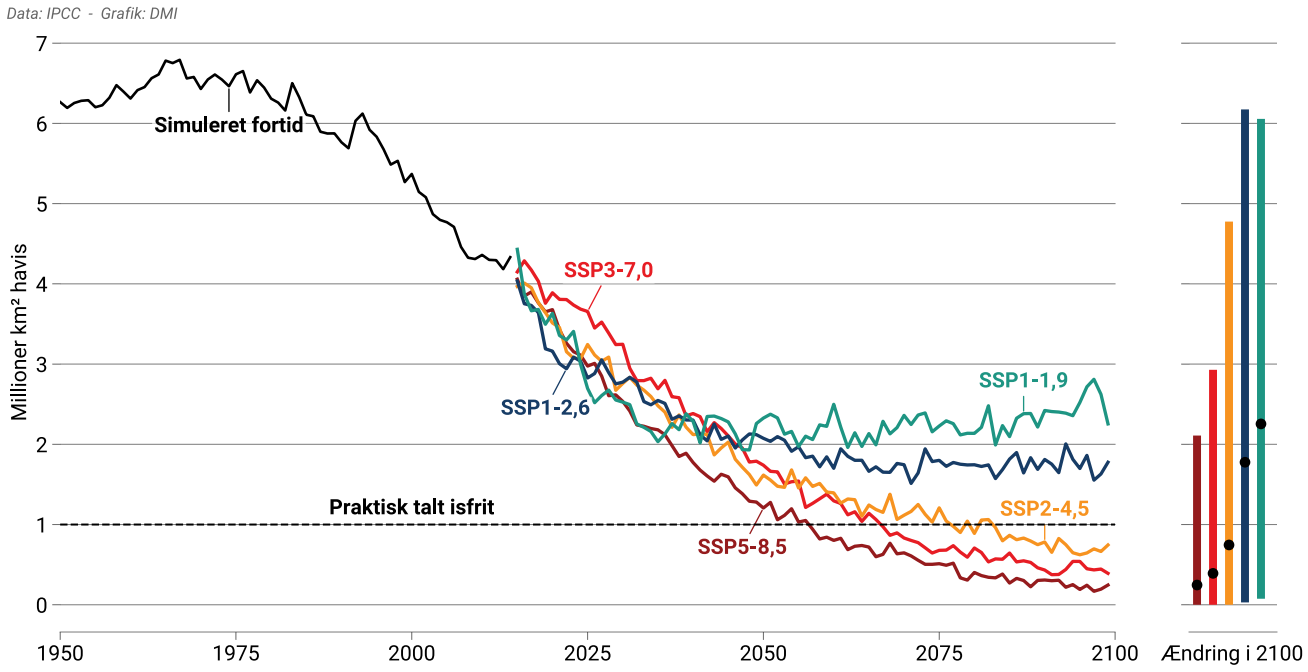
Den antarktiske havis' reaktion på de globale temperaturstigninger er et komplekst forskningsområde, som endnu ikke er godt afdækket. Siden starten af observationsperioden i 1979 har havisudbredelsen udvist store variationer fra år til år, og tendensen er stadig uklar. Indtil 2015 voksede havisdækket en smule, og derfor forblev den globale havisudbredelse forholdsvis høj, på trods af lavt dække i Arktis. I 2015 blev den stigende tendens brudt, forårsaget dels af en stærk El Niño samt nogle ekstreme vindforhold. Ændringerne rejste spørgsmålet om, hvorvidt den antarktiske havis var ved at passere et tipping point. Siden da er der målt en tilbagegang i havisudbredelsen omkring Antarktis, stadig med store variationer fra år til år.

ix Ishylder i Antarktis er plader af is, der er fastgjort til landmassen eller iskappen, men flyder på havet.

4.2.3. Fremtidig havisudbredelse

Figur 4Q viser simuleret fortid og fremskrivninger af den arktiske havis ved minimumudbredelse i september frem til år 2100. Fremskrivninger for scenarierne SSP1-1,9 og SSP1-2,6 viser, at reducerede drivhusgasudledninger kan føre til en stabilisering af det arktiske havisareal i løbet af det 21. århundrede. For de tre scenarier med stigende udledning af forskellig grad antyder fremskrivningerne, at Arktis kan være isfrit om sommeren fra omkring år 2050.

Figur 4Q | Fremskrivning af arktisk havisudbredelse



Beskrivelse: Arktisk havisudbredelse i september simuleret (sort) frem til i dag og fremskrivninger mod 2100 for de fem udledningsscenarier anvendt af FN's klimapanel, inklusiv usikkerheder på den samlede ændring i 2100. Kilde: *DMI på baggrund af FN's klimapanel*[190].

Klimamodellerne viser en omtrent lineær sammenhæng mellem stigende CO_2-udledning, global opvarmning og tab af arktisk sommerhavis. Det indikerer et fravær af et tipping point og at de observerede og fremskrevne tab derfor i princippet er reversible, hvormed havisen vil genskabes ved mindsket global opvarmning[191,192].

Tilsvarende klimamodeller forudsiger en markant reduktion i den antarktiske havis' maksimumhavisudbredelse frem mod år 2100 på 15-50 % i september og minimumsudbredelsen på 29-90 % i februar, afhængigt af udledningsscenarie. De store usikkerheder for fremskrivelserne i klimamodeller for havisudbredelse i Antarktis skyldes primært, at samspillet mellem hav, atmosfære og iskappe er enormt komplekst og svære at simulere præcist.

Boks 4vii

Fremskrivning af havisudbredelse

Fremtidig havisudbredelse forudsiges primært ved hjælp af avancerede klimamodeller, der simulerer samspillet mellem atmosfære, hav og is, såsom modellerne i det internationale samarbejde *Coupled Model Intercomparison Project Phase 6* (CMIP6).

De historiske simuleringer af havisudbredelsen fra omkring 1970 til i dag er kalibreret ved brug af satellitobservationer. Klimamodellerne beregner isens udbredelse under forskellige scenarier for drivhusgasudledning, der er beskrevet ved de såkaldte SSP-scenarier (se boks 1i) – herunder hvordan isen smelter om sommeren og fryser om vinteren i et varmere klima. Baseret på nylige modelberegninger forventes det, at havisen i Arktis kan være stort set forsvundet i sommerperioden inden for få årtier.

Der er betydelig usikkerhed forbundet med klimamodellernes prognoser for havisudbredelsen i fremtiden. Selvom modellerne er enige om en klar tendens til mindsket havisudbredelse, svinger de i forudsigelserne af fx tidspunktet for, hvornår Arktis vil have isfrie somre. En afgørende faktor er usikkerheden omkring fremtidige drivhusgasudledninger og globale temperaturstigninger. Derudover har klimamodellerne svært ved at forudsige de naturlige udsving i isudbredelsen, som er påvirket af havstrømme og vindmønstre, både fra år til år og over årtier. Usikkerheden øges også, fordi modellerne ikke fuldt ud kan beskrive de komplekse fysiske processer, der styrer indfrysning og afsmeltning.

5

AMOC og havstrømme i Nordatlanten



Målinger viser en gradvis svækkelse af AMOC på omkring 5 % per årti. Det er endnu ikke muligt med sikkerhed at sige, at svækkelsen skyldes klimaforandringer. Fortsætter tendensen, kan AMOC være svækket med omkring 35 % i slutningen af århundredet.



Målinger viser, at AMOC's grene mod Arktis har været stabile eller endda er blevet stærkere gennem de seneste årtier. Samtidig er havets varmetransport mod Arktis steget, hvilket bidrager til opvarmning af Arktis og afsmeltning af havis. AMOC's styrke påvirkes i dag ikke betydeligt af afsmeltning fra Grønland.



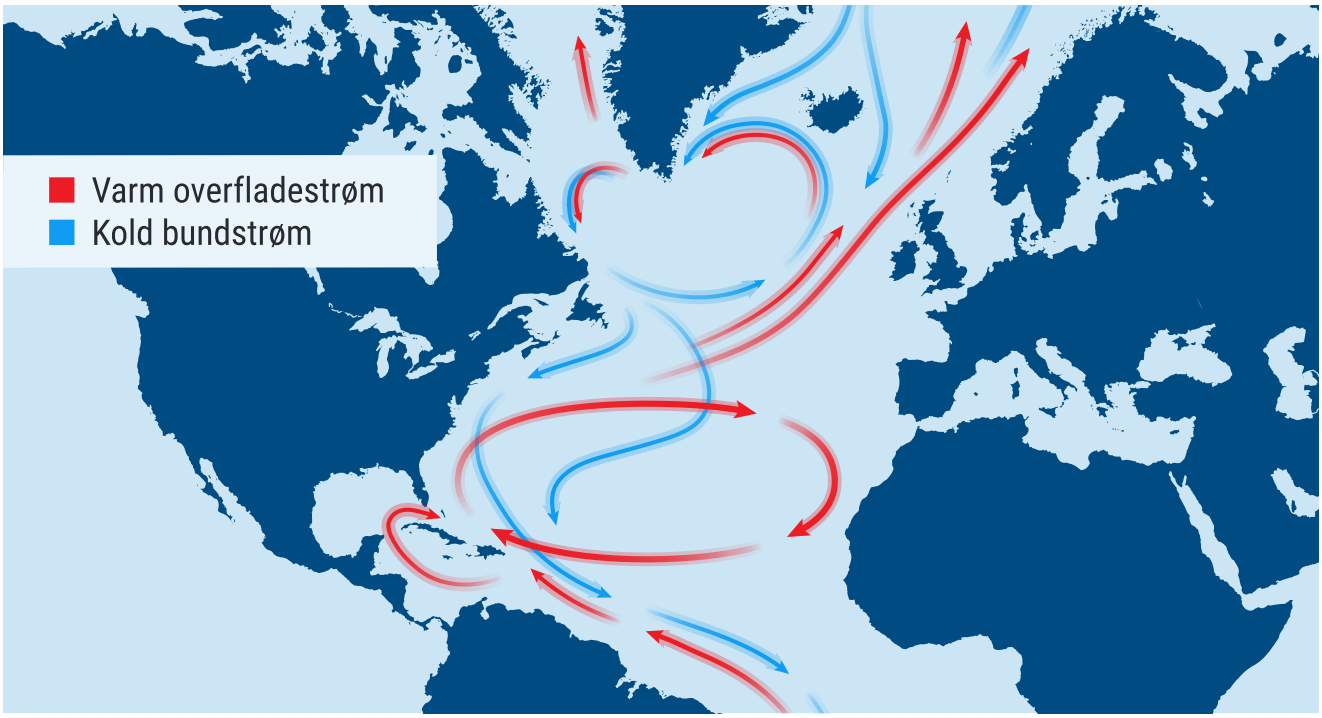
AMOC forventes at svækkes gradvist i takt med stigende temperaturer, men uden pludselige skift, selv ved kraftig global opvarmning. Hvis temperaturen stabiliseres på et højere niveau, forventes svækkelsen at ophøre, hvorefter AMOC vil stabilisere sig. Hvis den globale opvarmning vendes, kan AMOC igen styrkes.

Den Atlantiske Havcirkulation, AMOC (forkortelse af Atlantic Meridional Overturning Circulation), er en central del af klimasystemet og spiller en vigtig rolle for transporten af varme i Atlanterhavet. Nye observationer og modelstudier har øget opmærksomheden på, hvordan den globale opvarmning kan påvirke havcirkulationens styrke og stabilitet. På grund af den voksende forskningsindsats og den potentielle betydning for klimaet globalt og i Danmark indgår AMOC som et særligt temakapitel i denne rapport. Kapitlet beskriver den nuværende viden om havcirkulationens udvikling og de observerede ændringer.

5.1. Hvad er AMOC?

AMOC er et stort system af havstrømme i Atlanterhavet, som omfordeler varme og hjælper med at regulere klimaet globalt. AMOC bidrager blandt andet væsentligt til det relativt milde klima i Nordatlanten og Vesteuropa sammenlignet med andre områder på samme breddegrader. AMOC er den atlantiske gren af den globale termohaline cirkulation, også kendt som "det globale transportbånd". Det er et verdensomspændende system af forbundne overflade- og dybhavsstrømme, der drives af forskelle i temperatur ("termo") og saltholdighed ("halin") og påvirker havvandets massefylde (se figur 5A).

Figur 5A | Illustration af vandets cirkulation i Atlanterhavet



Beskrivelse: Simpel illustration af vandets cirkulation i Atlanterhavet. Varmere, ferskere overfladevand er repræsenteret med røde pile, mens koldere, mere saltholdigt dybvand er vist med blå pile. I det nordlige Atlanterhav fører AMOC varmt overfladevand mod nordøst. Her afkøles vandet, synker og strømmer derefter tilbage mod syd i dybet. Kilde: DMI[193].

I Atlanterhavet bevæger det varme, saltholdige havvand fra de tropiske og subtropiske havområder sig mod nord i overfladen. De høje temperaturer øger fordampningen og dermed saltholdigheden. På vej mod det nordlige Atlanterhav nedkøles havvandet af lavere atmosfæriske temperaturer og bliver samtidigt mindre saltholdigt på grund af nedbør og tilstrømning af ferskvand fra land og Grønlands iskappe. Det koldere og tungere havvand synker mod dybet i de subpolare og nordiske have og strømmer tilbage mod syd ved stor dybde.

Golfstrømmen er en del af AMOC's øvre strømme og fører varmt og saltholdigt overfladevand fra Den Mexicanske Golf gennem Floridastrædet og ud i Atlanterhavet, hvor den bliver til Den Nordatlantiske Havstrøm og forgrener sig videre mod øst og nord. En stor del af Golfstrømmens varme vand returnerer dog mod syd som overfladestrømme i det subtropiske østlige Atlanterhav og er en del af den vinddrevne havcirkulation.

Den klimatiske påvirkning af AMOC handler om styrken af strømmenes transport af varmt og koldt vand. Ændringer i styrken af AMOC vil have indvirkning på vejrmønstre, havniveau og temperaturer, men også på havets økosystemer, CO_2-optag og iltforhold. Videnskaben skelner mellem en gradvis og forudsigelig svækkelse af AMOC frem mod år 2100 på den ene side (som forventes i klimamodeller og FN's Klimapanels sjette hovedrapport[194]), og risikoen for et uforudsigeligt kollaps over nogle årtier på den anden (som andre forskningsstudier har foreslået[195,196,197]). Ved et egentligt kollaps af AMOC over nogle årtier vil varmetransporten fra syd til nord mindskes, hvormed lufttemperaturerne over Nordatlanten og havtemperaturer i dele af Det Arktiske Ocean kan falde, og havisen kan brede sig i de nordligste have. Temperaturen i dele af Nordeuropa vil i så fald også kunne falde flere grader, men den mulige regionale afkøling er usikker og afhænger også af den modvirkende kraft fra den globale opvarmning[198]. Danmark vil fortsat have et maritimt klima præget af vestenvinde – ikke istidslignende eller kontinentale forhold som eksempelvis i Alaska.

5.2. Observationer af AMOC

5.2.1. Styrken ved mellembreddegrader

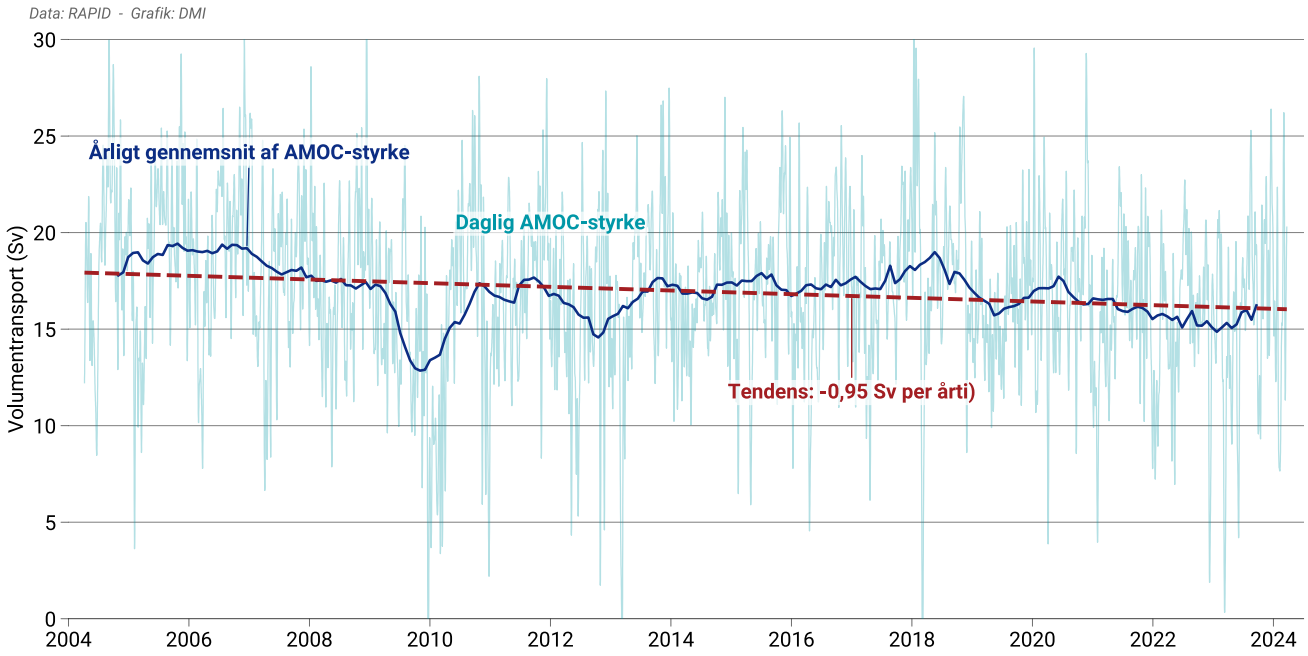
AMOC er på nuværende tidspunkt kraftigst på mellembreddegrader, hvor den måles til 17-18 Sv[x]. Styrken af AMOC er vanskelig at måle, fordi den ikke er en enkelt havstrøm, men et system af koblede havstrømme og nedsynkning. Vi kender ikke styrken på alle breddegrader i Atlanterhavet, men flere målesystemer, herunder RAPID ved 26,5°N (mellem Florida og Marokko), har leveret et værdifuldt indblik i styrken og variationerne af AMOC (se figur 5B). RAPID er særligt interessant, da det har været funktionelt siden 2005 og er den længste sammenhængende måleserie af AMOC's styrke.

Af figuren fremgår det, at målingerne har vist bemærkelsesværdigt store udsving fra dag til dag og år til år. Den store variation betyder, at det ikke er muligt at afgøre påvirkningen fra menneskeskabte klimaforandringer på styrken af AMOC. Der er dog en begrænset og statistisk usikker generel svækkelse af AMOC på denne breddegrad, og dette resultat understøtter forventningen om en gradvis reduktion, men ikke et forestående kollaps[199].

Observationer giver ikke et entydigt billede af en svækkelse. For nogle af AMOC's enkelte grene viser målinger 30-40 år tilbage, at der ikke er tegn på svækkelse. Det gælder Golfstrømmen og dens forgreninger mod Arktis, forbi Island og Færøerne.

x Styrken af strømmene og nedsynkningen, som tilsammen udgør AMOC, måles i Sverdrup (Sv), hvor 1 Sv er 1 million m3 gennemstrømmet vand per sekund.

Figur 5B | Styrken af AMOC i Atlanterhavet



Beskrivelse: Målinger af styrken af AMOC i Atlanterhavet på 26,5°N angivet i volumentransport (Sv) fra RAPID-observationssystemet. Figuren viser daglige målinger (turkise linjer), det årlige gennemsnit (mørkeblå kurve) samt tendensen for styrken (stiplet rød linje) fra 2004 til 2024. DMI på baggrund af RAPID[200].

Palæoklimatisk forskning viser, at klimaet gennem de sidste cirka 8.000 år har været præget af stabilitet, hvilket står i skarp kontrast til istidens klima, som udviste store udsving knyttet til pludselige ændringer i AMOC[201]. Denne viden fra istiden kan dog ikke direkte anvendes til at vurdere risikoen for pludselige ændringer i styrken af AMOC i nutidens og fremtidens varmere klima, da klimaforholdene var markant anderledes. Marine palæoklimatiske data fra fjerne varmeperioder kan derimod give viden om klimasystemet, og hvordan AMOC reagerer i et varmere klima[202], samt bruges som pejlemærke for klimamodellerne.

5.2.2. AMOC's arktiske grene

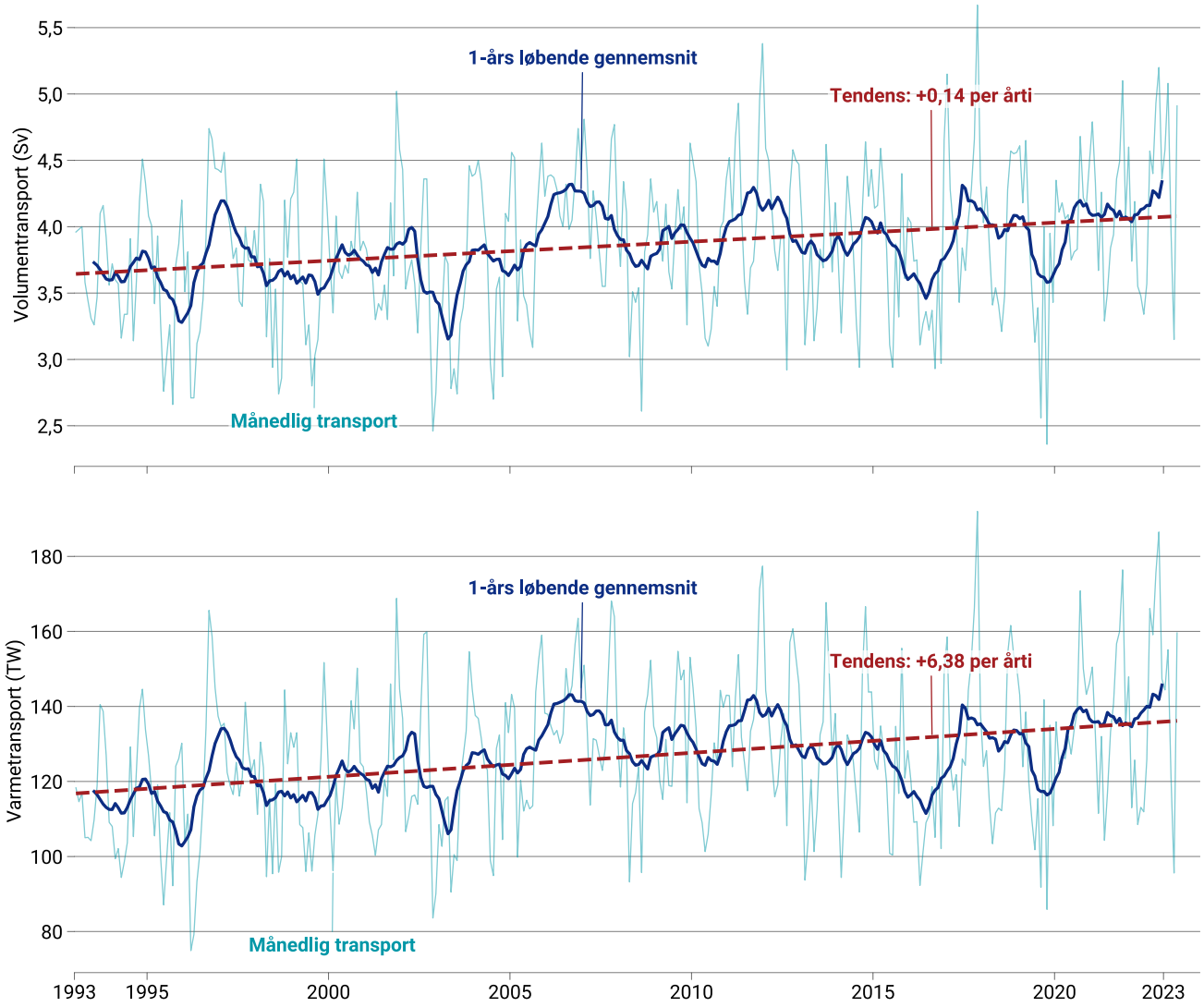
De varme, salte havstrømme over Grønland-Skotland Ryggen udgør de nordlige øvre grene af AMOC mod Arktis, hvor en stor del af den kritiske nedsynkning forekommer. Strømmene er vigtige for opretholdelsen af styrken af AMOC og påvirker samtidig det arktiske havmiljø, isdække og klima. Strømmen mellem Island og Færøerne er den stærkeste af de tre hovedstrømme og står for omkring 50 % af den samlede strømning mod Arktis. Det færøske havforskningsinstitut Havstovan har målt strømmen siden 1993, og det er dermed en af de længste måleserier af styrken af en af AMOC's grene. Data herfra viser, at styrken er tiltaget med 12 % siden 1993 (se øverste panel i figur 5C). Varmen transporteret mod Arktis af strømmen er steget med 16 %, hvilket skyldes en kombination af stigende temperaturer og en stærkere havstrøm[203,204] (se nederste panel i figur 5C).

Palæoklimatisk forskning

Palæoklimatisk forskning undersøger tidligere tiders klima ved hjælp af naturlige klimaarkiver som iskerner, havsedimenter, træringe og koraller. Forskningen giver viden om klimaets naturlige variationer og ændringer over lange tidsskalaer.

Figur 5C | Styrken af Den Færøske Strøm og varmetransport mod Arktis

Data: Havstovan - Grafik: DMI



Beskrivelse: Øverste panel: Målinger af styrken af Den Færøske Strøm i Sverdrup (Sv) siden 1993. Figuren viser månedlig volumen (turkise linjer), 1-års løbende gennemsnit (blå kurve) og tendens over hele perioden (rød stiplet linje). Nederste panel: Målinger af varmetransport mod Arktis i terawatt (TW) siden 1993. Figuren viser månedlig transport (turkise linjer), 1-års løbende gennemsnit (blå kurve) og tendens over hele perioden (rød stiplet linje)[205].

Nedsynkning og dannelse af koldt dybvand er en central del af AMOC. Processen foregår især, når de varme havstrømme afkøles på deres vej fra Grønland-Skotland Ryggen gennem De Nordiske Have og ind i Det Arktiske Ocean. Den undersøiske bjergryg hindrer samtidig de kolde dybe returstrømme i frit at strømme mod syd fra de arktiske havområder og tilføre vand til AMOC's nedre grene. Returstrømmene finder vej gennem primært to dybe passager over ryggen, i Danmarksstrædet mellem Island og Grønland og i Færø-Banke Kanalen. Der er lange måleserier af disse dybe returstrømme over de sidste to årtier. Målingerne fra Færø-Banke Kanalen viser, at strømmen har opretholdt sin styrke og ikke viser tegn på svækkelse, selvom den bliver gradvist varmere og mere saltholdig[206]. Dette relaterer sig til klimatisk drevne ændringer i de Nordiske Have, hvor nedsynkningen af koldt dybvand overvejende sker, og til den stadigt større indflydelse, som de varme, saltholdige øvre havstrømme har i Arktis.

Målingerne på Grønland-Skotland Ryggen viser samlet en udpræget stabilitet gennem de seneste årtier[207] og understøtter ikke den svækkelse af AMOC, der ses i målingerne i subtroperne[208,209].

Mellem RAPID og Grønland-Skotland Ryggen måles AMOC også af det nyere observationsprogram OSNAP. Programmet skal blandt andet øge vores viden om de østlige bidrag fra Grønland-Skotland Ryggen og de vestlige bidrag fra Labradorhavet. Målingerne går endnu ikke langt nok tilbage til at afgøre, om AMOC generelt er svækket. OSNAP har imidlertid vist, at variationerne i AMOC i høj grad drives af de østlige grene og strømmene af koldt dybvand over Grønland-Skotland Ryggen[210].

Boks 5i

Kan global opvarmning skubbe AMOC over et tipping point?

Der er stigende bekymring i forskningen for, at den globale opvarmning kan svække AMOC så meget, at den når et kritisk punkt, et såkaldt tipping point (se afsnit 1.3), hvor den ikke kan komme sig igen.

Et nyt studie fra DMI, som er publiceret i tidsskriftet Science Advances[211], har undersøgt det potentielle tipping point ved hjælp af en avanceret klimamodel. Modellen inkluderer blandt andet Grønlands indlandsis og kan derfor direkte beregne, hvor meget afsmeltning fra iskappen påvirker havstrømmene. Denne effekt har ofte manglet i tidligere studier.

Resultaterne viser, at AMOC bliver gradvist svagere i takt med, at den globale temperatur stiger. Men i denne model når havstrømmen ikke et tipping point. Når temperaturen holder op med at stige og stabiliseres, stabiliseres AMOC også.

Et tilsvarende resultat er for nylig udgivet fra en hollandsk forskningsgruppe, som viser, at AMOC vil undgå en markant svækkelse eller kollaps, hvis hastigheden af global opvarmning er begrænset[212].

DMI-studiet viser, at hvis den globale opvarmning senere vendes, og temperaturen falder igen, vil AMOC straks tiltage i styrke – selv efter en kraftig svækkelse ved høje temperaturer. Dette sker, selvom der til stadighed tilføres smeltevand fra Grønland.

Studiet fra DMI viser samtidig, at Grønlands indlandsis fortsætter med at miste ismasse, selv når temperaturen stabiliseres eller falder. Det betyder, at havniveauet vil fortsætte med at stige i lang tid fremover.

Studiet fra DMI peger derfor på en central forskel mellem de to vigtige komponenter i klimasystemet – AMOC og Grønlands indlandsis. AMOC reagerer primært på det aktuelle temperaturniveau, mens Grønlands indlandsis reagerer langsommere på ændringer. Isen 'husker' med andre ord fortidens opvarmning, mens AMOC hurtigere tilpasser sig de aktuelle temperaturer.

Det hollandske studie anvender en anden og mindre kompleks klimamodel og peger på risiko for en markant svækkelse af AMOC, hvis den nuværende opvarmningshastighed fortsætter.

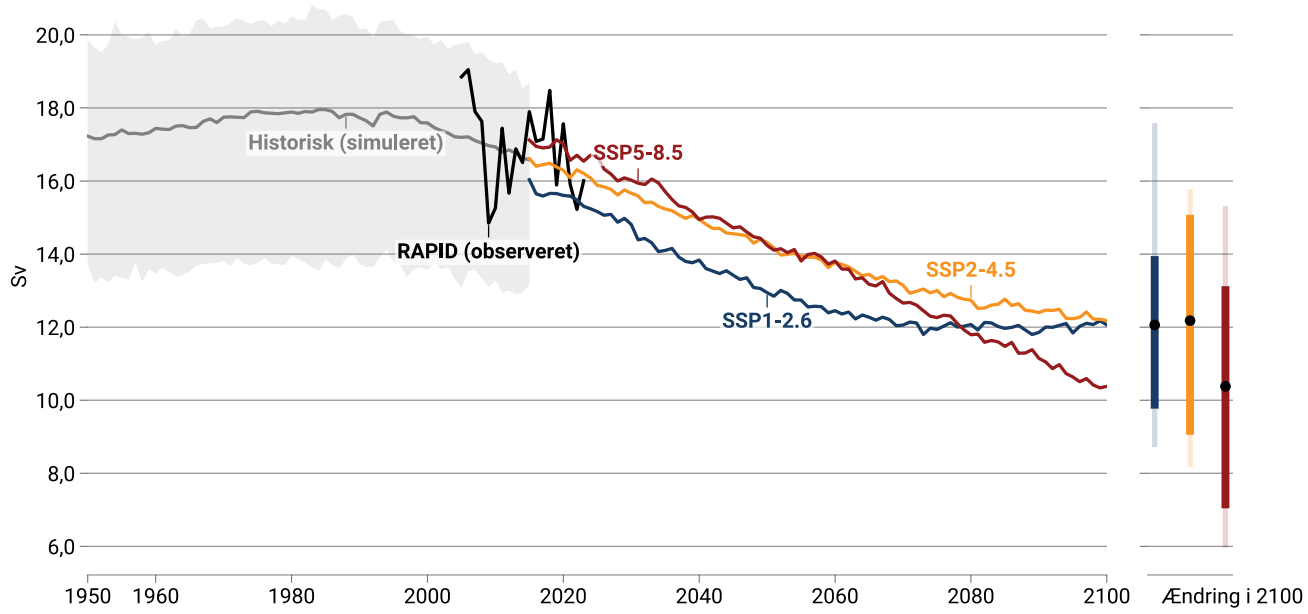
De to studier skal ikke nødvendigvis tillægges samme vægt, men illustrerer den aktuelle videnskabelige usikkerhed og behovet for yderligere forskning.

5.3. AMOC i fremtiden

Både den etablerede forståelse af AMOC's drivkræfter og klimamodelsimuleringer peger på, at AMOC vil svækkes gennem det 21. århundrede som følge af den globale opvarmning. FN's Klimapanel vurderer ud fra en bred vifte af simuleringer og udledningsscenarier, at AMOC reduceres gradvist i styrke med cirka 30 % frem mod år 2100, uden pludselige skift[213] (se figur 5D).

Figur 5D | AMOC's styrke i fremtiden

Data: CMIP6, RAPID - Grafik: DMI



Beskrivelse: AMOC's styrke simuleret tilbage til 1950 (grå kurve og usikkerhedsspænd skraveret), observeret ved RAPID (sort kurve) og fremskrevet til år 2100 for SSP1-2.6 (blå linje), SSP2-4.5 (orange kurve) og SSP5-8.5 (rød kurve)[214,215].

Simuleringerne er udført ved brug af klimamodeller fra verdens klimamodelleringscentre, og vurderingen dækker over et stort spænd i resultaterne. I simuleringerne af fremtidens AMOC bliver afhængigheden af de forskellige udledningsscenarier først tydelig efter midten af århundredet, hvor højere emissionsscenarier og et varmere klima er forbundet med større svækkelse af AMOC frem mod år 2100[216]. Afsmeltning fra Grønlands indlandsis og den mulige rolle som tilførsel af ferskvand til havet kan spille for fremtidig svækkelse af AMOC, har hidtil ikke været tilstrækkeligt beskrevet i klimamodeller. Imidlertid viser klimamodel-eksperimenter med realistisk tilførsel af smeltevand, at der frem til i dag ikke har været en betydelig påvirkning af AMOC's styrke fra smeltevand fra Grønlands indlandsis[217]. Også frem mod år 2100 viser den tilgængelige forskning, at øget afsmeltning ikke forventes at være en betydelig faktor for yderligere svækkelse af AMOC end tidligere modeller har fremskrevet[218,219,220].

Boks 5ii

Hvad debatterer videnskaben om AMOC?

Har vi set en svækkelse af AMOC over de seneste årtier?

FN's Klimapanel vurderer, at der er stor usikkerhed om AMOC's udvikling i det 21. århundrede. Direkte observationer på mellembreddegrader begynder dog at pege i samme retning som klimapanelets fremskrivning af en gradvis svækkelse på omkring 30 % frem mod århundredets slutning. Samtidig er der ny evidens for, at dette ikke vil indebære en tilsvarende svækkelse af de kritiske grene mod de nordiske have og Arktis, herunder havstrømmene omkring Færøerne, hvilket heller ikke observeres.

Hvor gode er klimamodeller til at forudsige AMOC's udvikling?

Klimamodeller gengiver AMOC's storskalastruktur og beskriver en række af de processer, som driver AMOC. Men generelt er detaljegraden i modellerne for begrænset til at give en realistisk gengivelse af de fysiske processer i de subpolare og arktiske havområder, som er kritiske for dybvanddannelsen. Samtidig er det ikke alle klimamodeller, der simulerer afsmeltningen fra iskapperne på Grønland og Antarktis, og hvordan dette påvirker havstrømmene. Klimamodellerne er således fortsat mangelfulde og giver meget usikre forudsigelser af AMOC's fremtid.

Vil vi kunne observere, at AMOC er på vej mod et tipping point?

Mulighederne for at varsle et muligt forestående tipping point for AMOC er meget begrænsede (se afsnit 1.3 om tipping points). Det skyldes især manglen på lange måleserier af styrken af AMOC og de simplificerende antagelser, der er nødvendige at stille op for at kunne regne på det i klimamodeller. Dette leder til modstridende resultater på tværs af forskellige metoder.

Er et kollaps af den subpolare dybvanddannelse det samme som en markant svækkelse af AMOC?

Det er fortsat uafklaret, hvor tæt sammenhængen er mellem dybvandsdannelsen og cirkulationen i den subpolare del af Nordatlanten på den ene side og AMOC's samlede styrke på den anden. Nogle studier har påvist, at smeltevand fra Grønland leder til en svækkelse af dybvanddannelsen og AMOC med en regional afkøling til følge. Videnskaben kan dog i dag ikke entydigt påvise denne sammenhæng mellem ændringer i den subpolare del af Nordatlanten og AMOC's styrke. Det betyder, at forskningen skal være påpasselig med at tolke en afkøling i Nordatlanten som en svækkelse af AMOC.

Hvad vil de klimatiske konsekvenser være af et eventuelt AMOC-kollaps?

Klimaeffekterne af et AMOC-kollaps vil afhænge af tidspunktet for kollapset og opvarmningsniveauet på det givne tidspunkt, samt hvor hurtigt en svækkelse udfolder sig til et egentligt kollaps. Hvorvidt Nordvesteuropa vil opleve en moderat afkøling eller fortsat opvarmning, afhænger af balancen mellem afkøling knyttet til en svækket AMOC og global opvarmning. Andre konsekvenser kan være havniveaustigninger omkring Nordatlanten og ændrede tropiske nedbørsmønstre, der kan opstå, uanset om Nordvesteuropa samtidig oplever afkøling. Vores nuværende forståelse af et eventuelt kollaps af AMOC hviler på et meget usikkert grundlag, idet klimamodeller generelt ikke viser et kollaps under realistiske klimaudviklinger i det 21. århundrede.



TEMA: AMOC OG HAVSTRØMME I NORDATLANTEN

6

Klimaforandringer i Danmark



Lørdag den 27. juni 2026 blev den varmeste dag, der nogensinde er registreret i Danmark. Siden målingernes begyndelse i 1874 er den gennemsnitlige årstemperatur i Danmark steget med omkring 1,5 °C.



Klimaforandringerne medfører mildere og vådere vintre i Danmark. Vinterens gennemsnitstemperatur er steget med cirka 2 °C, mens vinternedbøren er øget med omkring 50 % siden 1874-1900.



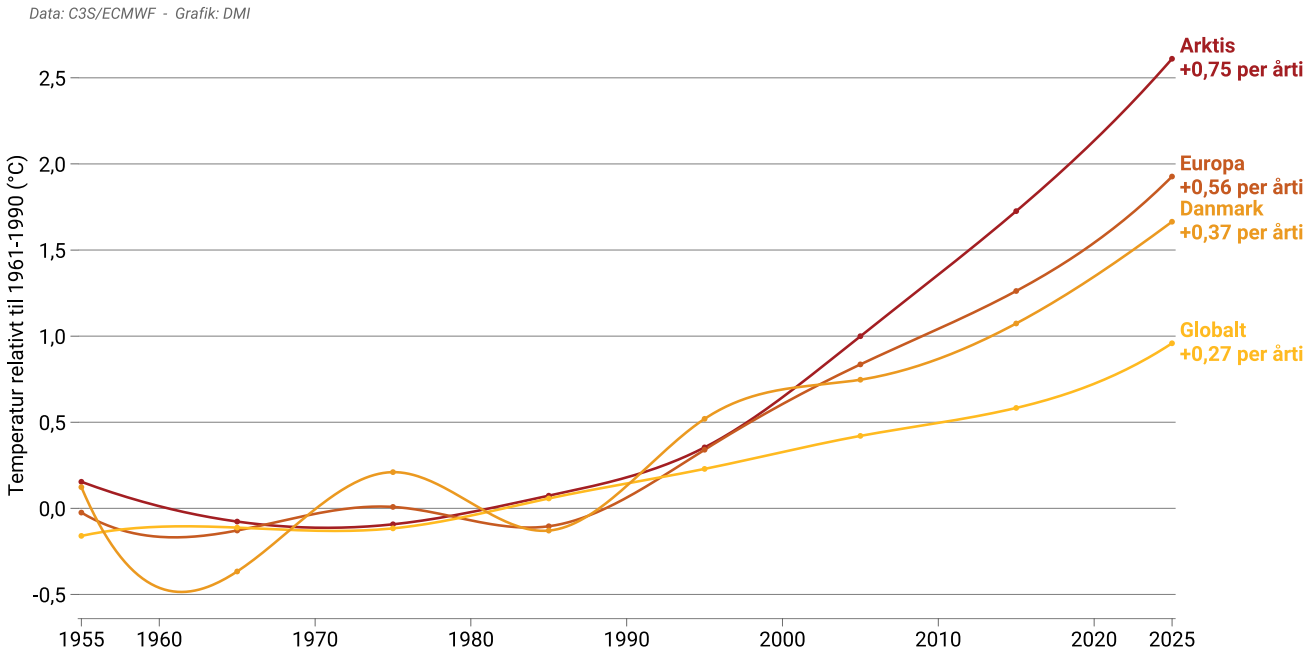
Ekstreme temperaturer i Danmark bliver hyppigere, og der vil forekomme flere hedebølgedøgn og tørre dage i slutningen af århundredet. Det kan ligeledes øge den urbane varmeø-effekt i større danske byer.

Klimaet i Danmark er under forandring på grund af de menneskeskabte klimaforandringer på globalt plan. Det betyder, at det danske vejr gradvist bliver varmere, vådere og mere ekstremt. Allerede i dag er klimaet i Danmark varmere og vådere, end det har været tidligere. I dette kapitel beskrives, hvordan klimaet i Danmark har udviklet sig frem til i dag, samt hvordan det forventes at udvikle sig i fremtiden.

6.1. Temperatur

Temperaturen i Danmark stiger i takt med den globale opvarmning. Siden 1874, hvor DMI begyndte at måle vejret, er den årlige gennemsnitstemperatur i Danmark steget cirka 1,5 °C. Det er en højere stigning end det globale gennemsnit og skyldes primært, at temperaturen over land generelt stiger mere end over hav. Figur 6A viser, hvordan temperaturen har udviklet sig i Danmark sammenlignet med den globale, europæiske og arktiske gennemsnitstemperatur.

Figur 6A | Temperaturstigning for Danmark i forhold til Arktis, Europa og globalt

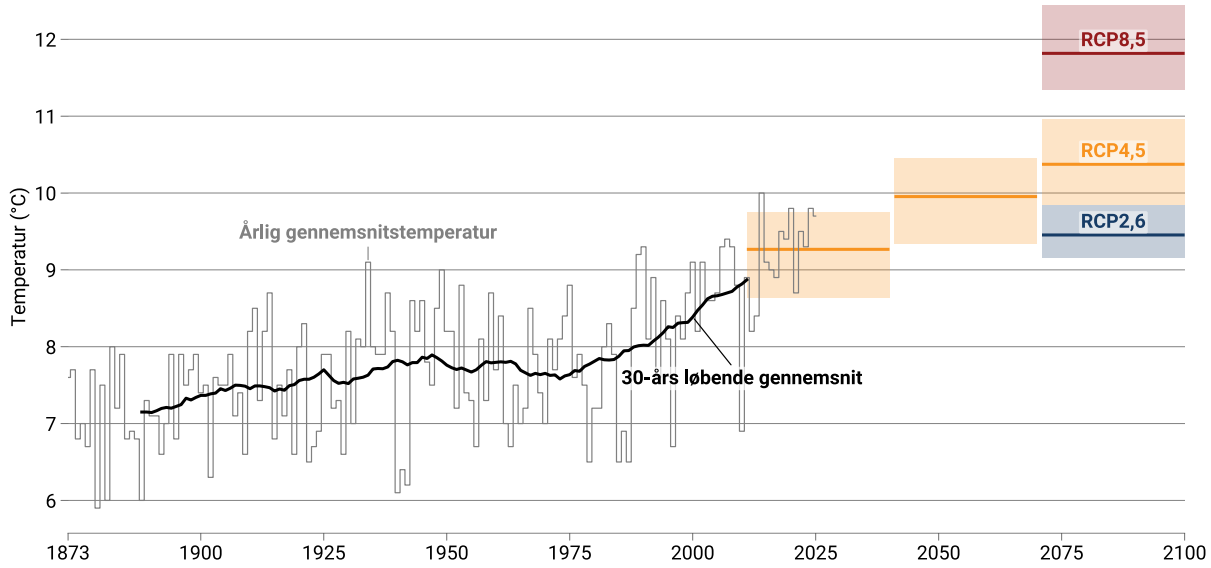


Beskrivelse: Temperaturstigningen i Danmark sammenlignet med den globale, europæiske og arktiske temperaturstigning siden 1955. Kilde: DMI på baggrund af EU's Klimatjeneste[221,222].

Temperaturen i Danmark er generelt steget siden 1874 med betydelige variationer fra år til år (se figur 6B). De årlige variationer skyldes dominerende vejrforhold og vindretninger på forskellige årstider i Danmark. En nordøstlig vindretning om vinteren medfører fx, at kold luft trækker ind over Danmark, mens en sydlig vindretning om sommeren og efteråret kan gøre det ekstra varmt.

Figur 6B | Årlig temperatur historisk og i fremtiden

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Årlig gennemsnitstemperatur i Danmark fra 1874 til 2025 (grå trappekurve), 30 års løbende gennemsnitstemperatur (sort kurve) og fremskrivelse for det mellemhøje scenarie (gule bokse) for perioderne 2011-2040, 2041-2070 og 2071-2100, hvor fremhævede vandrette linjer viser medianen, mens boksene viser usikkerhederne som 10- og 90-percentiler. Til højre ses det lave, det mellemhøje og det meget høje scenarie for 2071-2100. Kilde: DMI[223].

Temperaturen i Danmark har været jævnt stigende siden 1970 (figur 6B). Temperaturen i Danmark vil fortsat stige frem mod slutningen af dette århundrede, men hvor hurtigt og hvor meget den stiger, afhænger af de fremtidige globale udledninger af drivhusgasser.

Under det mellemhøje udledningsscenarie, der lægger sig tæt op ad det udledningsniveau, som verdens landes nuværende klimapolitik svarer til, vil gennemsnitstemperaturen i Danmark være steget med 2 °C i slutningen af århundredet relativt til perioden 1981-2010. I det lave udledningsscenarie forventes det, at temperaturen i slutningen af århundredet vil være steget med 1 °C, mens stigningen vil være 3,4 °C i det høje udledningsscenarie (se boks 1i om udledningsscenarier).

Stigningen i gennemsnitstemperaturen øger desuden sandsynligheden for temperaturrekorder. I sommeren 2026 satte varmen ny rekord i Danmark, da temperaturen for første gang rundede 37,0 °C den 27. juni[224].

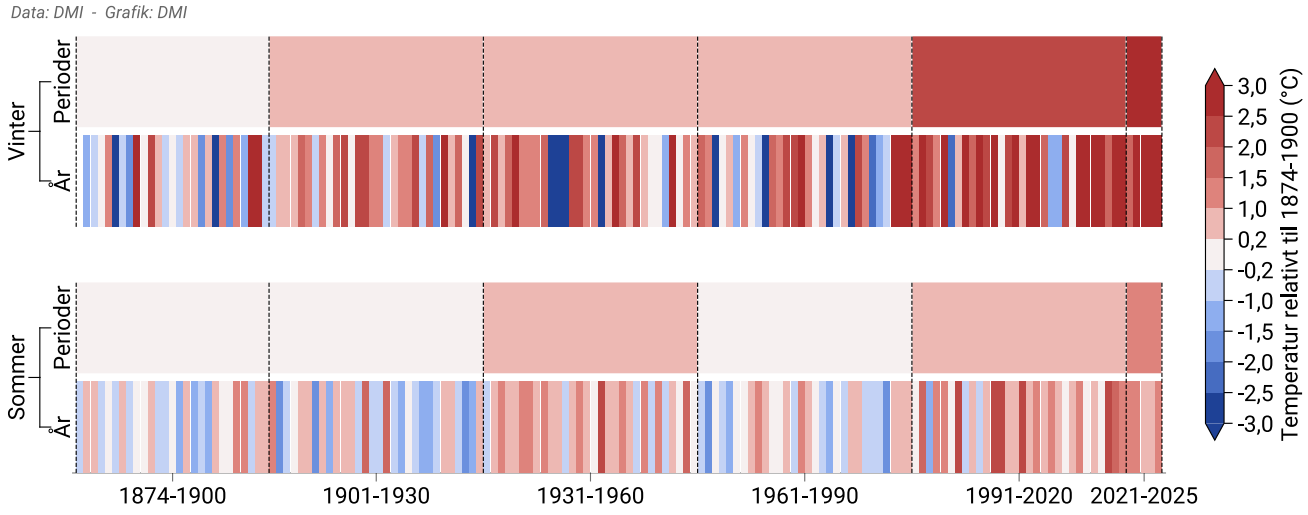
6.1.1. Historiske temperaturændringer fordelt på årstider

Observationer viser, at opvarmningen fordeler sig ujævnt i løbet af året. Af figur 6C fremgår det, at vintermånederne i højere grad er udsat for temperaturstigninger end sommermånederne. Gennemsnitstemperaturen for sommermånederne er steget 0,8 °C siden 1874-1900, mens temperaturen i vintermånederne er steget mere end 2 °C[xi].

Forskellen på sommer- og vinterudviklingen kan skyldes flere forhold, som er særlige for Danmark. Danmark er som helhed et kystnært område, hvor det relativt køligere hav om sommeren dæmper opvarmningen over land, mens havet typisk er varmere end over land om vinteren. Derudover er udbredelsen af sne og is på land og vand gradvist blevet sjældnere, hvormed albedoen er mindsket (se afsnit 3.3). På figur 6C ses desuden en større variation af kolde og varme sæsoner for vintermånederne, end det er tilfældet for sommermånederne, og at de meget kolde vintersæsoner ligger mere end 40 år tilbage.

xi Det skal bemærkes, at den første klimanormal 1874-1900 ikke er 30 år, som ellers er normal praksis.

Figur 6C | Ændring i sommer- og vintertemperatur



Beskrivelse: Ændringer i gennemsnitstemperatur for vinter (december, januar og februar) og sommer (juni, juli og august) henholdsvis øverst og nederst. For vinter og sommer vises både ændringer i 30-års klimanormaler (brede bånd) og ændringer for de enkelte sæsoner (smalle bånd) i forhold til 1874-1900. Kilde: DMI[225].

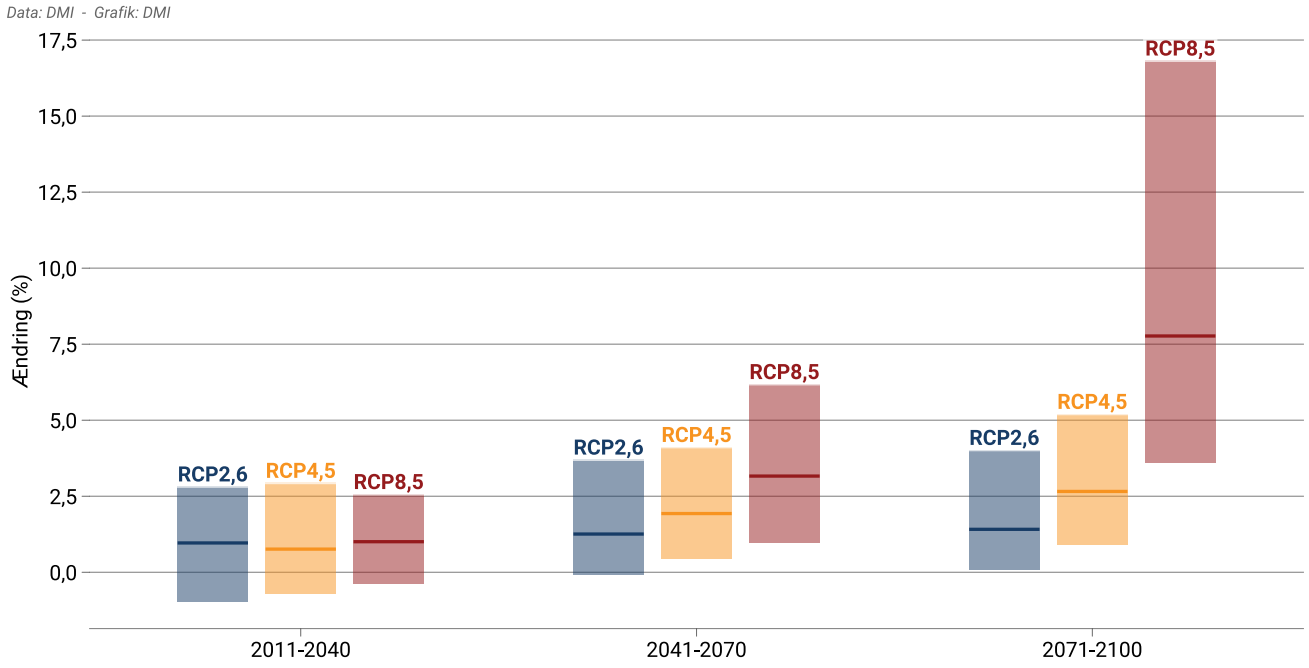
6.1.2. Hedebølger i Danmark

Som konsekvens af højere gennemsnitstemperaturer om sommeren i Danmark vil der forekomme flere dage med varme- og hedebølger (se figur 6D). Antallet af hedebølgedøgn [xii] var i perioden 1981-2010 cirka 2 om året. I slutningen af århundredet forventes antallet at stige til i gennemsnit cirka 5 døgn om året i det mellemhøje udledningsscenarie, mens det forventede antal er cirka 3,5 døgn om året i det lave udledningsscenarie og 10 døgn i det meget høje udledningsscenarie.

Antallet af varmebølgedøgn [xiii] vil også gradvist stige om sommeren. I det mellemhøje udledningsscenarie forventes en stigning fra cirka 9 varmebølgedøgn om året til omkring 20, mens det antal er 15 døgn i det lave udledningsscenarie og 34 i det meget høje udledningsscenarie.

xii Et klimatologisk hedebølgedøgn er defineret som et døgn, hvor gennemsnittet af de højest målte temperaturer de foregående tre døgn overstiger 28 °C.
xiii Et klimatologisk varmebølgedøgn er defineret som et døgn, hvor gennemsnittet af de højeste målte temperaturer de foregående tre døgn overstiger 25 °C.

Figur 6D | Ændring i hedebølgedøgn i fremtiden



Beskrivelse: Ændring i antal af hedebølgedøgn i Danmark i forhold til 1981-2010 for det lave (blå), mellemhøje (gul) og meget høje (rød) udledningsscenarier. Skraverede områder viser usikkerheden. Kilde: DMI[226].

6.1.3. Den urbane varmeø

Den urbane varmeø opstår, fordi byområder med mange befæstede overflader og bygninger absorberer og lagrer mere varme end de omkringliggende landområder, mens mindre vegetation mindsker fordampningens afkølende effekt på luften. Når solen går ned, afkøles landområderne relativt hurtigt, mens den lagrede varme i byerne frigives gradvist, hvorfor temperaturforskellen mellem by og land ofte er størst om natten. Under varme sommerperioder medfører denne effekt, at temperaturerne i større byer, fx København, forbliver forhøjede efter solnedgang.

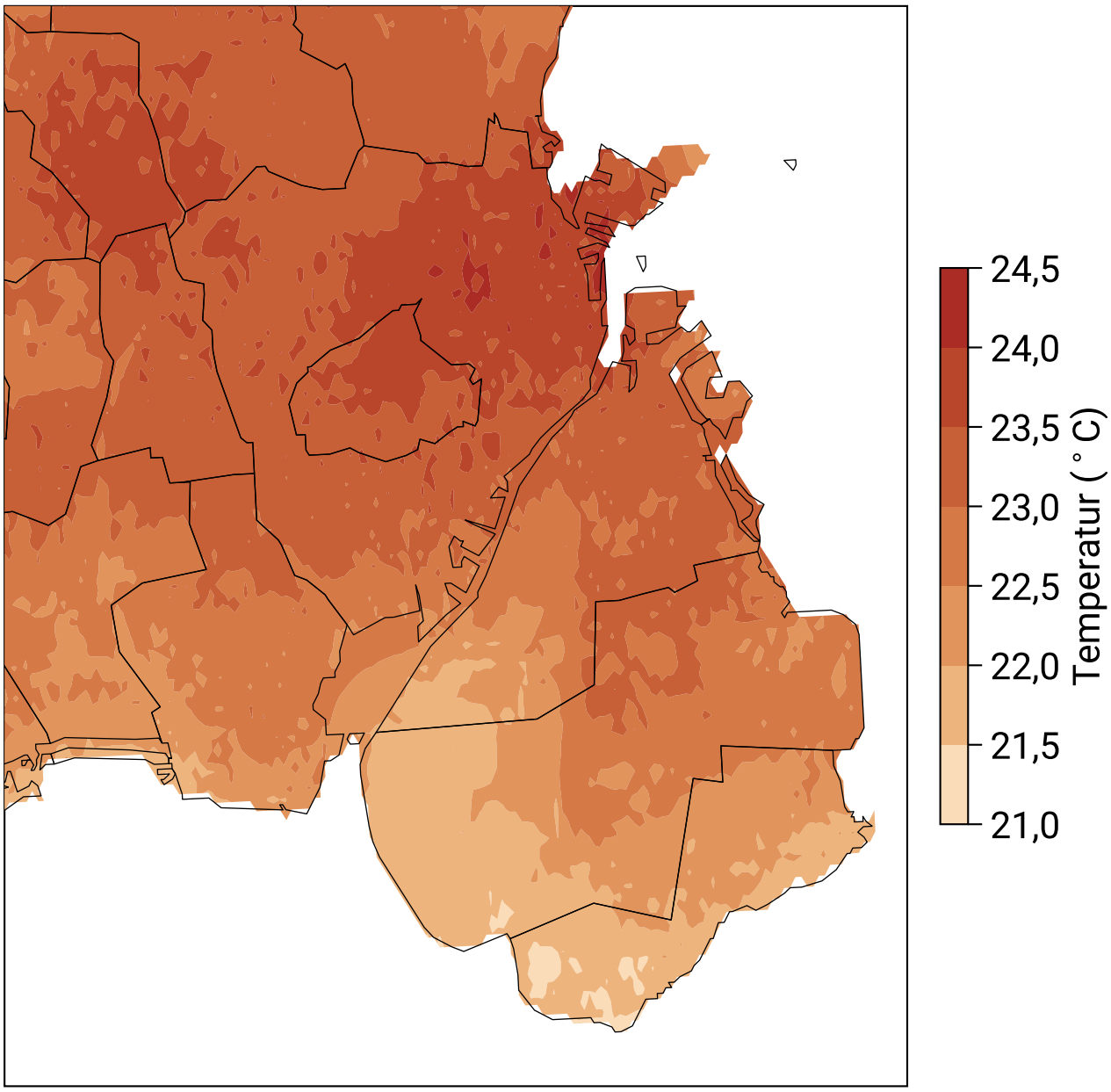
Varmeø-effekten er til stede i alle større danske byer, og der er desuden betydelige temperaturforskelle internt i byerne[227]. Resultatet på tværs af de fire største byer i Danmark viser en større variation i lufttemperatur, end den underliggende reanalyse kan opfange, og nedskaleringen giver dermed et mere detaljeret billede af, hvor i byen varmebelastningen er størst. Denne variation inden for byen er i nogen grad korreleret med bystrukturer, herunder bebyggelsestæthed og tilstedeværelsen af grønne områder.

Analysen af København illustrerer, at tæt bebyggede byområder generelt fremstår varmere, mens områder med træer, parker og nærhed til vand har lavere temperaturer (se figur 6E). De detaljerede temperaturkort gør det muligt at identificere områder med særlig høj varmebelastning.

På varme nætter er temperaturforskellen mellem byer og landområder cirka 2 °C i gennemsnit. Temperaturvariationen i forskellige dele af byen er i samme størrelsesorden, og for de varmeste steder kan det medføre en varmeø-effekt på mere end 3 °C. Dette har særlig betydning for menneskers varmebelastning, da manglende natlig afkøling reducerer kroppens mulighed for at restituere og er forbundet med en række sundhedsrisici. Da København er varmere end resten af landet, er den varmerelaterede sundhedsrisiko stærkere her[228].

Figur 6E | Gennemsnitstemperaturen for de varmeste dage i Københavnsområdet

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Gennemsnitstemperaturen for de 3 % varmeste dage for perioden 2019-2023 for København og omegn. Kilde: DMI på baggrund af Sørup et al. (2026)[229].

I fremtiden vil udfordringerne med varme i byerne stige i takt med opvarmningen globalt og i Danmark, uanset hvilket udledningsscenarie der følges, og byer kan komme til at opleve de største påvirkninger, når temperaturen stiger[230].

Kortlægningen i høj detaljegrad gør det muligt at identificere specifikke områder med høj varmebelastning og dermed målrette klimatilpasningstiltag som øget vegetation, etablering af grønne områder eller andre lokale løsninger. Samtidig viser resultaterne, at byens struktur spiller en væsentlig rolle for temperaturfordelingen, hvilket peger på, at planlægning og design af byområder er centrale parametre i håndteringen af fremtidens varmeudfordringer.

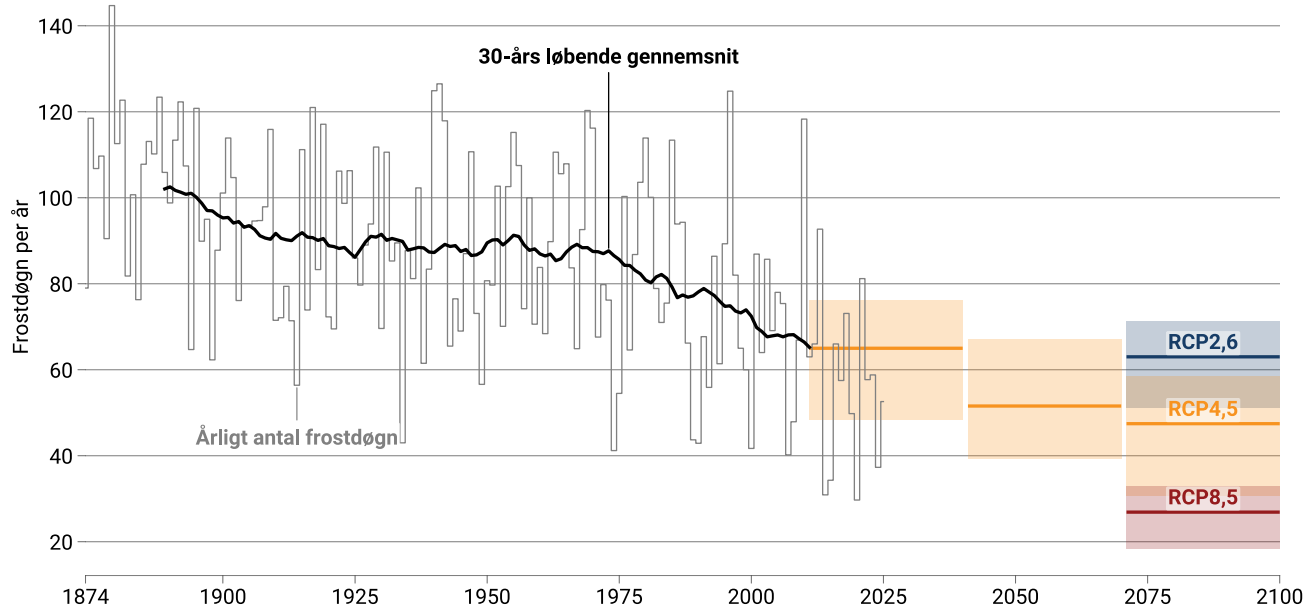
6.1.4. Frostdøgn

Antallet af frostdøgn aftager naturligt i takt med, at gennemsnitstemperaturen i Danmark stiger. Antallet af frostdøgn [xiv] er faldet fra gennemsnitligt mere end 100 døgn om året i perioden 1874-1903 til mindre end 70 døgn om året i perioden 1997-2026 (se figur 6F). Tendensen til færre frostdøgn fortsætter frem mod slutningen af århundredet (2071-2100) og ender med gennemsnitligt 47 frostdøgn for det mellemhøje udledningsscenarie.

Danmark er et af de lande i verden, der forventes at opleve det største fald i antallet af frostdøgn. Det skyldes primært, at forholdsvis mange døgn i vinterhalvåret har en minimumtemperatur, som ligger under frysepunktet, men tæt på 0 °C. Derfor skal der kun små temperaturstigninger til at ændre døgnene fra at være frostdøgn til ikke-frostdøgn.

Figur 6F | Frostdøgn per vinter historisk og i fremtiden

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Klimatologiske frostdøgn i Danmark fra 1874 til 2025 (grå trappekurve), 30 års løbende gennemsnit af antal frostdøgn (sort kurve) og fremskrivelse for det mellemhøje scenarie (gule bokse) for perioderne 2011-2040, 2041-2070 og 2071-2100, hvor fremhævede vandrette linjer viser medianen, mens boksene viser usikkerhederne som 10- og 90-percentiler. Til højre ses det lave, det mellemhøje og det meget høje scenarie for 2071-2100. Kilde: DMI[231,232].

xiv Frostdøgn er defineret som døgn, hvor døgnets minimumstemperatur har været under frysepunktet. Antallet af frostdøgn er beregnet ud fra, hvor stor en andel af Danmarks areal, der har haft frost. Har fx halvdelen af Danmark oplevet temperaturer under 0 °C i et døgn, registreres det som 0,5 frostdøgn.

Boks 6i

Vinteren 2025–2026: Kold, men ikke som tidligere

Grundet en kold januar og februar endte vinteren 2025–2026 med en gennemsnitstemperatur på 1,5 °C, hvilket er 0,5 °C under klimanormalen på 2,0 °C (1991–2020). Det til trods for en usædvanligt varm december med en gennemsnitstemperatur over 5 °C. Januar var den koldeste i 16 år, og både januar og februar lå lige under frysepunktet i gennemsnit. Samlet set blev vinteren dermed den koldeste i 13 år. Det samlede antal frostdøgn nåede kun op på 52, hvilket er væsentligt under gennemsnittet de seneste 30 år (figur 6F).

Om vinteren kan betegnes som kold eller varm, afhænger af referencegrundlaget. Sammenlignet med den nuværende klimanormal (1991-2020) var den kold, men i forhold til ældre klimanormaler (1931–1960 og 1961–1990), hvor vintrenes gennemsnitstemperatur var lavere, henholdsvis 0,6 °C og 0,5 °C i gennemsnit, fremstår vinteren 2025-2026 som relativt varm. Det, vi for 50 år siden betragtede som en varm vinter, betragtes i dag som en relativt kold vinter. Kilde: DMI[233].

6.2. Nedbør og tørke i Danmark

DMI har målt nedbør i Danmark siden 1874. Både det geografiske område og sæsonen har betydning for mængden af nedbør, der falder. Generelt falder der mere nedbør i den vestlige del end i den østlige del af landet. Somrene er i højere grad præget af skybrud end resten af året, mens vintrene præges mere af vedvarende regn.

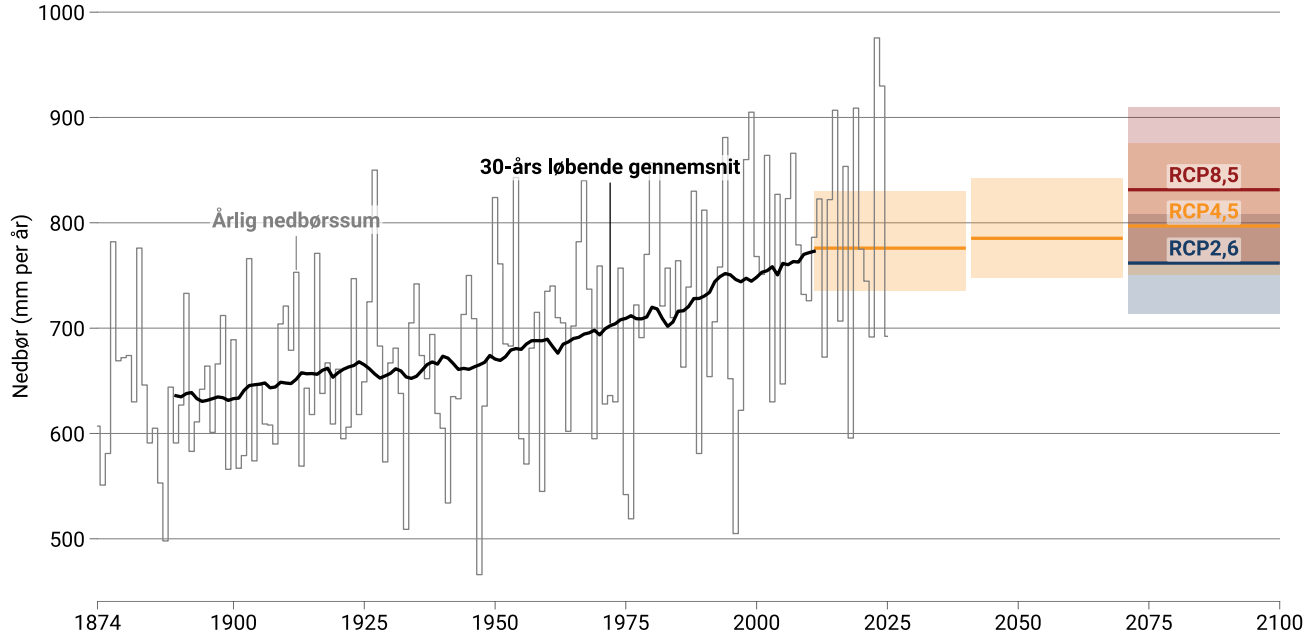
6.2.1. Årlig nedbør i Danmark

En varmere atmosfære påvirker alle dele af vandets kredsløb i klimasystemet, herunder nedbørsmængder. Jo varmere atmosfæren er, desto mere vanddamp kan den indeholde. Den globale opvarmning intensiverer dermed den hydrologiske cyklus gennem øget fordampning og større variationer i nedbør. Sammen med blandt andet ændringer i vejrmønstre forventes dette at føre til ændrede nedbørsmønstre mange steder i verden, inklusiv i Danmark.

Den historiske udvikling af nedbør i Danmark viser, at den gennemsnitlige årlige nedbør er steget med omkring 130 mm siden slutningen af 1800-tallet (se figur 6G). Nedbøren er steget gradvist i hele måleperioden.

Figur 6G | Årlig nedbør historisk og i fremtiden

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Årlig nedbør i Danmark fra 1874 til 2025 (grå trappekurve), 30-års løbende gennemsnitsnedbør (sort kurve) og fremskrivelse for det mellemhøje scenarie (gule bokse) for perioderne 2011-2040, 2041-2070 og 2071-2100, hvor fremhævede vandrette linjer viser medianen, mens boksene viser usikkerhederne som 10- og 90-percentiler. Til højre ses det lave, det mellemhøje og det meget høje scenarie for 2071-2100. Kilde: DMI[234,235].

Udviklingen af fremtidige nedbørsmængder forventes at følge samme tendens som den historiske udvikling. Årsnedbøren i Danmark forventes ved slutningen af århundredet at være henholdsvis 2 %, 7 % og 12 % højere end i perioden 1981–2010 under det lave, mellemhøje og meget høje udledningsscenarie (se figur 6G). Samtidig vil en stigende andel af nedbøren falde som regn frem for sne i takt med den stigende temperatur.

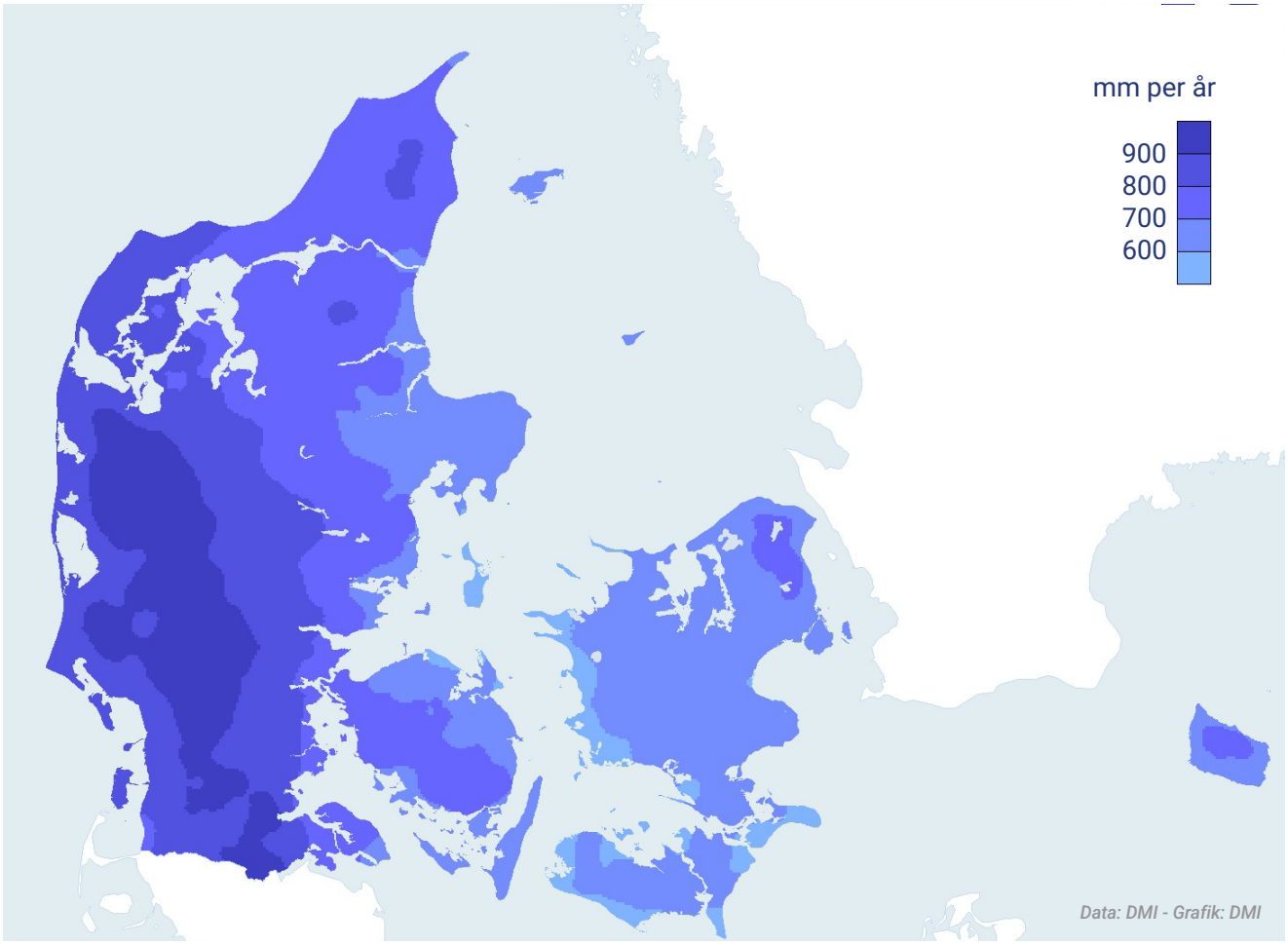
Stigningen i årsnedbøren skyldes primært vådere vintre, men også forår og efterår forventes generelt at blive mere nedbørsrige end i dag. For sommeren peger fremskrivningerne på omtrent uændrede nedbørsmængder, men med en ændret fordeling, hvor en større del af nedbøren falder som kraftige byger og skybrud adskilt af længere tørre perioder.

Fremskrivninger af den samlede sommernedbør i Danmark er forbundet med relativt store usikkerheder. Det skyldes blandt andet Danmarks placering i overgangszonen mellem områder i Sydeuropa, hvor sommernedbøren generelt forventes at aftage, og områder i det nordlige Skandinavien, hvor sommernedbøren forventes at stige. Som følge heraf viser forskellige klimamodeller både stigninger og fald i den samlede sommernedbør over Danmark.

6.2.2. Årlig nedbør i Vestdanmark og Østdanmark

Den aktuelle årlige nedbør fordeler sig ujævnt over Danmark, hvor den vestlige del af landet får cirka 30 % mere nedbør end den østlige del (se figur 6H). Den gennemsnitlige årlige nedbør overstiger 900 mm i dele af Vestjylland, men ligger under 600 mm i den vestlige og sydlige del af Sjælland. Den skæve fordeling af nedbør skyldes primært de dominerende vestlige vindretninger. Når lavtryk og fugtig luft bevæger sig ind over Danmark fra vest, kan Jylland få mere direkte nedbør, mens Sjælland i mange tilfælde ligger mere i læ – nedbøren er altså allerede faldet over Jylland, mens mindre fugtig luft når frem til Sjælland.

Figur 6H | Geografisk fordeling af årsnedbør for Danmark



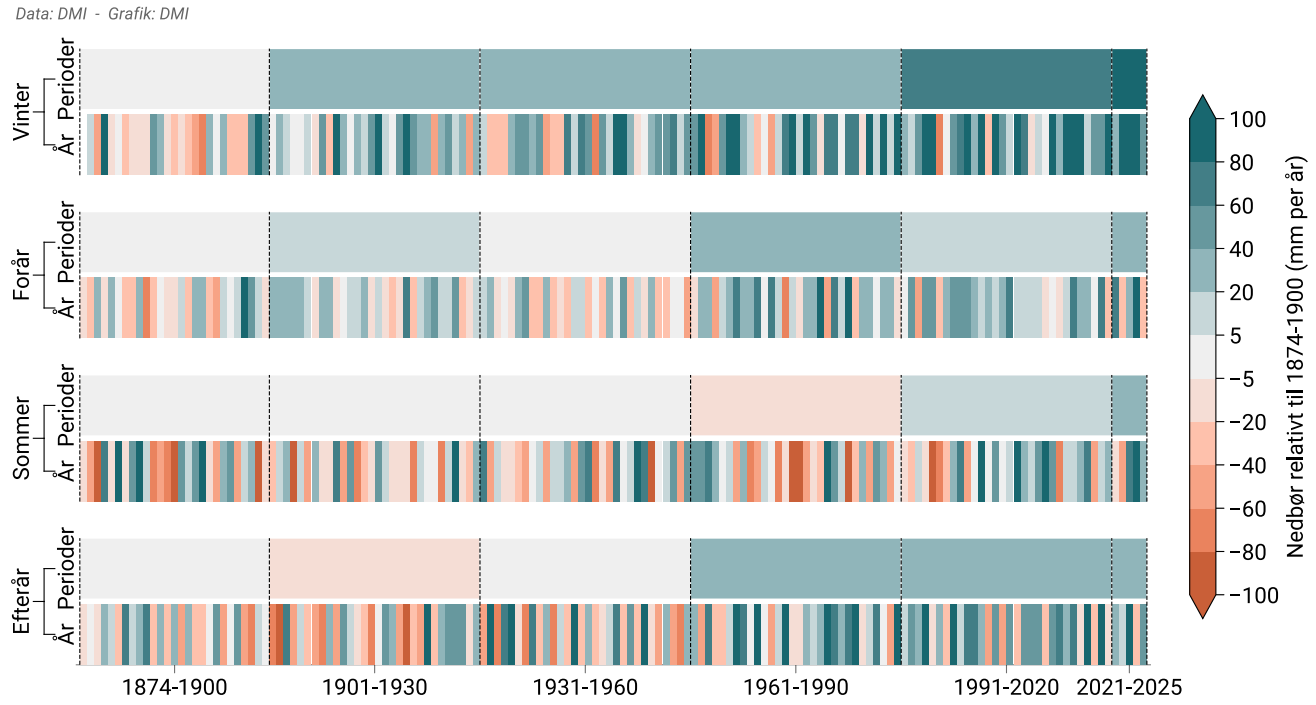
Beskrivelse: Geografisk fordeling af gennemsnitlig årsnedbør i mm for perioden 1991-2020. Mørkere farve indikerer mere nedbør. Kilde: DMI[236].

Ændringerne i gennemsnitsnedbør i fremtidens klima forventes ikke at variere betydeligt mellem vest og øst, og de aktuelle regionale forskelle i gennemsnitsnedbør forbliver uændrede frem mod slutningen af dette århundrede.

6.2.3. Vinternedbør

Vintermånederne (december-februar) er den periode i løbet af året, hvor de største ændringer i mængden af nedbør forventes at forekomme, og tendensen kan allerede måles i dag. Af figur 6I fremgår det, hvordan klimanormalerne for sæsonernes nedbør har udviklet sig siden 1874. Her er vinteren specielt bemærkelsesværdig med markante stigninger i akkumuleret vinternedbør som gennemsnit over 30-årsperioder.

Figur 6I | Sæsonnedbør historisk



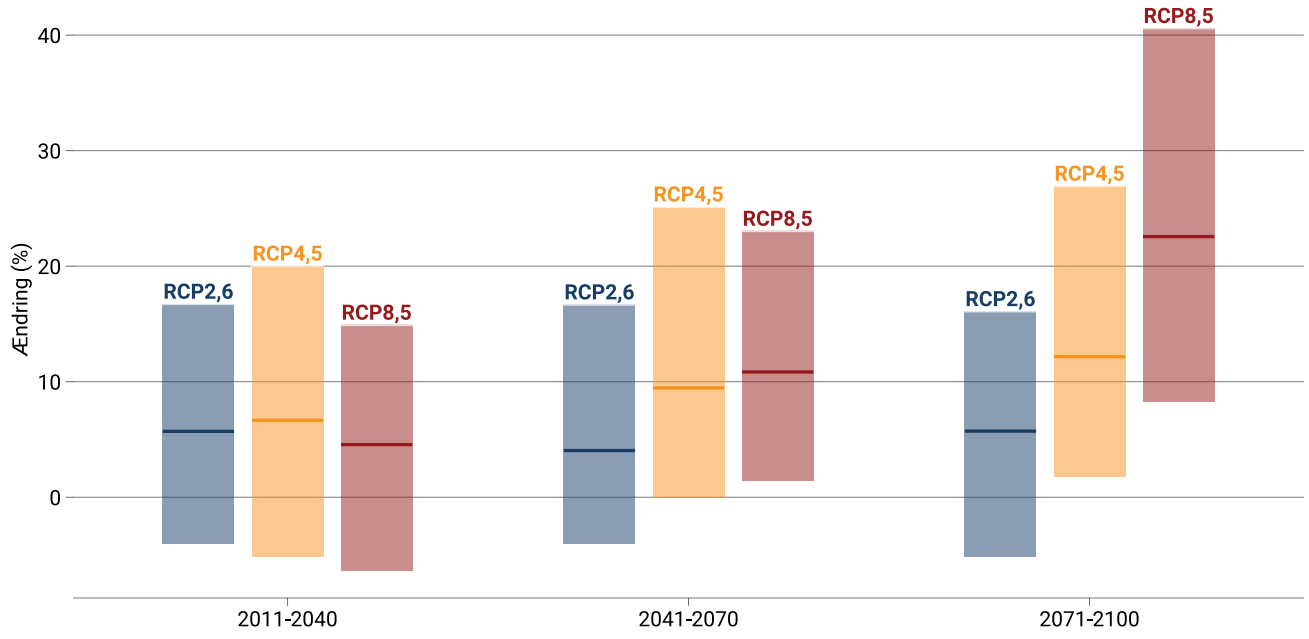
Beskrivelse: Sæsonnedbør vist som klimanormaler over 30-årsperioder for vinter, forår, sommer og efterår (brede bånd) og årlige værdier (smalle bånd). Kilde: DMI[237].

Figur 6J viser tendensen for fremtidens stigende vinternedbør, som forventes at være henholdsvis 6 %, 12 % og 23 % i det lave, mellemhøje og meget høje udledningsscenarie. Den årlige variation i mængden af vinternedbør er dog relativt stor (se figur 6I). Der vil også blive flere meget våde vintre [xv] (se figur 6K). Andelen af meget våde vintre vil stige med henholdsvis cirka 25 %, 65 % og 165 % frem mod slutningen af dette århundrede for det lave, mellemhøje og meget høje udlednings-scenarie (se figur 6K).

xv En vintersæson defineres som "meget våd", når nedbørsummen er blandt de fem højeste sammenlignet med referenceperioden (1981-2010).

Figur 6J | Ændring i fremtidens gennemsnitsvinternedbør

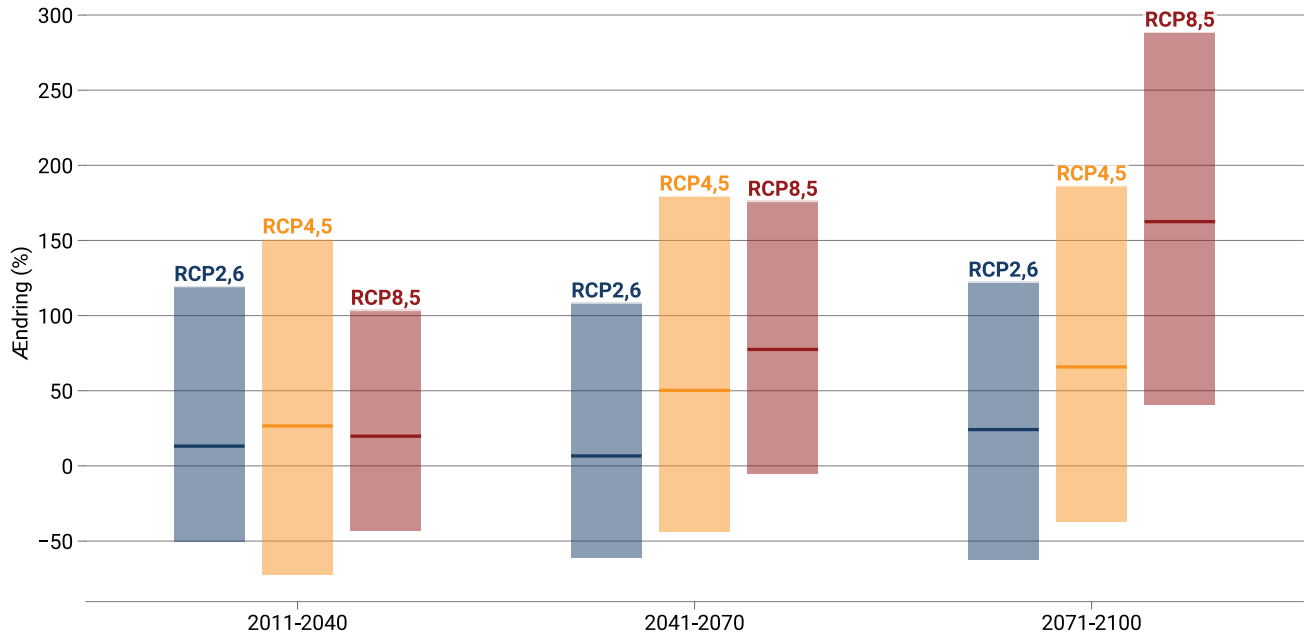
Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Ændring i vinternedbør (december, januar og februar) i Danmark for tre forskellige scenarier i forhold til referenceperioden 1981-2010. Kilde: DMI[238].

Figur 6K | Ændring i fremtidens vintre, der er 'meget våde'

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Ændring i andel af 'meget våde' vintre (december, januar og februar) for tre forskellige scenarier i forhold til referenceperioden 1981-2010. Kilde: DMI[239].

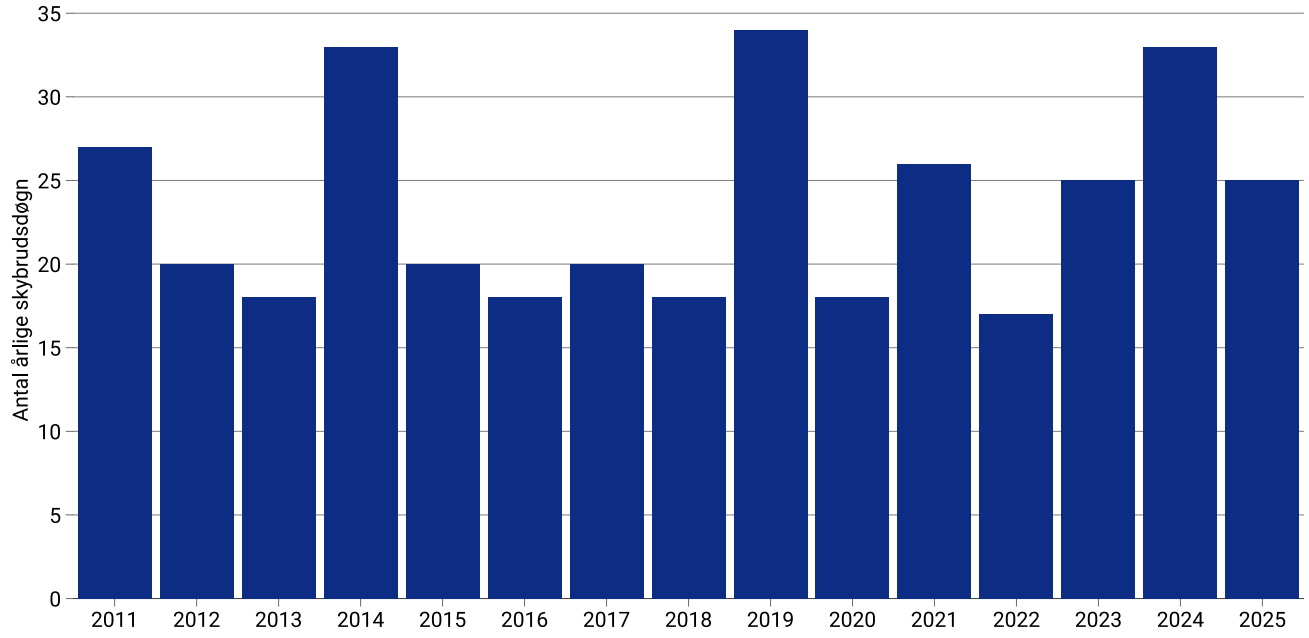
6.2.4. Sommernedbør og skybrud

Fremskrivningerne viser, at den samlede sommernedbør i Danmark forventes at være omtrent uændret i et varmere klima. Usikkerheden sammenlignet med andre årstider er dog relativt stor, hvilket skyldes, at sommernedbøren på tværs af Europa generelt forventes at stige i de nordligste områder og aftage i Sydeuropa. Danmark er geografisk placeret mellem disse regioner, og klimamodellerne peger derfor ikke entydigt på hverken mere eller mindre sommernedbør. Nogle modeller viser en stigning, mens andre viser et fald. Samlet set er medianen af modelresultaterne tæt på uændrede nedbørsmængder.

Antallet af skybrud [xvi] varierer betydeligt fra år til år (se figur 6L), men et varmere klima forventes imidlertid at øge den gennemsnitlige årlige hyppighed af skybrud. Ved slutningen af århundredet forventes antallet af skybrudsdøgn at være omkring henholdsvis 30 %, 40 % og 70 % højere end i referenceperioden under det lave, mellemhøje og meget høje udledningsscenarie (se figur 6M). Stigningen forventes primært i sommerhalvåret, hvor skybrud også i dag forekommer hyppigst.

Figur 6L | Antal årlige skybrudsdøgn

Data: DMI - Grafik: DMI

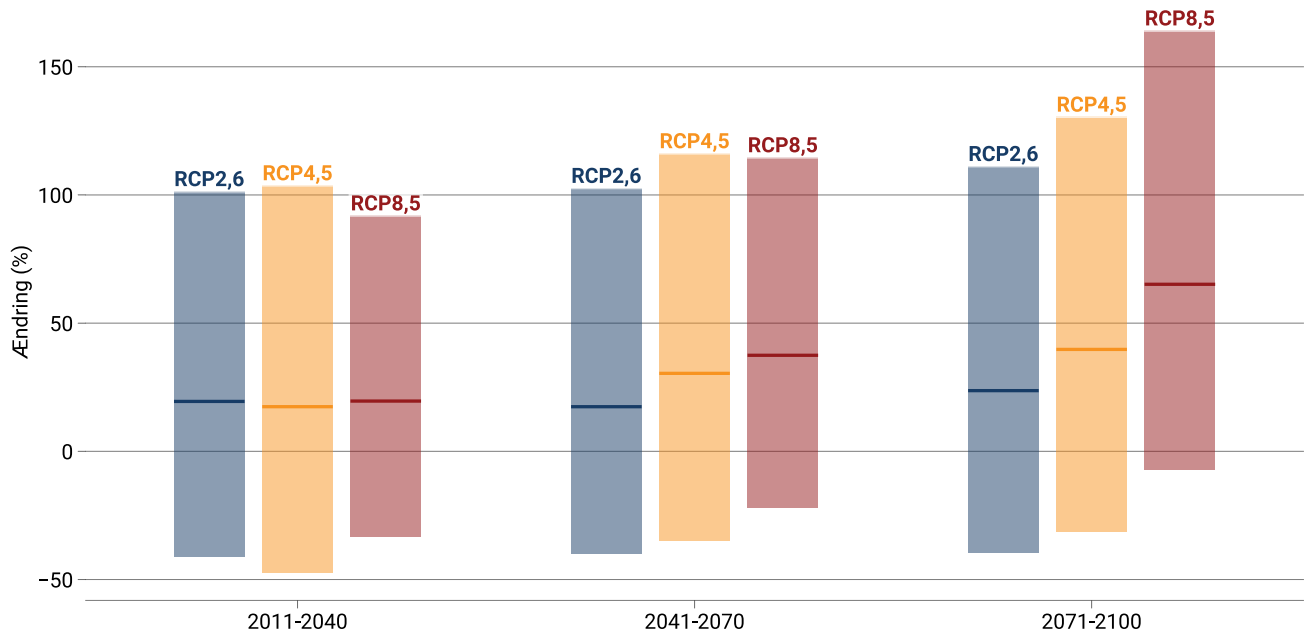


Beskrivelse: Antal årlige skybrudsdøgn i Danmark fra 2011 til 2025. Kilde: DMI[240].

xvi Et skybrud er defineret som et regnvejr, hvor der falder mere end 15 mm nedbør på 30 minutter.

Figur 6M | Ændring i fremtidens skybrud

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Ændring i antal skybrud i Danmark i forhold til 1981-2010 for det lave (blå), mellemhøje (gul) og høje (rød) udledningsscenarie. Kilde: DMI[241].

Generelt vil ekstreme nedbørshændelser blive både hyppigere og kraftigere. For det mellemhøje udledningsscenarie gælder fx, at en såkaldt 10-årshændelse [xvii] for timenedbør vil blive til en 5-årshændelse.

6.2.5. Tørke

I Danmark forventes tørkeperioder at blive mere ekstreme og længerevarende i takt med den globale opvarmning. Tørke kan have store samfundsmæssige konsekvenser, hvilket særligt blev tydeligt under tørkeperioderne i Danmark i 2018 og 2023. Tørke har konsekvenser for landbrug, vandressourcer og økosystemer, blandt andet gennem udbyttetab i landbruget, øget markvandingsbehov og næringsstofudvaskning, sætningsskader på bygninger, udtørring af vandløb samt naturtab.

Tre typer af tørke

Tørke er almindeligvis inddelt i tre grundlæggende typer:

- *Meteorologisk tørke*, der er defineret som en længere periode (uger til måneder) med usædvanligt nedbørsunderskud i forhold til gennemsnitlige forhold for et givent område og årstid.
- *Jordvandstørke*, som opstår, når en meteorologisk tørke fører til et underskud af jordfugtighed i de øverste jordlag.
- *Hydrologisk tørke*, der skyldes længere perioder med nedbørsunderskud og heraf reduceret overflade- eller grundvand.

xvii En 10-årshændelse er en hændelse, som kun forventes at ske én gang over en 10-årsperiode i et givent område.

Tørke i Danmark afhænger primært af balancen mellem nedbør og fordampning. Der findes ingen lange tidsserier af observeret tørke i Danmark, hvorfor den historiske tørke er blevet beregnet bagud i tid på baggrund af nedbør- og temperaturobservationer. En ny analyse fra DMI viser, at der i de beregnede historiske tørkedata ikke er en statistisk signifikant tendens mod flere meteorologiske tørker i Danmark fra 1914 til i dag[242]. Analysen viser dog, at Danmark er signifikant mere udsat for kraftigere tørkehændelser i dag end for 50 år siden, da varigheden, i antal dage, af de enkelte tørkehændelser er væsentligt længere i perioden 1991-2020 sammenlignet med perioden 1950-1979. Det fremgår af tabel 6A, at kun de meget lange tørkeperioder (på mere end 40, 50 og 60 døgn) er forekommet i den seneste 30-årsperiode og ikke tidligere 30-årsperioder.

Tabel 6A | Antal tørkehændelser med varighed længere end det angivne antal døgn

PERIODE	10 DØGN	20 DØGN	30 DØGN	40 DØGN	50 DØGN	60 DØGN	70 DØGN
1931-1960	0	0	0	0	0	0	0
1961-1990	3	1	1	0	0	0	0
1991-2020	3	3	1	1	1	1	0

Beskrivelse: Antal tørkehændelser af en varighed på mere end henholdsvis 10, 20, 30, 40, 50, 60 og 70 døgn. Kilde DMI[243].

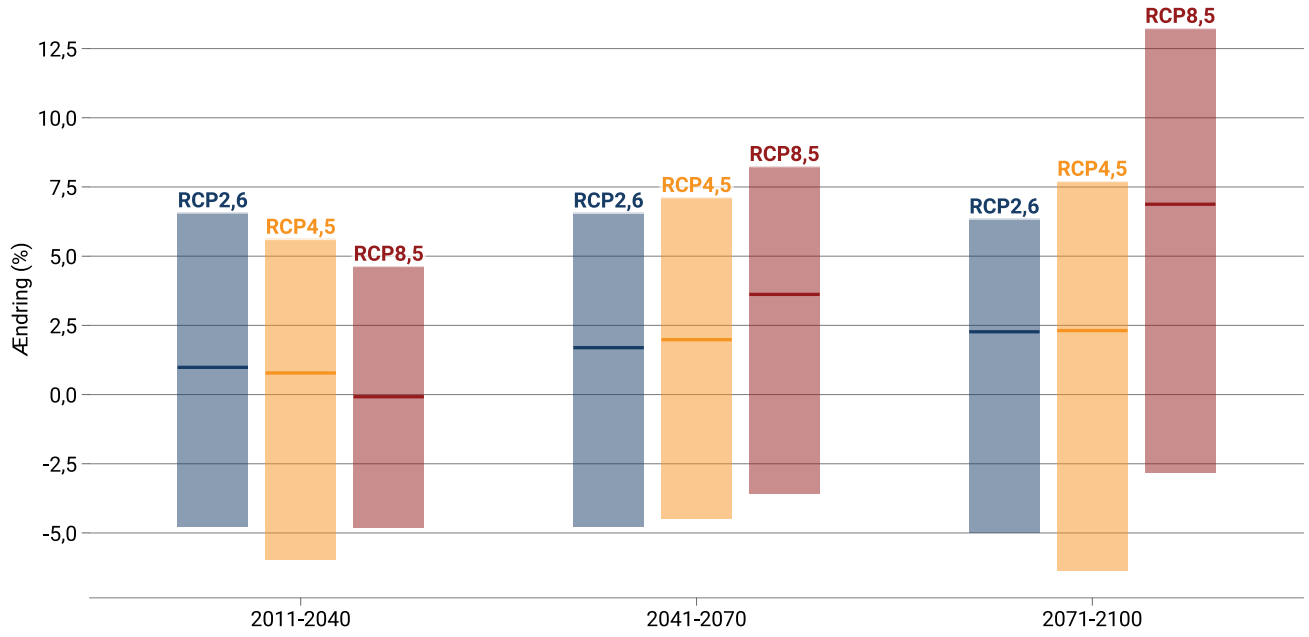
Fremskrivninger af tørkerisiko i fremtidens klima er forbundet med relativt store usikkerheder. Den samlede gennemsnitlige nedbør om sommeren og hyppigheden af tørre somre, hvor der falder mindre nedbør end normalt, vil være omtrent uændret i et varmere klima. Det samme vil gøre sig gældende for antallet af tørre dage, hvor der falder mindre end 1 mm nedbør, i perioden juni-august. Derimod vil der forekomme en stigning i fordampning, som alt andet lige vil gøre tørkeperioderne endnu mere tørre, og som vil bidrage til øget risiko for jordvands- og hydrologisk tørke.

DMI's Klimaatlas anvender fem indikatorer for meteorologisk tørke: 'Antal tørre dage', 'Længste tørre periode', 'Tørre perioder på minimum 5 døgn', 'Tørre perioder på minimum 10 døgn', 'Andel år / årstider, som er tørre' samt en indikator for potentiel fordampning. Der ses en svag stigning i risikoen for flere tørre dage i sommermånederne i Danmark frem mod slutningen af århundredet ved et mellemhøjt udledningsscenarie (RCP4.5). Antallet af tørre dage i løbet af sommeren forventes at stige med 2-7 % afhængigt af udledningsscenarie (se figur 6N). Fremskrivelse af tørre dage er dog forbundet med relativt store usikkerheder, som spænder fra –5 % til 6 % for det laveste udledningsscenarie (RCP2.6) og fra –3 % til 7 % for det højeste (RCP8.5).

For vintermånederne er der derimod en svag tendens til færre tørre perioder i fremtiden og en signifikant tendens til mere nedbør. Den potentielle fordampning forventes at stige mellem 2 % og 5 % frem mod slutningen af århundredet afhængigt af udledningsscenarie.

Figur 6N | Ændring i antal tørre dage i fremtiden

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Procentvis ændring i antal tørre dage i Danmark om sommeren (juni, juli og august) i starten af århundredet, midten af århundredet og slutningen af århundredet relativt til perioden 1981-2010 for et lavt, mellemhøjt og højt udledningsscenarie. Kilde: DMI[244].

Højtopløste klimamodeller (3 km) peger desuden på, at hyppigheden af moderate tørkeperioder vil falde, mens både hyppighed og intensitet af de mest ekstreme og hidtil usete tørkeperioder vil stige i fremtiden. I vækstsæsonen forventes antallet af moderate tørker at være nogenlunde stabilt, mens de alvorlige tørkehændelser bliver mere ekstreme i et varmere klima[245].

Opvarmningen påvirker det hydrologiske kredsløb ved, at nedbørsoverskuddet (det vand, der er tilgængeligt efter fordampning) generelt vil øges om vinteren, men falde om sommeren på grund af øget fordampning[246]. Forskellene mellem sæsonerne – den våde vinter og tørre sommer – forstærkes, og på trods af at der generelt vil være øget nedbør i fremtiden, vil der forekomme betydeligt større risiko for jordvandstørke om sommeren. Det kan give en større grundvandsressource og mere vand i vandløbene med høj vinternedsivning, men også et større behov for markvanding i sommerhalvåret[247].

Opvarmning og deraf øget tørke fører til øget risiko for skov- og naturbrande. DMI's Klimaatlas viser, at det gennemsnitlige brandfareindeks i løbet af sommermånederne forventes at stige med 8 % i det mellemhøje udledningsscenarie (RCP4.5) frem mod slutningen af århundredet, mens den forventede stigning er 4 % i det lave udledningsscenarie (RCP2.6) og 27 % i det meget høje udledningsscenarie (RCP8.5).

Boks 6ii

Klimatjenester i Danmark – fra data til handling

I Danmark stiller staten en række autoritative klimatjenester til rådighed, som sikrer fri og åben adgang til den nyeste viden samt de bedste tilgængelige data og værktøjer. Dette muliggør, at beslutninger om klimatilpasning kan træffes på et solidt, autoritativt og ensartet grundlag.

Klimatjenesterne samles og formidles via den tværministerielle platform Klimatilpasning.dk, som understøtter, at aktører på tværs af sektorer har adgang til et fælles videns- og datagrundlag. De fire centrale værktøjer er:

- *Klimaatlas* leverer et autoritativt datagrundlag for nuværende og fremtidige klimaforhold frem mod år 2100, herunder temperatur, nedbør, havvandstand og ekstreme hændelser. Data stilles til rådighed i høj opløsning ned til 1×1 km og anvendes bredt i planlægning.

- *HIP (Hydrologisk Informations- og Prognosesystem)* giver adgang til modelberegninger af vandkredsløbet, herunder grundvand, vandføring og jordfugtighed, baseret på den Nationale Hydrologiske Model.

- *Kystplanlægger* kortlægger risiko for oversvømmelse og erosion langs de danske kyster baseret på en risikobaseret tilgang, hvor både fare, sårbarhed og potentiel skade indgår.

- *KAMP* fungerer som et screeningsværktøj, der samler data om oversvømmelsesrisici fra nedbør, hav, vandløb og grundvand og kobler disse med oplysninger om arealanvendelse og infrastruktur.

En central styrke ved de danske klimatjenester er deres indbyrdes samspil. Data fra Klimaatlas anvendes fx i både hydrologiske analyser (HIP), kystanalyser (Kystplanlægger) og i tværgående screeningsværktøjer (KAMP). KAMP integrerer data fra de øvrige klimatjenester og kombinerer dem med en bred vifte af arealdata, hvilket gør det muligt at identificere sårbare områder og prioritere klimatilpasningsindsatser på tværs af sektorer.

Dette samspil sikrer en helhedsorienteret forståelse af klimarisici, hvor flere påvirkningsfaktorer – såsom nedbør, havvand og grundvand – kan vurderes samlet. Dermed understøttes mere effektive og langsigtede tilpasningstiltag[248].

6.3. Vind og storme

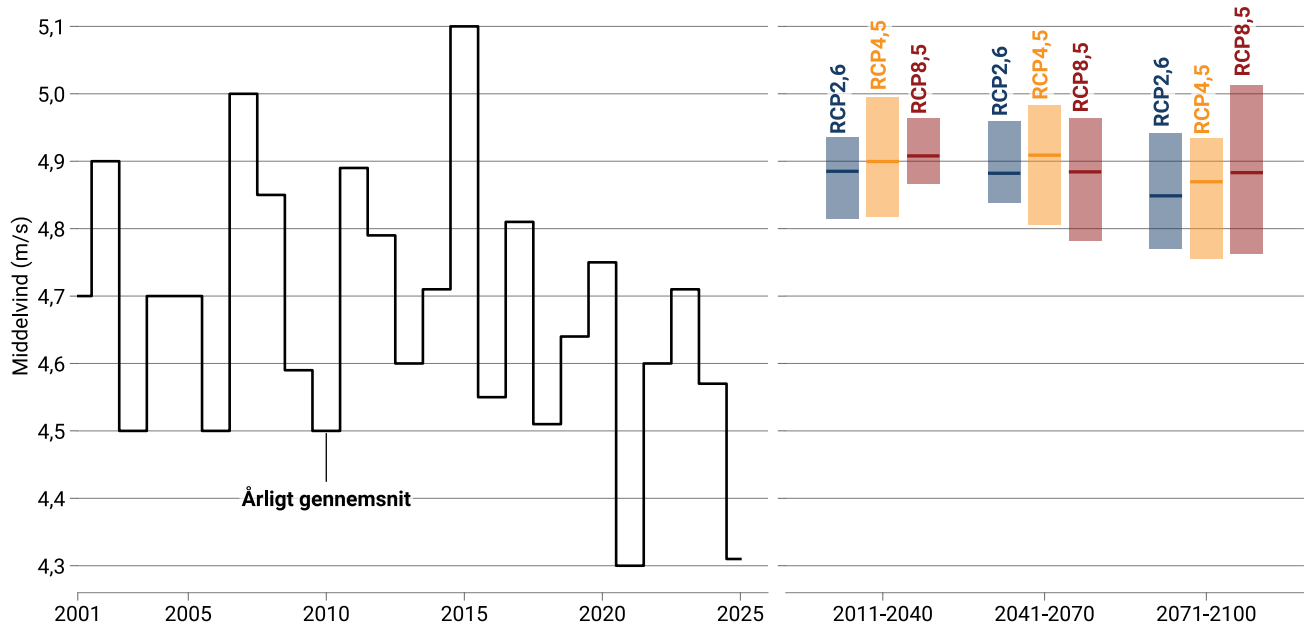
Hverken den gennemsnitlige vindhastighed eller antallet af storme har ændret sig væsentligt i den periode, hvor DMI har foretaget målinger og registreringer af vind og storme i Danmark.

6.3.1. Middelvind

Fremskrivninger af fremtidens vindforhold i Danmark er behæftet med betydelige usikkerheder. Det mest sandsynlige er, at forholdene ikke vil ændre sig væsentligt frem mod slutningen af dette århundrede sammenlignet med i dag, som det også fremgår af figur 6O, der viser både observationer og forventninger til fremtidens middelvind i Danmark. På grund af usikkerhederne kan en mindre stigning eller reduktion i den gennemsnitlige vindstyrke dog ikke udelukkes frem mod år 2100.

Figur 6O | Ændring i årlig middelvind historisk og i fremtiden

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Årligt gennemsnit af observerede middelvindhastigheder i Danmark til venstre og ændring i middelvindhastighed i forhold til 1981-2010 for det lave (blå), mellemhøje (gul) og meget høje (rød) udledningsscenarie. Kilde: DMI[249,250].

6.3.2. Storme

Det samme billede tegner sig for storme, hvor der ikke er signifikante ændringer i hverken hyppigheden eller styrken af storme i Danmark siden 1890, hvor DMI har registreret og kategoriseret storme efter såkaldte 'stormklasser' (fra kategori 1 til 4, se tabel 6B) afhængigt af deres styrke.

Tabel 6B | Kategorier for storm og kraftig vind

KATEGORI	KLASSE 1	KLASSE 2	KLASSE 3	KLASSE 4
	'Stormende kuling'	'Storm'	'Storm'	'Stærk storm' til 'Orkan'
Middelvindhastighed [m/s]	20,8 – 24,4	24,5 – 26,4	26,5 – 28,4	28,5 og derover

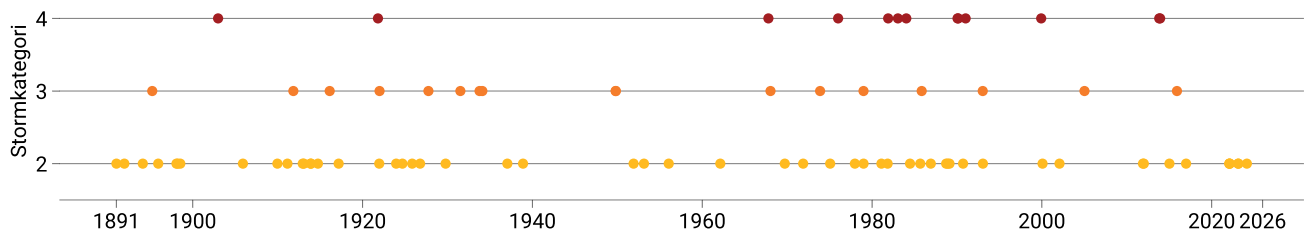
Beskrivelse: Kategorisering af storme og kraftig vind i Danmark. Kilde: DMI[251].

Af figur 6P fremgår, at hverken styrke eller hyppighed af storme i alle fire kategorier har ændret sig signifikant siden 1890. For de kraftigste storme (kategori 4) er der dog flere hændelser i den sidste halvdel af den samlede periode 1890-2025 end i første halvdel, men der er for få hændelser til at vise en statistisk signifikant tendens. For stormklasserne 1 til 3 er hændelserne jævnt fordelt over hele perioden.

Ifølge FN's klimapanels sjette hovedrapport[252] er der heller ikke en entydig tendens til en stigning i antallet af storme på globalt plan, men til gengæld er der en tydelig tendens til øget andel af meget intense storme og i øvrigt øgede nedbørsmængder i forbindelse med stormene generelt. For det nordlige Atlanterhav er der endnu ikke et entydigt, robust signal for flere storme samlet set, men flere studier peger på, at de mest intense vinterstorme kan blive kraftigere, og at dynamikken i stormbanerne kan ændre sig i takt med opvarmningen[253,254].

Figur 6P | Antal hændelser af kraftig vind og storme

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Antallet af hændelser af kraftig vind og storme i Danmark siden 1890. Prikkerne indikerer hændelser af stormkategori 4 (rød), 3 (orange), 2 (gul). Kilde: DMI[255].

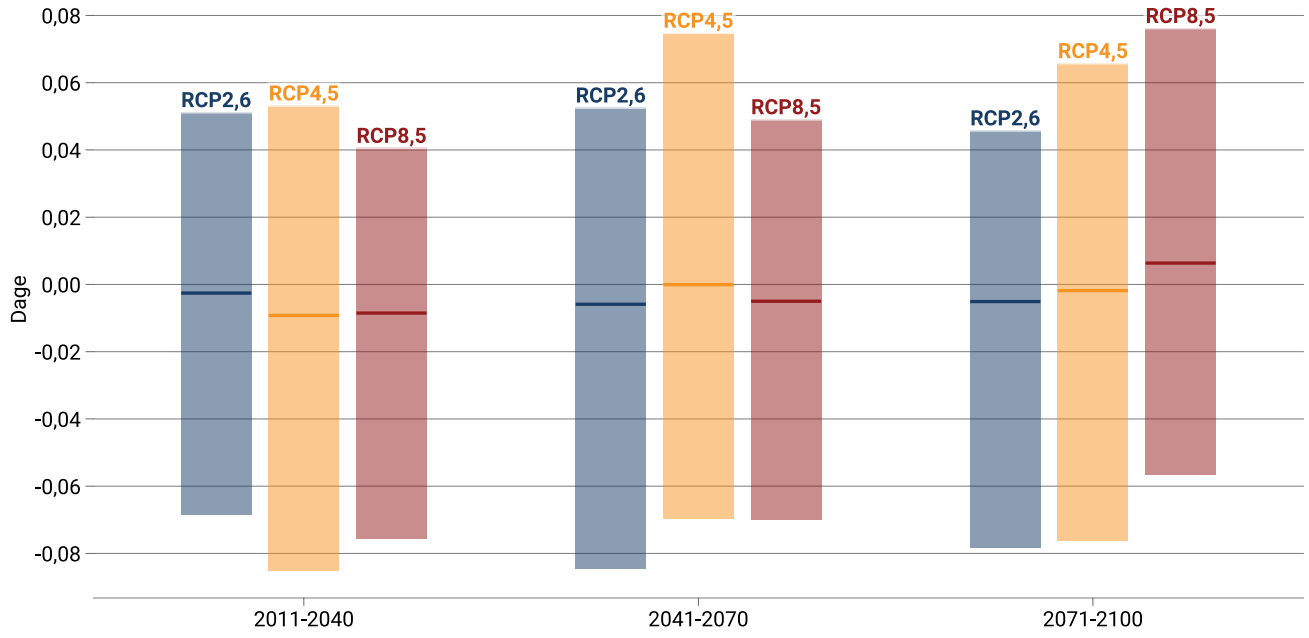
6.3.3. Fremtidens storme

Beregninger af fremtidens storme er ligesom for middelvind forbundet med relativt store usikkerheder. Et nyt studie[256] viser, at fremtidige storme både bliver kraftigere og rammer større arealer i længere tid. Studiet tager udgangspunkt i december-orkanen i 1999, som er blandt de kraftigste registrerede storme i Danmark. Ved at anvende en regional klimamodel med meget høj detaljeringsgrad analyseres, hvordan samme storm ville have udviklet sig under varmere klimaforhold. Resultaterne viser systematiske ændringer i flere centrale vindparametre for den specifikke storm, herunder øget vindhastighed og kraftigere vindstød, større geografisk udbredelse af ekstreme vindforhold og længere varighed.

Den tendens afspejles ikke i fremskrivninger af ekstremvind i DMI's Klimaatlas, da opløsningen af det bagvedliggende model-ensemble ikke er tilstrækkelig høj. Der forventes ikke nogen signifikante ændringer i hyppigheden af ekstremvind i Danmark (se figur 6Q).

Figur 6Q | Ændring i fremtidens antal af dage med ekstremvind

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Ændring i ekstremvind i Danmark i forhold til 1981-2010 for det lave (blå), mellemhøje (gul) og meget høje (rød) udledningsscenarie. Kilde: DMI[257].

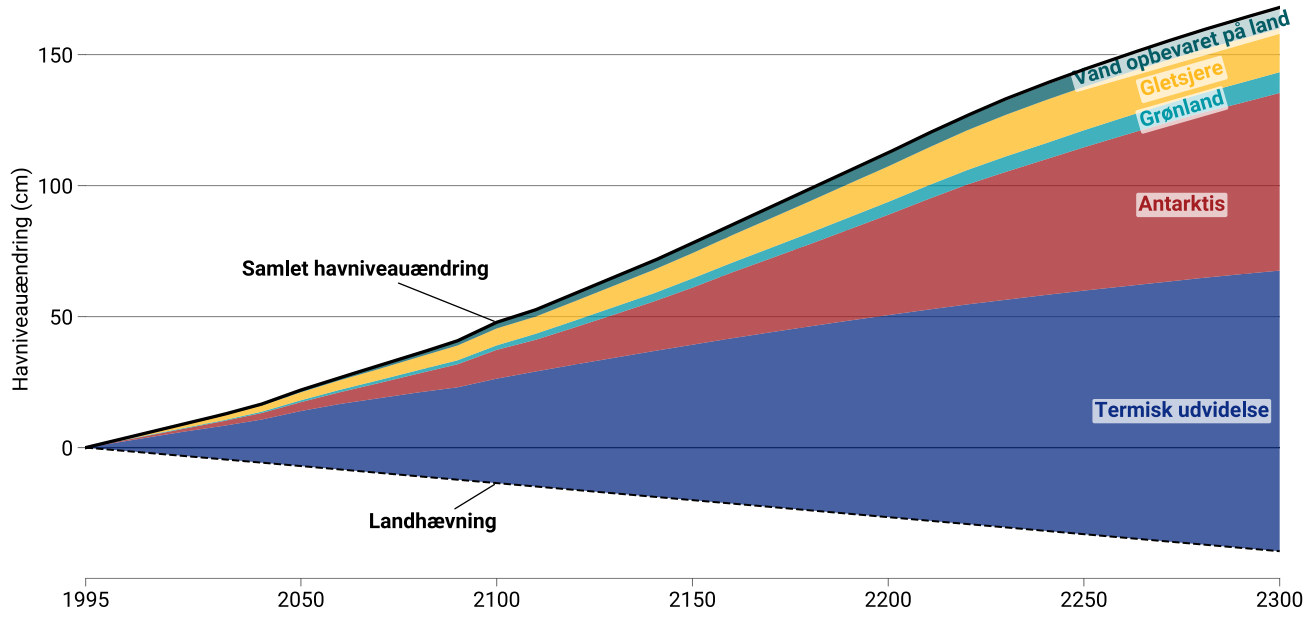
6.4. Havniveaustigninger i Danmark

6.4.1. Middelvandstand

Stigning i havniveauet er en uundgåelig del af vores fremtid. Den globale opvarmning medfører en øget afsmeltning af gletsjere og iskapperne i Grønland og Antarktis, hvilket bidrager med smeltevand til verdenshavene. Samtidigt udvider havet sig på grund af opvarmningen, hvilket får det globale havniveau til at stige yderligere (læs mere om globale havniveaustigninger i afsnit 1.3). De enkelte bidrag til havniveaustigningerne i og omkring Danmark ses på figur 6R. Det fremgår af figuren, at varmeudvidelsen udgør det største bidrag til havniveaustigninger i Danmark efterfulgt af bidraget fra smeltevand fra Antarktis.

Figur 6R | Bidrag til havniveaustigning i København historisk og i fremtiden

Data: IPCC, DMI, PSMSL - Grafik: DMI



Beskrivelse: Bidrag til ændringer i middelvandstand i København for det mellemhøje udledningsscenarie SSP245. Landhævning er vist med stiplet linje, som isoleret set giver et fald i havniveau. Termisk udvidelse, afstrømning fra Antarktis, Grønland og øvrige gletsjere samt bidrag fra vand på land er vist med farver, og den samlede havniveaustigning er angivet med sort linje øverst. Kilde: DMI på baggrund af FN's klimapanel[258] og PSMSL[259].

Ligesom for kloden som helhed forventes havet langs Danmarks kyster at fortsætte med at stige i århundreder, selv hvis den globale udledning af drivhusgasser stoppes øjeblikkeligt.

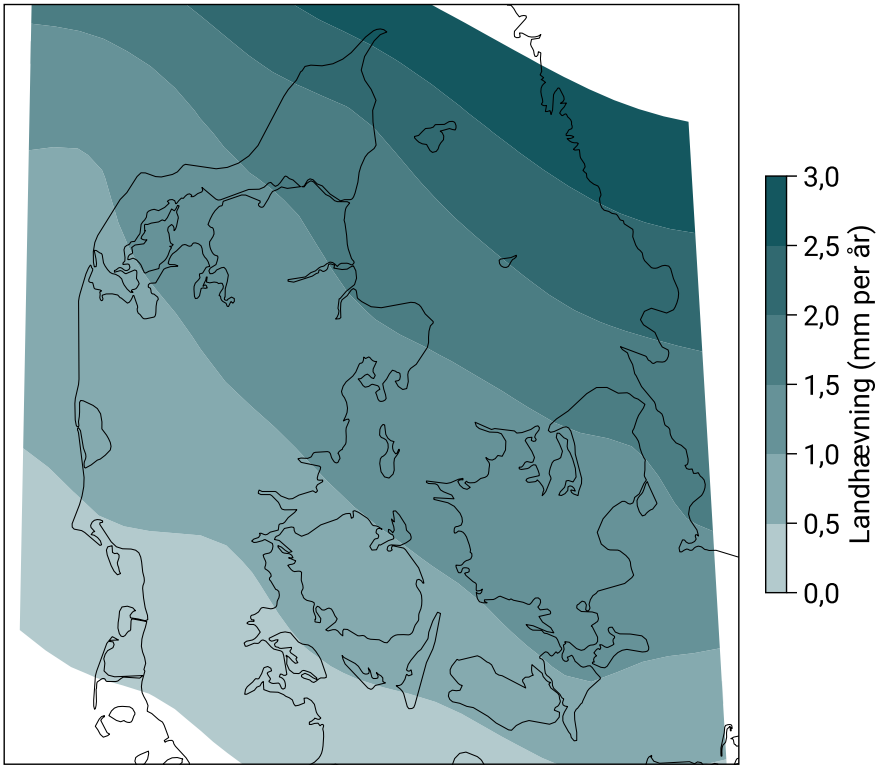
En beregnet vandstandsstigning baseret på målinger fra traditionelle vandstandsmålere indeholder både bidrag fra ændringer i havniveauet og fra bevægelser i landjorden. Ved at kombinere disse målinger med GNSS-data fra faste målestationer og præcisionsnivellementer kan man adskille de to effekter.

I Danmark forekommer generelt en landhævning, hvilket betyder, at landets absolutte højde øges en smule år for år. Landhævningen er størst i den nordlige del af landet og mindst mod sydvest (se figur 6S). Denne hævning modvirker til en vis grad effekten af stigende havniveauer. Omvendt forekommer der sætninger lokalt, der i dag endvidere måles med satellitdata[260], som kan have stor betydning, da de med op til 1 cm om året langt overstiger både den generelle landhævning og den nuværende havniveaustigning omkring Danmark[261].

Overordnet er størstedelen af Danmark påvirket af landhævning, som varierer fra over 2 mm om året i Nordøstdanmark til omkring 0,5 mm om året i Sydvestdanmark (se figur 6S). Samtidig viser DMI's målinger[262], at det gennemsnitlige havniveau omkring Danmark er steget med cirka 2 mm om året gennem det 20. århundrede, og denne stigning er accelererende, ligesom det gælder globalt. Forskellene i landhævning betyder også, at middelvandstanden stiger mere i eksempelvis Esbjerg end i Frederikshavn, da landhævningen er hurtigere i den nordlige del af landet (se figur 6T). Landhævningen forventes at fortsætte mange hundrede år frem i tiden i samme tempo, som den observeres nu.

Figur 6S | Landhævning i Danmark

Data: DTU Space - Grafik: DMI



Beskrivelse: Landbevægelser i Danmark i mm per år. Kilde DMI på baggrund af DTU, The DKup24 uplift model for Denmark[263].

Den globale middelvandstand forventes at være steget med 30-60 cm i slutningen af århundredet afhængigt af udledningsscenarie (se figur 6T). Verdens nuværende klimapolitikker forventes at medføre cirka 3 °C global opvarmning i år 2100, og den forventede stigning i dette scenarie vil være 40-50 cm i Danmark i forhold til niveauet i dag [xviii]. Dette tal er behæftet med usikkerheder, og derfor kan der ikke udelukkes en havniveaustigning på op til 90 cm i år 2100 [xix]. Hvis verden øger de globale udledninger markant, forventes en havniveaustigning på 70 cm i år 2100 i Danmark. Fremskrivningerne er dog usikre på grund af manglende viden om iskappernes afsmeltning, hvorfor stigningen kan være op til 1,4 m[xx]. Mere end 1,5 m havniveaustigning er meget usandsynligt, selv i ekstreme scenarier for afsmeltningen af iskapper og gletsjere samt meget høje

xviii Medianestimat af havniveaustigning på tværs af Danmark i år 2100 relativt til 2025 under udledningsscenarier SSP2-4,5 og SSP3-7,0, med low-confidence processer inkluderet hvor tilgængeligt. Klimaatlas v2024b.

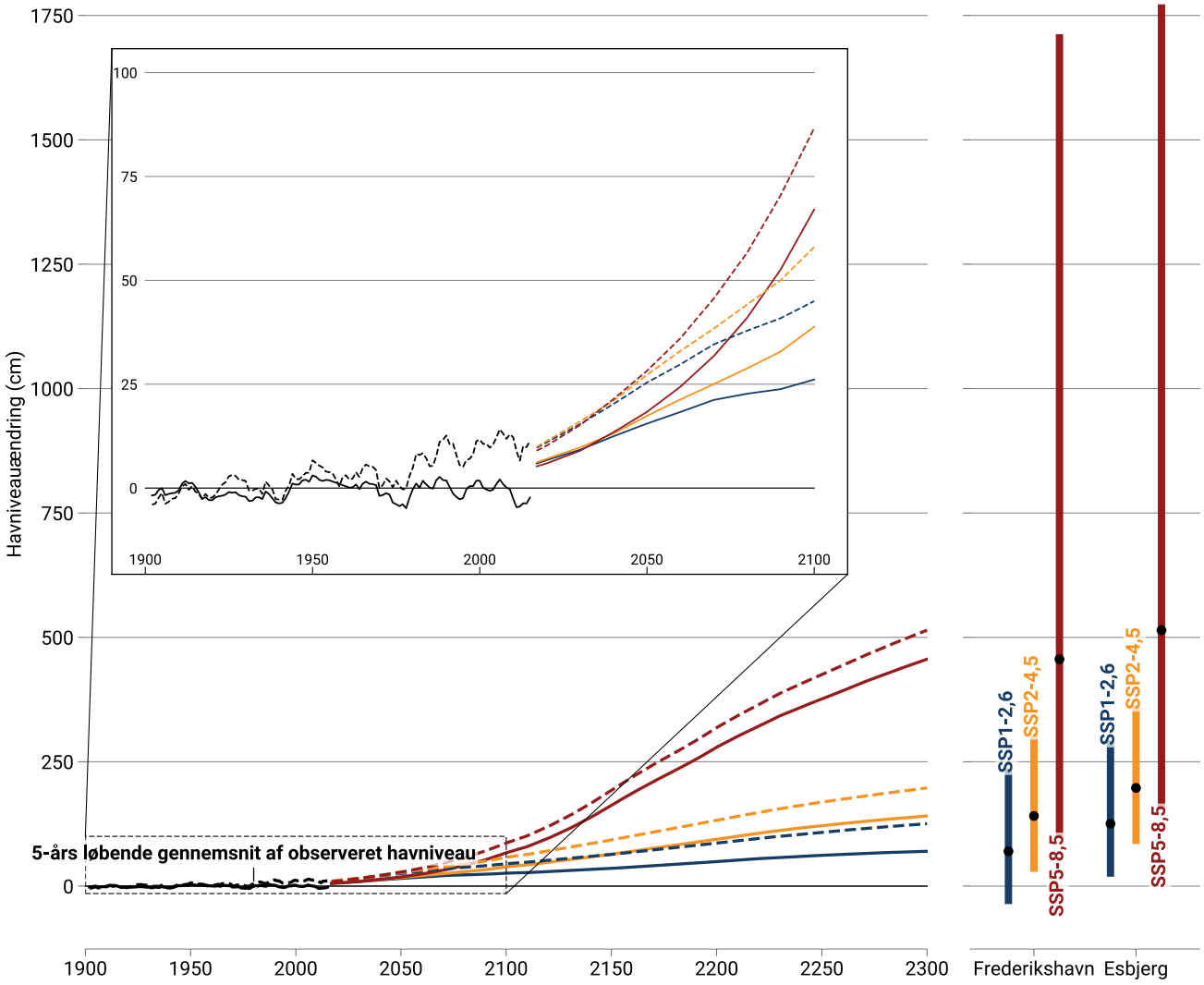
xix 90. percentil af havniveaustigning på tværs af Danmark i år 2100 relativt til 2025 under udledningsscenarier SSP3-7,0 med kun medium-confidence processer (da der ikke findes fremskrivninger med low-confidence processer inkluderet). Det tilsvarende tal for SSP2-4,5 med low-confidence processer er 75 cm. Klimaatlas, v2024b.

xx Henholdsvis 50. og 90. percentiler af havniveaustigning på tværs af Danmark i år 2100 relativt til 2025 for udledningsscenariet SSP5-8,5, med low-confidence processer inkluderet. Klimaatlas v2024b.

drivhusgasudledninger, mens mere end 2 m er ekstremt usandsynligt[xxi]. Givet usikkerheder om iskapperne kan stigninger i denne størrelsesorden dog ikke udelukkes, som det fremgår af de seneste rapporter fra FN's Klimapanel fra år 2021 og 2023.

Figur 6T | Observeret og fremtidig havniveaustigning i Danmark

Data: IPCC, DMI, PSMSL - Grafik: DMI



Beskrivelse: Havniveaustigning for to stationer i Danmark, observationer (sort) og fremskrivninger for SSP1-2.6 (blå), SSP2-4.5 (orange) og SSP5-8.5 (rød). Tynde linjer viser 90-percentil fremskrivninger for SSP5-8.5. Alle fremskrivninger er med lav sikkerhed (inkluderer høj-impact processer), ligesom i Klimaatlas. Fuld linje er for Frederikshavn og stiplet linje for Esbjerg. DMI på baggrund af FN's klimapanel[264] og PSMSL[265].

xxi DMI's vurdering, baseret på IPCC calibrated language for usikkerhed og data fra Klimaatlas for SSP5-8,5 med low-confidence processer inkluderet. Klimaatlas, v2024b.

6.4.2. Stormfloder

Ændringer i middelvandstanden er isoleret ikke et problem for det danske samfund, da denne stigning generelt er mindre end de kortvarige vandstandsstigninger i forbindelse med forhøjet vandstand og stormflod. Det kan dog have en afgørende betydning, når en stormflod rammer.

Tabel 6C | Store stormfloder i Danmark

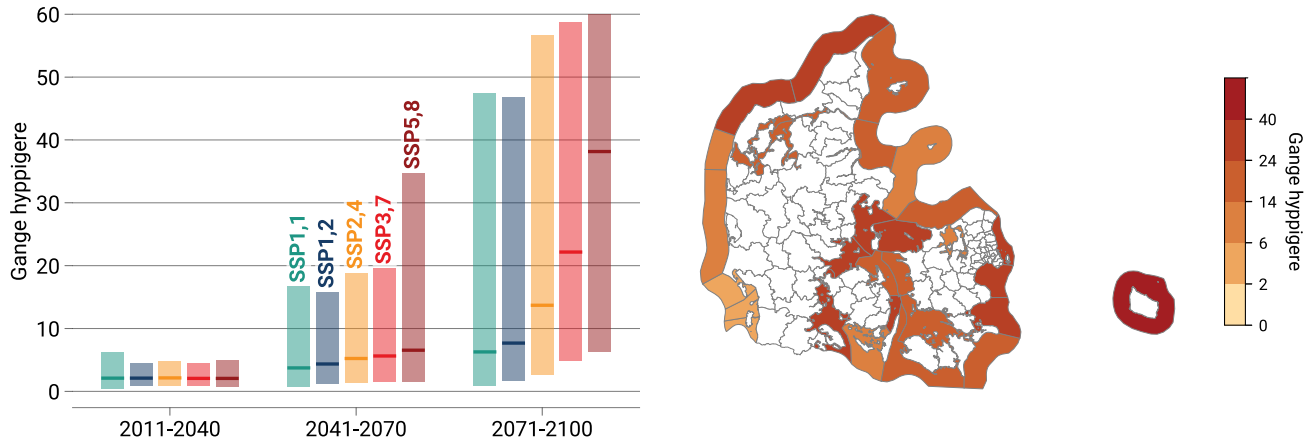
1872	12.-13. november	Stormflod fra Østersøen, som især ramte Lolland, Falster og øerne i det Sydfynske Øhav. Flere steder steg vandet op mod 3,5 m. De lollandske og falsterske diger blev opført på denne baggrund.
1900	26. januar	Vestenstormen i 1900. Vandet steg til 402 cm ved Esbjerg Havn.
1909	3. december	To stormfloder ved Ribe, hvor vandet begge gange stod 4 meter over normalen. Det blev efter den første stormflod besluttet at opføre det 15 kilometer lange Ribe-dige med Kammerslusen.
1911	6. december	
1913	30. december	Østenstormen i 1913 ramte bl.a. Gudhjem med ca. 50 cm.
1976	3. - 4. januar	Ekstremt høje vandstande i Vadehavet. Ved Højer 4,8 m over normalen. Brud på Juvre Dige og store skader på Rejsby Dige. Ca. 20.000 personer måtte evakueres fra Tønder-området.
1981	24. - 25. november	Stormflod på Vestkysten. Vandstand på 4,2 m i Esbjerg Havn. Store skader.
1999	3. - 4. december	Orkanen i 1999 gav stormflod på Vadehavskysten. Ved Ribe steg vandet fx ca. 5 m.
2013	5. - 6. december	Stormfloden Bodil ramte Sjælland og Lolland Falster, Fyn, Langeland og Tåsinge. Jylland fra Lillebæltsbroen til Frederikshavn, Vadehavet, Limfjorden og øerne i Kattegat.
2023	20. - 21. oktober	Stormflod syd for bælterne. Flere steder blev der målt de højeste vandstande nogensinde registreret.

Beskrivelse: Udvalgte store stormfloder i Danmark siden 1872. Kilde: DMI.

Med klimaforandringer øges både hyppigheden og intensiteten af stormfloder. Når middelvandstanden hæves, så vil en stormflod kunne få langt mere alvorlige konsekvenser, da vandet presses højt op over terrænet. Selv ændringer i havniveauet på 40-50 cm medfører markante ændringer i hyppigheden af stormfloder i Danmark (se figur 6U). I slutningen af århundredet kan en stormflod, der i dag forekommer én gang på 20 år, ske gennemsnitligt hvert andet år. Stormfloder, som i dag forekommer én gang på 100 år, kan ske gennemsnitligt hvert tredje år[266]. Kyststrækninger rammes forskelligt af den stigende vandstand (se højre panel på figur 6U). For områder, der allerede rammes af høje stormfloder (fx kyststrækningen ved Vadehavet), vil en vandstandsstigning på 40-50 cm have relativt mindre betydning end for områder, der i dag oplever lavere stormflodshøjder (fx kyststrækninger nær København). Derfor er der geografisk stor forskel på, hvor hyppigt en 20-årshændelse vil forekomme med 40-50 cm havniveaustigning.

Figur 6U | Ændring i hyppighed af 20-års stormflodshændelser i fremtiden

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Venstre panel: Ændring i hyppighed af 20-års stormflodshændelser i Danmark i forhold til 1981-2010 for alle SSP-udledningsscenarier. Højre panel: Regionale forskelle i 20-års stormflodshændelser i et mellemhøjt udledningsscenarie i slutningen af århundredet. Kilde: DMI[267].

Boks 6iii

Klimatilpasning mod havniveaustigninger og stormfloder

Stormfloder kan medføre skade på mennesker, boliger, infrastruktur mv., og de gennemsnitlige årlige skadesomkostninger i Danmark forventes at stige til flere milliarder kroner årligt[268,269]. Ud over at nedbringe de globale drivhusgasudledninger, og på den måde reducere den fremtidige havniveaustigning, er der et stort potentiale for at mindske de økonomiske konsekvenser ved systematisk og fleksibel klimatilpasning indrettet efter lokale forhold.

Variationer i opgørelser af nutidige og fremtidige økonomiske skader som følge af oversvømmelser afhænger først og fremmest af antagelser om udviklingen i havniveaustigninger[270]. Derfor bliver et afgørende element i stormflodssikring og i planlægning af klimatilpasning generelt at tage højde for de forskellige mulige fremtidige udviklinger. Konkret kan det gøres ved at benytte de viste udledningsscenarier og usikkerheder i DMI's Klimaatlas.

Ændring i stormflodshøjde afhænger hovedsageligt af, hvor store mængder drivhusgasser der udledes fremover (se boks 1i om udledningsscenarier). Når der skal planlægges klimatilpasning eller bygges ny infrastruktur, er der derfor ikke blot ét scenarie, man skal orientere sig mod. I hvert enkelt tilfælde må det vurderes, hvilket af de mulige scenarier der skal lægges til grund for planlægningen.

Når det kommer til infrastruktur med meget lang levetid eller høje robusthedskrav, kan det være en fordel at tilpasse konstruktionerne til udledningsscenarier med højere mængder af udledninger end de for nu mest sandsynlige, for at tage højde for de forskellige kilder til usikkerhed omkring fremtidens klima. I andre tilfælde kan det være tilstrækkeligt at anvende udledningsscenarier med lavere udledning og eventuelt designe byggerierne, så de let kan forstærkes senere. Det kan fx være et dige, der konstrueres, så det på sigt kan forhøjes.

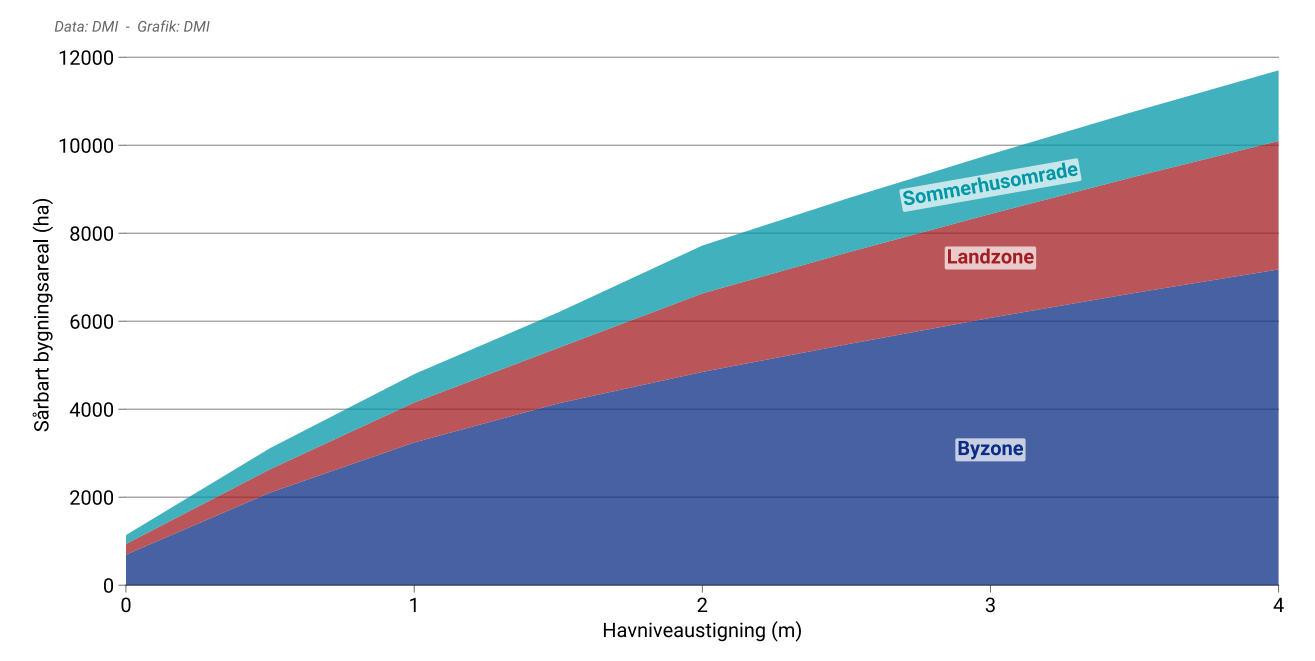
Forskellige typer af oversvømmelser samt koblingen mellem oversvømmelser og andre typer af situationer, hvor flere enkeltstående årsager til oversvømmelse interagerer, er beskrevet i kapitel 7.

Boks 6iv

Stigende risici for oversvømmelse af bygninger fra stormflod

Havniveaustigninger og den øgede hyppighed og intensitet af stormfloder medfører en voksende risiko for oversvømmelsesskader på bygninger og infrastruktur. Figur 6V viser udviklingen i det oversvømmelsestruede bygningsareal i Danmark ved en 100-års stormflodshændelse i takt med et stigende havniveau.

Figur 6V | Oversvømmelsestruet bygningsareal ved 100-års stormflodshændelse i fremtiden



Beskrivelse: Ændring i oversvømmelsestruet bygningsareal (ha) ved en 100-års stormflodshændelse med stigende havniveau (meter) angivet for byzone (mørkeblå), landzone (rød) og sommerhusområde (lyseblå). Kilde: DMI[271].

Både byzoner, landzoner og sommerhusområder påvirkes betydeligt, idet stadig større bygningsarealer er oversvømmelsestruede, når havvandstanden stiger. Samlet set stiger det oversvømmelsestruede areal næsten lineært med havniveauet. Der ses dog en tendens til, at de første 1-1,5 meters havniveaustigning medfører en større forøgelse af det oversvømmelsestruede bygningsareal end de efterfølgende havniveaustigninger. Således øges det oversvømmelsestruede bygningsareal med 37 ha per cm havniveaustigning i intervallet 0–1 meter, mens stigningen i intervallet 1-4 meter blot er 23 ha per cm havniveaustigning. Det skal bemærkes, at den tilnærmelsesvist lineære sammenhæng alene gælder på landsplan. Regionalt kan udviklingen afvige betydeligt som følge af forskelle i topografi, bebyggelsesstruktur og eksisterende kystbeskyttelse, hvilket kan medføre store variationer i den lokale sårbarhed over for oversvømmelser.

6.5. Havtemperaturer

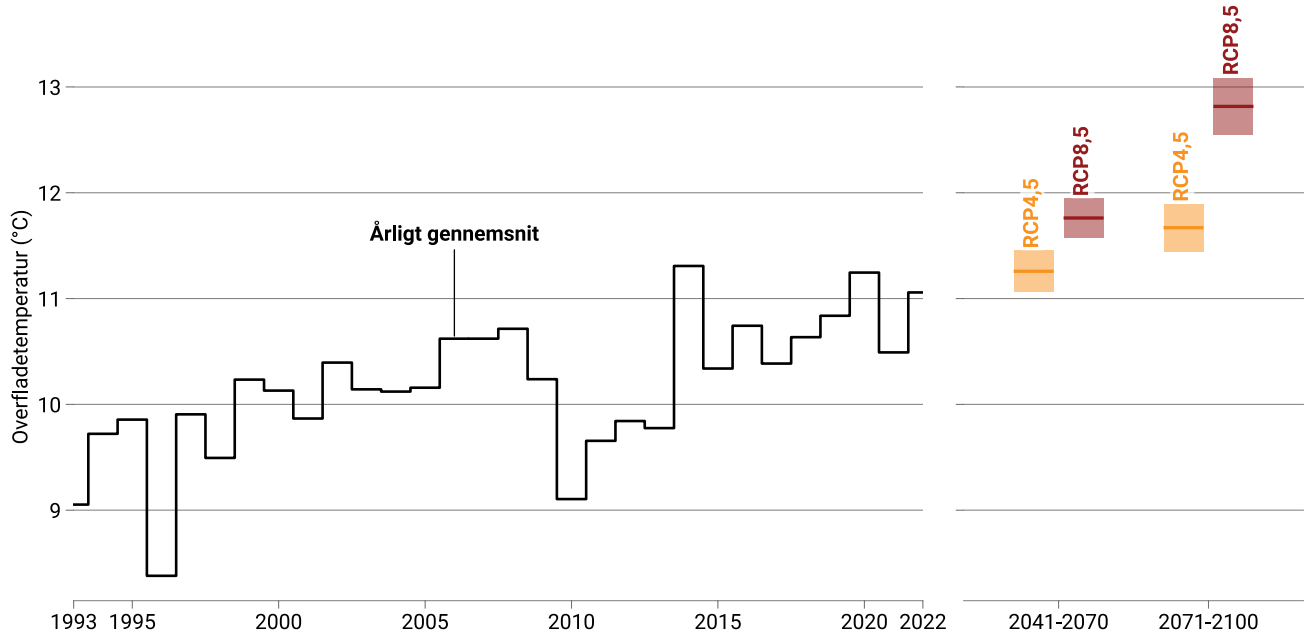
I takt med den globale opvarmning og den regionale opvarmning i Danmark stiger temperaturen også i de danske farvande. En del af den ekstra varme i atmosfæren optages ved havets overflade og varmer langsomt havet op.

6.5.1. Gennemsnitlig havtemperatur

Den årlige gennemsnitlige havoverfladetemperatur i danske farvande er steget i perioden 1993 til 2022, som er den periode, DMI's reanalyse-datasæt dækker. Udover en generelt stigende tendens ses en årlig variation på 1-2 °C, se figur 6W, hvor det også fremgår, at den stigende tendens fortsætter frem mod slutningen af århundredet.

Figur 6W | Havoverfladetemperatur

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Observationer og fremskrivelse af gennemsnitstemperaturen ved overfladen i de danske farvande. Ændring i gennemsnitlige havtemperaturer på tværs af dansk farvand i fremtiden baseret på fremskrivninger fra Klimaatlas. Data vises for det mellemhøje (RCP4,5) og meget høje udledningsscenarie (RCP8,5), som svarer til henholdsvis 2,4 °C og 3,5 °C global opvarmning. Usikkerhedsbånd i fremskrivninger svarer til de varmeste og koldeste modeller i ensemblet. Kilde: DMI[272].

Der kan forventes en stigning i havoverfladetemperatur på 1,6 °C på tværs af danske farvande i slutningen af århundredet i forhold til referenceperioden (1981-2010) i et mellemhøjt udledningsscenarie (se figur 6W). I det meget høje udledningsscenarie forventes en stigning på 2,9 °C. Temperaturstigningen i havet er dermed mindre end det, som forventes på land, hvor de tilsvarende tal for Danmark er henholdsvis 1,9 °C og 3,4 °C. Stigningen bliver størst i Østersøen og mindst i Nordsøen.

Observationer af havoverfladetemperaturen viser dog en markant opvarmning på omkring 0,4 °C per årti siden 1982[273]. Denne udvikling kan ikke sammenlignes direkte med modelfremskrivelser, da de 1,6 °C er beregnet i forhold til gennemsnitstemperaturen i referenceperioden 1981-2010, hvor

en betydelig del af den observerede opvarmning allerede har fundet sted. Forskningen undersøger derfor, om eventuelle forskelle skyldes en generel undervurdering af havoverfladens temperaturfølsomhed i klimamodellerne for de danske farvande, en forskel i referencegrundlaget eller at opvarmningen i havoverfladen indtræffer tidligere, end modellerne viser.

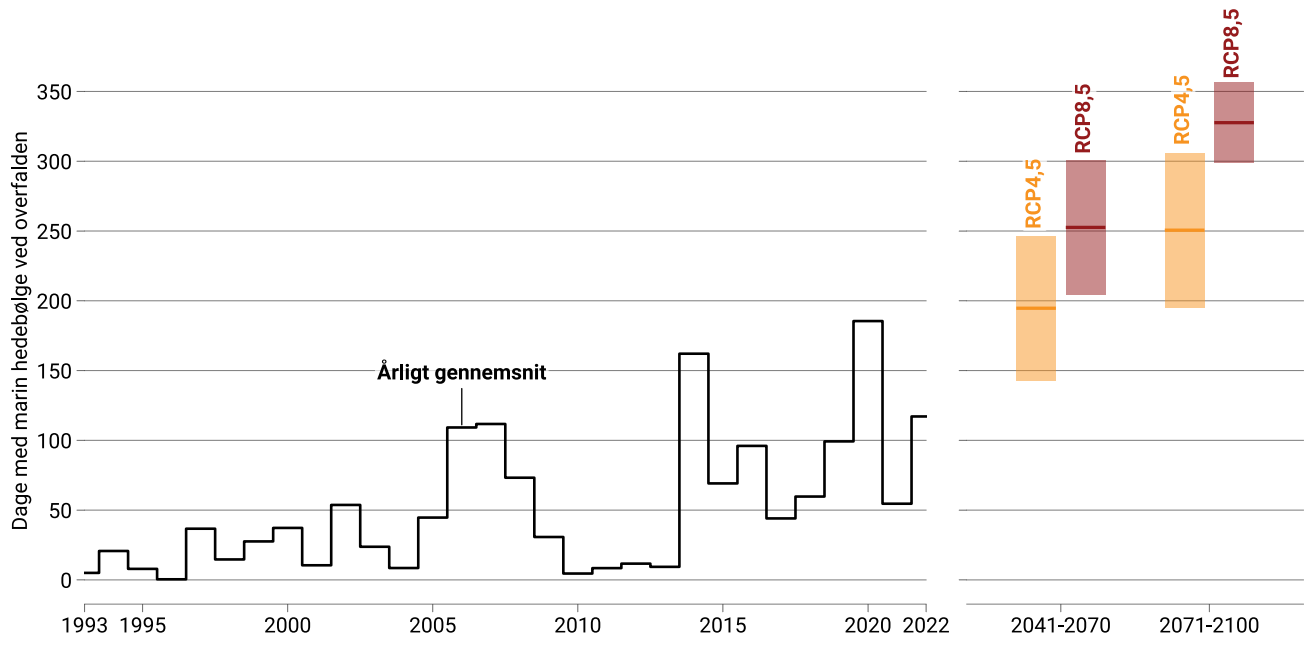
6.5.2. Marine hede- og kuldebølger

De varmere havoverfladetemperaturer fører til en markant stigning i hyppigheden af marine hedebølger (se figur 6X). Under referenceperioden (1981-2010) oplever ethvert område i dansk farvand cirka 20 dage om året med marine hedebølger, men det forventes at stige til 140 dage om året under det mellemhøje udledningsscenarie og 180 om året i det meget høje scenarie ved slutningen af århundredet (2071-2100). I det meget høje scenarie vil farvandet omkring Danmark altså være ramt af marine hedebølger cirka 50 % af tiden.

Disse ændringer afspejler de markante forventede ændringer i havoverfladetemperaturer, hvor havklimaet bevæger sig uden for dets nuværende naturlige variabilitet og over i et helt nyt klima. Hvor hurtigt antallet stiger, afhænger af opvarmningen i atmosfæren og i sidste ende af, hvilket udledningsscenarie der realiseres.

Figur 6X | Antal dage med marine hedebølger

Data: DMI - Grafik: DMI

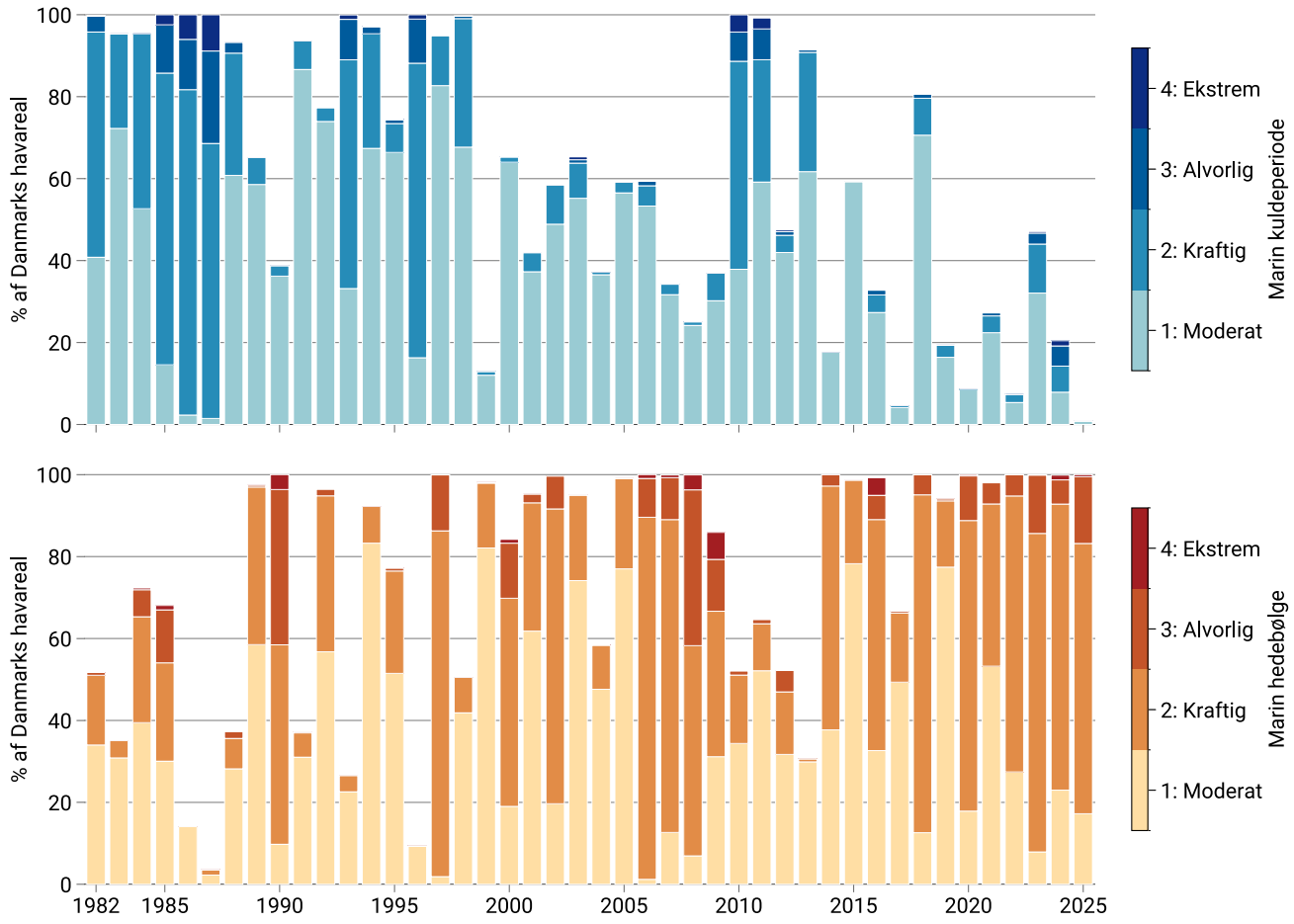


Beskrivelse: Observerede og forventede antal dage med marine hedebølger. Ændring i fremtiden er baseret på fremskrivninger fra Klimaatlas. Data vises for det mellemhøje (RCP4,5) og meget høje udledningsscenarie (RCP8,5), som svarer til henholdsvis 2,4 °C og 3,5 °C global opvarmning. Kilde: DMI[274].

Antallet og intensiteten af marine hedebølger i danske farvande er steget i perioden 1982-2025, mens hyppigheden af marine kuldebølger i samme periode er faldet betydeligt (se figur 6Y). Alle dele af de danske farvande har oplevet en marin hedebølge de seneste 4 år, og de fleste områder har oplevet en kraftig hedebølge (kategori 2).

Figur 6Y | Andel af havareal udsat for marine kulde- og hedebølger

Data: DMI - Grafik: DMI

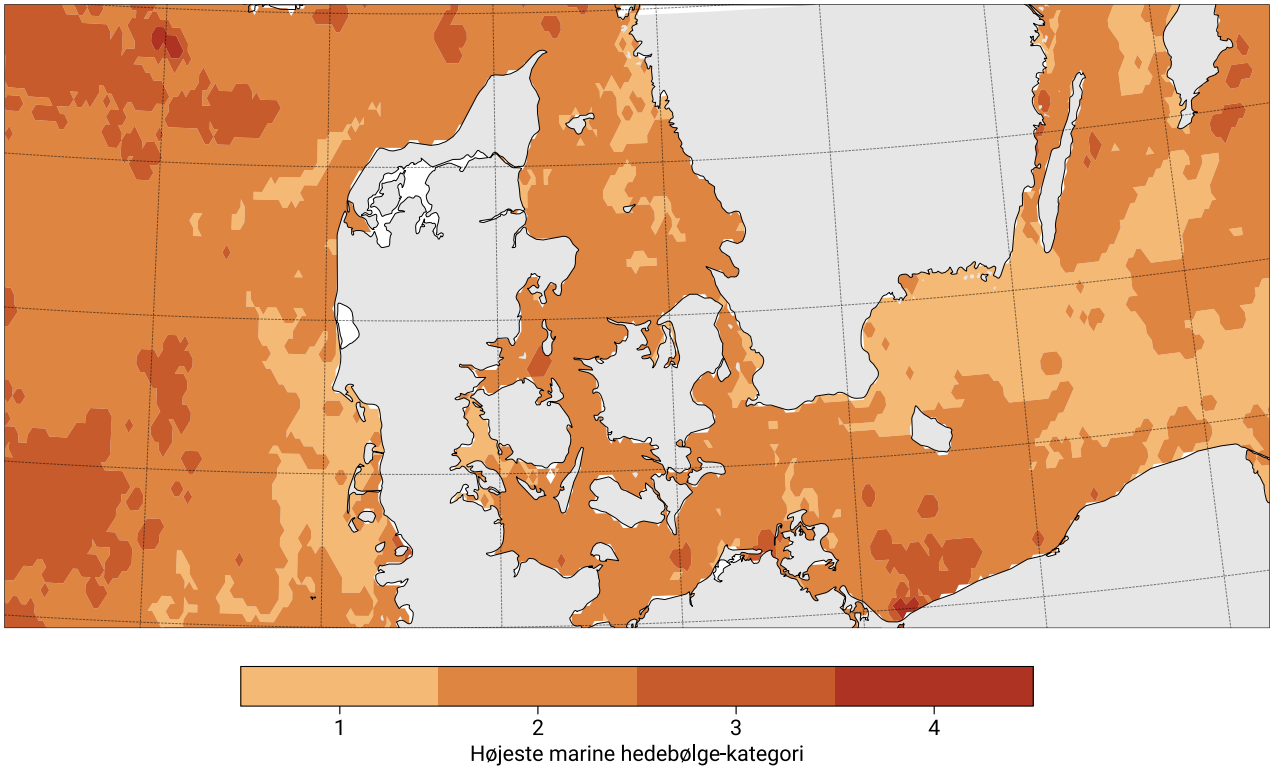


Beskrivelse: Andel af havarealet i de danske farvande, som i løbet af året har været udsat for marine hedebølger fra 1982–2025. Søjlerne viser den procentuelle andel af havarealet, der har oplevet mindst én marin hedebølge i et givent kalenderår, opdelt på kategorierne I-IV. Kilde: DMI på baggrund af C3S[275].

I 2025 forekom de mest ekstreme marine hedebølger (kategori 3 og 4) i Nordsøen samt en smule i Skagerrak og de indre danske farvande, som ellers overvejende har været præget af moderate til kraftige marine hedebølger (kategori 1 og 2) (se figur 6Z). Alle områder i havet omkring Danmark oplevede mindst én marin hedebølge i løbet af 2025 i kategorien fra moderat (1) til ekstrem (4).

Figur 6Z | Udbredelse af marine hedebølger i 2025

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Geografisk udbredelse af marine hedebølger i 2025 omkring Danmark. Kortet viser forekomsten af marine hedebølger og deres maksimale kategori i løbet af 2025 (hvid svarer til ingen marin hedebølge). Kilde: DMI på baggrund af C3S[276].

Boks 6V

Vejret i Danmark 2025: Varmt, tørt og med mange skybrud

Året blev det fjerdevarmeste siden 1874
Danmarks gennemsnitstemperatur for 2025 blev 9,7 °C, hvilket er 1,0 °C over klimanormalen for 1991-2020. Med 9,7 °C blev der registreret det højeste gennemsnit af daglige maksimumstemperaturer for marts siden 1874. Året fik 52,5 frostdøgn, der er cirka 15 døgn mindre end klimanormalen for 1991-2020 på 67,7 døgn. Der var 9,3 sommerdøgn (noget under klimanormalen for 1991-2020 på 12,0 døgn). Der var 1,8 isdøgn. Der var ikke landsdækkende hvid jul i 2025.

Året blev ret tørt, men med mange skybrud
I gennemsnit ud over landet faldt der 692,2 millimeter nedbør i 2025, 9 % under klimanormalen på 760,2 millimeter for 1991-2020. Der blev registreret mange skybrud i juli og august, men kun to i juni. I september var der også en del skybrud. Det blev til i alt 25 døgn med skybrud, hvilket er lidt over årsgennemsnittet på 23,4 døgn, beregnet for perioden 2011-2024.

Den danske Stormliste i 2025
Det nationale klasse 1-blæsevejr Floriane den 7. januar og det regionale klasse 1-blæsevejr Amy den 4. oktober kom på den danske Stormliste i løbet af 2025.

Sæsonerne

Vinteren 2024-2025

- Vinteren 2024-2025 blev varm og med nedbør og sol lidt under gennemsnittet.
- Mange nedbørsdøgn men få snedækkedøgn og ingen skybrud.
- Lavt antal frostdøgn og kun få isdøgn.
- Blæsevejret Floriane kom på den danske Stormliste.
- Ikke hvid jul i 2024.

Foråret 2025

- Foråret 2025 blev det femtevarmeste siden 1874 og meget tørt.
- En del nedbørsdøgn, knapt nok snedækkedøgn og ingen skybrud.
- Under normalt antal frostdøgn og ingen isdøgn eller sommerdøgn.

Sommeren 2025

- Sommeren 2025 blev meget varm og solrig og med lidt over gennemsnitlig nedbør.
- Mange nedbørsdøgn og skybrud.
- Regional hedebølge og landsdækkende varmebølger.
- Under normalt antal sommerdøgn.

Efteråret 2025

- Efteråret 2025 blev varmt med lidt over gennemsnitlig nedbør.
- Mange nedbørsdøgn, en del skybrud og under normalt antal snedækkedøgn.
- Knapt nok sommerdøgn.
- Lidt over normalt antal frostdøgn men ingen isdøgn.
- Sæsonens første frost den 24. september og sne den 19. november.
- Blæsevejret "Amy" kom på den danske Stormliste.

Kilde: DMI[277].



7

Oversvømmelser og koblede hændelser



Koblede oversvømmelseshændelser forekommer allerede jævnligt i dag, og de forventes at blive hyppigere i fremtidens varmere klima.

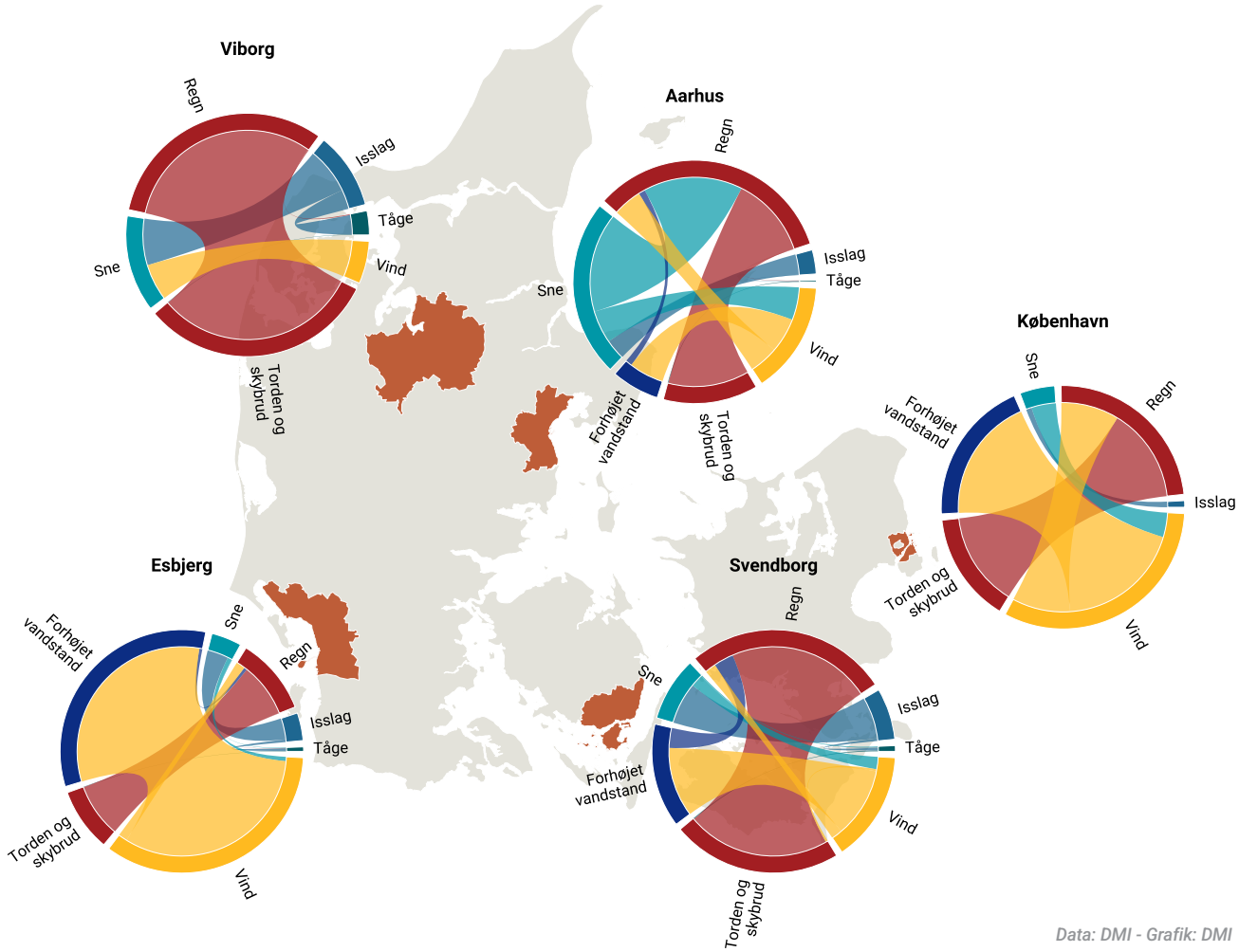


Koblede hændelser kan både forstærke oversvømmelsers omfang og reducere effekten af klimatilpasningsløsninger. Derfor er de et vigtigt fokusområde i planlægning og risikovurdering. Selvom der fortsat er betydelig usikkerhed om deres sandsynlighed og udvikling, kan mere robuste klimatilpasningsløsninger opnås ved at inddrage viden om koblede hændelser i beslutningsgrundlaget.

Oversvømmelser er en naturlig del af det danske klima, og historisk set forekommer oversvømmelseshændelser jævnligt. Ekstreme oversvømmelser kan være et resultat af enkeltstående vejrfænomener, men de opstår ofte som følge af et samspil mellem flere vejrfaktorer. Fx kan storme optræde med kraftig vind, som kan lede til forhøjet vandstand, og samtidig kraftig regn, som i sig selv kan føre til oversvømmelser. Sådanne sammenfald af vejrfaktorer er vigtige at forstå, da de har stor indflydelse på, hvor store konsekvenserne af oversvømmelserne bliver. Dette temakapitel i årets klimastatus sætter fokus på oversvømmelser og koblede hændelser.

Der er store forskelle på varslede sammenfaldende vejrhændelser på tværs af Danmarks landsdele[278] (se figur 7A). Lokale forhold har altså stor indflydelse på, hvilke koblinger der i praksis er vigtige at forstå og tage højde for.

Figur 7A | Samtidige varsler udsendt af DMI for forskellige lokationer i Danmark



Beskrivelse: Overlap mellem samtidige varsler udsendt af DMI for forskellige lokationer i Danmark i perioden 2014-2024. DMI på baggrund af Su et al. (2025)[279].

7.1. Typer af oversvømmelser

For at en oversvømmelse kan opstå, skal to grundlæggende forudsætninger være opfyldt:

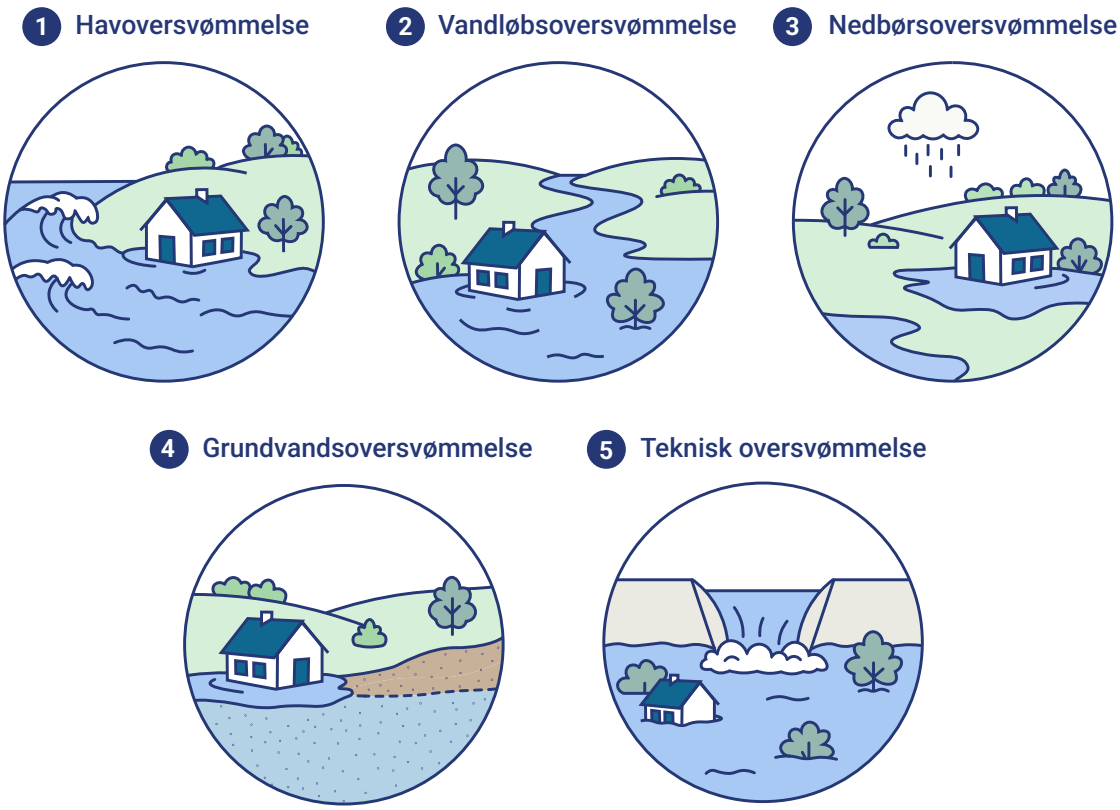
- Der tilføres vand til et område, hvor der normalt ikke står vand.
- Området skal være udformet, så vandet ikke kan passere videre til andre områder, eller kun kan passere videre langsommere, end der tilføres nyt, og vandet således ophobes midlertidigt.

På baggrund af disse forudsætninger er det muligt at indsnævre, hvilke områder der potentielt kan blive oversvømmet. Overordnet kan der skelnes mellem tre områder[280]:

- *Kystnære områder*: Lavtliggende områder, der oversvømmes fra havet, når vandstanden overstiger et kritisk niveau.
- *Områder nær vandløb og søer*: Lavtliggende områder (typisk engområder), der oversvømmes, når vandføringen i vandløb eller tilstrømningen til søer bliver for høj. Ofte er det relateret til kraftig og langvarig regn i oplandet.
- *Lokale områder*: Lokale lavninger, der oversvømmes som følge af kraftig, lokal regn eller skybrud. Her opstår oversvømmelser typisk, fordi vandet løber langsommere fra, end det tilføres, enten som følge af meget kraftig tilførsel, eller hvis infrastrukturen, der skal lede vandet væk, ikke har tilstrækkelig kapacitet eller svigter.

DMI skelner mellem fem typer af oversvømmelser baseret på, hvor vandet kommer fra[281,282] (se figur 7B). Hver oversvømmelsestype uddybes nærmere i de følgende afsnit.

Figur 7B | Forskellige typer af oversvømmelser



Grafik: DMI

Beskrivelse: Illustration af de forskellige typer af oversvømmelser. 1: Havoversvømmelse, 2: Vandløbsoversvømmelse, 3: Nedbørsoversvømmelse, 4: Grundvandsoversvømmelse og 5: Teknisk oversvømmelse. Kilde: DMI[283].

7.1.1. Havoversvømmelser

Havoversvømmelser opstår, når vind presser havvand ind over lavtliggende, kystnære områder, som normalt ikke er under vand. Effekten påvirkes samtidig af tidevand og bølger, den samme vind skaber. Den største oversvømmelse ses således ved højvande og kraftig vind med tilhørende høje bølger. Den generelle stigning i havniveau som følge af klimaforandringer er et vigtigt bidrag til fremtidens risikobillede i forbindelse med havoversvømmelser (se afsnit 7.3).

Danmarks geografiske placering ved indgangen til Østersøen betyder, at forskellige kyststrækninger vil være udsatte i forhold til havoversvømmelser under forskellige vejrmæssige forhold. Havoversvømmelser kan dog ske langs alle kyster.

7.1.2. Vandløbsoversvømmelser

Vandløb går over deres bredder og oversvømmer tilstødende lavtliggende områder, når deres kapacitet til at føre vandet videre overskrides. Dette sker typisk som følge af kraftig regn over kortere eller længere tid, afhængigt af vandløbets opland og udformning. Regnen afstrømmer til vandløbet enten direkte på overfladen eller gennem jorden, og vandmængden, som vandløbet skal lede videre, kan hermed forøges betragteligt i en periode.

Hvor udsat et område er for vandløbsoversvømmelser, afhænger i høj grad af lokale forhold, da fx arealanvendelse og jordbundstype kan have stor betydning for, hvor hurtigt regnvand når et vandløb som afstrømning. Desuden er mange vandløb i Danmark påvirkede af menneskelig aktivitet, hvilket lokalt kan introducere kunstige flaskehalse og unaturligt hurtig tilstrømning af vand.

7.1.3. Nedbørsoversvømmelser

Nedbørsoversvømmelser opstår lokalt, når kraftig regn eller skybrud fører til, at den resulterende afstrømning ikke kan ledes hurtigt nok væk og bliver fanget i lokale lavninger eller flaskehalse. Nedbørsoversvømmelser associeres ofte med byer, hvor kortvarige skybrud kan overbelaste kloaksystemernes kapacitet, samtidig med at byens befæstede overflader forhindrer naturlig nedsivning af vandet.

På landet kan langvarig, kraftig regn give lignende problemer, hvis den samlede volumen af vand bliver meget stor og fuldstændig mætter jorden. Når jorden er mættet, kan den ikke længere optage vand, og regnen vil derfor i højere grad strømme af på overfladen og samle sig i lokale lavninger, hvor der kan opstå oversvømmelser.

7.1.4. Grundvandsoversvømmelser

Terrænnært grundvand findes naturligt mange steder i Danmark og er en konsekvens af de lokale jordbundsforhold kombineret med et klima uden nogen udpræget tør sæson. Det betyder, at grundvandsspejlet mange steder ligger få meter under jordoverfladen i dele af vinterhalvåret, hvor fordampningen er lille. Det betyder også, at kraftig regn med store nedbørsmængder kan fylde jordens resterende porevolumen op med vand, så grundvandsspejlet overstiger jordens overflade og skaber oversvømmelser i lokale lavninger. Det kan typisk ses på marker i løbet af vinteren og først på foråret. I bymæssig sammenhæng kan oversvømmelser af kældre og andet under jorden ske, typisk uden at grundvandsspejlet faktisk når overfladen.

7.1.5. Tekniske oversvømmelser

En stor del af samfundets infrastruktur er opbygget med det formål at regulere vandets bevægelse. Når denne infrastruktur svigter, kan der opstå tekniske oversvømmelser, som i nogle tilfælde kan udvikle sig meget hurtigt og voldsomt. Konsekvenserne kan blive særligt alvorlige, fordi

både borgere og beredskab ofte forventer, at infrastrukturen netop skal forhindre sådanne hændelser. Et eksempel på dette er dæmnings- og digebrud, hvor store områder kan oversvømmes på kort tid.

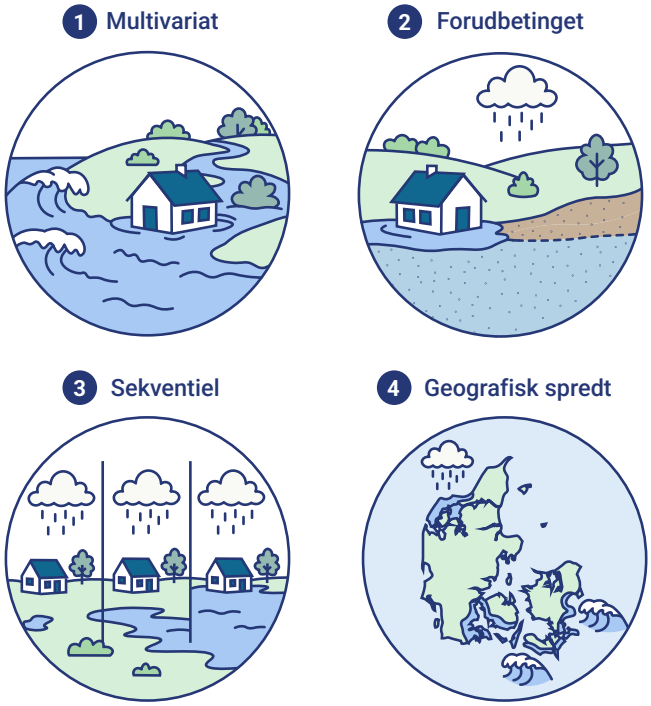
Som oftest sker tekniske oversvømmelser i mindre skala. Tilstoppede kloaknedløb, drænrør fyldt med sediment og pumpesvigt på kritiske tidspunkter er alle eksempler på tekniske grunde, der kan føre til oversvømmelser i situationer, hvor de ellers ikke burde være opstået.

7.2. Koblede oversvømmelseshændelser

Koblede hændelser (i litteraturen også nogle gange betegnet som sammenfaldende hændelser) er situationer, hvor flere årsager til oversvømmelser virker sammen og kan give større konsekvenser end hver årsag isoleret (se figur 7C). Koblingen kan være kausal og knyttet til vejrfænomenet, der skaber oversvømmelsen, fx en storm, der forårsager forhøjet vandstand langs kysten, samtidig med at der falder kraftig regn. Årsagen kan også være tilfældig uden en direkte meteorologisk-fysisk forbindelse, fx et pumpesvigt, der ikke direkte skyldes oversvømmelserne under et skybrud. I sådanne tilfælde kan det være svært at pege entydigt på, hvad der forårsagede oversvømmelsen. Da koblingen ofte er kompleks, kan sandsynligheden for sådanne hændelser være vanskelig at beregne, hvilket i særdeleshed er tilfældet ved de situationer, der relaterer sig til tekniske fejl og tilfældigheder snarere end velbeskrevne meteorologiske fænomener.

I praksis findes der et utal af mulige koblede hændelser, men overordnet kan de inddeles i fire kategorier[284,285,286,287] (se figur 7C). Hver kategori er uddybet i de næste afsnit.

Figur 7C | Illustration af forskellige typer af koblede oversvømmelseshændelser



Grafik: DMI

Beskrivelse: Illustration af de forskellige koblede oversvømmelseshændelser. 1: Multivariate koblede hændelser, 2: Forudbetingede koblede hændelser, 3: Sekventielle koblede hændelser og 4: Geografisk spredte koblede hændelser. Kilde: DMI[288].

7.2.1. Multivariate koblede hændelser

Multivariate koblede hændelser er karakteriseret ved, at flere forhold, der kan lede til oversvømmelse, sker samtidig. I disse tilfælde kan det være svært at afgøre, hvilke forhold der bidrager til oversvømmelsen. En oversvømmelse kan desuden opstå, selv om ingen af de enkelte forhold isoleret set ville være tilstrækkelige til at forårsage den. Fx kan høj vandføring i en å kombineret med høj vandstand og kraftig pålandsvind føre til oversvømmelser ved dens udløb, selv om ingen af de enkelte forhold isoleret set ville være tilstrækkelige til at forårsage oversvømmelse. Boks 7.i beskriver et eksempel på en multivariat koblet hændelse.

7.2.2. Forudbetingede koblede hændelser

Ved forudbetingede koblede hændelser er området allerede påvirket, før den udløsende hændelse indtræffer. Den udløsende hændelse kan derfor give større oversvømmelser end under normale forhold. Fx kan jorden være mættet af vand efter en usædvanlig våd vinter, hvormed selv mindre skybrud kan føre til oversvømmelser lokalt, fordi nedsivning ikke er muligt. Et andet eksempel er vedligehold af infrastruktur, fx pumper eller sluser, som kan medføre, at en hændelse ikke kan håndteres optimalt, og dermed give større oversvømmelser end forventet. Boks 7.ii beskriver et eksempel på en forudbetinget og geografisk spredt koblet hændelse.

Boks 7i

Det største septemberregnvejr nogensinde målt i Danmark

Den 27. september 2024 blev den højeste døgnnedbør, der nogensinde er registreret i Danmark i september, målt i Esbjerg, hvor der faldt 144,6 mm regn. Det medførte, at flere vandløb gik over deres bredder, samtidig med at der opstod direkte oversvømmelser som følge af regnen. Samlet førte hændelsen til omfattende og ødelæggende oversvømmelser. Hændelsen kan ikke entydigt klassificeres som enten en nedbørs- eller vandløbsoversvømmelse, hvilket giver den karakter af en multivariat koblet hændelse. Et studie[289] viser, hvordan hændelsen i nutidigt klima er 60 % mere sandsynlig end i et førindustrielt klima, og hvordan klimaforandringer vil gøre denne type hændelse 76 % mere sandsynlig i et fremtidigt klima med 3 °C opvarmning. Et såkaldt attributionsstudie som dette kan kvantificere enkelte hændelsers sandsynlighed i forskellige klimaer baseret på de faktiske meteorologiske omstændigheder under hændelsen. Det kan dog ikke anvendes til at fremskrive sandsynligheden af koblede hændelsers forekomst generelt.

Boks 7ii

Omfattende stormflod fra Østersøen

I oktober 2023 blev Danmark ramt af en voldsom stormflod fra Østersøen. Stormfloden kom efter flere dage med kraftig vestenvind, som havde presset store mængder vand ind i Østersøen og hævet vandstanden omkring 40 cm over normalen. Efterfølgende skabte et lavtryk over Storbritannien og et højtryk over Nordsverige kraftig østenvind, der pressede alt det ophobede vand tilbage mod den danske Østersøkyst. Dette skabte samtidig stormflod på hele den danske Østersøkyst (figur 7D). Vejr- og stormflodsmodelprognoser forudsagde hændelsen tidligt, og det var muligt at udsende præcise varsler flere dage før stormfloden, så beboere og myndigheder kunne forberede sig og derved mindske skaderne, trods den store geografiske udbredelse.

Figur 7D | Udbredelse af stormfloden i oktober 2023



Miljøstyrelsen & DMI - Grafik: DMI

Beskrivelse: Udbredelse af stormfloden i oktober 2023 (markerede kystlinjer) samt vandstandsprognose fra DMI 42 timer før stormflodens maksimum. Kilde: DMI på baggrund af DMI's DKSS-havmodel og Miljøstyrelsen[290].

7.2.3. Sekventielt koblede hændelser

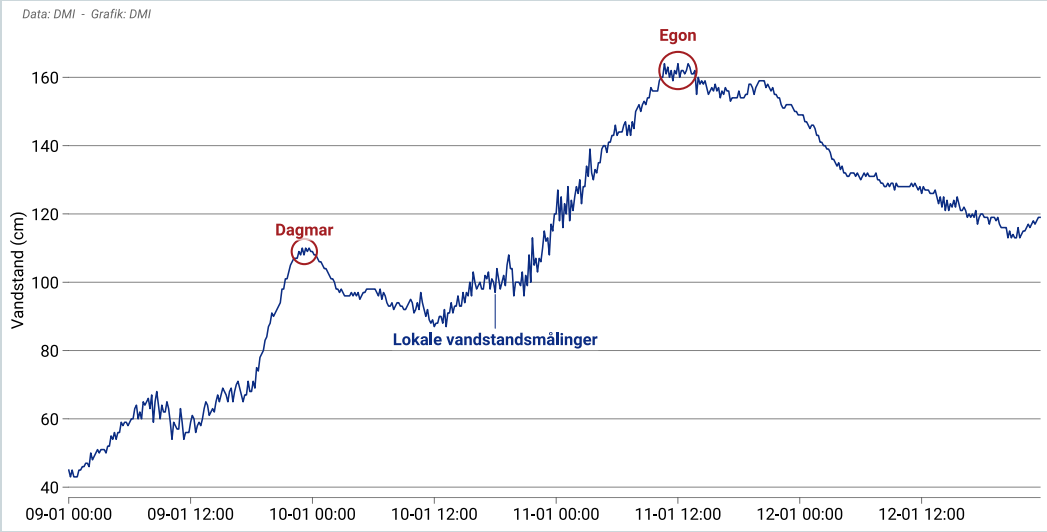
Sekventielt koblede hændelser minder om forudbetingede hændelser, men adskiller sig ved, at de enkelte hændelser, som går forud for den oversvømmelsesudløsende hændelse, kan identificeres. De forudgående vejrhændelser har gradvist ændret forholdene og øger dermed omfanget eller konsekvenserne af den efterfølgende oversvømmelse. Typisk anvendes betegnelsen sekventielt koblet hændelse også, når det er samme type hændelse, der forudbetinger og udløser oversvømmelsen. Boks 7.iii viser et eksempel på en sekventielt koblet hændelse.

Boks 7iii

Tvillingestormene Dagmar og Egon

Tvillingestormene Dagmar og Egon ramte Danmark med to dages mellemrum i januar 2015. Begge storme medførte kraftig vestenvind og pressede meget vand ind i Limfjorden, der under den anden storm, Egon, oplevede rekordhøje vandstande mange steder i den vestlige del. Figur 7E illustrerer, hvordan vandstanden som følge af stormen Dagmar d. 9. januar blev presset op til et højt niveau i Thisted Havn. Normalt ville vandstanden være faldet i de følgende døgn, men inden det skete, ramte stormen Egon 11. januar. Dette medførte rekordhøje vandstande flere steder i området. Figuren viser, at det korte tidsrum mellem de to storme har været udslagsgivende for den usædvanligt høje vandstand. Oversvømmelserne i området var omfattende i areal, men ikke i direkte økonomiske tab, da det primært var landbrugsareal og natur, der blev oversvømmet.

Figur 7E | Vandstand ved Thisted havn under Dagmar og Egon



Beskrivelse: Eksempel på en koblet hændelse i Thisted havn, hvor vandstanden (den blå kurve) først blev presset op d. 9. januar som følge af stormen Dagmar, og dernæst aldrig nåede at falde tilbage til normalt niveau, før den blev presset yderligere op d. 11. januar af den efterfølgende storm Egon.

7.2.4. Geografisk spredte koblede hændelser

Geografisk spredte koblede oversvømmelseshændelser beskriver situationer, hvor oversvømmelser eller oversvømmelsesfremmende processer forekommer på forskellige geografiske lokaliteter, men er forbundet gennem fælles drivkræfter eller afhængigheder. Hændelserne kan optræde samtidigt eller forskudt i tid og kan samlet set medføre større konsekvenser, end hvis de forekom uafhængigt af hinanden. En afhængighed mellem lokaliteter er eksempelvis, at områdets beredskab allerede er ved at håndtere konsekvenser af en hændelse et andet sted, når en ny hændelse opstår i samme område. Der kan både være tale om store hændelser, der dækker store områder, fx stormflod fra Østersøen, eller vejrforhold, som påvirker forskellige dele af landet forskelligt (kraftig regn nogle steder, stormflod andre steder) (se boks 7.ii).

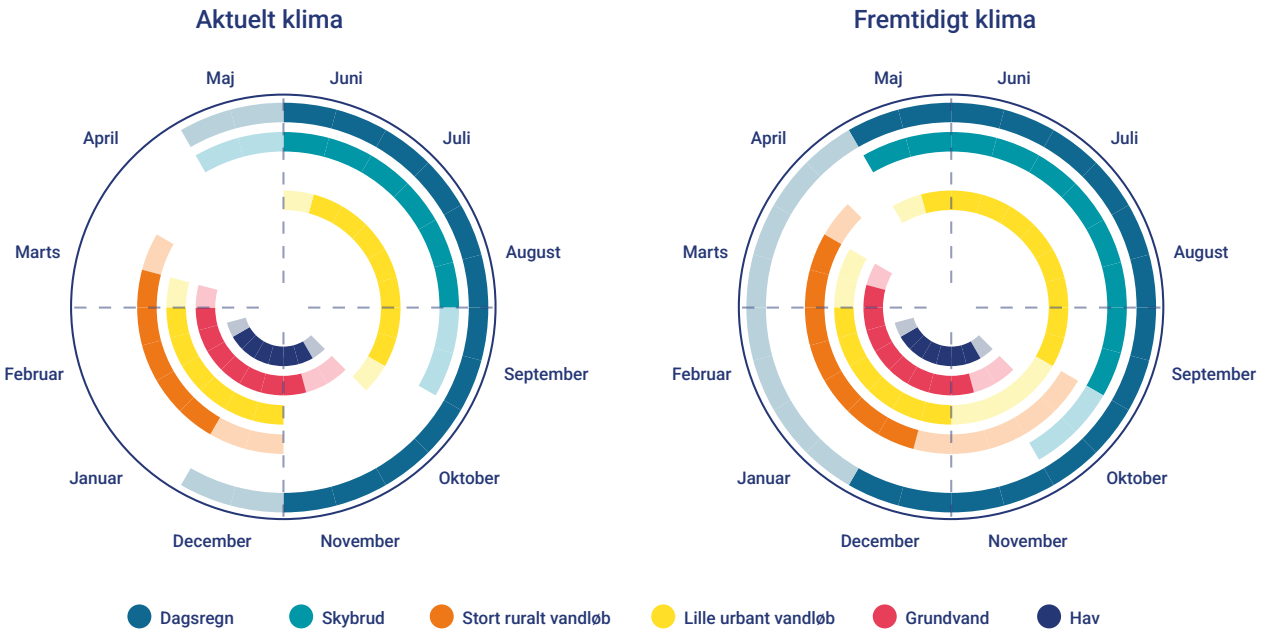
7.3. Klimaforandringers indvirkning på oversvømmelser og koblede hændelser

7.3.1. Oversvømmelsessæsoner

Som eksemplerne for koblede hændelser viser, forekommer koblede hændelser i Danmarks nuværende klima, og hver årstid kendetegnes af forskellige oversvømmelsesfremmende vejrforhold, der kan forekomme samtidigt (se figur 7F). De seneste år har vi imidlertid set, at fx skybrudssæsonen har strakt sig længere ind i efteråret end tidligere, og i fremtidens varmere klima forventes tidsperioden for de forskellige vejrforhold at blive udvidet og dermed overlappe yderligere, hvilket igen øger risikoen for koblede hændelser.

Figur 7F | Normalsæson for oversvømmelsestyper i nuværende og fremtidigt klima

Data: DMI - Grafik: DMI



Beskrivelse: Normalsæson (med mulig sæson i lysere nuancer) for forskellige typer af oversvømmelser i nuværende og fremtidigt varmere klima. Det bemærkes, at alle typer oversvømmelser allerede i dag kan optræde uden for de markerede sæsoner, men at sandsynligheden herfor er betydeligt mindre. Baseret på data fra DMI (2025)[291].

Allerede i dag er det svært at kvantificere sandsynligheden for forekomsten af bestemte koblede hændelser, da datagrundlaget er relativt begrænset. Kompleksiteten i hver type af kobling kræver længere dataserier, end hvis der ikke skelnes mellem forskellige hændelsestyper. Desuden gør de mange muligheder for koblinger det svært at generalisere på et passende niveau, så sandsynligheder kan bestemmes med samme sikkerhed som for ikke-koblede oversvømmelser. Ved fremskrivninger af klimaændringer kommer der yderligere usikkerheder til. Det gælder både, hvor godt vi forstår de bagvedliggende processer, og hvor godt klimamodellerne er i stand til at modellere koblede hændelser. Der er evidens for, at hver enkelt type oversvømmelse vil forekomme hyppigere i fremtidens varmere klima (se figur 7F), og det er sandsynliggjort, at nogle former for koblede hændelser allerede forekommer hyppigere som følge af klimaforandringer[292] (se boks 7i). Koblede hændelser kan påvirke både omfanget af oversvømmelser og effektiviteten af klimatilpasningsløsninger og udgør derfor et vigtigt opmærksomhedspunkt i planlægning og risikovurdering. Således opnås de mest robuste løsninger, når viden om koblede hændelser inddrages i klimatilpasningen, selv om der er betydelig usikkerhed om sandsynligheden for koblede hændelser.

7.3.2. Lokal betydning

Studier viser, at oversvømmelseshændelser systematisk bliver forstærket gennem interaktioner med andre typer af hændelser end den oversvømmelsesudløsende, uden at de andre hændelser nødvendigvis har en størrelse, der retfærdiggør et varsel[293]. Det betyder, at overlap mellem samtidige varsler (figur 7A) kun viser et lille udsnit af den faktiske problematik, der opleves. For at forstå den oplevede problematik kræves en lokal kortlægning af forekomsten af forskellige koblede hændelser og deres konsekvenser. Denne viden kan sammenholdes med historiske data og modeller for at kvantificere sandsynligheden for, at lignende hændelser opstår igen.

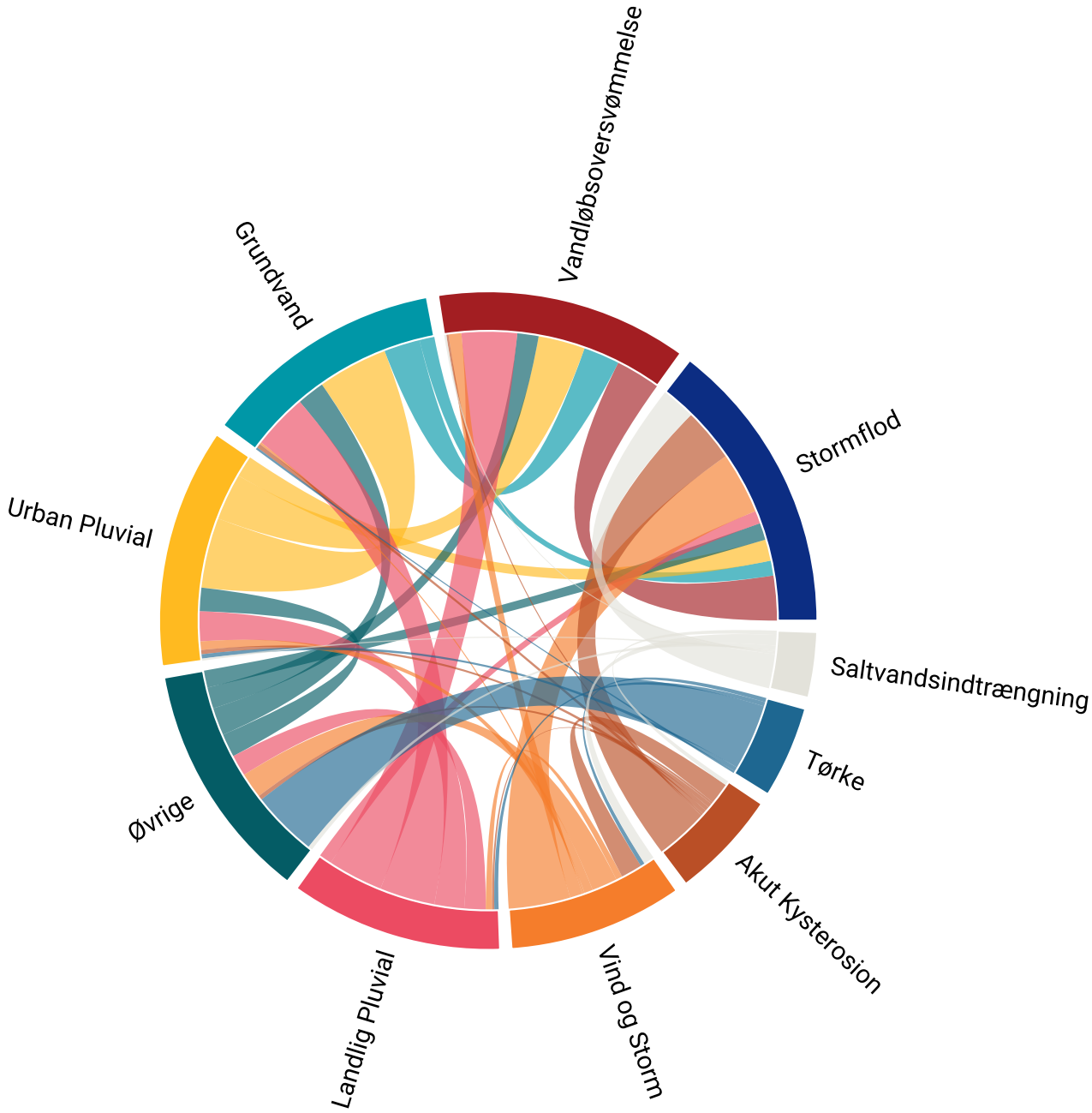
Figur 7G viser en kortlægning af, hvilke og hvor mange koblede hændelser klimatilpasningsmedarbejdere i kommunerne oplever. Figuren viser, at forskellige typer af oversvømmelser udgør mere end halvdelen af de rapporterede hændelser, der opleves som koblede til andre hændelser. Oversvømmelserne opleves især som koblede til hinanden, men i mindre grad også til andre alvorlige hændelser.

Boks 7iv beskriver et eksempel fra København, der illustrerer kompleksiteten som konsekvens af lokale, geografiske forhold samt type og intensitet af hændelser.

Koblede oversvømmelseshændelser kan påvirke oversvømmelsesrisikoen. Derfor opnås de mest robuste løsninger ved at inddrage viden om koblede hændelser i klimatilpasning. Der mangler imidlertid et nationalt datagrundlag til systematisk at belyse sådanne hændelser. Viden om lokale forhold, herunder potentielle koblinger mellem hændelser og processer, vil derfor ofte være central for vurderingen af risici, selvom analyserne i mange tilfælde må baseres på et begrænset datagrundlag.

Figur 7G | Oplevede koblede hændelser i 2023

Data: CONCITO - Grafik: DMI



Beskrivelse: Oplevede koblede hændelser i 2023 indrapporteret af kommunerne til CONCITO (2025)[294].

Boks 7iv

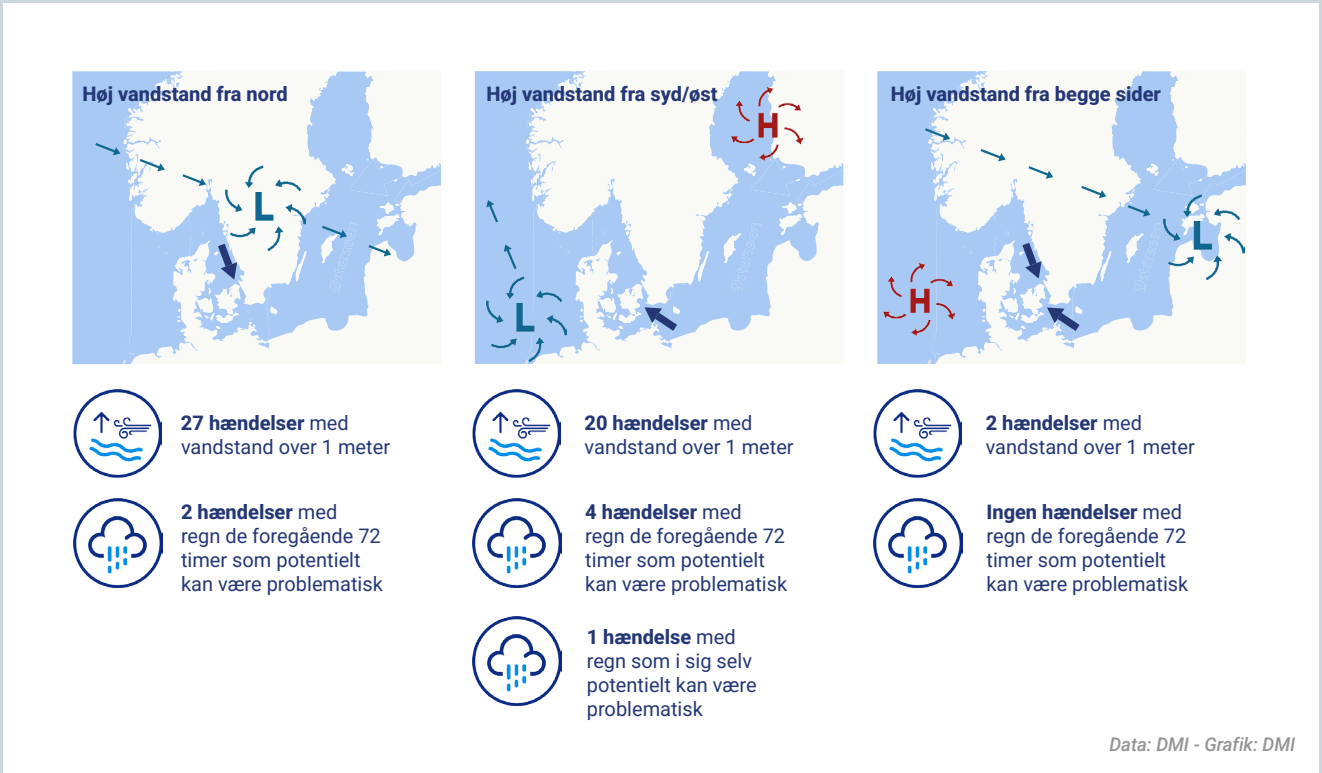
Koblede oversvømmelseshændelser i Københavnsområdet

Københavnsområdet har en beliggenhed, der gør byområder udsatte for stormflod fra både nord og syd. Samtidig løber flere vandløb, der afvander Københavnsområdet, ud i eller tæt ved Københavns Havn. Det rejser spørgsmål om, hvorvidt høj vandstand og kraftig regn i kombination kan skabe oversvømmelser, som hidtil ikke er indregnet i planlægningen. For at belyse den problemstilling har DMI analyseret sammenfaldet mellem forhøjet vandstand og forudgående regnmængder (se figur 7H). Det er tre ret forskellige typiske vejrsituationer, der fører til forhøjet vandstand fra de forskellige retninger. For den 15-årige periode, der er undersøgt, er der identificeret:

- 27 hændelser med forhøjet vandstand nord for København (på minimum 1 m over normalen på en af de installerede målere),
- 20 hændelser med forhøjet vandstand syd for København, og
- to hændelser, hvor det sker samtidigt fra begge retninger.

Samtidig er der kun registreret seks hændelser (to fra nord, fire fra syd), hvor regnmængden samtidig er af en størrelse, hvor man kunne forvente, at der potentielt kunne komme problemer. Kun én regnhændelse har et omfang, der er decideret bekymrende og af et omfang, der alene burde kunne give oversvømmelser. Datagrundlaget er derfor for spinkelt til at beregne sandsynligheden for en kombineret stormflods- og regnhændelse i Københavnsområdet. Det betyder ikke, at en sådan trussel kan afvises som usandsynlig.

Figur 7H | Typiske vejrsituationer, der kan udløse forhøjet vandstand i København



Beskrivelse: Øverst: Typiske vejrsituationer, der kan udløse forhøjet vandstand i København fra henholdsvis nord, syd og begge retninger samtidig. Analyse baseret på observationsdata fra 2011-2025[295].



Kilder

1. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

2. World Meteorological Organization. (2025). State of the global climate 2024 (WMO-No. 1368). https://wmo.int/publication-series/state-of-global-climate/state-of-global-climate-2024

3. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

4. Foster, G., & Rahmstorf, S. (2026). Global warming has accelerated significantly. Geophysical Research Letters, 53, e2025GL118804. https://doi.org/10.1029/2025GL118804

5. Berkeley Earth. (2026). Global temperature report for 2025. https://berkeleyearth.org/global-temperature-report-for-2025/

6. Berkeley Earth. (2025). High-Resolution Gridded TAVG, Global Monthly Average Temperature (Experimental; 1850-Recent) 1° x 1° Resolution Field. https://berkeleyearth.org/data/#

7. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

8. Copernicus Climate Change Service (CS3). (2026). C3S global temperature trend monitor, ERA5.European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMFW). https://climate.copernicus.eu/esotc/2025/why-europe-warming-so-quickly

9. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

10. Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., Vihma, T., & Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. Communications Earth & Environment, 3, 168. https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3

11. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

12. Pan, Y., Cheng, L., Abraham, J., et al. (2026). Ocean heat content sets another record in 2025. Advances in Atmospheric Sciences, 43(10), 2019-2041. https://doi.org/10.1007/s00376-026-5876-0

13. Berkeley Earth. (2026) Berkeley Earth global temperature data set. storage.googleapis.com/berkeley-earth-temperature-hr/global/Global_TAVG_monthly.txt

14. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

15. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

16. Copernicus Climate Change Service (CS3). (2026). C3S global temperature trend monitor, ERA5. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMFW). https://apps.climate.copernicus.eu/global-temperature-trend-monitor/?tab=plot

17. United Nations Environment Programme. (2025). Emissions gap report 2025.https://doi.org/10.59117/20.500.11822/48854

18. Berkeley Earth. (2026). Global temperature report for 2025. https://berkeleyearth.org/global-temperature-report-for-2025/

19. National Oceanic and Atmospheric Administration. (2026). ENSO Indicators. https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/

20. Berkeley Earth. (2026). Global temperature report for 2025. https://berkeleyearth.org/global-temperature-report-for-2025/

21. Copernicus Climate Change Service (CS3). (2026). C3S seasonal charts, CS3 multi-system SST indices. https://climate.copernicus.eu/charts/packages/c3s_seasonal/products/c3s_seasonal_plume_mm?area=rel_nino34&base_time=202607010000&type=plumepercentiles

22. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. (2026). Nino plumes: Seasonal forecast, SEAS5. https://charts.ecmwf.int/products/seasonal_system5_nino_plumes

23. National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Prediction Center (UÅ). Oceanic Niño Index (ONI). https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v4.shtml

24. Huber, M., & Knutti, R. (2012). Anthropogenic and natural warming inferred from changes in Earth's energy balance. Nature Geoscience, 5, 31-36. https://doi.org/10.1038/ngeo1327

25. Foster, G., & Rahmstorf, S. (2011). Global temperature evolution 1979–2010. Environmental Research Letters, 6(4), 044022. https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/4/044022

26. Berkeley Earth. (2026). Global temperature report for 2025. https://berkeleyearth.org/global-temperature-report-for-2025/

27. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

28. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

29. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

30. National Aeronautics and Space Administration. (2025). NASA analysis shows La Niña limited sea-level rise in 2025. https://www.nasa.gov/earth/nasa-analysis-shows-la-nina-limited-sea-level-rise-in-2025/

31. National Aeronautics and Space Administration. (2026). Sea Level - Earth Indicator. https://science.nasa.gov/earth/explore/earth-indicators/sea-leve/

32. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). Fremtidens havniveaustigninger. https://www.dmi.dk/fileadmin/NCKF/Rapporter/DMI_Pjece__Fremtidens_Havniveaustigninger_dec25.pdf

33. Wang, J., Zhang, X., Church, J. A., King, M., & Chen, X. (2025). Near-term future sea-level projections supported by extrapolation of tide-gauge observations. Geophysical Research Letters, 52, e2024GL112940. https://doi.org/10.1029/2024GL112940

34. Chapuis, A., Durand, G., Ballesteros, C. et al. (2025). Adapting to the changing cryosphere and sea-level rise: Recommendations (Version 1). Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.14650681

35. United Nations Environment Programme. (2025). Emissions gap report 2025. https://wedocs.unep.org/items/9f0bf855-2069-42a6-a856-4b389f740c5c

36. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

37. 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

38. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2023). Climate change 2023: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647

39. Stokes, C. R., Bamber, J. L., Dutton, A., & DeConto, R. M. (2025). Warming of +1.5 °C is too high for polar ice sheets. Communications Earth & Environment, 6, 351. https://doi.org/10.1038/s43247-025-02299-w

40. Morlighem, M., Goldberg, D., Barnes, J. M., Bassis, J. N., Benn, D. I., Crawford, A. J., Gudmundsson, G. H., & Seroussi, H. (2024). The West Antarctic Ice Sheet may not be vulnerable to marine ice cliff instability during the 21st century. Science Advances, 10(34), eado7794. https://doi.org/10.1126/sciadv.ado7794

41. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

42. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

43. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

44. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

45. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

46. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2023). Climate change 2023: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647

47. Forster, P. M., Walsh, T., Smith, C., et al. (2026). Indicators of Global Climate Change 2025: Annual update of key indicators of the state of the climate system and human influence. Earth System Science Data, 18(6), 3889-3933. https://doi.org/10.5194/essd-18-3889-2026

48. Forster, P. M., Smith, C., Walsh, T., et al. (2025). Indicators of Global Climate Change 2024: Annual update of key indicators of the state of the climate system and human influence. Earth System Science Data, 17(6), 2641-2680. https://doi.org/10.5194/essd-17-2641-2025

49. Forster, P. M., Walsh, T., Smith, C., et al. (2026). Indicators of Global Climate Change 2025: Annual update of key indicators of the state of the climate system and human influence. Earth System Science Data, 18(6), 3889-3933. https://doi.org/10.5194/essd-18-3889-2026

50. United Nations Environment Programme. (2025). Emissions gap report 2025 https://doi.org/10.59117/20.500.11822/48854

51. United Nations Environment Programme. (2025). Emissions gap report 2025. https://doi.org/10.59117/20.500.11822/48854

52. Forster, P. M., Walsh, T., Smith, C., et al. (2026). Indicators of Global Climate Change 2025: Annual update of key indicators of the state of the climate system and human influence. Earth System Science Data, 18(6), 3889-3933. https://doi.org/10.5194/essd-18-3889-2026

53. Gleisner, H., Lauritsen, K. B., Nielsen, J. K., & Syndergaard, S. (2020). Evaluation of the 15-year ROM SAF monthly mean GPS radio occultation climate data record. Atmospheric Measurement Techniques, 13(6), 3081-3098. https://doi.org/10.5194/amt-13-3081-2020

54. World Meteorological Organization. (2025). WMO Greenhouse Gas Bulletin No. 21: The state of greenhouse gases in the atmosphere based on global observations through 2024. https://wmo.int/sites/default/files/2025-10/GHG-21_en.pdf

55. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. doi:10.1017/9781009157896.007

56. National Oceanic and Atmospheric Administration. (2026.). Trends in atmospheric carbon dioxide. NOAA Global Monitoring Laboratory. https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/

57. World Meteorological Organization. (2026). State of the global climate 2025. https://doi.org/10.59327/WMO/S/CRI/SOC/1

58. World Meteorological Organization. (2025). WMO Greenhouse Gas Bulletin No. 21: The state of greenhouse gases in the atmosphere based on global observations through 2024.https://wmo.int/sites/default/files/2025-10/GHG-21_en.pdf

59. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. doi:10.1017/9781009157896.007

60. Canadell, J. G., Monteiro, P. M. S., Costa, M. H., et al. (2021). Chapter 5: Global carbon and other biogeochemical cycles and feedbacks. In V. Masson-Delmotte et al. (Eds.), Climate change 2021: The physical science basis. Cambridge University Press. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/

61. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Global Carbon and other Biogeochemical Cycles and Feedbacks. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. doi:10.1017/9781009157896.007

62. Copernicus Marine Service. (2026). Ocean Climate Portal: Ocean Acidification. https://marine.copernicus.eu/ocean-climate-portal/ocean-acidification

63. Intergovernmental Panel on Climate Change. (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. Cambridge University Press. doi:10.1017/9781009325844.

64. Friedlingstein, P., O'Sullivan, M., Jones, M. W., et al. (2026). Global Carbon Budget 2025. Earth System Science Data, Copernicus. https://doi.org/10.5194/essd-18-3211-2026

65. Global Carbon Project. (2025). Briefing on key messages Global Carbon Budget 2025. https://globalcarbonbudget.org/download/2392/?tmstv=1762819035

66. Friedlingstein, P., O'Sullivan, M., Jones, M. W., et al. (2026). Global Carbon Budget 2025. Earth System Science Data, Copernicus. https://doi.org/10.5194/essd-18-3211-2026

67. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2022). The evidence is clear: The time for action is now. We can halve emissions by 2030 [Press release]. https://www.ipcc.ch/2022/04/04/ipcc-ar6-wgiii-pressrelease

68. United Nations Environment Programme. (2025). Emissions gap report 2025. https://doi.org/10.59117/20.500.11822/48854

69. United Nations Environment Programme. (2026). Limiting Overshoot: Navigating exceedance of 1.5°C and pathways towards return. https://doi.org/10.59117/20.500.11822/49857

70. United Nations Environment Programme. (2026). Limiting Overshoot: Navigating exceedance of 1.5°C and pathways towards return. https://doi.org/10.59117/20.500.11822/49857

71. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2023). Climate change 2023: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647

72. United Nations Environment Programme. (2026). Limiting Overshoot: Navigating exceedance of 1.5°C and pathways towards return. https://doi.org/10.59117/20.500.11822/49857

73. Jones, C., Bossert, I., Dennis, D. P., et al. (2026). The TIPMIP Earth system model experiment protocol: Phase 1. Geoscientific Model Development, 19(14), 6941-6966. https://doi.org/10.5194/gmd-19-6941-2026

74. De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS). (2026). Indlandsisen svinder ind for 30. år i træk. https://www.geus.dk/om-geus/nyheder/nyhedsarkiv/2026/sep/indlandsisen-svinder-ind-for-30-aar-i-traek

75. Larsen, S. H., Mankoff, K., Fettweis, X., Solgaard, A., Langen, P., Stendel, M., Noël, B., van den Broeke, M. R., Hofsteenge, M. G., Karlsson, N., Box, J. E., & Kjeldsen, K. (2021). Greenland ice sheet mass balance from 1840 through next week. GEUS Dataverse. https://doi.org/10.22008/FK2/OHI23Z

76. British Antarctic Survey. (u.å.). Where we work. https://www.bas.ac.uk/about/where-we-work/

77. British Antarctic Survey. (u.å.). Where we work. https://www.bas.ac.uk/about/where-we-work/

78. Danmarks Meteorologiske Institut. (u.å.). Indlandsisen på Grønland. https://www.dmi.dk/hav-og-is/temaforside-klodens-store-iskapper/indlandsisen-pa-gronland

79. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate change 2021: The physical science basis: Working Group I contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

80. Copernicus Climate Change Service. (2026). Ice sheets. https://climate.copernicus.eu/climate-indicators/ice-sheets

81. Larsen, S. H., Mankoff, K., Fettweis, X., Solgaard, A., Langen, P., Stendel, M., Noël, B., van den Broeke, M. R., Hofsteenge, M. G., Karlsson, N., Box, J. E., & Kjeldsen, K. (2021). Greenland ice sheet mass balance from 1840 through next week. GEUS Dataverse. https://doi.org/10.22008/FK2/OHI23Z

82. Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet (PROMICE). (u.å.). Mass balance of the Greenland Ice Sheet. https://promice.org/mass-balance/

83. Barletta, V. R., Sørensen, L. S., & Forsberg, R. (2013). Scatter of mass changes estimates at basin scale for Greenland and Antarctica. The Cryosphere, 7, 1411–1432. https://doi.org/10.5194/tc-7-1411-2013

84. Larsen, S. H., Mankoff, K., Fettweis, X., Solgaard, A., Langen, P., Stendel, M., Noël, B., van den Broeke, M. R., Hofsteenge, M. G., Karlsson, N., Box, J. E., & Kjeldsen, K. (2021). Greenland ice sheet

85. Larsen, S. H., & Fausto, R. S. (2026). Personlig kommunikation. GEUS.

86. Danmarks Meteorologiske Institut, Danmarks Tekniske Universitet, & De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland. (u.å.). Iskappens overflade.

87. How, P., Lund, M. C., Ahlstrøm, A. P., Andersen, S. B., Box, J. E., Citterio, M., Colgan, W. T., Fausto, R. S., Karlsson, N. B., Jakobsen, J., Jakobsgaard, H. T., Larsen, S. H., Mankoff, K. D., Nielsen, R. B., Rutishauser, A., Shield, C. L., Solgaard, A. M., Stevens, I. T., van As, D., Vandecrux, B., Abermann, J., Bjørk, A. A., Langley, K., Lea, J., & Messerli, A. (2022). PROMICE and GC-Net automated weather station data in Greenland (Version 39) [Datasæt]. GEUS Dataverse. https://doi.org/10.22008/FK2/IW73UU

88. Larsen, S. H., & Fausto, R. S. (2026). Personlig kommunikation. GEUS.

89. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026).

90. Otosaka, I. N., Shepherd, A., Ivins, E. R., et al. (2023). Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020. Earth System Science Data, 15, 1597–1616. https://doi.org/10.5194/essd-15-1597-2023

91. Copernicus Climate Change Service. (2026, 29. april). Ice sheets. https://climate.copernicus.eu/climate-indicators/ice-sheets

92. Otosaka, I. N., Shepherd, A., Ivins, E. R., et al. (2023). Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020. Earth System Science Data, 15, 1597–1616. https://doi.org/10.5194/essd-15-1597-2023

93. Otosaka, I. N., Shepherd, A., Ivins, E. R., et al. (2023). Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020. Earth System Science Data, 15, 1597–1616. https://doi.org/10.5194/essd-15-1597-2023

94. Otosaka, I. N., Shepherd, A., Ivins, E. R., et al. (2023). Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020. Earth System Science Data, 15, 1597–1616. https://doi.org/10.5194/essd-15-1597-2023

95. Kolbe, M., Torres Alavez, J. A., Mottram, R., Katurji, M., Bintanja, R., & van der Linden, E. C. (2026). Atmospheric rivers and winter sea ice drive recent reversal in Antarctic ice mass loss. Communications Earth & Environment, 7, 255. https://doi.org/10.1038/s43247-026-03242-3

96. Otosaka, I. N., Shepherd, A., Ivins, E. R., et al. (2023). Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020. Earth System Science Data, 15, 1597–1616. https://doi.org/10.5194/essd-15-1597-2023

97. Barletta, V. R., Sørensen, L. S., & Forsberg, R. (2013). Scatter of mass changes estimates at basin scale for Greenland and Antarctica. The Cryosphere, 7, 1411–1432. https://doi.org/10.5194/tc-7-1411-2013

98. Otosaka, I. N., Shepherd, A., Ivins, E. R., et al. (2023). Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020. Earth System Science Data, 15, 1597–1616. https://doi.org/10.5194/essd-15-1597-2023

99. Kolbe, M., Torres Alavez, J. A., Mottram, R., Katurji, M., Bintanja, R., & van der Linden, E. C. (2026). Atmospheric rivers and winter sea ice drive recent reversal in Antarctic ice mass loss. Communications Earth & Environment, 7, 255. https://doi.org/10.1038/s43247-026-03242-3

100. Lamy, F. et al. (2024). Five million years of Antarctic Circumpolar Current strength variability. Nature, 627, 789–796. https://doi.org/10.1038/s41586-024-07143-3

101. Mottram, R., Hansen, N., Hogg, A. E., Rodehacke, C. B., Simonsen, S. B., & Wallis, B. J. (2025). The Greenlandification of Antarctica. Nature Geoscience, 18, 928–930. https://doi.org/10.1038/s41561-025-01805-1

102. Kolbe, M., Torres Alavez, J. A., Mottram, R., Katurji, M., Bintanja, R., & van der Linden, E. C. (2026). Atmospheric rivers and winter sea ice drive recent reversal in Antarctic ice mass loss. Communications Earth & Environment, 7, 255. https://doi.org/10.1038/s43247-026-03242-3

103. Kolbe, M., Torres Alavez, J. A., Mottram, R., Katurji, M., Bintanja, R., & van der Linden, E. C. (2026). Atmospheric rivers and winter sea ice drive recent reversal in Antarctic ice mass loss. Communications Earth & Environment, 7, 255. https://doi.org/10.1038/s43247-026-03242-3

104. Kolbe, M., Torres Alavez, J. A., Mottram, R., Katurji, M., Bintanja, R., & van der Linden, E. C. (2026). Atmospheric rivers and winter sea ice drive recent reversal in Antarctic ice mass loss. Communications Earth & Environment, 7, 255. https://doi.org/10.1038/s43247-026-03242-3

105. Kolbe, M., Torres Alavez, J. A., Mottram, R., Bintanja, R., van der Linden, E. C., & Stendel, M. (2025). Model performance and surface impacts of atmospheric river events in Antarctica. Discover Atmosphere, 3, 4. https://doi.org/10.1007/s44292-025-00026-w

106. Kolbe, M., Torres Alavez, J. A., Mottram, R., Katurji, M., Bintanja, R., & van der Linden, E. C. (2026). Atmospheric rivers and winter sea ice drive recent reversal in Antarctic ice mass loss. Communications Earth & Environment, 7, 255. https://doi.org/10.1038/s43247-026-03242-3

107. Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., & Gray, L. J. (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. Nature Geoscience, 8(6), 433–440. https://doi.org/10.1038/ngeo2424

108. Kolbe, M., Torres Alavez, J. A., Mottram, R., Katurji, M., Bintanja, R., & van der Linden, E. C. (2026). Atmospheric rivers and winter sea ice drive recent reversal in Antarctic ice mass loss. Communications Earth & Environment, 7, 255. https://doi.org/10.1038/s43247-026-03242-3

109. Wang, J., Luo, H., Yu, L., Li, X., Holland, P. R., & Yang, Q. (2023). The impacts of combined SAM and ENSO on seasonal Antarctic sea ice changes. Journal of Climate, 36(11), 3553–3569. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0679.1

110. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Frequently asked questions: Chapter 9—Ocean, cryosphere and sea level change. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/faqs/IPCC_AR6_WGI_FAQ_Chapter_09.pdf

111. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Frequently asked questions: Chapter 9—Ocean, cryosphere and sea level change. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/faqs/IPCC_AR6_WGI_FAQ_Chapter_09.pdf

112. Goelzer, H., Berends, C. J., Boberg, F., Durand, G., Edwards, T. L., Fettweis, X., Gillet-Chaulet, F., Glaude, Q., Huybrechts, P., Le clec'h, S., Mottram, R., Noël, B., Olesen, M., Rahlves, C., Rohmer, J., van den Broeke, M., & van de Wal, R. S. W. (2025). Extending the range and reach of physically-based Greenland ice sheet sea-level projections. The Cryosphere, 19(12), 6887–6906. https://doi.org/10.5194/tc-19-6887-2025

113. Goelzer, H., Berends, C. J., Boberg, F., Durand, G., Edwards, T. L., Fettweis, X., Gillet-Chaulet, F., Glaude, Q., Huybrechts, P., Le clec'h, S., Mottram, R., Noël, B., Olesen, M., Rahlves, C., Rohmer, J., van den Broeke, M., & van de Wal, R. S. W. (2025). Extending the range and reach of physically-based Greenland ice sheet sea-level projections. The Cryosphere, 19(12), 6887–6906. https://doi.org/10.5194/tc-19-6887-2025

114. Coulon, V., Klose, A. K. Edwards, T., Turner, F., Pattyn, F. Winkelmann, R. (2025). Data and code for publication "From short-term uncertainties to long-term certainties in the future evolution of the Antarctic Ice Sheet". Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17432520

115. Coulon, V., Klose, A. K. Edwards, T., Turner, F., Pattyn, F. Winkelmann, R. (2025). Data and code for publication "From short-term uncertainties to long-term certainties in the future evolution of the Antarctic Ice Sheet". Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17432520

116. Glaude, Q., Noël, B., Olesen, M., Van den Broeke, M., van de Berg, W. J., Mottram, R., Hansen, N., Delhasse, A., Amory, C., Kittel, C., Goelzer, H., & Fettweis, X. (2024). A factor two difference in 21st-century Greenland ice sheet surface mass balance projections from three regional climate models under a strong warming scenario (SSP5-8.5). Geophysical Research Letters, 51(22), e2024GL111902. https://doi.org/10.1029/2024GL111902

117. Box, J. E., Wehrlé, A., van As, D., Fausto, R. S., Kjeldsen, K. K., Dachauer, A., Ahlstrøm, A. P., & Picard, G. (2022). Greenland ice sheet rainfall, heat and albedo feedback impacts from the mid-August 2021 atmospheric river. Geophysical Research Letters, 49(11), e2021GL097356. https://doi.org/10.1029/2021GL097356

118. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Frequently asked questions: Chapter 9—Ocean, cryosphere and sea level change. https://www.ipc.ch/report/ar6/wg1/downloads/faqs/IPCC_AR6_WGI_FAQ_Chapter_09.pdf

119. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2023). Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

120. Pan, Y., Cheng, L., Abraham, J., et al. (2026). Ocean heat content sets another record in 2025. Advances in Atmospheric Sciences. https://doi.org/10.1007/s00376-026-5876-0

121. Kennedy, J. J., Rayner, N. A., Atkinson, C. P., & Killick, R. E. (2019). An ensemble data set of sea surface temperature change from 1850: The Met Office Hadley Centre HadSST.4.0.0.0 data set. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124, 7719–7763. https://doi.org/10.1029/2018JD029867

122. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2023). Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

123. Kennedy, J. J., Rayner, N. A., Atkinson, C. P., & Killick, R. E. (2019). An ensemble data set of sea surface temperature change from 1850: The Met Office Hadley Centre HadSST.4.0.0.0 data set. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124, 7719–7763. https://doi.org/10.1029/2018JD029867

124. Rohde, R. (2026). Global temperature report for 2025. Berkeley Earth. https://berkeleyearth.org/global-temperature-report-for-2025/

125. World Meteorological Organization. (2026). State of the Global Climate 2025. https://library.wmo.int/records/item/69807-state-of-the-global-climate-2025

126. Englyst, P., Karagali, I., Olsen, I. L., et al. (2026). Global satellite-based sea and sea-ice surface temperatures since 1982. Scientific Data, 13, 1052. https://doi.org/10.1038/s41597-026-07363-4

127. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

128. Englyst, P., Karagali, I., Olsen, I. L., et al. (2026). Global satellite-based sea and sea-ice surface temperatures since 1982. Scientific Data, 13, 1052. https://doi.org/10.1038/s41597-026-07363-4

129. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2023). Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

130. Huang, B., Liu, C., Banzon, V., Freeman, E., Graham, G., Hankins, B., Smith, T., & Zhang, H.-M. (2021). Improvements of the Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (DOISST) Version 2.1. Journal of Climate, 34(8), 2923–2939. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0166.1

131. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

132. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2023). Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

133. Nielsen Englyst, P., Høyer, J. L., Kolbe, W. M., Dybkjær, G., Lavergne, T., Tonboe, R. T., Skarpalezos, S., & Karagali, I. (2023). A combined sea and sea ice surface temperature climate dataset of the Arctic, 1982–2021. Remote Sensing of Environment, 284, 113331. https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113331

134. Screen, J. A., & Simmonds, I. (2010). The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464, 1334–1337. https://doi.org/10.1038/nature09051

135. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

136. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

137. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

138. Copernicus Climate Change Service. (2026). Copernicus daily global sea surface temperature breaks 2024 record. Copernicus Climate Change Service. https://climate.copernicus.eu/copernicus-daily-global-sea-surface-temperature-breaks-2024-record

139. Copernicus Climate Change Service. (2026). Copernicus Marine and Copernicus Climate Change daily global sea surface temperatures break records. Copernicus Climate Change Service. https://climate.copernicus.eu/copernicus-marine-and-copernicus-climate-change-daily-global-sea-surface-temperatures-break-records

140. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

141. Hobday, A. J., Oliver, E. C. J., Sen Gupta, A., Benthuysen, J. A., Burrows, M. T., Donat, M. G., Holbrook, N. J., Moore, P. J., Thomsen, M. S., Wernberg, T., & Smale, D. A. (2018). Categorizing and naming marine heatwaves. Oceanography, 31(2), 162–173. https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.205

142. Gurumoorthi, K., & Luis, A. J. (2026). Southern Ocean marine heatwaves: variability, hotspots and teleconnections. Journal of Oceanography, 82, 1–24. https://doi.org/10.1007/s10872-025-00769-5

143. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

144. Wu, L., Cai, W., Zhang, L., Nakamura, H., Timmermann, A., Joyce, T., McPhaden, M. J., Alexander, M. A., Qiu, B., Visbeck, M., Chang, P., & Giese, B. (2012). Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents. Nature Climate Change, 2, 161–166. https://doi.org/10.1038/nclimate1353

145. Oliver, E. C. J., Donat, M. G., Burrows, M. T., Moore, P. J., Smale, D. A., Alexander, L. V., Benthuysen, J. A., Feng, M., Gupta, A. S., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Perkins Kirkpatrick, S. E., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., & Wernberg, T. (2018). Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. Nature Communications, 9, 1324. https://doi.org/10.1038/s41467-018-03732-9

146. Morrow, R., & Kestenare, E. (2025). 30 years of sea surface temperature and salinity observations crossing the Southern Ocean near 140°E: Trends and rollercoaster variability. Journal of Marine Systems, 249, 104048. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2025.104048

147. Copernicus Climate Change Service. (2026). Copernicus Marine and Copernicus Climate Change daily global sea surface temperatures break records. Copernicus Climate Change Service. https://climate.copernicus.eu/copernicus-marine-and-copernicus-climate-change-daily-global-sea-surface-temperatures-break-records

148. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

149. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

150. Nielsen Englyst, P., Høyer, J. L., Kolbe, W. M., Dybkjær, G., Lavergne, T., Tonboe, R. T., Skarpalezos, S., & Karagali, I. (2023). A combined sea and sea ice surface temperature climate dataset of the Arctic, 1982–2021. Remote Sensing of Environment, 284, 113331. https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113331

151. Screen, J. A., & Simmonds, I. (2010). The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464, 1334–1337. https://doi.org/10.1038/nature09051

152. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

153. Nielsen Englyst, P., Høyer, J. L., Madsen, K. S., Tonboe, R. T., Dybkjær, G., & Skarpalezos, S. (2021). Deriving Arctic 2 m air temperatures over snow and ice from satellite surface temperature measurements. The Cryosphere, 15, 3035–3057. https://doi.org/10.5194/tc-15-3035-2021

154. Englyst, P., Karagali, I., Olsen, I. L., Høyer, J. L., Kolbe, W. M., Dybkjær, G., Lavergne, T., Tonboe, R. T., Skarpalezos, S., & Karagali, I. (2026). Global satellite based sea and sea ice surface temperatures since 1982. Scientific Data, 13, 1052. https://doi.org/10.1038/s41597-026-07363-4

155. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

156. Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H. (2011). Descriptive physical oceanography: An introduction (6th ed.). Academic Press. ISBN: 978-0-7506-4552-2

157. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

158. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

159. Nielsen Englyst, P., Høyer, J. L., Kolbe, W. M., Dybkjær, G., Lavergne, T., Tonboe, R. T., Skarpalezos, S., & Karagali, I. (2023). A combined sea and sea ice surface temperature climate dataset of the Arctic, 1982–2021. Remote Sensing of Environment, 284, 113331. https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113331

160. Screen, J. A., & Simmonds, I. (2010). The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464, 1334–1337. https://doi.org/10.1038/nature09051

161. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

162. Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H. (2011). Descriptive physical oceanography: An introduction (6th ed.). Academic Press. ISBN: 978-0-7506-4552-2

163. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

164. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations. Climate Data Store (CDS). https://doi.org/10.24381/9b0f528b

165. Nielsen Englyst, P., Høyer, J. L., Kolbe, W. M., Dybkjær, G., Lavergne, T., Tonboe, R. T., Skarpalezos, S., & Karagali, I. (2023). A combined sea and sea ice surface temperature climate dataset of the Arctic, 1982–2021. Remote Sensing of Environment, 284, 113331. https://doi.org/10.1016/j.rse.2022.113331

166. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

167. Talley, L. D., Pickard, G. L., Emery, W. J., & Swift, J. H. (2011). Descriptive physical oceanography: An introduction (6th ed.). Academic Press. ISBN: 978-0-7506-4552-2

168. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

169. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

170. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

171. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Chapter 9: Ocean, cryosphere and sea level change. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.011

172. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Chapter 9: Ocean, cryosphere and sea level change. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.011

173. Barkhordarian, A., Nielsen, D. M., Olonscheck, D., Massonnet, F., von Schuckmann, K., Gulev, S., Jung, T., & Notz, D. (2024). Arctic marine heatwaves forced by greenhouse gases and triggered by abrupt sea ice melt. Communications Earth & Environment, 5, 57. https://doi.org/10.1038/s43247-024-01215-y

174. He, Y., Shu, Q., Wang, Q., Yang, X., Wang, C., & Chen, D. (2024). Arctic amplification of marine heatwaves under global warming. Nature Communications, 15, 8265. https://doi.org/10.1038/s41467-024-52760-1

175. Richaud, A., L'Hégaret, P., Årthun, M., & Eldevik, T. (2024). Drivers of recent marine heatwaves in the Barents Sea. Journal of Geophysical Research: Oceans, 129(3), e2023JC020324. https://doi.org/10.1029/2023JC020324

176. EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility. (2026). Sea ice concentration climate data record (OSI 420 a). EUMETSAT OSI SAF. https://osi-saf.eumetsat.int/products/osi-420-a

177. Kinnard, C., Zdanowicz, C. M., Fisher, D. A., Isaksson, E., de Vernal, A., & Thompson, L. G. (2011). Reconstructed changes in Arctic sea ice over the past 1,450 years. Nature, 479, 509–512. https://doi.org/10.1038/nature10581

178. Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., & Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 108(D14), 4407. https://doi.org/10.1029/2002JD002670

179. Lavergne, T., Sørensen, A. M., Kern, S., Tonboe, R., Notz, D., Aaboe, S., Bell, L., Dybkjær, G., Eastwood, S., Gabarro, C., Heygster, G., Killie, M. A., Kreiner, M. B., Lavelle, J., Saldo, R., Sandven, S., & Pedersen, L. T. (2019). Version 2 of the EUMETSAT OSI SAF and ESA CCI sea ice concentration climate data records. The Cryosphere, 13, 49–78. https://doi.org/10.5194/tc-13-49-2019

180. EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility. (2026). Sea ice concentration climate data record (OSI 420 a). EUMETSAT OSI SAF. https://osi-saf.eumetsat.int/products/osi-420-a

181. Polar Science Center, Applied Physics Laboratory, University of Washington. (2024). PIOMAS Arctic Sea Ice Volume time series. https://psc.apl.uw.edu/research/projects/arctic-sea-ice-volume-anomaly/

182. Schweiger, A., Lindsay, R., Zhang, J., Steele, M., & Stern, H. (2011). Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116, C00D06. https://doi.org/10.1029/2011JC007084

183. Copernicus Climate Change Service. (2026). Sea ice cover – March 2026. European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF). https://climate.copernicus.eu/sea-ice-cover-march-2026

184. Danish Meteorological Institute. (2026). Arktis: Laveste vinterudbredelse nogensinde målt – igen. DMI Nyheder. https://www.dmi.dk/nyheder/2026/arktis-laveste-vinter-udbredelse-nogensinde-maalt-igen

185. Danish Meteorological Institute. (2026). Varmerekorderne står i kø langs Grønlands vestkyst. DMI Nyheder. https://www.dmi.dk/nyheder/2026/varmerekorderne-staar-i-koe-langs-groenlands-vestkyst

186. EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility. (2025). Global sea ice concentration climate data record 1978–2020 (v3.1, OSI 450 a1). EUMETSAT OSI SAF. https://doi.org/10.15770/EUM_SAF_OSI_0023

187. EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility. (2023). Sea ice concentration climate data record (OSI 420 a). EUMETSAT OSI SAF. https://osi-saf.eumetsat.int/products/osi-420-a

188. Copernicus Marine Service. (2026). Antarctic sea ice extent - Ocean Climate Portal. . https://marine.copernicus.eu/ocean-climate-portal/antarctic-sea-ice-extent

189. EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility. (2023). Sea ice concentration climate data record (OSI 420 a). EUMETSAT OSI SAF. https://osi-saf.eumetsat.int/products/osi-420-a

190. Intergovernmental Panel on Climate Change (2021). Figure TS.8 in Technical Summary. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Cambridge University Press. DOI:10.1017/9781009157896.003.

191. Intergovernmental Panel on Climate Change (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.011

192. Notz, D. & Stroeve, J. (2016). Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO_2 emission. Science. 354,747-750(2016).DOI:10.1126/science.aag2345

193. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026)

194. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

195. Ditlevsen, P., & Ditlevsen, S. (2023). Warning of a forthcoming collapse of the Atlantic meridional overturning circulation. Nature Communications, 14(1), Article 4254. https://doi.org/10.1038/s41467-023-39810-w

196. Boers, N. (2021). Observation-based early-warning signals for a collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. Nature Climate Change, 11(8), 680-688. https://doi.org/10.1038/s41558-021-01097-4

197. 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

198. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

199. McCarthy, G. D., Hug, G., Smeed, D., Morris, K. J., & Moat, B. (2025). Signal and noise in the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N. Geophysical Research Letters. https://doi.org/10.1029/2025GL115055

200. Moat B.I., Smeed D.A., Rayner D., Johns W.E., Smith, R., Volkov, D., Elipot S., Petit T., Kajtar J., Baringer M. O. & Collins, J. (2026). Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) array at 26N from 2004 to 2024 (v2024.1a), British Oceanographic Data Centre - Natural Environment Research Council. doi: 10.5285/48d0bf43-0598-ceb2-e063-7086abc062f1

201. Broecker, W. S., Peteet, D. M., & Rind, D. (1985). Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? Nature, 315, 21-26. https://doi.org/10.1038/315021a0

202. Galaasen, E. V., Ninnemann, U. S., Irvali, N., Kleiven, H. K. F., Rosenthal, Y., Kissel, C., & Hodell, D. A. (2020). Interglacial instability of North Atlantic Deep Water ventilation. Science, 367(6485), 1485-1489. https://doi.org/10.1126/science.aay6381

203. Hansen, B., Østerhus, S., Hátún, H., Kristiansen, R., & Larsen, K. M. H. (2003). The Iceland-Faroe inflow of Atlantic water to the Nordic Seas. Progress in Oceanography, 59(4), 443-474. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2003.10.003

204. Eriksdóttir, G., Hansen, B., Larsen, K. M. H., Olsen, S. M., Gierisch, A. M. U., & Ólafsdóttir, S. R. (2026). Water mass modification of the warm Atlantic Inflow towards the Arctic across the Iceland-Faroe Ridge. Ocean Science, 22, 2405-2423. https://doi.org/10.5194/os-22-2405-2026

205. ENVOFAR. (2026). Environmental data on terrestrial and marine ecosystems in the Faroe Islands. https://envofar.fo/

206. Larsen, K. M. H., Hansen, B., Hátún, H., Johansen, G. E., Østerhus, S., & Olsen, S. M. (2024). The coldest and densest overflow branch into the North Atlantic is stable in transport, but warming. Geophysical Research Letters, 51, e2024GL110097. https://doi.org/10.1029/2024GL110097

207. Østerhus, S., Woodgate, R., Valdimarsson, H., Turrell, W., de Steur, L., Quadfasel, D., et al. (2019). Arctic Mediterranean exchanges: A consistent volume budget and trends in transports from two decades of observations. Ocean Science, 15(2), 379-399. https://doi.org/10.5194/os-15-379-2019

208. Larsen, K. M. H., Hansen, B., Hátún, H., Johansen, G. E., Østerhus, S., & Olsen, S. M. (2024). The coldest and densest overflow branch into the North Atlantic is stable in transport, but warming. Geophysical Research Letters, 51, e2024GL110097. https://doi.org/10.1029/2024GL110097

209. Tsubouchi, T., Våge, K., Hansen, B. Larsen, K. M. H., Østerhus, S., Johnson, C., Jónsson, S. & Valdimarsson, H. (2021). Increased ocean heat transport into the Nordic Seas and Arctic Ocean over the period 1993–2016. Nature Climate Change 11, 21–26 . https://doi.org/10.1038/s41558-020-00941-3

210. Lozier, M. S., Li, F., Bacon, S., et al. (2019). A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic. Science, 363(6426), 516–521. https://doi.org/10.1126/science.aau6592

211. Guo, C., Yang, S., Schiller-Weiss, I., Bernales, J., Olsen, S. M., Koenigk, T., Mahmood, R., Tian, T., & Wyser, K. (2026). Reversible Atlantic overturning despite continued Greenland ice sheet melt. Science Advances, 12(42). https://doi.org/10.1126/sciadv.aee5373

212. van Westen, R. M., Börner, R., & Dijkstra, H. A. (2026). Failure to track a stable AMOC state under rapid climate change. Nature Climate Change. https://doi.org/10.1038/s41558-026-02730-w

213. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.001

214. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Summary for policymakers. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896

215. Moat B.I., Smeed D.A., Rayner D., Johns W.E., Smith, R., Volkov, D., Elipot S., Petit T., Kajtar J., Baringer M. O. & Collins, J. (2026). Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) array at 26N from 2004 to 2024 (v2024.1a), British Oceanographic Data Centre - Natural Environment Research Council. doi: 10.5285/48d0bf43-0598-ceb2-e063-7086abc062f1

216. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Future Global Climate: Scenario-based Projections and Near-term Information. In Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.006

217. Devilliers, M., Yang, S., Drews, A., Schmith, T., & Olsen, S. M. (2024). Ocean response to a century of observation-based freshwater forcing around Greenland in EC-Earth3. Climate Dynamics. https://doi.org/10.1007/s00382-024-07142-0

218. Haubner, K., Goelzer, H., & Born, A. (2026). Limited global effect of climate-Greenland ice sheet coupling in NorESM2 under a high-emission scenario. Earth System Dynamics, 17(1), 57-80. https://doi.org/10.5194/esd-17-57-2026

219. Mehling, O., Bellomo, K., Fabiano, F., Devilliers, M., Petrini, M., Corti, S., & von Hardenberg, J. (2026). Limited impact of Greenland meltwater on abruptness and reversibility of future Atlantic overturning changes. Science Advances, 12(25), eaed2633. https://doi.org/10.1126/sciadv.aed2633

220. Guo, C., Yang, S., Schiller-Weiss, I., Bernales, J., Olsen, S. M., Koenigk, T., Mahmood, R., Tian, T., & Wyser, K. (2026). Reversible Atlantic overturning despite continued Greenland ice sheet melt. Science Advances, 12(42). https://doi.org/10.1126/sciadv.aee5373

221. Copernicus Climate Change Service (CS3). (2026). Why is Europe warming so quickly? European State of the Climate 2025. https://climate.copernicus.eu/esotc/2025/why-europe-warming-so-quickly

222. Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N. (2023). ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). DOI: 10.24381/cds.f17050d7

223. Danmarks Meteorologiske Institut (2025). DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [TEMPERATUR]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

224. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026). Varme og uvejr: Ny dansk varmerekord sat i både Ødum og Odense. https://www.dmi.dk/nyheder/2026/varme-og-uvejr-ny-dansk-varmerekord-sat-i-baade-oedum-og-odense

225. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

226. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [HEDEBØLGEDØGN]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

227. Sørup, H. J. D., Castro, M., Hintz, K. S., Zeitzen, R. M. K., Thejll, P., Paletta, Q., Payne, M. R., Girão, I., & Oliveira, A. (2026). Added Value for Urban Heat Island Quantification from Machine Learning Downscaling of Air Temperatures. Urban Science, 10(3), 171. https://doi.org/10.3390/urbansci10030171

228. Kloster, S., Arnbjerg Nielsen, K., Sørup, H. J. D., Payne, M. R., Wodschow, K., Bihrmann, K., Nørgaard, S. K., Vestergaard, L. S., & Ersbøll, A. K. (2026). Urban heat vulnerability in a warming climate in Denmark: Projected temperature related mortality for Copenhagen and the remaining areas. Urban Climate, 69, 103093. https://doi.org/10.1016/j.uclim.2026.103093

229. Sørup, H. J. D., Castro, M., Hintz, K. S., Zeitzen, R. M. K., Thejll, P., Paletta, Q., Payne, M. R., Girão, I., & Oliveira, A. (2026). Added value for urban heat island quantification from machine learning downscaling of air temperatures. Urban Science, 10(3), 171. https://doi.org/10.3390/urbansci10030171

230. Kloster, S., Arnbjerg-Nielsen, K., Sørup, H. J. D., Payne, M. R., Wodschow, K., Bihrmann, K., Nørgaard, S. K., Vestergaard, L. S., & Ersbøll, A. K. (2026). Urban heat vulnerability in a warming climate in Denmark: Projected temperature-related mortality for Copenhagen and the remaining areas. Urban Climate, 69, 103093. https://doi.org/10.1016/j.uclim.2026.103093

231. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

232. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [FROSTDØGN]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

233. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). Rapport 26-01, Danmarks Klima 2025. https://www.dmi.dk/fileadmin/user_upload/Afrapportering/Aarssammendrag/Sammendrag_2025.pdf

234. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

235. DMI. (2025). DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [TEMPERATUR]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

236. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

237. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

238. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [VINTERNEDBØR]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

239. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025).DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [MEGET VÅDE VINTRE]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

240. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

241. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025).DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [MEGET VÅDE VINTRE]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

242. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026). Analyse baseret på DMI's egne tørkedata

243. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026). Analyse baseret på DMI's egne tørkedata.

244. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025).DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [TØRRE DAGE]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

245. Häberli, R., Christensen, O. B., Thejll, P., & Kaas, E. (2026). Unprecedented extreme meteorological droughts simulated in Fenno-Scandinavia with high-resolution climate models. Climate Dynamics. https://doi.org/10.1007/s00382-026-08060-z

246. Schneider, R., Stisen, S., Troldborg, L., Refsgaard, J. C., & Seidenfaden, I. K. (2026). Climate change intensifies hydrological seasonality in Denmark: Insights from an integrated model assessment. EGUsphere. https://doi.org/10.5194/egusphere-2026-1531

247. Chan, S. S., Seidenfaden, I. K., Jensen, K. H., & Sonnenborg, T. O. (2021). Climate change impacts and uncertainty on spatiotemporal variations of drought indices for an irrigated catchment. Journal of Hydrology, 601, 126814. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126814

248. Danmarks Meteorologiske Institut, Miljøstyrelsen, Kystdirektoratet & Klimadatastyrelsen. (2026).

249. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025).DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark). Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

250. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

251. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026). Storms in Denmark since 1891. https://www.dmi.dk/fileadmin/user_upload/Bruger_upload/Stormlisten/STORMS_IN_DENMARK_SINCE_1891.pdf

252. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/9781009157896.011

253. Øelund, J. K. H., Christensen, J. H., Zeitzen, R. M. K., Vedel, H., & Feddersen, H. (2026). Assessing the intensification and impact of a historical storm in a warmer climate. Natural Hazards and Earth System Sciences, 26, 1039–1057. https://doi.org/10.5194/nhess-26-1039-2026

254. Zeitzen, R. M. K., Christensen, J. H., Øelund, J., Feddersen, H., Vedel, H., Nielsen, N. W., & Matte, D. (2025). Windstorm extremes in a warmer world: Raising the bar for destruction. Geophysical Research Letters, 52, e2025GL115936. https://doi.org/10.1029/2025GL115936

255. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

256. Øelund, J. K. H., Christensen, J. H., Zeitzen, R. M. K., Vedel, H., & Feddersen, H. (2026). Assessing the intensification and impact of a historical storm in a warmer climate. Natural Hazards and Earth System Sciences, 26, 1039–1057. https://doi.org/10.5194/nhess-26-1039-2026

257. DMI. (2025). DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [VIND]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

258. Garner, G. G., et al. (2021). IPCC AR6 Sea Level Projections (Version 20210809). Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.6382554

259. Holgate, S. J., Matthews, A., Woodworth, P. L., Rickards, L. J., Tamisiea, M. E., Bradshaw, E., Foden, P. R., Gordon, K. M., Jevrejeva, S., & Pugh, J. (2013). New data systems and products at the Permanent Service for Mean Sea Level. Journal of Coastal Research, 29(3), 493–504. https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1

260. Styrelsen for Dataforsyning og Effektivisering & Københavns Kommune. (2022). Danske anvendelser af Copernicus. Styrelsen for Dataforsyning og Effektivisering. https://sdfe.dk/media/2920240/danske-anvendelser-af-copernicus.pdf

261. Broge, N. H., Vognsen, K., Steffensen, F., Sonne, I. B., Sørensen, C. S., Knudsen, P., Greve, M. H., Lykke-Andersen, H. (2013). Kortlægning af områder med forøget sandsynlighed for landsænkning. Danish Geodata Agency, Technical Report Series (17). https://www.klimadatastyrelsen.dk/media/6793/gst_technical_report_17.pdf

262. Danmarks Meteorologiske Institut. (UÅ). DMI's autoritative klimadata. https://www.dmi.dk/friedata/klimadata

263. Knudsen, P., Engsager, K., & Khan, S. A. (2024). The DKup24 uplift model for Denmark. Technical University of Denmark. https://doi.org/10.11583/DTU.27277848.v1

264. Garner, G. G., et al. (2021). IPCC AR6 Sea Level Projections (Version 20210809). Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.6382554

265. Holgate, S. J., Matthews, A., Woodworth, P. L., Rickards, L. J., Tamisiea, M. E., Bradshaw, E., Foden, P. R., Gordon, K. M., Jevrejeva, S., & Pugh, J. (2013). New data systems and products at the Permanent Service for Mean Sea Level. Journal of Coastal Research, 29(3), 493–504. https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00175.1

266. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [STORMFLODER]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

267. DMI. (2025). DMI Klimaatlas v2025a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [VANDSTAND OG STORMFLOD]. Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.17491764

268. Halsnæs, K., Kaspersen, P. S., Mik-Meyer, V. & Sunding, T. (2024). Økonomiske konsekvenser af oversvømmelser: Nationale skadesberegninger og vurdering af behov for klimatilpasning. Danmarks Tekniske Universitet, Institut for Ledelse, Teknologi og Økonomi. https://cipfonden.dk/wp-content/uploads/2024/11/Rapport_nationale_skadesberegninger.pdf

269. Det Økonomiske Råd. (2023). Supplerende beregninger til kapitel II (Baggrundsnotat). https://dors.dk/files/media/M23_KapII_Supplerende_beregninger.pdf

270. Payne, M. R., Arnbjerg-Nielsen, K., Bernales, J. A. C., Christensen, T. Fundal, E. N., Guo, C., Hansen, N., Jensen, C. H., Jønsson, A. R., Larsen, M. D., Madsen, K. S., Mottram, R., Olesen, M., Poropat, L., Rasmussen, M. G., Rodehacke, C., Schmith, T. & og Lema, A. (2025). Fremtidens havniveaustigning i Danmark. Danmarks Meteorologiske Institut. DOI: 10.5281/zenodo.15309421

271. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026).

272. DMI. (2026). DMI Klimaatlas v2026a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [HAV]. https://doi.org/10.5281/zenodo.19677086

273. Copernicus Marine Service. (2024). OMI_CLIMATE_SST_BAL_area_averaged_anomalies: Baltic Sea sea surface temperature climate index. Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS). https://data.marine.copernicus.eu/product/OMI_CLIMATE_SST_BAL_area_averaged_anomalies/description

274. DMI. (2026). DMI Klimaatlas v2026a - Fremskrivninger af det danske klima (Projections of climate indicators in Denmark) [HAV]. https://doi.org/10.5281/zenodo.19677086

275. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations (satellite-ist-sst-global). Climate Data Store (CDS). https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/satellite-ist-sst-global

276. Copernicus Climate Change Service. (2026). Combined sea surface and sea ice surface temperature data derived from satellite observations (satellite-ist-sst-global). Climate Data Store (CDS). https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/satellite-ist-sst-global

277. Danish Meteorological Institute. (2026). Årssammendrag 2025. https://www.dmi.dk/fileadmin/user_upload/Afrapportering/Aarssammendrag/Sammendrag_2025.pdf

278. Su, J., Pedersen, J. W., Ringgaard, I. M., & Larsen, M. A. D. (2025). Incorporating compound flood events in the weather service value chain. npj Natural Hazards, 2, 26. https://doi.org/10.1038/s44304-025-00077-4

279. Su, J., Pedersen, J. W., Ringgaard, I. M., & Larsen, M. A. D. (2025). Incorporating compound flood events in the weather service value chain. npj Natural Hazards, 2, 26. https://doi.org/10.1038/s44304-025-00077-4

280. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). Oversvømmelser i Danmark: Årsager, koblinger og strategier for klimatilpasning. DMI Rapport 25-04https://www.dmi.dk/fileadmin/Rapporter/2025/DMI_rapport_25-04_-_Oversv%C3%B8mmelser_i_Danmark.pdf

281. Su, J., Pedersen, J. W., Ringgaard, I. M., & Larsen, M. A. D. (2025). Incorporating compound flood events in the weather service value chain. npj Natural Hazards, 2, 26. https://doi.org/10.1038/s44304-025-00077-4

282. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). Oversvømmelser i Danmark: Årsager, koblinger og strategier for klimatilpasning. DMI Rapport 25-04. https://www.dmi.dk/fileadmin/Rapporter/2025/DMI_rapport_25-04_-_Oversv%C3%B8mmelser_i_Danmark.pdf

283. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026).

284. Intergovernmental Panel on Climate Change. (2022). Climate change 2022: Impacts, adaptation and vulnerability. Working Group II contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/

285. Leonard, M., Westra, S., Phatak, A., Lambert, M., van den Hurk, B., McInnes, K., Risbey, J., Schuster, S., Jakob, D., & Stafford-Smith, M. (2014). A compound event framework for understanding extreme impacts. WIREs Climate Change, 5(1), 113-128. https://doi.org/10.1002/wcc.252

286. Zscheischler, J., Westra, S., van den Hurk, B. J. J. M., Seneviratne, S. I., Ward, P. J., Pitman, A., AghaKouchak, A., Bresch, D. N., Leonard, M., Wahl, T., & Zhang, X. (2018). Future climate risk from compound events. Nature Climate Change, 8(6), 469-477. https://doi.org/10.1038/s41558-018-0156-3

287. Zscheischler, J., Martius, O., Westra, S., Bevacqua, E., Raymond, C., Horton, R. M., van den Hurk, B., AghaKouchak, A., Jézéquel, A., Mahecha, M. D., Maraun, D., Ramos, A. M., Ridder, N. N., Thiery, W., & Vignotto, E. (2020). A typology of compound weather and climate events. Nature Reviews Earth & Environment, 1(7), 333-347. https://doi.org/10.1038/s43017-020-0060-z

288. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026).

289. Newell, M. L., Drews, M., Böhnisch, A., Ravn, N. H., & Larsen, M. A. D. (2026). Attribution of the 2024 record-breaking precipitation event in Southern Denmark to human-induced climate change. Weather and Climate Extremes, 51, 100848. https://doi.org/10.1016/j.wace.2025.100848

290. Miljøstyrelsen. (2023). Stormfloden Oktober 2023. https://mst.dk/erhverv/kyster-og-klimatilpasning/klimatilpasning/stormflod-og-beredskab/stormfloden-oktober-2023

291. Danmarks Meteorologiske Institut. (2025). Oversvømmelser i Danmark: Årsager, koblinger og strategier for klimatilpasning. DMI Rapport 25-04. https://www.dmi.dk/fileadmin/Rapporter/2025/DMI_rapport_25-04_-_Oversv%C3%B8mmelser_i_Danmark.pdf

292. Newell, M. L., Drews, M., Böhnisch, A., Ravn, N. H., & Larsen, M. A. D. (2026). Attribution of the 2024 record-breaking precipitation event in Southern Denmark to human-induced climate change. Weather and Climate Extremes, 51, 100848. https://doi.org/10.1016/j.wace.2025.100848

293. Seidenfaden, I. K., Skjerbæk, M. R., Henriksen, H. J., Kjeldsen, K. K., & Sonnenborg, T. O. (2025). Compound flooding from storm surges, precipitation, rivers, and groundwater: Hydrodynamic modeling in a coastal catchment. Water Resources Research, 61(8), e2024WR037563. https://doi.org/10.1029/2024WR037563

294. CONCITO. (2025). Status på kommunernes klimahandling: Etablering af et monitoreringssystem. https://concito.dk/udgivelser/status_paa_kommunernes_klimahandling_april2025

295. Danmarks Meteorologiske Institut. (2026).



Danmarks Meteorologiske Institut

Sankt Kjelds Plads 11, 2100 København Ø
Tlf. : +45 39 15 75 00
E-mail: NCKF@dmi.dk