

Trender i havforsuring og antropogent karbon i de nordiske hav, Nordsjøen og Skagerrak

Forfattere/Author:

Ingunn Skjelvan¹, Emil Jeansson¹, Melissa Chierici², Filippa Fransner³, Friederike Fröb⁴, Jerry Tjiputra¹, Nadine Goris¹, Siv K. Lauvset¹, Abdirahman Omar¹, Elizabeth Jones², Agneta Fransson⁵, Sólveig R. Ólafsdóttir⁶, Truls Johannessen³, Are Olsen³, Marit Norli⁷ og Lise B. Apelthun³

¹NORCE Norwegian Research Centre, Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen, Norway

²Institute of Marine Research, Fram Centre, Tromsø, Norway

³Geophysical Institute, University of Bergen, and Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen, Norway

⁴Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany

⁵Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norway

⁶Marine and Freshwater Research Institute, Reykjavík, Iceland

⁷Norwegian Institute for Water Research, Norway

Rapport 4-2022 NORCE Klima og miljø

Rapporttittel	Trender i havforsuring og antropogent karbon i de nordiske hav, Nordsjøen og Skagerrak
Prosjektnummer	103120
Institusjon	NORCE Klima og miljø
Oppdragsgiver	Miljødirektoratet
Gradering	Åpen
Rapportnr. NORCE Klima og miljø	4-2022
Rapportnr. Miljødirektoratet	M-2256 2022
ISBN	ISBN 978-82-8408-121-2
Antall sider	51
Publiseringsdato	April, 2022
CC-lisens	CC BY 4.0
Sitering	Skjelvan mfl., Trender i havforsuring og antropogent karbon i de nordiske hav, Nordsjøen og Skagerrak, NORCE Klima og miljø rapport 4-2022.
Bildekreditering	
Geografisk område	Norske havområder
Stikkord	Havforsuring, antropogent karbon, trender
Sammendrag	

Se under

Revisjoner

Rev.	Dato	Forfatter	Kontrollert av	Godkjent av	Årsak til revisjon
1	01.04.2022	Skjelvan m.fl.			Fagfelleevaluering av artikkel som deler av rapporten er basert på

Innhold

Sammendrag	4
Engelsk sammendrag	5
1. Bakgrunn	6
2. Innledning	6
3. Havforsuring	7
4. Antropogent karbon	8
5. Område, data og metoder	9
5.1. De nordiske hav	9
5.2. Data og metoder	10
6. Resultat og diskusjon	13
6.1. Trender i pH og Ω_{Ar}	13
6.2. Drivere for observerte trender	19
6.3. Trender i antropogent karbon	23
6.4. Modellresultat og klimatologi	27
6.5. Implikasjoner for korallrev	29
7. Konklusjon	31
8. Takk til andre dataleverandører	32
9. Referanser	32
10. Vedlegg	36
10.1. Uorganisk karbon i havet	36
10.2. Drivere av pH-endringer	38
10.3. C_{ant} -beregning	39
10.4. Modelldata	39
10.5. Trender i ulike variable	40
10.6. Resultat fra modeller og klimatologi	47

Sammendrag

Denne rapporten baserer seg på artikkelen “Acidification of the Nordic Seas” av Fransner mfl. (2022). I tillegg presenteres havforsuringstrender (=endring over tid) i Nordsjøen og Skagerrak og trender i antropogent karbon (C_{ant}) i de nordiske hav, Nordsjøen og Skagerrak.

Måledata fra de nordiske hav i perioden 1981 til 2019 viser at pH i snitt har avtatt med $0,0028 \text{ yr}^{-1}$ som tilsvarer en pH-reduksjon på 0,11 over 39 år. Dette er dobbelt så mye som den modellerte pH-reduksjonen over perioden 1850-1980 i samme område ($-0,05$ over 130 år). Modellkjøringer viser at fram til slutten av dette århundret forventes det ytterlige endringer i pH i overflatevann på mellom -0.04 og -0.4 avhengig av hvilket utslippsscenario som brukes.

Måledata fra ulike regioner i de nordiske hav viser at pH-trenden i overflatevann er av størrelse $-0,002$ til $-0,003 \text{ yr}^{-1}$. Trenden er primært drevet av økende løst uorganisk karbon (C_T) som delvis skyldes opptak av atmosfærisk, og dermed også antropogent, CO_2 . I overflatevann i Norskebassenget og Islandshavet avtar pH raskere enn det som kan forklares av CO_2 -opptak fra atmosfæren alene, og resten av endringa skyldes at partialtrykket av CO_2 ($p\text{CO}_2$) i havoverflata over tid øker raskere enn atmosfærisk CO_2 . Dette kan skyldes både redusert primærproduksjon og økende havtemperatur.

pH-endringene i overflatevann i de nordiske hav er statistisk signifikante bortsett fra i Barentshavsåpningen, der en relativt kraftig økning i total alkalinitet (A_T) motvirker den negative pH-trenden. Havforsuringssignalet kan i noen regioner måles helt ned til 2000 m. Vann på 1000-2000 m dyp nærmer seg nå grensen for undermetning av aragonitt (kalsiumkarbonat).

I Nordsjøen og Skagerrak finnes måledata fra periodene 2001-2015 og 2001-2019. Trendene i pH og metningsgrad av aragonitt (Ω_{Ar}) i Nordsjøen er svake og ikke signifikante, mens i Skagerrak på dyp større enn 200 m avtar pH signifikant, og dypere enn 500 m er pH-trenden -0.0044 yr^{-1} . Trenden er primært drevet av endring i varmt og salt atlantisk vann som strømmer inn i området.

Antropogent karbon (C_{ant}) øker i de fleste deler av de nordiske hav, bortsett fra i Barentshavsåpningen. I Norskebassenget øker C_{ant} signifikant på alle dyp, mens i Lofotenbassenget er C_{ant} -økningen signifikant mellom 200 og 2000 m dyp. I Nordsjøen er ikke trendene i C_{ant} signifikante, men i Skagerrak øker C_{ant} signifikant på alle dyp. Det er generelt godt samsvar mellom trender i C_T og C_{ant} , og dette viser at økende mengde C_{ant} i havet er den dominerende driveren for økende C_T .

Observerte forekomstene av korallrev i de nordiske hav lever stort sett på dyp som i dag er overmetta med aragonitt. Dette vil endres i framtida avhengig av hvilket utslippsscenario for CO_2 som følges. Hvis CO_2 -utslippene fortsetter som i dag (RCP8.5) vil alt vann dypere enn ca. 20 m i de nordiske hav bli undermetta med aragonitt når vi nærmer oss slutten på dette århundret, og dette vil få dramatiske konsekvenser for korallrev i hele de nordiske hav.

Engelsk sammendrag

This report is based on the paper “Acidification of the Nordic Seas” by Fransner et al. (2022). In addition, we present ocean acidification trends from the North Sea and Skagerrak and trends of anthropogenic carbon from all of the above-mentioned areas.

Observations from the Nordic Seas during the period 1981 to 2019 shows a reduction in the average pH of -0.11 , which corresponds to -0.0028 yr^{-1} . This is twice the size of the modelled pH reduction over the period 1850-1980 in this area. Model runs show that by the end of this century, an additional pH change of -0.04 to -0.4 is expected, dependent on which CO_2 emission scenario is used in the calculations.

Six different regions in the Nordic Seas have been examined and the surface water shows a negative pH trend between -0.002 and -0.003 yr^{-1} , primarily driven by increases in dissolved inorganic carbon (C_T). The positive C_T trend is due to the uptake of anthropogenic carbon from the atmosphere and decreasing CO_2 undersaturation of surface water, which is likely connected to decreased primary production and increasing seawater temperature.

The surface water pH trends in the Nordic Seas are statistically significant in all regions except in the Barents Sea Opening, where a relative strong increase in total alkalinity (A_T) counteracts the negative pH trend. In some of the regions, the ocean acidification signal is detectable to depths of 2000 m. At 1000-2000 m depth in the Nordic Seas, the water is approaching the limit for undersaturation with respect to aragonite.

In the North Sea and Skagerrak, available observations are from the years 2001-2015 and 2001-2019, respectively. The trends in pH and Ω_Ar (saturation state of aragonite) in the North Sea are weak and not significant. The pH trend in the Skagerrak is significantly negative at all depths below 200 m. At depths below 500 m the rate is -0.0044 yr^{-1} , which is primarily driven by changes in the warm and saline Atlantic water entering the area.

Anthropogenic carbon (C_ant) increases over time in most of the regions in the Nordic Seas, except the Barents Sea Opening. No significant trends in C_ant are found in the North Sea, however, in the Skagerrak, the C_ant trends are positive throughout the water column. In general, the trends in C_T match those of C_ant , which indicates that the increasing amount of C_ant is the dominating driver for trends in C_T .

In the Nordic Seas, there are observed numerous coral reefs that live in water environments currently supersaturated with respect to aragonite. In the future, this will change dependent on which CO_2 emission scenario is in play. If the CO_2 emission continues as previously (RCP8.5), the Nordic Seas deeper than 20 m will be undersaturated with respect to aragonite by the end of this century. This will have devastating effects for the coral reefs in the Nordic Seas.

1. Bakgrunn

I 2014 ble det, på oppdrag fra Miljødirektoratet, gjort en analyse av data fra de nordiske hav i perioden 1981-2013 (Skjelvan mfl., 2014). Analysen var todelt, der den ene delen tok for seg trender i ulike karbonvariabler i de nordiske hav, altså hvordan de ulike variablene hadde endra seg over tid, og hvilke prosesser som drev de observerte trendene. Den andre delen fokuserte på antropogent (menneskeskapt) karbon og presenterte estimat over hvor mye antropogent karbon som var lagret i de ulike bassengene i de nordiske hav.

Siden den gang har mer data blitt samlet inn fra dette havområdet, og en ny og omfattende analyse av trender og drivere er nylig blitt gjort av Fransner mfl. (2022) der også modellering av trender mellom 1850 og 2100 er inkludert. Analysen er publisert i det vitenskapelige tidsskriftet *Biogeosciences*, og vi ber om at det refereres til Fransner mfl. (2022) når man viser til havforsuringstrender i de nordiske hav.

Denne rapporten inneholder en popularisering av hovedresultatene fra Fransner mfl. (2022), og bakgrunnen for dette er et ønske om å gjøre resultatene tilgjengelige for andre miljøer enn de vitenskapelige. Rapporten inneholder også en sjølstendig evaluering av havforsuringstrender i Nordsjøen og Skagerrak samt trender av antropogent karbon i de nordiske hav og tilstøtende havområder.

2. Innledning

Siden starten av den industrielle revolusjon og fram til i dag har antropogen aktivitet som brenning av fossilt brensel og sementproduksjon, ført til at 665 ± 65 Gt ($=10^9$ tonn) karbon er sluppet ut i atmosfæren (Friedlingstein mfl., 2020). 25% av utslippene har blitt tatt opp i havet som CO_2 (karbondioksid) og på denne måten dempet den globale oppvarminga. Men opptaket av CO_2 i havet koster i form av at havet blir surere, det vil si at konsentrasjon av hydrogenioner ($[\text{H}^+]$) øker og dermed avtar pH (se Vedlegg). Dette kalles havforsuring. Over de siste 200 år har den globale pH-verdien i overflatevann avtatt med 0,1 pH enheter fra 8,2 til 8,1 (Gattuso og Hansson, 2011). Dette tilsvarer en økning i $[\text{H}^+]$ på ca. 26%, som vil si at havoverflata har blitt 26% surere enn i førindustriell tid. Ifølge modeller vil pH i havoverflata avta ytterligere med 0,1-0,4 pH-enheter når vi nærmer oss år 2100, avhengig av hvilket utslippsscenario man legger til grunn (Bopp mfl., 2013). Den pågående havforsuringa representerer en trussel for organismer som har skjelett eller skall laget av kalk (Doney mfl., 2020 og deres referanser) da slike organismer vil ha vansker med å vokse og formere seg hvis havet blir for surt. Disse organismene representerer viktige brikker i næringskjeden og det er derfor viktig å forstå hvordan havforsuring virker i ulike havområder og følge med på hvordan havforsuringstilstanden utvikler seg over tid.

Mens globale middelerverdier for havforsuring er relativt godt kjent for ulike tidsepoker (Caldeira og Wickett, 2003; Kwiatkowski mfl., 2020), er situasjonen en annen på regionalt nivå. Havforsuring i de nordiske hav er av spesiell interesse fordi havområdet er et av få steder i verden der dypvann blir danna (Våge mfl., 2015). Dette skjer om vinteren når overflatevann avkjøles, blir tyngre enn omliggende vann og synker nedover i dypet. Vannet

som synker bringer med seg karbon og oksygen fra overflata, og det nye, dype vannet spres og strømmer sørover og bidrar til utskifting av de dype vannmassene i alle verdenshav.

Fransner mfl. (2022) har brukt historiske og nye data fra de nordiske hav til å studere hvordan havforsuring har endret seg over en periode på nesten 40 år. Forskerne har også modellert havforsuring i perioden fra starten av den industrielle revolusjon (1850) og fram til 2100, og Fransner mfl. (2022) er dermed de første som bruker både observasjoner og modeller for å studere havforsuringstrender over så lange tidsserier.

I denne rapporten har vi også undersøkt om det er mulig å se endringer i havforsuring over tid i kystnære områder som Nordsjøen og Skagerrak. Videre har vi beregnet hvordan innholdet av antropogent karbon har endra seg over tid i de ulike regionene i området.

3. Havforsuring

Havets uorganiske karbonsystem beskrives av variablene C_T (løst uorganisk karbon), A_T (total alkalinitet), pCO_2 (partialtrykk av CO_2) og pH (se Vedlegg 10.1, Tabell V1 og Figur V1 for forklaring). Når havoverflata absorberer CO_2 fra atmosfæren vil karbonsystemet i havet virke som en buffer og dempe de store endringene i pH. Men dette bildet har endret seg siden den industrielle revolusjon, og havet tar nå opp stadig større mengder CO_2 fra atmosfæren. Bufferkapasiteten er under press, konsentrasjonen av H^+ -ioner øker og havet blir surere.

Havforsuring defineres ved hjelp av pH og metningsgrad av kalsiumkarbonat (Ω , se Tabell V1 i Vedlegg 10.1), der kalsiumkarbonat kan være kalsitt (Ca) eller aragonitt (Ar). pH og Ω er påvirket av opptak av CO_2 fra atmosfæren, men også av prosesser som fotosyntese, respirasjon, produksjon og nedbrytning av kalkskjell, oppvarming, nedkjøling, og blanding med ferskere eller saltere vannmasser. Disse prosessene påvirker ikke bare pH og Ω , men hele karbonsystemet i havet. For eksempel vil primærproduksjon føre til at C_T avtar og A_T øker, mens danning av kalkskall fører til avtakende C_T og A_T (Tabell 1 og Vedlegg 10.1 Figur V1).

Temperatur påvirker pH både *direkte* og *indirekte*. Den *direkte* påvirkninga skjer via likevektskonstanter som endres med temperatur og fører til endringer i konsentrasjonene av de ulike karbonkomponentene i vann og dermed også endringer i H^+ -konsentrasjonen. Slik fører økende temperatur til reduksjon i pH. Den *indirekte* påvirkninga temperatur har på pH skjer gjennom løselighet av CO_2 . Når temperaturen øker, vil løseligheten av CO_2 avta (det blir mindre «plass» til CO_2 i vannet). Som en konsekvens av dette vil CO_2 i havet gasse ut til atmosfæren. Dette gir lavere konsentrasjon CO_2 i havet, konsentrasjonen av H^+ -ioner vil avta og pH vil øke. Nettoeffekten av en temperaturøkning er at pH endres relativt lite (avtar litt), men Ω endres mye (øker). Dette ses tydelig i Figur V12 (i Vedlegg), der Ω avtar med avtakende temperatur nordover i de nordiske hav, mens pH bare øker litt langs samme rute.

Tabell 1. Endring i pH, Ω_{Ar} (metningsgrad av aragonitt) og Ω_{Ca} (metningsgrad av kalsitt) som et resultat av andre prosesser eller endringer.

Prosess	pH	Ω_{Ar} og Ω_{Ca}
Temperatur øker - likevektskonstanter endres - løselighet av gass avtar	avtar øker	øker øker
Saltinnhold øker - likevektskonstanter endres - is fryser - innblanding av saltere vannmasser	avtar øker øker	avtar øker øker
C_T øker - CO_2 -opptak fra atmosfæren - respirasjon - remineralisering - nedbryting av kalkskall	avtar avtar avtar øker	avtar avtar avtar øker
A_T øker - fotosyntese - nedbryting av kalkskall	øker øker	øker øker

Ω er et mål på hvor lett kalkskall som er i kontakt med sjøvann lar seg løse opp, og viss denne variabelen er for lav så vil kalkskjell bli kjemisk nedbrutt og forvitte. Studier viser at Ω_{Arg} -verdier på 1.4 kan være kritiske for organismer med aragonittskall som for eksempel vingesneglen *Limacina helicina* (Comeau mfl., 2013; Bednarsek mfl., 2021; Niemi mfl., 2021). Vingesneglen er viktig mat for polartorsk, laks og sjøfugl. Lave Ω -verdier vil også være ødeleggende for korallrev, som det er rikelig av langs norskekysten.

4. Antropogent karbon

Karbonsystemet påvirkes av naturlige variasjoner, men også av antropogent CO_2 (C_{ant}) som tilsvarer endringen i CO_2 fra starten av den industrielle revolusjon og fram til i dag. Alt C_{ant} i havet kommer fra atmosfæren, og havets konsentrasjon av C_{ant} forteller oss når vannet sist var i kontakt med atmosfæren; overflatevann i kontakt med atmosfæren har høye C_{ant} -verdier mens gammelt bunnvann som ikke har vært i kontakt med atmosfæren på flere hundre år har lave C_{ant} -verdier. Konsentrasjonen av C_{ant} kan variere mye fra sted til sted. I forhold til C_T er konsentrasjonen av C_{ant} liten (typisk 100:1), men C_{ant} kan likevel stå for store deler av endringa i C_T . Utfordringa med C_{ant} er at den ikke kan måles direkte, men må finnes ved hjelp av indirekte metoder (for eksempel Gruber mfl., 1996).

Bufferkapasiteten til sjøvann beskriver hvilken kapasitet vannet har til å nøytralisere karbonsyre og motvirke endringer i pH, og denne kapasiteten kan omtrentlig beskrives ved

forholdet mellom C_T og A_T (se Tabell V1 i vedlegg) og hvor mye karbonat som er til stede i vannet. I de relativt kalde nordiske hav er konsentrasjonen av karbonat lav, vannet inneholder noe mer C_T og mindre A_T enn varmere vann lenger sør. Derfor har vannet lavere bufferkapasitet og er mer sensitivt for pH endringer enn varmere vann lenger sør. Det varme vannet i sør har større kapasitet til å ta opp C_{ant} enn det kaldere vannet i nord fordi det inneholder mer karbonat, har større bufferkapasitet og kan derfor omforme mer CO_2 til bikarbonat enn vann lenger nord. Derfor har Atlantisk vann som strømmer inn i de nordiske hav høyere konsentrasjon av C_{ant} enn det kalde polarvannet (Jeansson mfl., 2011; Ulfso mfl., 2018). C_{ant} transporteres med havstrømmene og blandes nedover i dypet i områder der nytt dypvann blir danna.

I tillegg til bufferkapasitet vil også temperaturen påvirke vannets CO_2 -innhold. Det kalde vannet i nord kan holde på mer gass enn det varmere vannet ved ekvator, og derfor er C_T i nord noe høyere enn C_T i sør. Men disse temperaturendringene vil i liten grad påvirke C_{ant} .

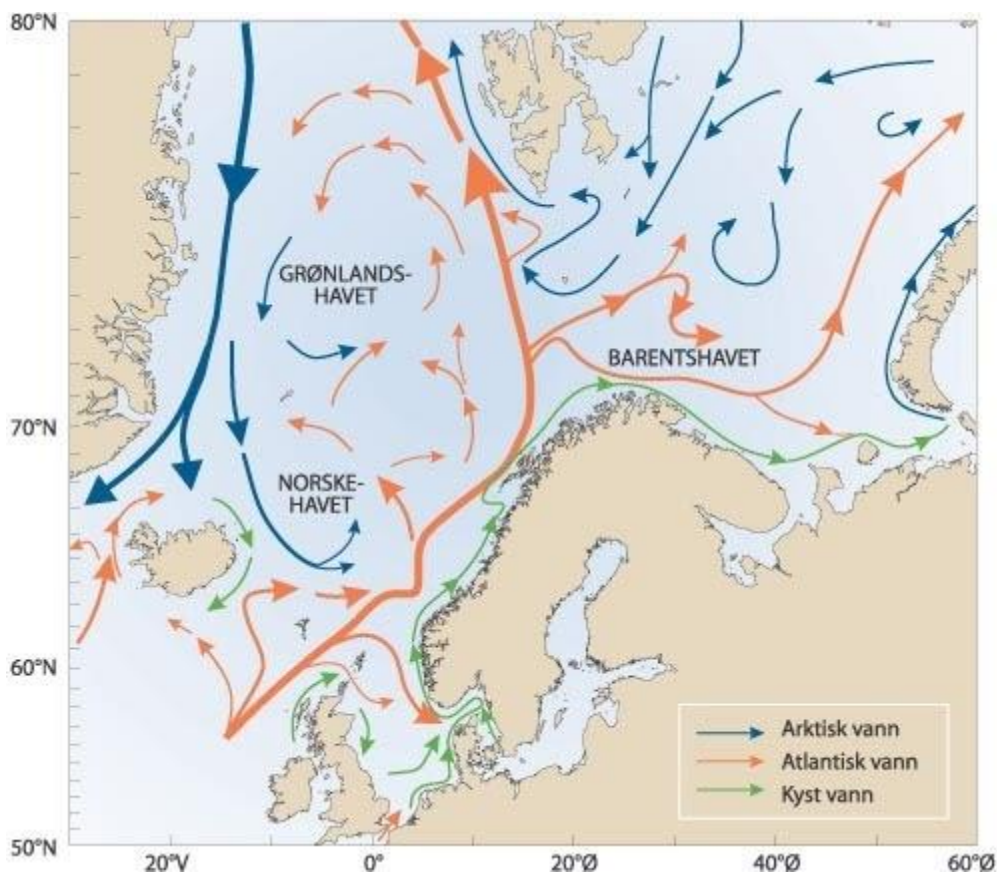
Kort fortalt er det endringen i bufferkapasitet mellom sør og nord som gjør at vann ved ekvator inneholder mer C_{ant} enn vann på våre breddegrader, mens det er temperaturforskjellen mellom sør og nord som gjør at vann ved ekvator har lavere C_T -innhold enn vann på våre breddegrader.

5. Område, data og metoder

5.1. De nordiske hav

De nordiske hav består av Norskehavet, Islandshavet og Grønlandshavet. Norskehavet er delt opp i to dype basseng - Norskebassenget og Lofotenbassenget - og sørøst for Norskehavet finner vi Nordsjøen og Skagerrak. Figur 1 viser hvordan havstrømmene går i de nordiske hav og omliggende områder. Varmt og salt atlantisk vann med opprinnelse i Golfstrømmen strømmer nordover og inn i de nordiske hav og skifter navn til den norske Atlanterhavsstrømmen. Ei lita grein av denne strømmen bøyer østover og inn i Nordsjøen mens resten følger den norske kontinentalsokkelen nordover og dominerer den øvre vannmassen både i Norskebassenget og Lofotenbassenget. Nord for Norge bøyer ei grein av strømmen østover og inn i Barentshavet og etter hvert ei grein vestover inn i Grønlandshavet. Resten strømmer nordover langs Svalbard, gjennom Framstredet og inn i Arktis. På vei nordover avkjøles vannet og blir dermed i stand til å ta opp mer CO_2 fra atmosfæren. Framstredet er påvirket av både atlantisk og kaldt og ferskt polart vann, men Fransner mfl. (2022) har fokusert på østre del av stredet som primært har signal fra atlantisk vann. Sørøst langs Grønlandskysten strømmer den kalde Øst-Grønlandsstrømmen med opprinnelse i Polhavet. Ei grein av denne bøyer inn i Grønlandshavet og blandes med varmt atlantisk vann og tilsvarende blanding finner sted i Islandshavet (Våge mfl., 2015; Lauvset mfl., 2018; Olafsson mfl., 2021). Under overflatestrømmene i de nordiske hav flyter det intermediære vannet og i dypet finnes det kalde dyp- og bunnvannet. Tykkelsen på de ulike lagene varierer fra sted til sted. I Grønlandshavet dannes det dypt og intermediært vann mens det i Islandshavet blir danna intermediært vann. Langs norskekysten strømmer den relativt ferske norske kyststrømmen med opprinnelse i Østersjøen. Saltinnhold og utbredelse varierer med årstider og sted, og den blir tilført ferskvann fra elver langs hele

kysten. I Skagerrak er overflata primært påvirka av vann fra Østersjøen, mens vann med atlantisk signatur finnes på større dyp. Nordsjøens overflatelag er påvirka av både atlantisk vann og ferskere vann fra Østersjøen, mens de dypere lagene er dominert av atlantisk vann.



Figur 1. Havsirkulasjonen i de nordiske hav og tilstøtende områder (fra www.imr.no).

5.2. Data og metoder

Tabell 2 er en oversikt over data som er brukt i Fransner mfl. (2022) og i trendanalysen i Nordsjøen og Skagerrak.

Trendanalysen i Nordsjøen og Skagerrak er gjort på samme måte som analysen i Fransner mfl. (2022). Målte verdier av C_T , A_T , temperatur, salt og næringssalt (Tabell 2) er brukt til å beregne pH, Ω_{Ar} og C_{ant} (se Tabell V1 i Vedlegg 10.1 for flere detaljer). Trender av pH, Ω_{Ar} og C_{ant} er beregna i seks ulike regioner i de nordiske hav (Fransner mfl., 2022) og i to mer kystnære områder (denne studien), der de ulike regionene representerer ulike hydrografiske regimer. De ulike regionene er Norskebassenget (NB), Lofotenbassenget (LB), Barentshavsåpningen (BSO), østre Framstredet (FS), Grønlandshavet (GS), Islandshavet (IS), Nordsjøen (NS) og Skagerrak (SR), se Figur 2.

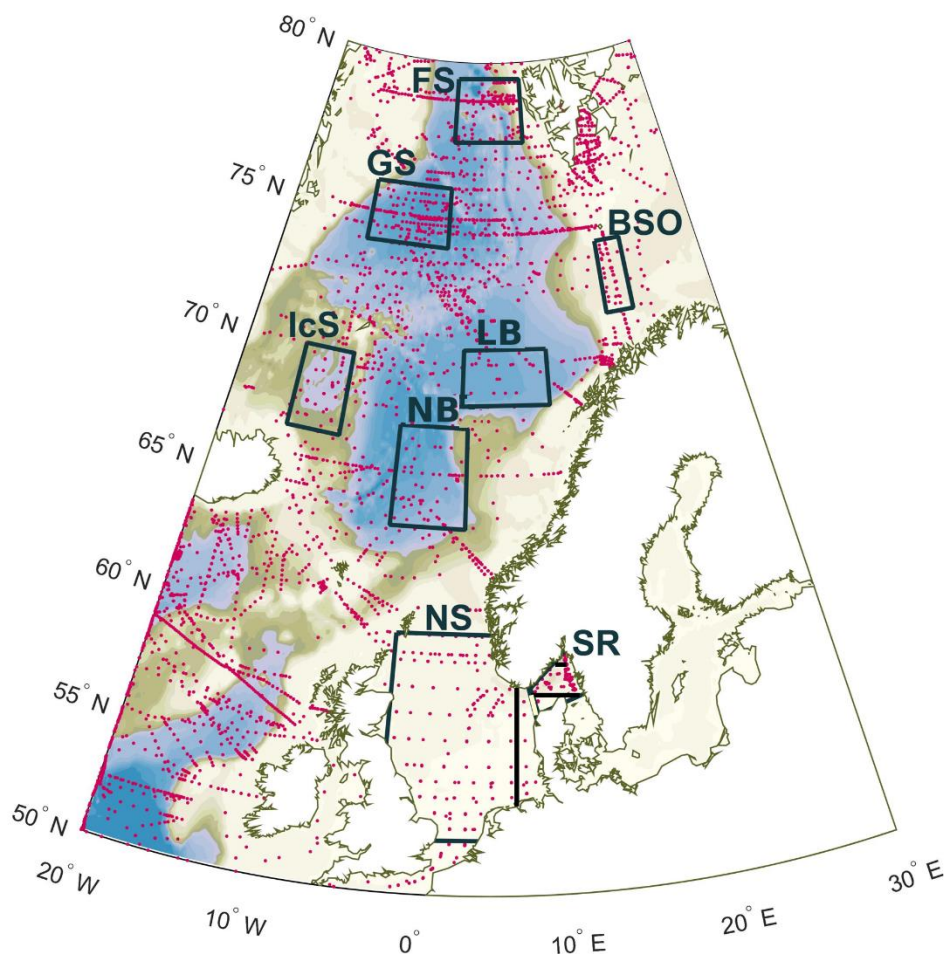
Tabell 2. Oversikt over hvilke datakilder som er brukt i denne rapporten.

Data	Tidsrom	Variable	Referanse
GLODAPv2.2019	1981-2019	C _T , A _T , T, S, O ₂ , ns, KFK	Olsen mfl. (2019)
Tilførselsprogrammet	2011-2012	C _T , A _T , T, S, ns	Chierici mfl. (2012; 2013)
Havforsuringsprogrammet	2013-2019	C _T , A _T , T, S, ns	Chierici mfl. (2014; 2015; 2016; 2017), Jones mfl. (2018; 2019; 2020)
Stasjon M*	2008-2012	C _T , A _T , T, S, ns	Skjelvan mfl. (2008; 2021)
Islandshavet**	2014-2019	C _T , A _T , T, S, ns	Olafsson mfl. (2009)
Framstredet	2014	C _T , A _T , T, S, ns	Chierici mfl. (2019)
Nordsjøen	2011	C _T , A _T , T, S, O ₂ , ns	H. Thomas pers. komm.
Skagerrak	2006	C _T , A _T , T, S, O ₂ , ns	Hjalmarson mfl. (2010) og L. Anderson, personlig kommunikasjon

* Data fra Stasjon M i perioden 2001-2007 finnes i GLODAPv2.2019 og data fra 2013-2019 finnes i Havforsuringsprogrammet. Skjelvan mfl. (2008) beskriver analysemetoden.

** Data fra Islandshavet i perioden 1985-2013 finnes i GLODAPv2.2019. Olafsson mfl. (2009) beskriver analysemetoden.
ns = næringssaltene nitrat, fosfat og silikat; KFK = klorfluorkarbon.

For hver region er trendene beregna i ulike dyplag; 0-200 m, 200-500 m, 500-1000 m, 1000-2000 m og 2000-4000 m. Trendene er funnet ved lineær regresjon av årsmiddelverdier for hver region og vanddyb over årene 1981-2019. Overflatelaget er 200 m dypt som er den omtrentlige dybden på sesongvariasjoner knytta til for eksempel biologisk produksjon (Skjelvan mfl., 2008).



Figur 2. Kart over tilgjengelige stasjoner (rosa) i de nordiske hav. Svarte bokser viser områder der trender er studert. FS = østre Framstredet; GS = Grønlandshavet, BSO = Barentshavsåpningen; IS = Islandshavet; NB = Norskebassenget; LB = Lofotenbassenget; NS = Nordsjøen; SR = Skagerrak. Kartet er modifisert fra Fransner mfl. (2022).

Videre er det undersøkt hva som driver de observerte endringene i pH og Ω_{Ar} . pH endres når salt, temperatur, C_T eller A_T endres, og her kvantifiseres bidraget fra hver enkelt variabel (se Vedlegg 10.2 for mer informasjon om metoden).

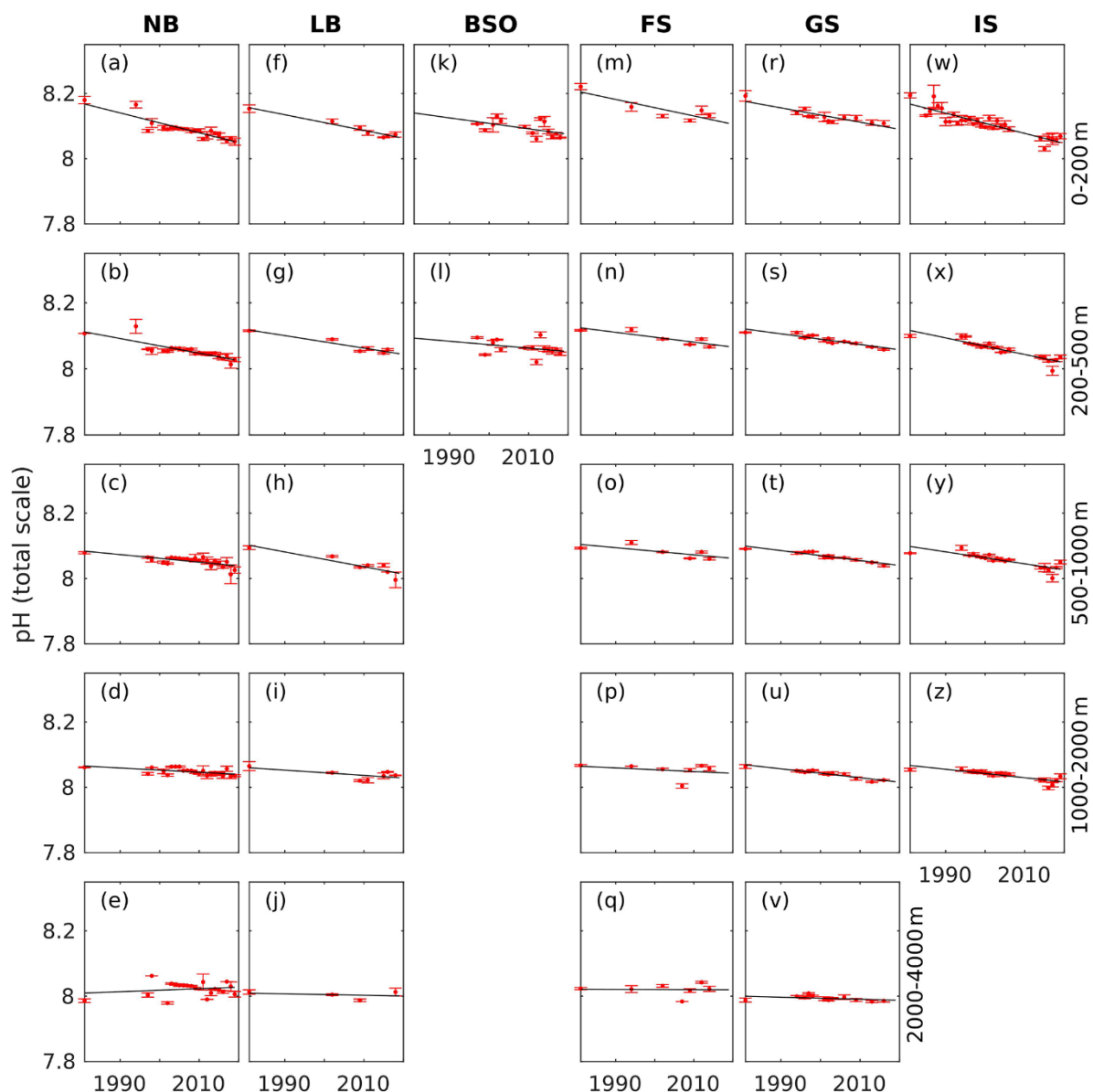
For å bestemme trenden av C_{ant} beregnes først variabelen C^* . Denne er konservativ, og påvirkes altså ikke av biologiske prosesser, og den har ingen kilder eller sluk i havet. C^* er summen av netto gassutveksling mellom luft og hav i førindustriell tid og tilførsel av C_{ant} . Endringer i C^* antas her å tilsvare endringen i C_{ant} (se Vedlegg 10.3 for mer informasjon om metoden).

Fransner mfl. (2022) har også brukt jordsystemmodellering (ESM – Earth System Models) for å beregne havforsuring i fortid (1850-2005) og i framtid (2006-2100) i de nordiske hav, og modellen NorESM1-ME er benytta (for mer informasjon, se Vedlegg 10.4 og Bentsen mfl., 2013; Tjiputra mfl., 2013, 2016). Beregning av havforsuring i framtid er gjort for de ulike utslippsscenarioene RCP2.6, RCP4.5 og RCP8.5 (se Vedlegg 10.5).

6. Resultat og diskusjon

6.1. Trender i pH og Ω_{Ar}

Figur 3 og Tabell 3 viser hvordan pH endres over tid i ulike dyp og i ulike bassenger i de nordiske hav. Det varierer hvor lange dataserier som er inkludert i hver region, men bildet er klart: pH avtar stort sett i alle regioner og dyp og er sterkest i det øverste laget ($-0,002$ til $-0,003 \text{ yr}^{-1}$). Usikkerheten i beregningene ligger mellom $\pm 0,0002$ og $\pm 0,0008 \text{ yr}^{-1}$. Islandshavet viser den sterkeste trenden i overflate-pH (-0.0031 yr^{-1}) og deretter følger Norskebassenget, Framstredet, Lofotenbassenget og Grønlandshavet. Trendene er også jevnt over signifikante (utheva skrift i Figur 3), med noen unntak, for eksempel i Barentshavsåpningen. Trenden i overflate-pH i Norskebassenget på $-0,003 \text{ yr}^{-1}$ er svakere enn $-0,0041 \text{ yr}^{-1}$ som ble beregna over årene 1981-2013 i Skjelvan mfl. (2014). Dette er primært knytta til at Fransner mfl. (2022) bruker en lengre dataserie. I tillegg er det små forskjeller i hvordan bassenggrensene er definert i Skjelvan mfl. (2014) og Fransner mfl. (2022). I Framstredet er pH-trenden i overflata ($-0,0025 \text{ yr}^{-1}$) signifikant i motsetning til det som Skjelvan mfl. (2014) beregna. Dette er sannsynligvis også knytta til at mer data har vært tilgjengelig for Fransner mfl. (2022).

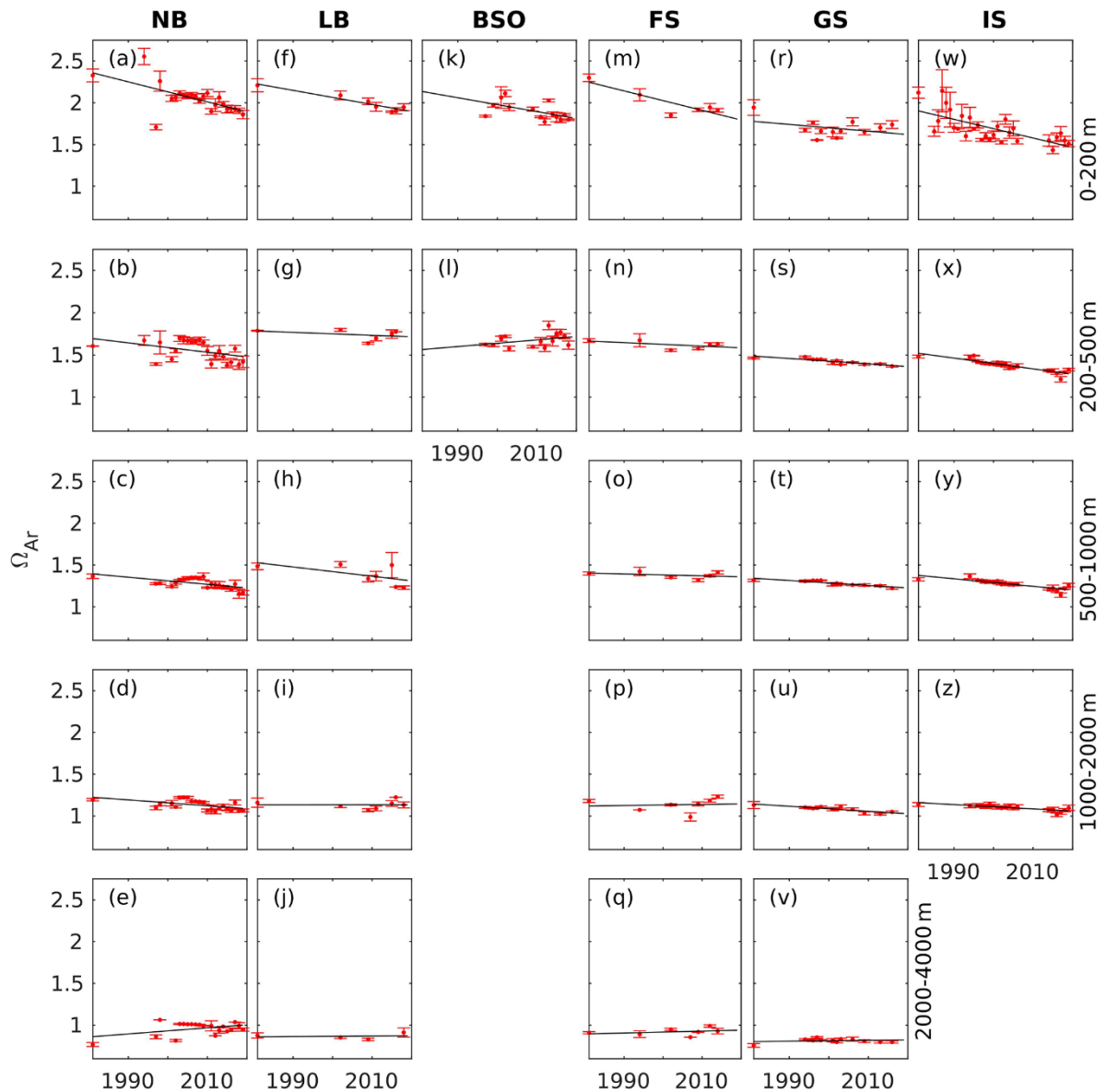


Figur 3. pH beregna fra observerte data). Røde punkt og intervaller viser årlige middelerverdier med tilhørende feilmarginer (standardavvik). Svart heltrukken linje viser pH-trenden. Trendverdi (yr^{-1}) er inkludert i Tabell 3. NB=Norskebassenget (a-e), LB=Lofotenbassenget (f-j), BSO=Barentshavsåpningen (k-l), FS=Framstredet (m-q), GS=Grønlandshavet (r-v), IS=Islandshavet (w-z). Fra Fransner mfl. (2022).

pH-trenden avtar nedover i dypet, men er fremdeles relativt sterk på 200-500 m dyp i Norske- og Lofotenbassenget og i Islandshavet, mens den er svakere i de andre regionene, og ikke signifikant i Barentshavsåpningen. Både Norskebassenget, Grønlands- og Islandshavet viser signifikante og relativt sterke pH-trender i alle vannlag ned til 2000 m dyp, som er det dypeste laget for Islandshavet. Dette er trolig knytta til danning av intermediært vann i Grønlandshavet som spres til intermediære dyp i Islandshavet og Norskebassenget (Jeansson mfl., 2017). På dypet 2000-4000 m er ingen av pH-trendene signifikante. Dette dypet domineres av gammelt arktisk vann som ikke har vært i kontakt med atmosfæren på flere hundre år. I Framstredet er pH-trenden ikke signifikant dypere enn 500 m.

Trender i Ω_{Ar} er vist i Figur 4, og som for pH ses også her de største endringene i overflata, der Ω_{Ar} -trendene er signifikante, negative og i størrelsesorden 10^{-2} yr^{-1} bortsett fra i Grønlandshavet der trenden er mindre og ikke signifikant. Mellom 200 og 2000 m i Norskebassenget, Grønlands- og Islandshavet er trenden i Ω_{Ar} negativ og signifikant, mens i de andre regionene er ikke Ω_{Ar} -trenden signifikant dypere enn 200 m.

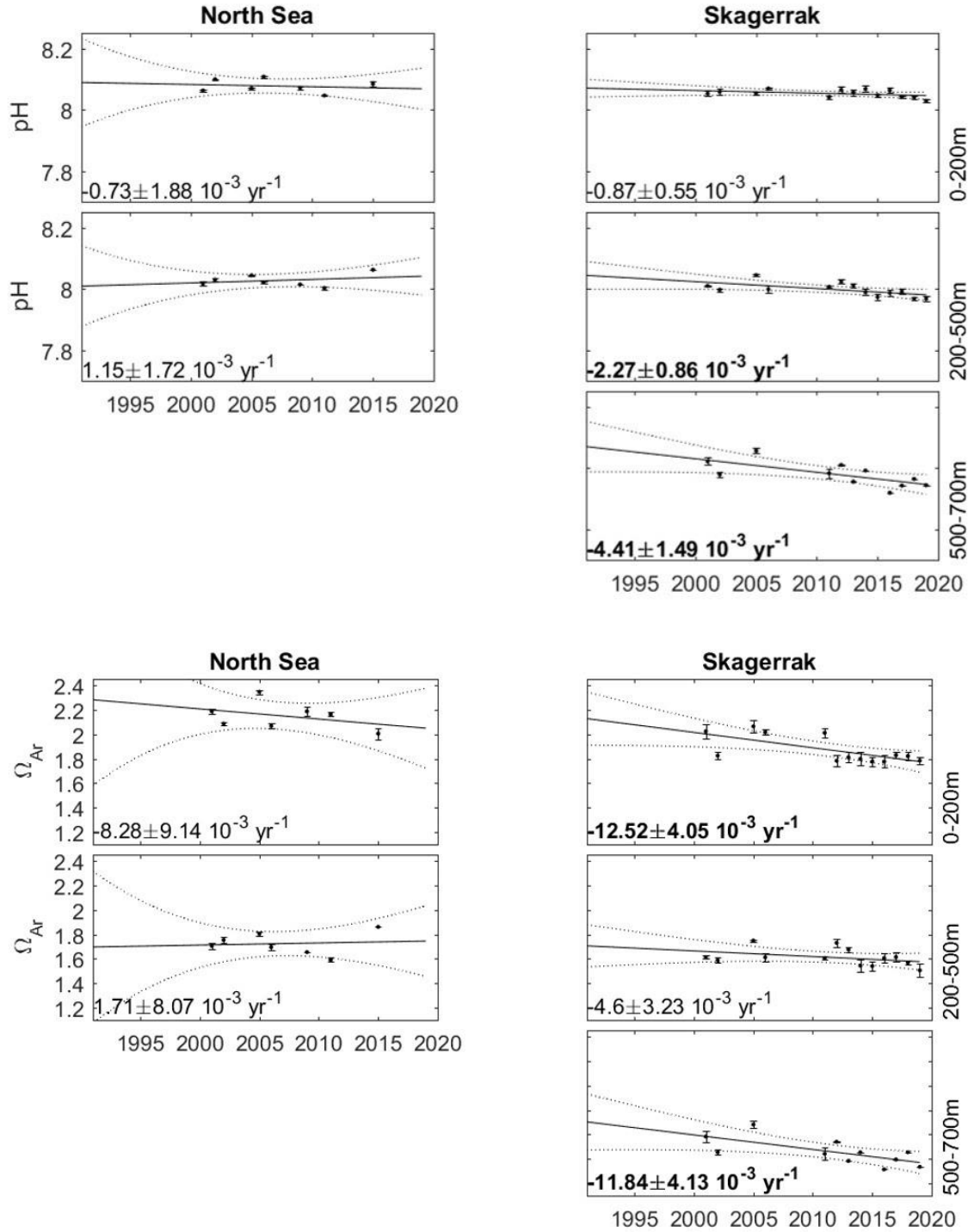
I løpet av perioden 1981-2019 har vannet på 1000-2000 m dyp nærma seg grensa for undermetning av aragonitt. På 2000-4000 m dyp er vannet i alle regionene nå undermetta med aragonitt ($\Omega_{Ar} < 1$), men Ω_{Ar} -trendene på dette dypet er ikke signifikante.



Figur 4. Metningsgrad av aragonitt (Ω_{Ar}) beregna fra observerte data. Røde punkt og intervaller viser årlige middelverdier med tilhørende feilmarginer (standardavvik). Svart heltrukken linje viser trenden i Ω_{Ar} . Trendverdi (yr^{-1}) er inkludert i Tabell 3. NB=Norskebassenget (a-e), LB=Lofotenbassenget (f-j), BSO=Barentshavsåpningen (k-l), FS=Framstredet (m-q), GS=Grønlandshavet (r-v), IS=Islandshavet (w-z). Fra Fransner mfl. (2022).

Trender i pH og Ω_{Ar} fra Nordsjøen og Skagerrak er vist i Figur 5. Her er brukt samme dybdeintervall som for de nordiske hav for å kunne sammenligne de ulike områdene, men ved å bruke et grunnere overflatedyp vil trendbildet endres (for eksempel Omar mfl., 2019). I Nordsjøens overflatevann finner vi svakt negative men ikke signifikante trender i både pH og Ω_{Ar} . I vanddyppet 200-500 m er trendene svakt positive, men heller ikke her er de signifikante. Usikkerheten er også høy for trendene i Nordsjøen. Det er lite data fra dette området og derfor har vi inkludert et svært stort areal i studien. Ulempen er at en dermed også inkluderer ulike vannmasser og høy variabilitet. Da er det heller ikke overraskende at trendene er svake og usikkerheten stor. I Skagerrak, derimot, finner vi signifikante og negative pH-trender i vann dypere enn 200 m og spesielt sterk er trenden i det dypeste vannet mellom 500 og 700 m ($-0,0044 \text{ yr}^{-1}$). Dette er en sterkere pH-trend enn på tilsvarende dyp i de nordiske hav, men likevel bare halvparten av trenden som ble presentert i Jones mfl. (2020) på $-0,0083$ basert på ni år (2011-2019) med data fra ytterste stasjon på snittet Torungen-Hirtshals. Forskjellen skyldes sannsynligvis at vår studie har inkludert data fra et større område enn det som ble presentert i Jones mfl. (2020). Ω_{Ar} -trenden i Skagerraks overflatevann er negativ, signifikant og av samme størrelsesorden som man finner i de Nordiske hav (10^{-2}). På 500-700 m dyp finner vi også en sterk og negativ Ω_{Ar} -trend ($-0,012$) som er mye sterkere enn det som finnes på samme dyp i de nordiske hav, men som tilsvarer trenden presentert i Jones mfl. (2020) på $-0,013$. Metningshorisonten for aragonitt er ikke nådd verken i Nordsjøen eller Skagerrak.

Omar mfl. (2019) analyserte kontinuerlige vinterdata fra overflata fra lasteskipet Nuka Arctica i Nordsjøen og Skagerrak og diskrete data fra tokt i samme område. De fant signifikante trender i pH og Ω_{Ar} i Nordsjøens overflatelag på henholdsvis $-0,0024 \text{ yr}^{-1}$ og $-0,01 \text{ yr}^{-1}$, men ikke signifikante trender i Skagerrak. Resultatene fra Omar mfl. (2019) er basert på et tynnere overflatelag og mindre Nordsjø-område enn det vi bruker i vår analyse. Vi har heller ikke vurdert kontinuerlige data.



Figur5. Øverst: pH og nederst: Ω_{Ar} beregna fra observerte data. Svarte punkt og intervaller viser årlige middelerverdier med tilhørende feilmarginer (standardavvik). Svarte heltrukne linjer viser trendene i pH og Ω_{Ar} , og svarte stipla linjer viser 95% konfidensintervall. Trendverdi (yr^{-1}) er inkludert i hvert panel. Utheva skrift betyr at trenden er signifikant forskjellig fra 0 (p-verdi 0,05).

Tabell 3. Trender i ulike dypintervaller i de nordiske hav, Nordsjøen og Skagerrak. Tall i **uthevet** skrift er trender som er signifikant forskjellig fra 0 (p-verdi 0,05 for alle variable bortsett fra C*, der p<0,1). Merk at trendene i de ulike regionene er basert på dataserier av ulik lengde. Antall desimaler speiler standardavviket i trendene, der null betyr at avviket er en størrelsesorden høyere enn trendverdien.

Dyp (m)	Region	T [°C yr ⁻¹]	S [yr ⁻¹]	C _T [μmol kg ⁻¹ yr ⁻¹]	A _T [μmol kg ⁻¹ yr ⁻¹]	pCO ₂ [μatm yr ⁻¹]	pH in situ [yr ⁻¹]	Ω _{Ar} [yr ⁻¹]	C _{ant} [μmol kg ⁻¹ yr ⁻¹]
0-200	NB	0,01	0,002	1,4	0	2,7	-0,0030	-0,012	0,6
	LB	0,021	0	1,1	0,1	2,1	-0,0024	-0,008	0,6
	BSO	-0,03	0	1,71	0,9	1,5	-0,0017	-0,008	0,2
	FS	-0,02	0,006	1,59	0,3	1,9	-0,0025	-0,012	0,8
	GS	0,05	0,006	0,96	0,4	1,8	-0,0022	-0,004	0,7
	IS	-0,003	0,004	1,35	0,2	2,6	-0,0031	-0,011	1,0
	NS	0	0,01	1,6	0,8	0	0	-0,008	0,2
	SR	0	-0,19	-2,2	-4	0,7	-0,0009	-0,013	1,8
200-500	NB	0,02	0	0,9	0	2,1	-0,0022	-0,006	0,8
	LB	0,07	0,0034	0,7	0,3	1,9	-0,0019	-0,002	0,7
	BSO	0,10	0,003	0,62	0,9	1,3	-0,0011	0,004	0,2
	FS	0,04	0,004	0,61	0,3	1,4	-0,0015	-0,002	0,9
	GS	0,031	0,0017	0,52	0,13	1,4	-0,0016	-0,0032	0,8
	IS	0,013	0,0016	0,76	-0,06	2,4	-0,0025	-0,0064	0,7
	NS	-0,03	0,002	0,1	0,5	-1	-0,001	0,002	1,1
	SR	0,04	-0,002	1,2	0,5	2,7	-0,0023	-0,005	1,4
500-1000	NB	-0,013	0,0005	0,60	0,18	0,9	-0,0012	-0,004	0,7
	LB	0	0,0006	1,1	0,2	2,3	-0,0023	-0,006	1,1
	FS	0,03	0,002	0,47	0,2	1,1	-0,0011	-0,001	0,6
	GS	0,024	0,0010	0,50	0,10	1,3	-0,0015	-0,0030	0,6
	IS	0,006	0,0004	0,49	-0,14	1,6	-0,0018	-0,0045	0,7
	SR	0,04	0,004	2,0	0,6	5	-0,004	-0,012	1,4
1000-2000	NB	-0,001	0,00027	0,23	0,19	0	-0,0007	-0,003	0,4
	LB	0,007	0,0002	0,6	0,2	1,1	-0,0008	0	0,7
	FS	0,010	0,0002	0,31	0	0,8	-0,0006	0	0,5
	GS	0,017	0,0005	0,40	0,07	1,0	-0,0014	-0,0030	0,5
	IS	0,0060	0,00028	0,28	-0,16	1,1	-0,0013	-0,0026	0,7
2000-4000	NB	0,0035	0,0002	0,3	0,2	0,6	0,0005	0,004	0,3
	LB	0,0037	0,0002	0,2	0,04	0,4	-0,0002	0	0,2
	FS	0,0068	0,00028	0,12	0	0,3	0	0,001	0,8
	GS	0,0117	0,0007	0,27	0,15	0,5	-0,0003	0,0005	0,1

6.2. Drivere for observerte trender

Havets pH endres når vannet tar opp CO_2 fra atmosfæren. I tillegg er pH påvirket av naturlige endringer i temperatur, salt, C_T og A_T , som alle er influert av klimaendringer. Tabell 1 viser en oversikt over faktorer som påvirker pH i åpent hav. C_T og A_T blir påvirket av biogeokjemiske prosesser (for eksempel primærproduksjon, respirasjon, kalkdanning, gassopptak, og opptak av C_{ant}) og prosesser som fører til fortynning/konsentrasjon (for eksempel smelting/danning av is, innblanding av ferskere eller saltere vann). Figur 6 viser hvilke faktorer som driver de observerte endringene i pH i de nordiske hav der høyden av stolpene representerer størrelsen på pH-endringa. Det første man kan legge merke til er at den observerte pH-endringa (OBS) er relativ lik pH-endringa som er beregna fra summen av de ulike driverne (Sum). Dette er en bekreftelse på at det er akseptabelt å dele endringa i pH opp i bidrag fra temperatur, salt, C_T og A_T . De svarte stjernene i Figur 6 (0-200 m, OBS) refererer til styrken på pH-trenden dersom det bare var opptak av atmosfærisk CO_2 som drev endringene. I overflatelaget (0-200 m) er pH-trenden i alle regionene omtrent lik (innenfor 95% konfidensintervall) trenden som forventes utelukkende fra opptak av atmosfærisk CO_2 . Unntaket er Norskebassenget og Islandshavet som har en pH-trend som er sterkere enn den bare fra opptak av atmosfærisk CO_2 , og det må derfor være flere grunner til den observerte trenden her. Grunnen er at $p\text{CO}_2$ i overflatevannet øker sterkere enn i atmosfæren i disse to områdene (se Figur V6 i Vedlegg). Det betyr at forskjellen mellom CO_2 -konsentrasjonen i atmosfæren og havoverflata blir mindre og mindre i dette havområdet. Det er flere grunner til at havoverflata er undermetta med CO_2 (dvs. lavere CO_2 -konsentrasjonen enn i atmosfæren) for eksempel kraftig primærproduksjon, nedkjøling av atlantisk vann som strømmer nordover langs den norske kontinentalsokkelen, eller innstrømming av kaldt polart vann som er undermetta med CO_2 . Hvis noen av disse prosessene endres, for eksempel en svakere avkjøling av det atlantiske vannet på vei nordover, vil dette påvirke forskjellen mellom $p\text{CO}_2$ i atmosfære og hav. I datasettene som er brukt er det en overrepresentasjon av data fra vår, sommer og høst, altså den biologisk produktive delen av året. Hvis biologisk produksjon blir svakere, vil også mindre CO_2 bli fiksert i organisk materiale og $p\text{CO}_2$ i overflata vil øke. En annen grunn kan være økende sommertemperatur over de siste tiårene. Hvis man for eksempel bare ser på prøver fra juni til august så øker CO_2 -metning i overflata. Lefèvre mfl. (2004) fant også at det var sterkere økning i overflate- $p\text{CO}_2$ om sommeren enn om vinteren i nordatlantisk subpolart vann (50-70°N, 60-10°V), og deres forklaring var en svakere biologisk produksjon.

Fra Figur 6 kan man se at det er primært økende C_T fra biogeokjemiske prosesser (C_{Tbg}) som driver de negative pH-endringer i de ulike regionene og ulike dyp. Dette er til dels motvirka av økende A_T fra biogeokjemiske prosesser (A_{Tbg}) som gir en positiv endring i pH. Effekten av økende A_{Tbg} er spesielt sterk i Barentshavsåpningen, og dette kan kanskje knyttes til gjentakende oppblomstring av kalkdannende coccolithoforider. Studier viser at tilstedeværelsen av slike organismer er økende i Barentshavet (Giraudeau mfl., 2016; Oziel mfl., 2020). Når coccolithoforider vokser vil A_{Tbg} reduseres og når skjellene løses opp vil A_{Tbg} øke. I tillegg vil prosesser som adveksjon, remineralisering og sedimentering spille inn, og nettoeffekten i A_T kan ikke enkelt bestemmes. Den observerte økningen av A_{Tbg} i

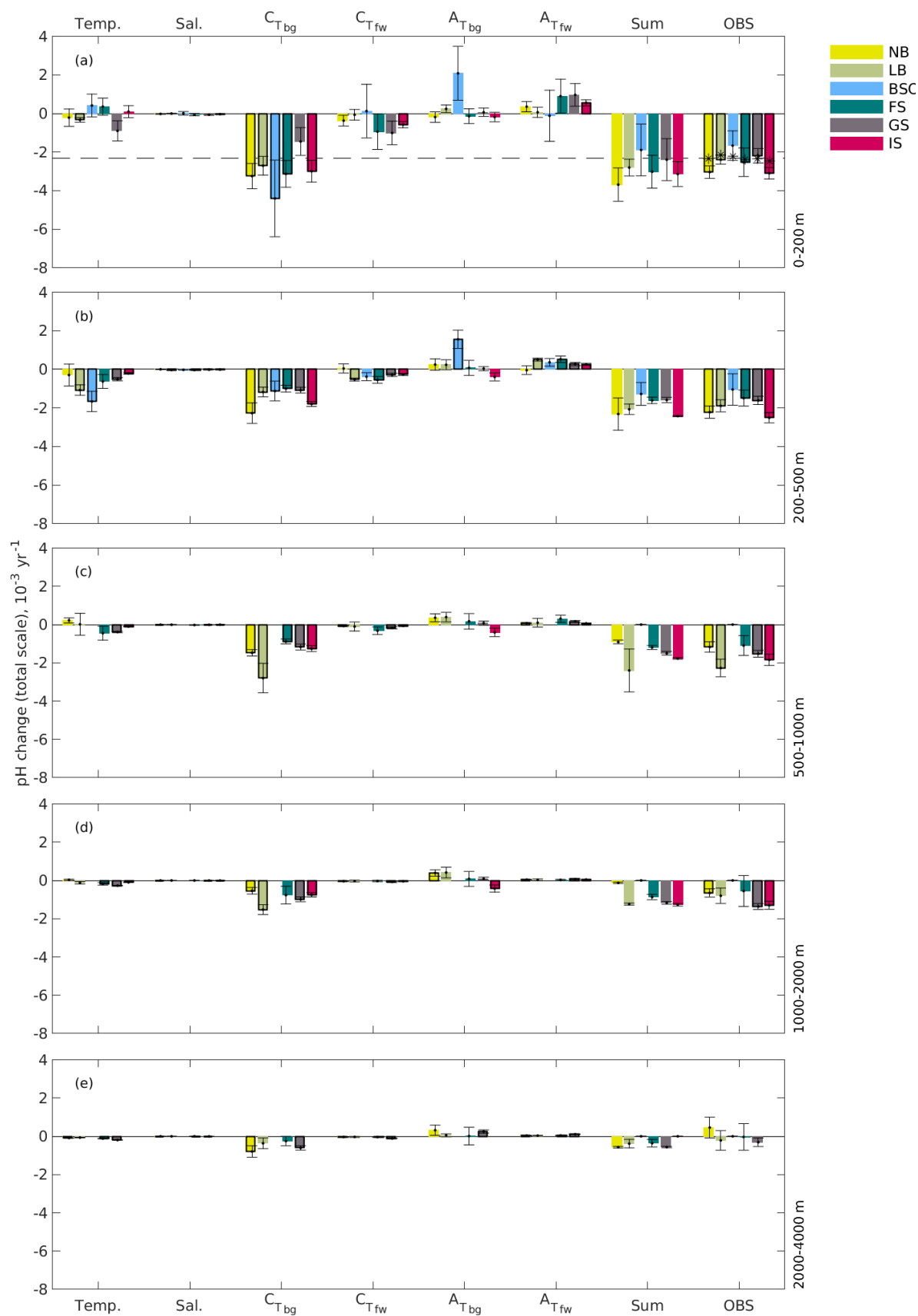
Barentshavsåpningen motvirkes av økende C_{Tbg} , og derfor er pH-endringen liten og ikke signifikant i dette området (se også Figur 3).

Over de siste tiårene har A_T økt på grunn av økende saltinnhold i de nordiske hav. Dette er ikke tydelig i det øverste vannlaget i Figur V3 (Vedlegg), men at innstrømmende atlantisk vann blir saltere er vist i mange andre studier, for eksempel Lauvset mfl. (2018). Komponentene fra ferskvannsblanding (C_{Tfw} , A_{Tfw}) har motsatt fortegn og kansellerer hverandre i områdene som studeres her. Derfor vil de ikke påvirke pH-endringa i særlig grad.

Temperaturendringer i overflatevannet påvirker pH relativt lite i de nordiske hav. Figur V2 i Vedlegg viser at temperaturendringer i overflata ikke er signifikante bortsett fra i Lofotenbassenget der en signifikant økning fører til en svakt avtakende pH. Temperaturendringene er i kontrast til andre studier som viser at overflatetemperaturen har økt i de nordiske hav (Blindheim og Østerhus, 2013; Lauvset mfl., 2018). Trenden i temperatur i Fransner mfl. (2022) er sannsynligvis knytta til at prøvene primært er fra vår, sommer og høst og dermed blir denne delen av året skjevfordelt i årsmidlene. Dette vil bare ha betydning for overflatelaget (se Vedlegg, Figur V2), og dypere enn 200 m øker temperaturen i de fleste regioner.

C_{Tbg} (biogeokjemisk komponent) i vannet øker over tid på alle dyp og dette fører også til pH-reduksjon på alle dyp, men havforsuringssignalet avtar i styrke med økende dyp. I dypvannet ses en oppvarming som tidligere er forklart av Østerhus og Gammelsrød (1999), og dette fører til en svak reduksjon i pH. Men også her dominerer C_T -økningen i enkelte av regionene (Norske- og Lofotenbassenget og Grønlandshavet). På 200-500 m dyp i Barentshavsåpningen vil pH-økning fra kraftig økende A_T motvirkes av pH-reduksjon dels fra varmere vann og dels fra økning i C_{Tbg} .

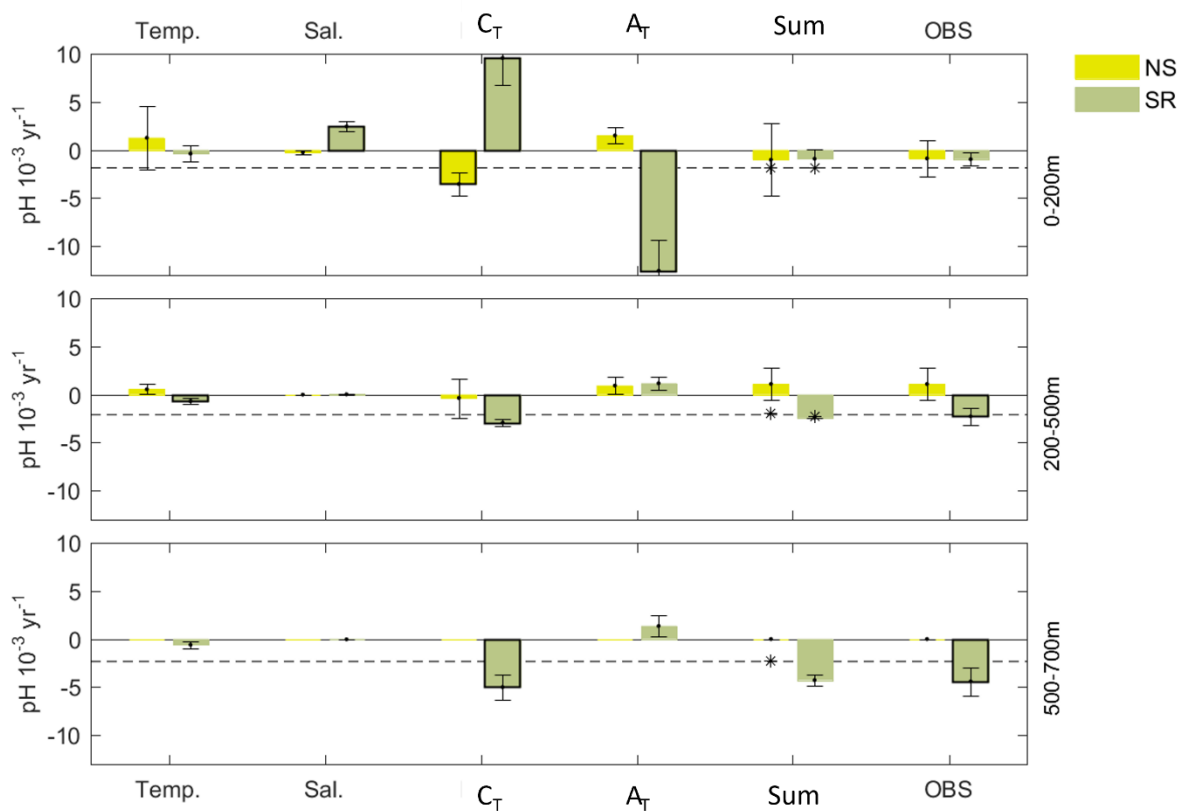
Den signifikante trenden i C_{Tbg} (biogeokjemisk del) på 1000-2000 m dyp i Grønlandshavet kan ha sammenheng med dypvannsdannelsen i området, som periodevis strekker seg dypere enn 1500 m (Brakstad mfl., 2019). Intermediært vann som dannes i Grønlandshavet spres videre, og trendene på midlere dyp i Norske- og Lofotenbassengene og Islandshavet er trolig påvirket av dette.



Figur 6. Drivere for pH-trend i ulike regioner og dyp i de nordiske hav over perioden 1981-2019. OBS viser til trend i observerte verdier, og Sum er trend i pH som er lik summen av de ulike bidragene (temperatur, saltinnhold, C_T og A_T , der de to siste er delt inn i bidrag fra biogeokjemiske

prosesser og ferskvannstilførsel). Stolper med svart kant indikerer at trenden er signifikant. Strek-linjer og svarte stjerner viser hvilken pH-endring som er forventet for henholdsvis hele de nordiske hav og for hver av regionene hvis endringa bare var knytta til opptak av atmosfærisk CO₂ i perioden 1981-2019. Dette er bare relevant for overflatelaget. Fra Fransner mfl. (2022).

Drivere av observerte pH-trender i Nordsjøen og Skagerrak er vist i Figur 7, og som for de nordiske hav er den observerte pH-endringa (OBS) lik pH-endringa som er beregna fra summen av de ulike driverne (Sum). Videre ser vi at i Nordsjøens overflatelag er pH påvirket mest av en økning i C_T (som gir lavere pH), hvor omtrent halvparten er knytta til opptak av CO₂ fra atmosfæren. Dette motvirkes av en positiv endring i pH drevet av økende A_T og kaldere temperaturer. Økende A_T er knytta til økende saltinnhold på innstrømmende atlantisk vann som bekreftes av svakt positive, men ikke signifikante salt-trender i Nordsjøen (Vedlegg, Figur V8). Nettoresultatet er en svak pH-trend i Nordsjøens overflatelag, som vist tidligere (Figur 5).



Figur 7. Drivere for pH-trend i ulike dyp av Nordsjøen (NS) og Skagerrak (SR) over perioden 1991-2019. OBS viser til trend i observerte verdier, og Sum er trend i pH beregna som summen av de ulike bidragene (temperatur, saltinnhold, C_T og A_T). Stolper med svart kant indikerer at trenden er signifikant. Strek-linjer og svarte stjerner viser forventet pH-endring for henholdsvis hele området og for hver av regionene hvis endringa bare var knytta til opptak av atmosfærisk CO₂ i perioden 1991-2019. Dette er bare relevante for overflatelaget.

I overflatevannet i Skagerrak har både C_T og A_T avtatt kraftig over tid (Vedlegg, Figur V9 og V10) sannsynligvis som et resultat av at vannet har blitt ferskere (Vedlegg, Figur V8). Endringa i C_T og A_T har ført til signifikant henholdsvis økning og reduksjon i pH (Figur 7). Nettoresultatet er, som vist i Figur 5, en svak og negativ trend i pH i overflata. I det dypeste laget i Skagerrak dominerer påvirkning fra økende C_T fra innstrømming av atlantisk vann som over år fornyer det dype vannet i området (Jones mfl., 2020), og dette fører til den sterkeste negative pH-trenden i vannsøyla. Det samme er tilfelle i vannlaget 200-500 m, men i mindre grad. Atlantisk vann har høyt innhold av både C_T og A_T , men trenden i A_T for det dype vannet i Skagerrak er ikke signifikant. Det betyr at A_T ikke har endret seg vesentlig over tid.

6.3. Trender i antropogent karbon

Figur 8-10 viser trender av C^* , som vi her antar tilsvarer C_{ant} . Det er signifikante og positive C_{ant} -trender i mange av de analyserte regionene. I Grønlandshavet, der det er en sterk vertikal blanding, øker C_{ant} tydelig fra overflaten ned til 2000 m dyp (Figur 8). I dypet på 2000-4000 m er trenden liten og ikke signifikant. Den sterkeste trenden ses i det intermediære vannet på 500 til 1000 m dyp. Dette gjenspeiler en økende ventilasjon (utskifting av vann) på dette dypet i den analyserte perioden, noe som har blitt beskrevet i flere tidligere studier (for eksempel Jeansson mfl., 2017; Lauvset mfl., 2018; Brakstad mfl., 2019). Vi ser også at trenden mellom 1000 og 2000 m dyp er omtrent like sterk som for dyp grunnere enn 500 m, noe som har å gjøre med den sterke økningen i vertikal blanding (konveksjon) de siste tiårene. Den svake trenden i det dypeste vannet er som forventet ettersom det her er en betydelig og økende mengde gammelt vann fra Polhavet (for eksempel Somavilla mfl., 2013). Dette vannet har mindre C_{ant} enn hva man finner i dypvannet som dannes lokalt i Grønlandshavet.

I Islandshavet (Figur 8) er trenden i C_{ant} sterkere i de øvre 500 m enn den i Grønlandshavet. Dette er trolig kobla til vertikalblanding som også skjer her, men som ikke er like dyp som i Grønlandshavet (for eksempel Våge mfl., 2015). Trenden i det intermediære vannet mellom 500 og 1000 m dyp er like stor som på samme dyp i Grønlandshavet. Dette er ikke overraskende ettersom intermediært vann fra Grønlandshavet påvirker nettopp disse dypene i Islandshavet (Jeansson mfl., 2017). Også i dypere vann (1000–2000 m) i Islandshavet er det en signifikant og positiv trend, men den er mindre enn på grunnere dyp i Islandshavet og på samme dyplag i Grønlandshavet.

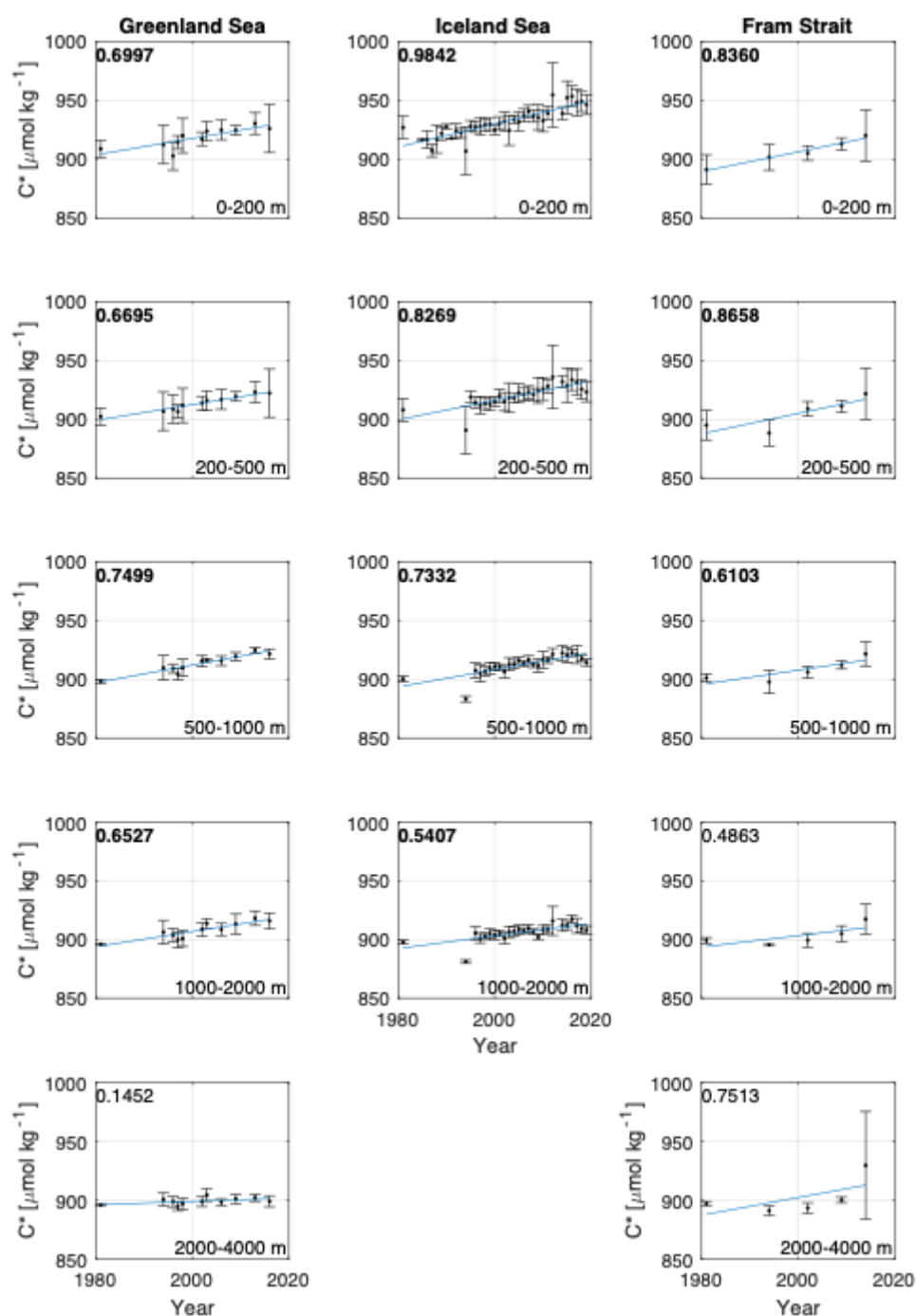
I den østre delen av Framstredet er det mye mindre data enn i de fleste andre områder i analysen, men det er uansett en signifikant og positiv trend i C_{ant} for alle dyp ned til 1000 m (Figur 8). Trendene er sterkest i de øvre 500 m som domineres av Atlantisk vann. En interessant observasjon er at i dypere lag (>1000 m) ser det ut til å være en økning i perioden 2009–2014, og dette kan kobles til innstrømming av intermediært vann fra Grønlandshavet, noe som ofte observeres på disse dyp i Framstredet (for eksempel Stöven mfl., 2016).

I Norskehavet er det varierende trender for de ulike regionene (Figur 9). Norskebassenget har en økning i C_{ant} for alle dyp, men styrken i trenden avtar med økende dyp hvis man ser

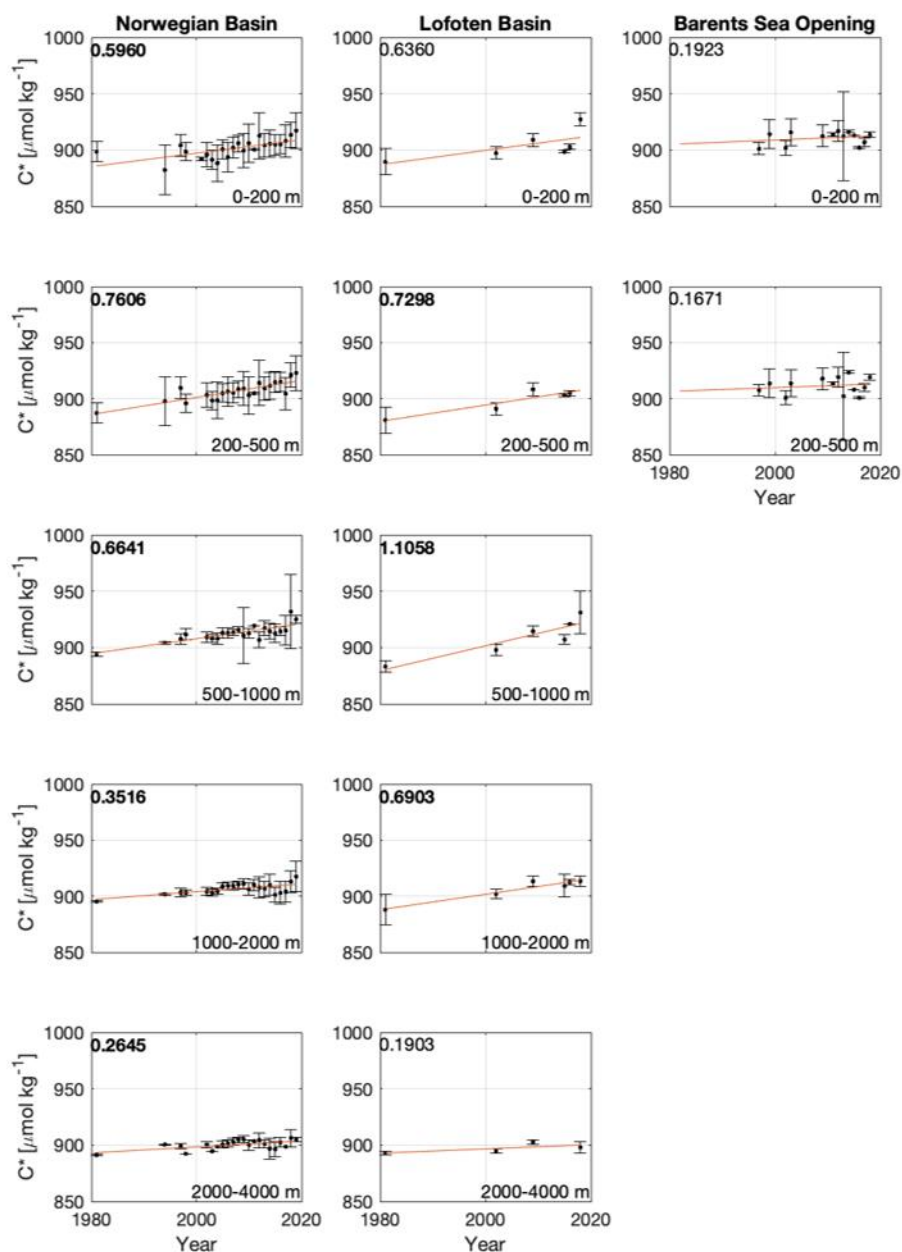
bort fra de øverste 200 m. Lofotenbassenget har mye mindre data enn Norskebassenget, og det er en positiv trend i C_{ant} for de fleste dyp, der C_{ant} trendene mellom 200 og 2000 m dyp er signifikante. Trenden her er sterkere enn hva man generelt finner i Norskebassenget, og kan knyttes tilbake til intermedært Grønlandshavsvann med høyt innhold av C_{ant} som transporteres inn under det øverste laget av atlantisk vann i Lofotenbassenget (for eksempel Jeansson mfl., 2017). I Barentshavsåpningen, som er ca. 500 m dyp, finner vi ingen tydelig trend.

Fra den grunne Nordsjøen, som domineres av Atlanterhavsvann, finnes lite data, og vi har bare klart å finne data fra år 2001 og utover. I de øverste 200 m er det ingen trend i C_{ant} (Figur 10), men på dyp mellom 200 og 500 m øker C_{ant} fra tidlig 2000-tall fram til tidlig 2010-tall. I 2015 er C_{ant} lavere, og dette resulterer i at trenden ikke er signifikant. Noe lignende kan ses i pH (Figur 6) der verdien i 2015 var høyere enn i årene før, som kan tyde på at en annen type vann påvirker disse dypene dette året.

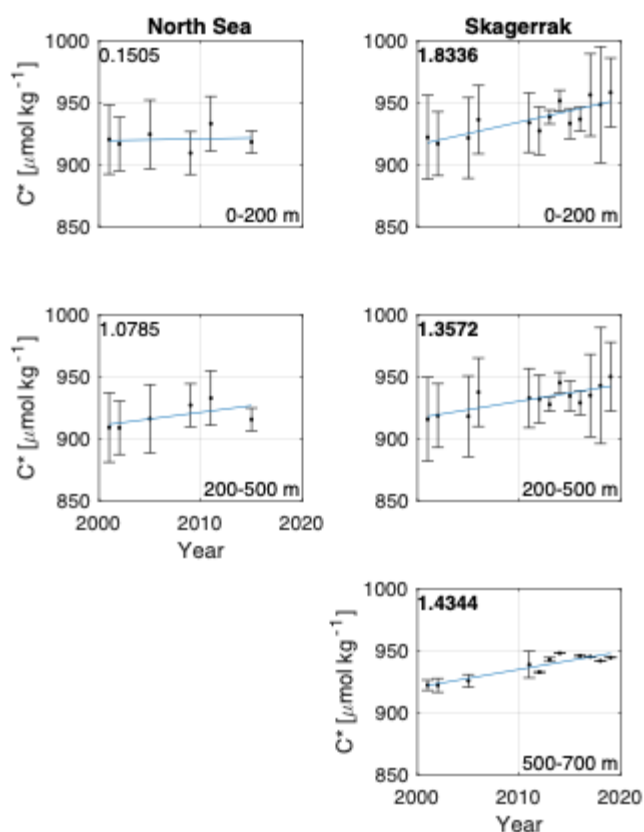
Skagerrak er påvirket av vann fra Østersjøen i de øvre lagene og atlantisk vann dypere ned, og C_{ant} øker på alle analyserte dyp; sterkest i det øverste laget, men også sterkt for dyp mellom 200 og 700 m. Usikkerheten i de øverste 500 m er relativt stor, som forventet med tanke på at området inkluderer en del kystnære stasjoner med stor variabilitet (se Frigstad mfl., 2020). Dette står i stor kontrast til det dypeste laget (500–700 m) som har vesentlig lavere usikkerhet.



Figur 8. Trender i C^* i Grønlands- og Islandshavet, samt i Framstredet for ulike dypintervall. Metningsraden av CO_2 i vann antas å være uendret i perioden 1850-2019 og derfor er $C^* \approx C_{\text{ant}}$ (se Vedlegg 10.3). Utheva skrift betyr at trenden er signifikant ($p < 0,1$).



Figur 9. Trender i C^* i Norskehavet (Norske- og Lofotenbassenget), samt i Barentshavåpningen for ulike dypintervall. Metningsraden av CO_2 i vann antas å være uendret i perioden 1850-2019 og derfor er $C^* \approx C_{ant}$ (se Vedlegg 10.3). Utheva skrift betyr at trenden er signifikant ($p < 0,1$).

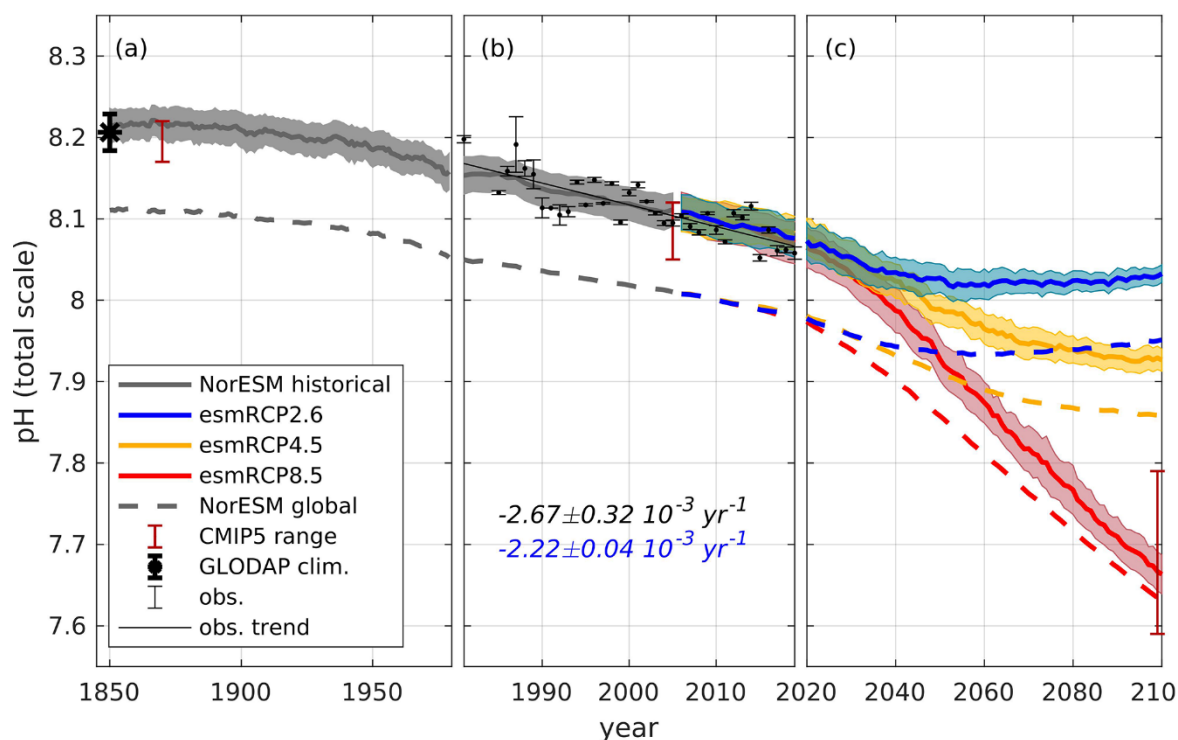


Figur 10. Trender i C^* i Nordsjøen og Skagerrak for ulike dypintervall. Metningsraten av CO_2 i vann antas å være uendret i perioden 1850-2019 og derfor er $C^* \approx C_{\text{ant}}$ (se Vedlegg 10.3). Utheva skrift betyr at trenden er signifikant ($p < 0,1$).

6.4. Modellresultat og klimatologi

Figur 11 viser modellert pH-endring i havoverflata (0-200 m) i de nordiske hav nord for 60°N i perioden 1850 til 2100. I tillegg viser figuren klimatologi (årgjennomsnitt av alle observasjoner i de nordiske hav i området 60°N - 80°N , 30°V - 30°Ø) i perioden 1981-2019, og disse (-0.0027 yr^{-1}) viser seg å stemme godt overens med modellert pH-endring i samme periode (-0.0022 yr^{-1}). At pH-trend i observerte data er noe sterkere enn den modellerte kan skyldes relativt høy variabilitet i observasjonene tidlig i perioden 1981-2019, men generelt sett gjenspeiler modellen pH i overflatevann relativt godt. Dette er også tilfellet for vann på større dyp (ikke vist). Figur 11 viser også hvordan pH-endring i overflatevann kan se ut i framtida avhengig av hvor mye CO_2 som slippes ut i atmosfæren fram mot år 2100. Som ventet er pH-endringa størst hvis man fortsetter CO_2 -utslippene som før uten reduksjon (utslippsscenario RCP8.5). Det er beregna at pH-verdien avtar med opp til 0,4 (fra 8,1 til 7,7) fram mot år 2100. Dette fører til at vann helt opp mot overflata vil bli undermetta med aragonitt og dermed vil kaldtvannskoraller som lever på 0-500 m dyp langs hele norskekysten bli utsatt for "korrosivt vann" (se kapittel 6.5).

Mellom 1850 og 1980 er pH-endringa modellert til å være -0.05 i de nordiske hav. Måledata i perioden 1981 til 2019 viser en pH-trend midla over hele de nordiske hav på -0.0028 yr^{-1} , summert opp til -0.11 over 39 år, og dette er dobbelt så mye som i perioden 1850-1980. Videre er pH-verdien i de nordiske hav ca. 0,11 pH-enheter høyere enn global middelverdi i perioden 1850 og fram til i dag (svart strek-linje i Figur 11), og dette er knytta til undermetning av CO_2 i overflata av de nordiske hav (Jiang mfl., 2019). Forskjellen avtar noe over tid og vil avta i framtida avhengig av hvilket utslippsscenario som brukes. Figur 11 viser at den globale pH-trenden nærmer seg den for de nordiske hav for utslippsscenario RCP8.5 som dels er knytta til en raskere oppvarming av polare områder enn resten av kloden (Dai mfl., 2019) og dels til en økende global undermetning av CO_2 i havet.

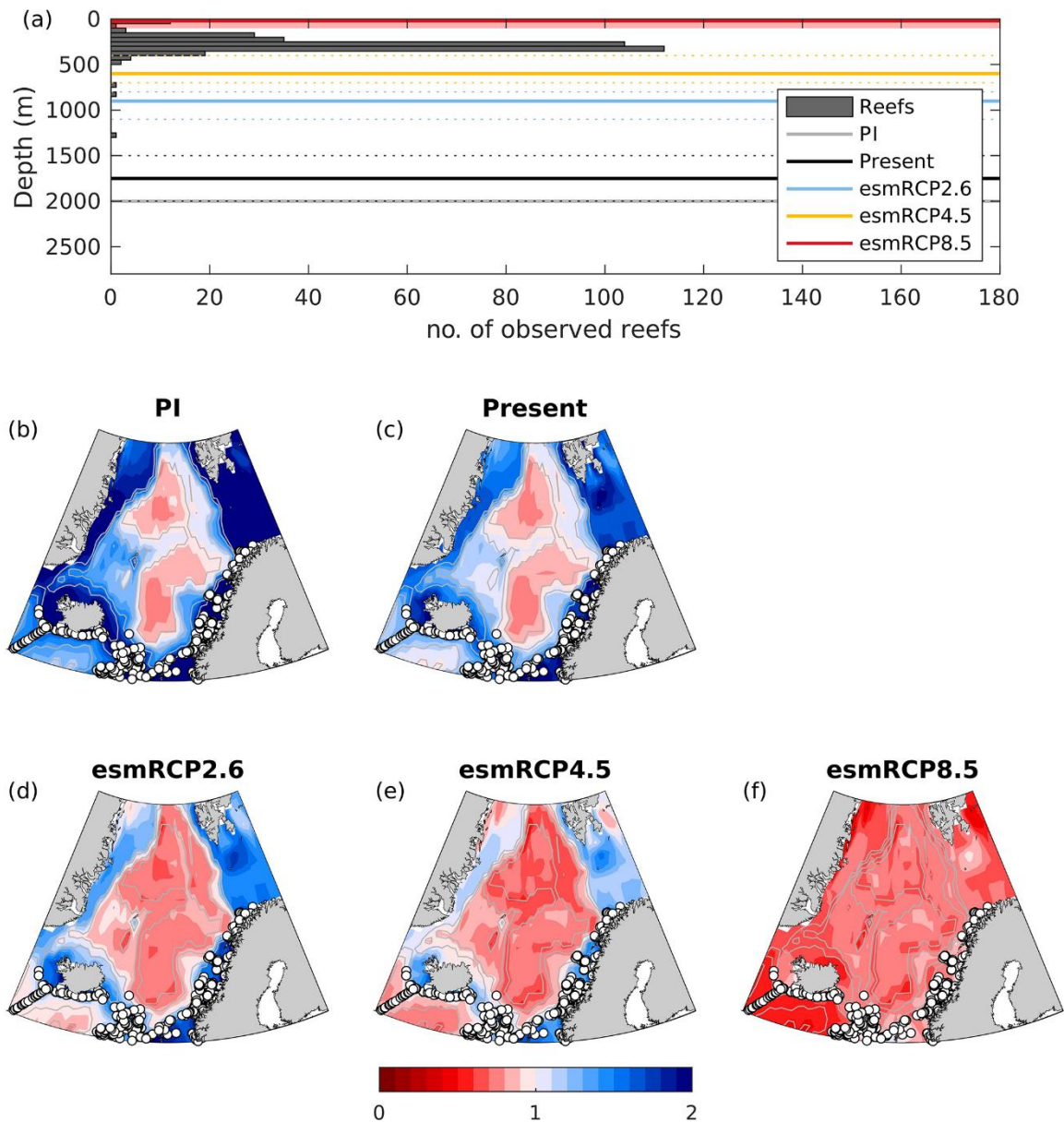


Figur 11. Utvikling i overflate-pH (0-200 m) midla over hele de nordiske hav nord for 60°N (se Figur 2) oppdelt i fortid (a: 1850-1980), nåtid (b: 1981-2019) og framtid (c: 2020-2100). Svarte punkt med feilmarginer er årsmidla pH-verdier basert på alle observasjoner i området. Svart heltrukken linje viser pH-trend basert på observasjoner og stipla linje er tilhørende konfidensintervall (95%). Grå, blå, gul og røde linjer med omliggende farga område viser modellerte pH-trender med standardavvik, der det blå området er knytta til utslippsscenario RCP2.6, mens de gule og røde områdene er knytta til henholdsvis RCP4.5 og RCP8.5. Strek-linje viser den globale pH-utviklinga. Videre er svart tall pH-trenden basert på observasjoner i perioden 1981-2019 mens blå tall er trend basert på modellresultat fra samme periode. Begge trendverdiene er signifikante. Svart stjerne i 1850 er estimert fra GLODAPv2.2019-klimatolog (midla verdier av ulike variabler i det aktuelle området, Lauvset mfl., 2016). Fra Fransner mfl. (2022).

Figur V12 i Vedlegg viser regionale pH- og Ω_{Ar} -endringer i overflatevann i de nordiske hav fra fortid og fram til i dag, mens Figur V14 og V15 i Vedlegg viser endringer i pH og Ω_{Ar} fra nåtid og fram til slutten av dette hundreåret der henholdsvis utslippsscenarioene RCP2.6 og 8.5 er brukt.

6.5. Implikasjoner for korallrev

De nordiske hav har rikelige mengder med korallrev (svarte sikler med hvitt fyll i Figur 12 b-f) som hovedsakelig lever på 300-400 m dyp (Figur 12a), men observasjoner av rev er gjort i et dybdeintervall som spenner fra grunt vann og helt ned til ca. 1300 m dyp (Buhl-Mortensen mfl., 2015). Modellkjøringer viser hvordan Ω_{Ar} (metningsgraden av aragonitt) varierer i det dypeste vannet i fortid, nåtid og framtid (Figur 12b-f). Trendanalysen og de diskrete prøvene som er samlet inn viser at i de nordiske hav er vann på 1000-2000 m dyp nær ved å nå metningshorisonten (ASH, $\Omega_{Ar}=1$) og bli undermetta med aragonitt, men dette er fremdeles dypere enn de fleste korallrev i området. Men Figur 12 viser også at ved utslippsscenario RCP8.5 vil alt vann dypere enn ca. 20 m i de nordiske hav bli undermetta med aragonitt når vi nærmer oss slutten på dette århundret og dette vil ha negativ påvirkning på hele spekteret av korallrev i området.



Figur 12. (a) Antall observerte rev per 50 m dybdeintervall (grå søyler) og dypet av metningshorisonten (ASH) for aragonitt ($\Omega_{Ar}=1$, heltrukne linjer) i de nordiske hav. Grå linje viser ASH i fortid (1850-1879), svart linje viser ASH i nåtid (1980-2005) og blå, gule og røde linjer viser ASH i framtid ved bruk av ulike utslippsscenario. Figuren er basert på GLODAPv2-klimatologi og NorESM1-ME-simuleringer. Stipla linjer og rød skygge viser usikkerheten i estimatene.

(b-f) posisjoner av korallrev (svarte sirkler med hvitt fyll) i de nordiske hav og Ω_{Ar} (graden av aragonittmetning) av bunnvannet i fortid (b), nåtid (c), og i framtida ved ulike utslippsscenario for CO_2 (d-f). Fra Fransner mfl. (2022).

7. Konklusjon

Havforsuring i de nordiske hav over perioden 1850 til 2100 er undersøkt ved hjelp av observasjoner, modellkjøringer og klimatologi. Trender i antropogent karbon er også undersøkt i samme område basert på målinger i perioden 1981-2019. I Nordsjøen og Skagerrak er trender i havforsuring og antropogent karbon studert basert på målinger.

Observasjoner i perioden 1981-2019 fra seks ulike regioner i de nordiske hav viser at pH-trenden i overflatevann er negativ, signifikant og i størrelsesorden $-0,002$ til $-0,003 \text{ yr}^{-1}$. Unntaket er Barentshavsåpningen, der en sterkt økende A_T fra økende saltinnhold bidrar til å motvirke den negative trenden i havforsuringa, og pH-trenden her er ikke signifikant. I noen av regionene er havforsuringstrenden signifikant ned til 2000 m dyp. Vann på 1000-2000 m dyp nærmer seg nå metningshorisonten, mens vann på 2000-4000 m dyp har vært undermetta med aragonitt i hele perioden 1981-2019. pH-trenden er primært drevet av økende C_T , dels fra opptak av CO_2 fra atmosfæren, men trolig også knyttet til reduksjon i primærproduksjon og oppvarming av havet.

I Nordsjøen ses svake men ikke signifikante trender både i pH og Ω_{Ar} over perioden der vi har data (2001-2015). I Skagerrak, der vi har data fra en litt lengre periode (2001-2019) avtar pH signifikant på dyp større enn 200 m og dette er primært drevet av innstrømmende varmt og salt atlantisk vann som har et høyere C_T -innhold enn omliggende vann. Over år vil det atlantiske vannet fornye det dype vannet i Skagerrak.

Det er en tydelig økning i C_{ant} i de fleste regioner i de nordiske hav, og generelt samsvarer trendene godt med trender i C_T , spesielt på dyp under 200 m der biologisk aktivitet er neglisjerbar. Dette betyr at økende C_{ant} er den dominerende driveren av trender i C_T . Det er en tydelig kobling mellom dypvannsdanning og C_{ant} , og i Grønlandshavet vil C_{ant} blandes ned til intermediære dyp som deretter fordeles rundt i de nordiske hav med sirkulasjonen og dermed påvirker mange av de andre regionene. I Nordsjøen er det en positiv men ikke signifikant trend i C_{ant} dypere enn 200 m, mens det i Skagerrak er en tydelig positiv trend på alle dyp. Generelt er det et relativt godt samsvar mellom signifikante trender i C_T og C_{ant} . Dette viser at metoden for å bestemme endring i C_{ant} er relevant for dette området.

Modellkjøringer viser at fra starten av den industrielle revolusjon (1850) og fram til 1980 har pH avtatt med $-0,05$ som tilsvarer den globale havforsuringa i denne perioden. Fra 1981 finnes det direkte målinger av karbonsystemet i de nordiske hav, og i perioden 1981-2019 har gjennomsnittlig pH i overflatevann avtatt med $-0,0028 \text{ yr}^{-1}$. Oppsummert over 39 år tilsvarer dette en reduksjon i pH på $-0,11$, som er dobbelt så stor som reduksjonen i den 130 år lange perioden 1850-1981.

Prediksjoner for framtida antyder en ytterligere reduksjon av pH i de nordiske hav på $-0,04$ til $-0,4$ fram mot år 2100, avhengig av hvilket utslippsscenario som brukes. Ifølge "business as usual"-scenarioet (RCP8.5) vil metningshorisonten av aragonitt bli mye grunnere mot slutten av dette hundreåret og dermed vil kaldtvannskoraller som lever på 0-500 m dyp langs norskekysten bli utsatt for vann undermetta med kalk som fører til at korallene vil få svært vanskelige levevilkår.

8. Takk til andre dataleverandører

Vi vil takke prof. Helmuth Thomas (Institute of Coastal Research, Helmholtz Center Geesthacht, DE) og prof. Leif Anderson (Göteborgs Universitet, SE) for å gjøre tilgjengelig data fra henholdsvis Nordsjøen fra 2011 og Skagerrak 2006.

9. Referanser

Bednarsek, N., Calosi, P., Feely, R.A., Ambrose, R.F., Byrne, M., Chan, K.Y., Dupont, S., Padilla-Gamino, J.L., Spicer, J.I., Kessouri, F., Roethler, M., Sutula, M., Weisberg, S.B.: Synthesis of Thresholds of Ocean Acidification Impacts on Echinoderms. *Frontiers in Marine Science*, doi:10.3389/fmars.2021.602601, 2021.

Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J. B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, Ø., Drange, H., Roelandt, C., Seierstad, I.A., Hoose, C., Kristjánsson, J.E.: The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate, *Geoscientific Model Development*, 6, 687–720, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-687-2013>, 2013.

Blindheim, J., Østerhus, S.: The Nordic Seas, Main Oceanographic Features, pp. 11–37, *American Geophysical Union (AGU)*, <https://doi.org/10.1029/158GM03>, 2013.

Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J.C., Doney, S.C., Dunne, J.P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Séférian, R., Tjiputra, J., Vichi, M.: Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models, *Biogeosciences*, 10, 6225–6245, <https://doi.org/10.5194/bg-10-6225-2013>, 2013.

Buhl-Mortensen, L., Olafsdottir, S.H., Buhl-Mortensen, P., Burgos, J.M., Ragnarsson, S.A.: Distribution of nine cold-water coral species (Scleractinia and Gorgonacea) in the cold temperate North Atlantic: effects of bathymetry and hydrography, *Hydrobiologia*, 759, 39–61, <https://doi.org/10.1007/s10750-014-2116-x>, 2015.

Brakstad, A., Våge, K., Håvik, L., Moore, G.W.K.: Water mass transformation in the Greenland Sea during the period 1986–2016, *Journal of Physical Oceanography*, 49(1), 121–140, <https://doi.org/10.1175/jpo-D-17-0273.1>, 2019.

Caldeira, K., Wickett, M.E.: Anthropogenic carbon and ocean pH, *Nature*, 425, 365–365, <https://doi.org/10.1038/425365a>, 2003.

Chierici, M., Sørensen, K., Johannessen, T., Børsheim, K., Olsen, A., Yakushev, E., Omar, A., Blakseth, T.: Tillførselprogrammet 2011, Overvåking av havsforsuring av norske farvann. Rapport, Klif, TA2936-2012, 2012.

Chierici, M., Sørensen, K., Johannessen, T., Børsheim, K., Olsen, A., Yakushev, E., Omar, A., Skjelvan, I., Norli, M., Lauvset, S.: Tillførselprogrammet 2012, Overvåking av havsforsuring av norske farvann. Rapport, Klif, TA3043-2013, 2013.

Chierici, M., Skjelvan, I., Bellerby, R., Norli, M., Hodal, H., Børsheim, K., Lauvset, S., Johannessen, T., Sørensen, K., Yakushev, E.: Overvåking av havsforsuring av norske farvann. Rapport, Miljødirektoratet M-218, 2014.

Chierici, M., Skjelvan, I., Norli, M., Lødemel, H., Lunde, L., Sørensen, K., Yakushev, E., Bellerby, R., King, A., Lauvset, S., Johannessen, T., Børsheim, K.: Overvåking av havforsuring i norske farvann i 2014, Rapport, Miljødirektoratet, M-354, 2015.

Chierici, M., Skjelvan, I., Norli, M., Børsheim, K., Lauvset, S., Lødemel, H., Sørensen, K., King, A., Kutti, T., Renner, A., Omar, A., Johannessen, T.: Overvåking av havforsuring i norske farvann i 2015, Rapport, Miljødirektoratet, M-573, 2016.

Chierici, M., Skjelvan, I., Norli, M., Jones, E., Børsheim, K., Lauvset, S., Lødemel, H., Sørensen, K., King, A., Johannessen, T.: Overvåking av havforsuring i norske farvann i 2016, Rapport, Miljødirektoratet, M-776, 2017.

Chierici, M., Vernet, M., Fransson, A., Børsheim, K.Y.: Net Community Production and Carbon Exchange From Winter to Summer in the Atlantic Water Inflow to the Arctic Ocean, *Frontiers in Marine Science*, 6, 528, <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00528>, 2019.

Comeau, S., Carpenter, R.C., and Edmunds, P.J.: Coral reef calcifiers buffer their response to ocean acidification using both bicarbonate and carbonate. *Proc Roy Soc. B.* <https://doi.org/10.1098/rspb.2012.2374>, 2013.

Dai, A., Luo, D., Song, M., Liu, J.: Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO₂, *Nature Communications*, 10, 121, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>, 2019.

Dickson, A.G.: Standard potential of the reaction: AgCl(s) + 12H₂(g) = Ag(s) + HCl(aq), and the standard acidity constant of the ion HSO₄⁻ in synthetic sea water from 273.15 to 318.15 K, *The Journal of Chemical Thermodynamics*, 22, 113 – 127, [https://doi.org/10.1016/0021-9614\(90\)90074-Z](https://doi.org/10.1016/0021-9614(90)90074-Z), 1990.

Doney, S.C., Busch, D.S., Cooley, S.R., Kroeker, K.J.: The Impacts of Ocean Acidification on Marine Ecosystems and Reliant Human Communities, *Annual Review of Environment and Resources*, 45, <https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012320-083019>, 2020.

Fransner, F., Fröb, F., Tjiputra, J., Goris, N., Lauvset, S.K., Skjelvan, I., Jeansson, E., Omar, A., Chierici, M., Jones, E., Fransson, A., Ólafsdóttir, S.R., Johannessen, T., Olsen, A.: Acidification of the Nordic Seas, *Biogeosciences*, 19, 979–1012, 2022, <https://doi.org/10.5194/bg-19-979-2022>, 2022.

Friedlingstein, P., O'Sullivan, M., Jones, M.W., Andrew, R.M., Hauck, J., Olsen, A., Peters, G.P., Peters, W., Pongratz, J., Sitch, S., Le Quéré, C., Canadell, J.G., Ciais, P., Jackson, R.B., Alin, S., Aragão, L.E.O.C., Arneeth, A., Arora, V., Bates, N.R., Becker, M., Benoit-Cattin, A., Bittig, H. C., Bopp, L., Bultan, S., Chandra, N., Chevallier, F., Chini, L.P., Evans, W., Florentie, L., Forster, P.M., Gasser, T., Gehlen, M., Gilfillan, D., Gkritzalis, T., Gregor, L., Gruber, N., Harris, I., Hartung, K., Haverd, V., Houghton, R.A., Ilyina, T., Jain, A.K., Joetzjer, E., Kadono, K., Kato, E., Kitidis, V., Korsbakken, J.I., Landschützer, P., Lefèvre, N., Lenton, A., Lienert, S., Liu, Z., Lombardozi, D., Marland, G., Metzl, N., Munro, D.R., Nabel, J.E.M.S., Nakaoka, S.-I., Niwa, Y., O'Brien, K., Ono, T., Palmer, P.I., Pierrot, D., Poulter, B., Resplandy, L., Robertson, E., Rödenbeck, C., Schwinger, J., Séférian, R., Skjelvan, I., Smith, A.J.P., Sutton, A.J., Tanhua, T., Tans, P.P., Tian, H., Tilbrook, B., van der Werf, G., Vuichard, N., Walker, A.P., Wanninkhof, R., Watson, A.J., Willis, D., Wiltshire, A.J., Yuan, W., Yue, X., Zaehle, S.: Global Carbon Budget 2020, *Earth System Science Data*, 12, 3269–3340, <https://doi.org/10.5194/essd-12-3269-2020>, 2020.

Frigstad, H., Kaste, Ø., Deininger, A., Kvalsund, K., Christensen, G., Bellerby, R.G.J., Sørensen, K., Norli, M., King, A.L.: Influence of riverine input on Norwegian coastal systems, *Frontiers in Marine Science*, 7, doi: 10.3389/fmars.2020.00332, 2020.

Gattuso, J.-P., Hansson, L.: Ocean acidification: background and history, In Ocean Acidification, ed. J-P Gattuso, L Hansson, pp. 1–20, Oxford University Press, Oxford, UK, 2011.

Giraudeau, J., Hulot, V., Hanquiez, V., Devaux, L., Howa, H., Garlan, T.: A survey of the summer coccolithophore community in the western Barents Sea, *J. Marine Systems*, 158, 93–105,

<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.02.012>, 2016.

Gloor, M., Gruber, N., Sarmiento, J.L., Sabine, C.L., Feely, R.A., Rödenbeck, C.: A first estimate of present and preindustrial air-sea CO₂ flux patterns based on ocean interior carbon measurements and models, *Geophysical Research Letters*, 30(1), <https://doi.org/10.1029/2002GL015594>, 2003.

Gruber, N., Sarmiento, J.L., Stocker, T.J.: An improved method for detecting anthropogenic CO₂ in the oceans, *Global Biogeochemical Cycles*, 10(4), 809–837, <https://doi.org/10.1029/96GB01608>, 1996.

Hjalmarsson, S., Chierici, M., Anderson, L.G.: Carbon dynamics in a productive coastal region—The Skagerrak, *J Marine Systems*, 82, 245–251, <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.05.013>, 2010.

IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], Tech. rep., IPCC, Geneva, Switzerland, 2014.

Jeansson, E., Olsen, A., Eldevik, T., Skjelvan, I., Omar, A.M., Lauvset, S.K., Nilsen, J.E.Ø., Bellerby, R.G.J., Johannessen, T., Falck, E.: The Nordic Seas carbon budget: Sources, sinks, and uncertainties, *Global Biogeochemical Cycles*, 25, <https://doi.org/10.1029/2010GB003961>, 2011.

Jeansson, E., Olsen, A., Jutterström, S.: Arctic Intermediate Water in the Nordic Seas, 1991–2009, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 128, 82 – 97, <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.08.013>, 2017.

Jiang, L.-Q., Carter, B.R., Feely, R.A., Lauvset, S.K., Olsen, A.: Surface ocean pH and buffer capacity: past, present and future, *Scientific Reports*, 9, 18 624, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55039-4>, 2019.

Jones, E., Chierici, M., Skjelvan, I., M. Norli, K. B., Lødemel, H., Kutti, T., Sørensen, K., King, A., Jackson, K., de Lange, T.: Monitoring of the ocean acidification in Norwegian seas in 2017, Rapport, Miljødirektoratet, M-1072, 2018.

Jones, E., Chierici, M., Skjelvan, I., Norli, M., Børsheim, K., Lødemel, H., Sørensen, K., King, A., Lauvset, S., Jackson, K., de Lange, T., Johannessen, T., Mourgues, C.: Monitoring ocean acidification in Norwegian seas in 2018, Rapport, Miljødirektoratet, M-1417, 2019.

Jones, E., Chierici, M., Skjelvan, I., Norli, M., Frigstad, H., Børsheim, K., Lødemel, H., Kutti, T., King, A., Sørensen, K., Lauvset, S., Jackson-Misje, K., Apelthun, L., de Lange, T., Johannessen, T., Mourgues, C., Bellerby, R.: Monitoring ocean acidification in Norwegian seas in 2019, Rapport, Miljødirektoratet, M-1735, 2020.

Kwiatkowski, L., Torres, O., Bopp, L., Aumont, O., Chamberlain, M., Christian, J.R., Dunne, J.P., Gehlen, M., Ilyina, T., John, J.G., Lenton, A., Li, H., Lovenduski, N.S., Orr, J. C., Palmieri, J., Santana-Falcón, Y., Schwinger, J., Séférian, R., Stock, C.A., Tagliabue, A., Takano, Y., Tjiputra, J., Toyama, K., Tsujino, H., Watanabe, M., Yamamoto, A., Yool, A., Ziehn, T.: Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections, *Biogeosciences*, 580 17, 3439–3470, <https://doi.org/10.5194/bg-17-3439-2020>, 2020.

Körtzinger, A., Hedges, J.I., Quay, P.D.: Redfield ratios revisited: Removing the biasing effect of anthropogenic CO₂, *Limnology and Oceanography*, 46(4), 964–970, <https://doi.org/10.4319/lo.2001.46.4.0964>, 2001.

Lauvset, S.K., Key, R.M., Olsen, A., van Heuven, S., Velo, A., Lin, X., Schirnick, C., Kozyr, A., Tanhua, T., Hoppema, M., Jutterström, S., Steinfeldt, R., Jeansson, E., Ishii, M., Perez, F. F., Suzuki, T., Watelet, S.: A new global interior ocean mapped climatology: the 1° × 1° GLODAP version 2, *Earth System Science Data*, 8, 325–340, <https://doi.org/10.5194/essd-8-325-2016>, 2016.

Lauvset, S.K., Brakstad, A., Våge, K., Olsen, A., Jeansson, E., Mork, K.A.: Continued warming, salinification and oxygenation of the Greenland Sea gyre, *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 70, 1–9, <https://doi.org/10.1080/16000870.2018.1476434>, 2018.

Lefèvre, N., Watson, A.J., Olsen, A., Ríos, A.F., Pérez, F.F., Johannessen, T.: A decrease in the sink for atmospheric CO₂ in the North Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 31, <https://doi.org/10.1029/2003GL018957>, 2004.

Lewis, E., Wallace, D.W.R.: Program Developed for CO₂ System Calculations, ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, 1998.

Lueker, T. J., Dickson, A. G., Keeling, C. D.: Ocean pCO₂ calculated from dissolved inorganic carbon, alkalinity, and equations for K₁ and K₂: validation based on laboratory measurements of CO₂ in gas and seawater at equilibrium, *Marine Chemistry*, 70, 105 – 119, [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(00\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(00)00022-0), 2000.

Niemi, A., Bednarsek, N., Michel, C., Feely, R.A., Williams, W., Azetsu-Scott, K., Walkusz, W., and Reist, J.D.: Biological Impact of Ocean Acidification in the Canadian Arctic: Widespread Severe Pteropod Shell Dissolution in Amundsen Gulf. *Front. Mar. Sci.* 8:600184. doi: 10.3389/fmars.2021.600184, 2021.

Olafsson, J., Olafsdottir, S.R., Benoit-Cattin, A., Danielsen, M., Arnarson, T.S., Takahashi, T.: Rate of Iceland Sea acidification from time series measurements, *Biogeosciences*, 6, 2661–2668, <https://doi.org/10.5194/bg-6-2661-2009>, 2009.

Olafsson, J., Olafsdottir, S.R., Takahashi, T., Danielsen, M., Arnarson, T.S.: Enhancement of the North Atlantic CO₂ sink by Arctic Waters, *Biogeosciences*, 18, 1689–1701, <https://doi.org/10.5194/bg-18-1689-2021>, 2021.

Olsen, A., Lange, N., Key, R. M., Tanhua, T., Álvarez, M., Becker, S., Bittig, H. C., Carter, B. R., Cotrim da Cunha, L., Feely, R. A., van Heuven, S., Hoppema, M., Ishii, M., Jeansson, E., Jones, S. D., Jutterström, S., Karlsen, M. K., Kozyr, A., Lauvset, S. K., Lo Monaco, C., Murata, A., Pérez, F. F., Pfeil, B., Schirnick, C., Steinfeldt, R., Suzuki, T., Telszewski, M., Tilbrook, B., Velo, A., Wanninkhof, R.: GLODAPv2.2019 – an update of GLODAPv2, *Earth System Science Data*, 11, 1437–1461, <https://doi.org/10.5194/essd-11-1437-2019>, 2019.

Omar, A.M., Thomas, H., Olsen, A., Becker, M., Skjelvan, I., Reverdin, G.: Trends of Ocean Acidification and pCO₂ in the Northern North Sea, 2003–2015, *Biogeosciences*, 124, 3088–3103, <https://doi.org/10.1029/2018JG004992>, 2019.

Oziel, L., Baudena, A., Ardyna, M., Massicotte, P., Randelhoff, A., Sallée, J.-B., Ingvaldsen, R. B., Devred, E., Babin, M.: Faster Atlantic currents drive poleward expansion of temperate phytoplankton in the Arctic Ocean, *Nature Commun.*, 11, 1705, <https://doi.org/10.1038/s41467-020-15485-5>, 2020.

Skjelvan, I., Falck, E., Rey, F., Kringstad, S.B.: Inorganic carbon time series at Ocean Weather Station M in the Norwegian Sea, *Biogeosciences*, 5, 549–560, <http://doi.org/10.5194/bg-5-549-2008>, 2008.

Skjelvan, I., Jeansson, E., Chierici, M., Omar, A., Olsen, A., Lauvset, S., Johannessen, T.: Havforsuring og opptak av antropogent karbon i de Nordiske hav (Ocean acidification and uptake of anthropogenic carbon in the Nordic Seas), 1981–2013. Miljødirektoratet, Rapport M244, 2014.

Skjelvan, I., Lauvset, S.K., Johannessen, T., Gundersen, K., Skagseth, Ø.: Decadal trends in ocean acidification from the Ocean Weather Station M in the Norwegian Sea, manuscript sent til *Journal of Marine Systems*, 2021.

- Somavilla, R., Schauer, U., Budéus, G.: Increasing amount of Arctic Ocean deep water in the Greenland Sea, *Geophysical Research Letters*, 40, 4361–4366, <https://doi.org/10.1002/grl.50775>, 2013.
- Stöven, T., Tanhua T., Hoppema, M., von Appen, W. J.: Transient tracer distribution in the Fram Strait in 2012 and inferred anthropogenic carbon content and transport, *Ocean Science*, 12(1), 319–333, <https://doi.org/10.5194/os-12-319-2016>, 2016.
- Takahashi, T., Olafsson, J., Goddard, J.G., Chipman, D.W., Sutherland, S.C.: Seasonal variation of CO₂ and nutrients in the high-latitude surface oceans: A comparative study, *Global Biogeochem. Cy.*, 7, 843–878, <https://doi.org/10.1029/93GB02263>, 1993.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., Meehl, G. A.: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485–498, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>, 2012.
- Tjiputra, J. F., Roelandt, C., Bentsen, M., Lawrence, D. M., Lorentzen, T., Schwinger, J., Seland, Ø., Heinze, C.: Evaluation of the carbon cycle components in the Norwegian Earth System Model (NorESM), *Geoscientific Model Development*, 6, 301–325, <https://doi.org/10.5194/gmd-6-301-2013>, 2013.
- Tjiputra, J.F., Grini, A., Lee, H.: Impact of idealized future stratospheric aerosol injection on the large-scale ocean and land carbon cycles, *J. Geophysical Research-Biogeochemistry*, 121, 2–27, <https://doi.org/10.1002/2015JG003045>, 2016.
- Ulfssbo, A., Jones, E.M., Casacuberta, N., Korhonen, M., Rabe, B., Karcher, M., van Heuven, S.M.A.C.: Rapid Changes in Anthropogenic Carbon Storage and Ocean Acidification in the Intermediate Layers of the Eurasian Arctic Ocean: 1996–2015, *Global Biogeochemical Cycles* 32 (9), 1254–1275, <https://doi.org/10.1029/2017GB005738>, 2018.
- Uppström, L.R.: The boron/chlorinity ratio of deep-sea water from the Pacific Ocean, *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 21, 161–162, [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90074-6), 1974.
- van Heuven, S., Pierrot, D., Rae, J., Lewis, E., Wallace, D.: MATLAB Program Developed for CO₂ System Calculations, ORNL/CDIAC-105b. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, 2011.
- Våge, K., Moore, G., Jónsson, S., Valdimarsson, H.: Water mass transformation in the Iceland Sea, *Deep Sea Research Part I*, 101, 98 – 109, <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2015.04.001>, 2015.
- Zeebe, R.E., Wolf-Gladrow, D.: CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes, Elsevier, 2001.
- Østerhus, S., Gammelsrød, T.: The Abyss of the Nordic Seas Is Warming, *Journal of Climate*, 12, 3297–3304, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<3297:TAOTNS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<3297:TAOTNS>2.0.CO;2), 1999.

10. Vedlegg

10.1. Uorganisk karbon i havet

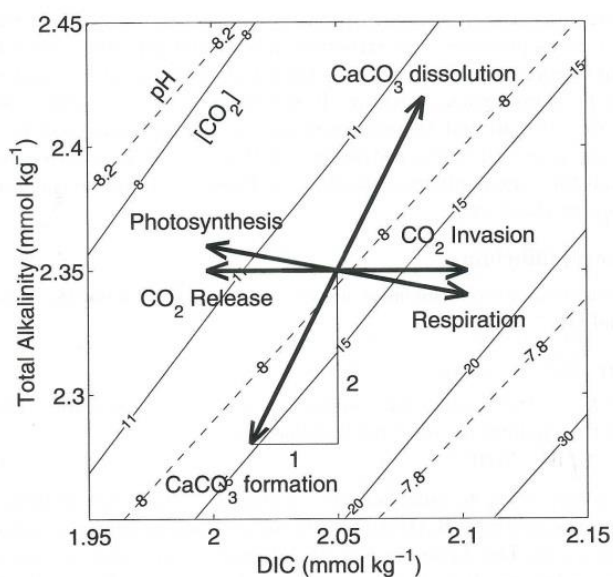
Havoverflata absorberer CO₂ fra atmosfæren, karbonsyre (H₂CO₃) blir dannet og denne spaltes i bikarbonat (hydrogenkarbonat, HCO₃⁻) og hydrogenioner (H⁺). En stor del av hydrogenionene vil nøytraliseres av karbonat (CO₃²⁻) naturlig til stede i vannet. Karbonat og bikarbonat virker altså som buffere i sjøvannet. Som et resultat av dette vil ikke pH-verdien endres særlig mye. Men når store mengder med CO₂ blir tatt opp i havet, som er situasjonen

nå, vil ikke buffersystemet klare å nøytralisere alle ekstra hydrogenioner. Da vil pH og metningsgraden av kalk (Ω) avta.

Alle de fire variablene som beskriver karbonsystemet i havet (C_T , A_T , pH, pCO_2 , Tabell V1) kan måles. Hvis to av variablene er kjent i tillegg til likevektskonstanter, salt, temperatur og trykk, så kan man regne ut hele karbonsystemet ved hjelp av tilgjengelige dataprogrammer.

Tabell V1. Variabler som beskriver havets uorganiske karbonsystem.

Variabel	Definisjon	Forklaring
C_T	$= [H_2CO_3] + [CO_2] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$	Løst uorganisk karbon = sum av alle uorganiske karbonioner
A_T	$= [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] - [H^+] + \dots$	Total alkalinitet = vannets evne til å nøytralisere syre
pH	$= -\log_{10}([H^+])$	Vannets surhetsgrad
pCO_2	$\approx [CO_2]/K_0$, der K_0 er løselighet av gass i vann	Deltrykk av CO_2 i vannet
Ω_{Ca}, Ω_{Ar}	$\approx [CO_3^{2-}]/[CO_3^{2-}]_{mettet}$	Metningsgrad av kalsiumkarbonat i sine to former; aragonitt og kalsitt, der aragonitt er mer løselig enn kalsitt
$C_T:A_T$		En omtrentlig beskrivelse av bufferkapasiteten til vannet, dvs. hvor stor motstandsdyktighet vannet har mot endringer i pH



Figur V1. Prosesser som fotosyntese, respirasjon, oppløsning av kalk, CO_2 -opptak fra atmosfæren mm. vil påvirke C_T (=DIC) og A_T (=Total Alkalinity) i ulik grad. Fotosyntese vil for eksempel øke A_T litt og C_T mye, mens CO_2 -opptak fra atmosfæren vil øke C_T mye mens A_T er uendra. I bakgrunnen er det også vist hvordan pH og pCO_2 endres. Figuren er fra Zeebe og Wolf-Gladrow (2001).

Figur V1 viser hvordan ulike prosesser vil påvirke A_T , C_T , pH og pCO_2 . En økning i salt vil føre til økning i både C_T og A_T , men A_T , som er definert som en balanse av ioner vil være mye mer påvirket av endringer i salt enn C_T .

Metningsgraden av kalsiumkarbonat (Ω) kan ikke måles, men må beregnes, se Tabell V1. Ω forteller om overmetning ($\Omega > 1$) eller undermetning ($\Omega < 1$) av kalsiumkarbonat. Dypet der vannet har Ω -verdier lik 1 kalles metningshorisonten.

For å beregne karbonsystemet i denne rapporten har vi brukt programmet CO2SYS (Lewis og Wallace, 1998; van Heuven mfl., 2011) sammen med likevektskonstantene for karbonat fra Lueker mfl. (2000), konstanter for natriumbisulfat fra Dickson (1990) og bor-saltforhold fra Uppström (1974). pH er beregnet på totalskala og metningsgrad av kalsitt og aragonitt (Ω_{Ca} og Ω_{Ar} ; to former for kalsiumkarbonat) er beregna ved in situ trykk og temperatur.

10.2. Drivere av pH-endringer

Drivere av pH-endringer er beregna som summen av bidrag fra endring i temperatur (T), saltinnhold (S), C_T og A_T . Vi starter med å beregne endringer i fCO_2 ved å bruke ligninger fra Takahashi mfl. (1993) som definerer endringer i fCO_2 som summen av delbidrag (ligning 1):

$$\frac{dfCO_2}{dt} = \frac{\partial fCO_2}{\partial T} \frac{dT}{dt} + \frac{\partial fCO_2}{\partial S} \frac{dS}{dt} + \frac{\partial fCO_2}{\partial C_T} \frac{dC_T}{dt} + \frac{\partial fCO_2}{\partial A_T} \frac{dA_T}{dt} \quad (1)$$

Endringer i C_T og A_T er drevet av biogeokjemiske prosesser (for eksempel fotosyntese, remineralisering, gassutveksling og opptak av antropogen CO_2) og prosesser som fører til ferskere/saltere vann (for eksempel blanding av vannmasser og issmelting). I de nordiske hav bruker driveranalysen variabelen C_T oppdelt i C_{Tbg} (biogeokjemi) og C_{Tfw} (ferskvann) og A_T oppdelt i A_{Tbg} og A_{Tfw} (se Fransner mfl., 2022). Denne ekstra oppdelinga er ikke gjort for Nordsjøen og Skagerrak

Videre brukes Henrys lov ($pCO_2 = [CO_2]/K_0$) og en ligning for $d[H^+]/d[CO_2]$ fra Zeebe og Wolf-Gladrow (2001) til å beregne endringa i $[H^+]$:

$$\frac{d[H^+]}{dt} = \frac{d[H^+]}{d[CO_2]} \frac{k_0 \times dfCO_2}{dt} \quad (2)$$

Til slutt gjøres H^+ om til pH ved å bruke definisjonen av pH fra Tabell V1.

Tilsvarende metode ble brukt for å finne hva som drev endringer i pH i fortida og hva som vil drive pH-endringer i framtida.

10.3. C_{ant} -beregning

C_{ant} kan beregnes på ulike måter der alle baserer seg på en slags «bakover-regning» der man estimerer hvordan situasjonen var før den industrielle revolusjon. En ofte brukt metode er den såkalte ΔC^* -metoden (Gruber mfl., 1996), der endringer i variabelen C^* undersøkes. C^* er definert som mengda C_T der bidraget fra biologiske prosesser er trukket fra og man står igjen med bidrag fra førindustriell luft-hav-utveksling og antropogen aktivitet. C^* er en konservativ variabel i den forstand at den bare endres ved opptak av C_{ant} i havet og gjennom eventuelle endringer i metningsgraden av CO_2 i overflatevann. Hvis man antar at sirkulasjonen i havet er uendra siden før den industrielle revolusjon (såkalt «steady state») og at dette også er tilfellet for CO_2 -metninga i overflatevann, så kan ΔC^* over en bestemt tidsperiode bestemmes. Når antagelsen om “steady state” gjelder så vil ΔC^* være det samme som C_{ant} .

For å beregne total mengde C_{ant} må man estimere før-industriell verdi av alle variablene som brukes. Vanligvis brukes oksygen og nitrat, sammen med C_T og A_T (Gruber mfl., 1996), men her bruker vi en modifisert parametrisering fra Gloor mfl. (2003) der nitrat blir brukt i stedet for fosfat; i de nordiske hav foretrekker vi å bruke nitrat siden disse dataene er av høyere kvalitet enn fosfat. I tillegg kan opptak av nitrat fra atmosfæren neglisjeres i dette havområdet:

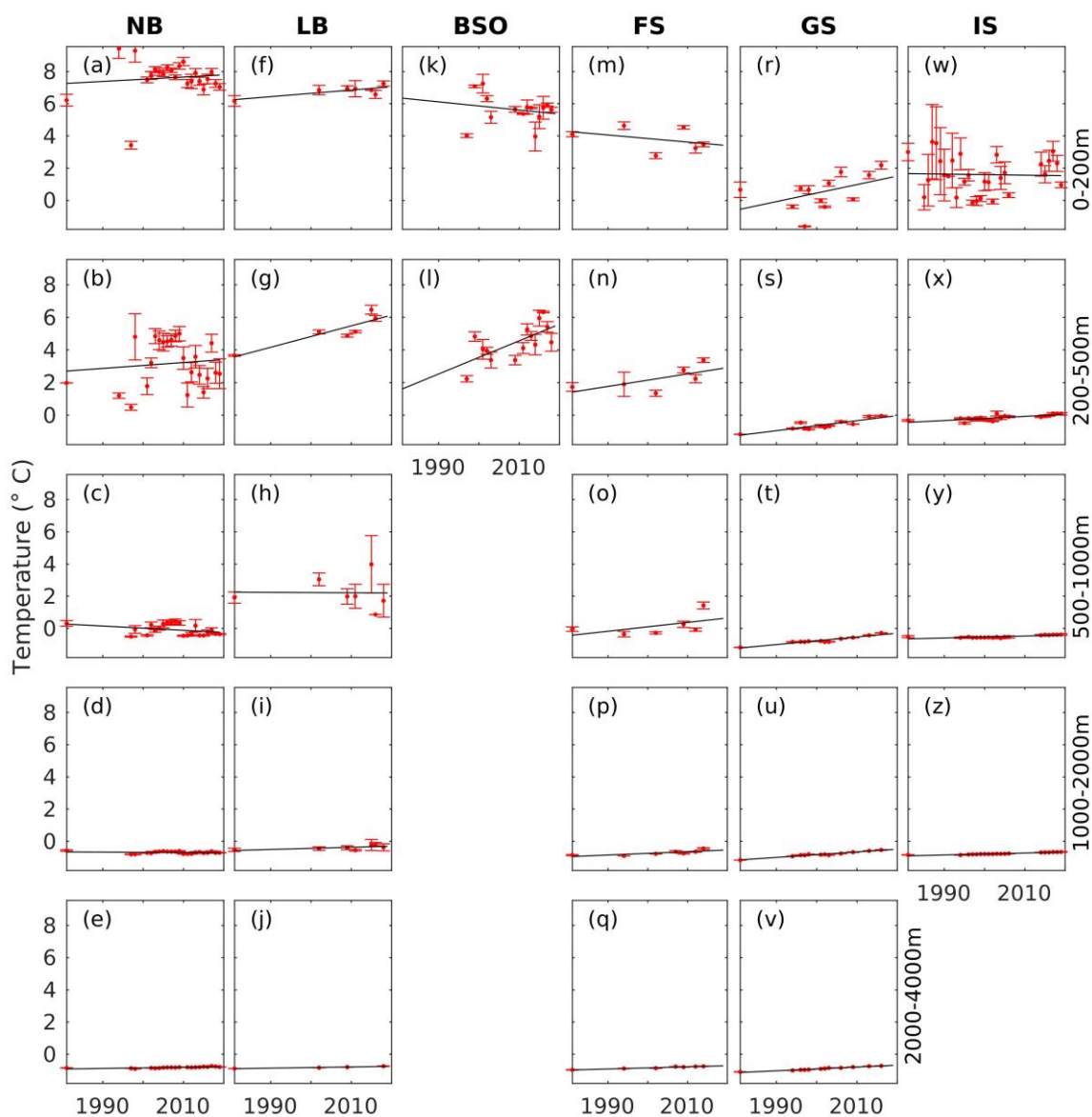
$$C^* = C_T - r_{C:N} \times \text{NO}_3 - \frac{1}{2}(A_T + \text{NO}_3) \quad (3)$$

der $r_{C:N}$ er det kjemiske forholdet mellom karbon og nitrat i biologisk produksjon, NO_3 er nitrat, og A_T er total alkalinitet. $r_{C:N}$ vil variere mellom ulike regioner og sesonger, men i dette arbeidet har vi brukt $r_{C:N} = 123/17.5$ (Körtzinger mfl., 2001). I ligning 3 representerer leddet ($r_{C:N} \times \text{NO}_3$) biologisk produksjon, respirasjon og remineralisering, mens $(\frac{1}{2}(A_T + \text{NO}_3))$ representerer produksjon og oppløsning av karbonater.

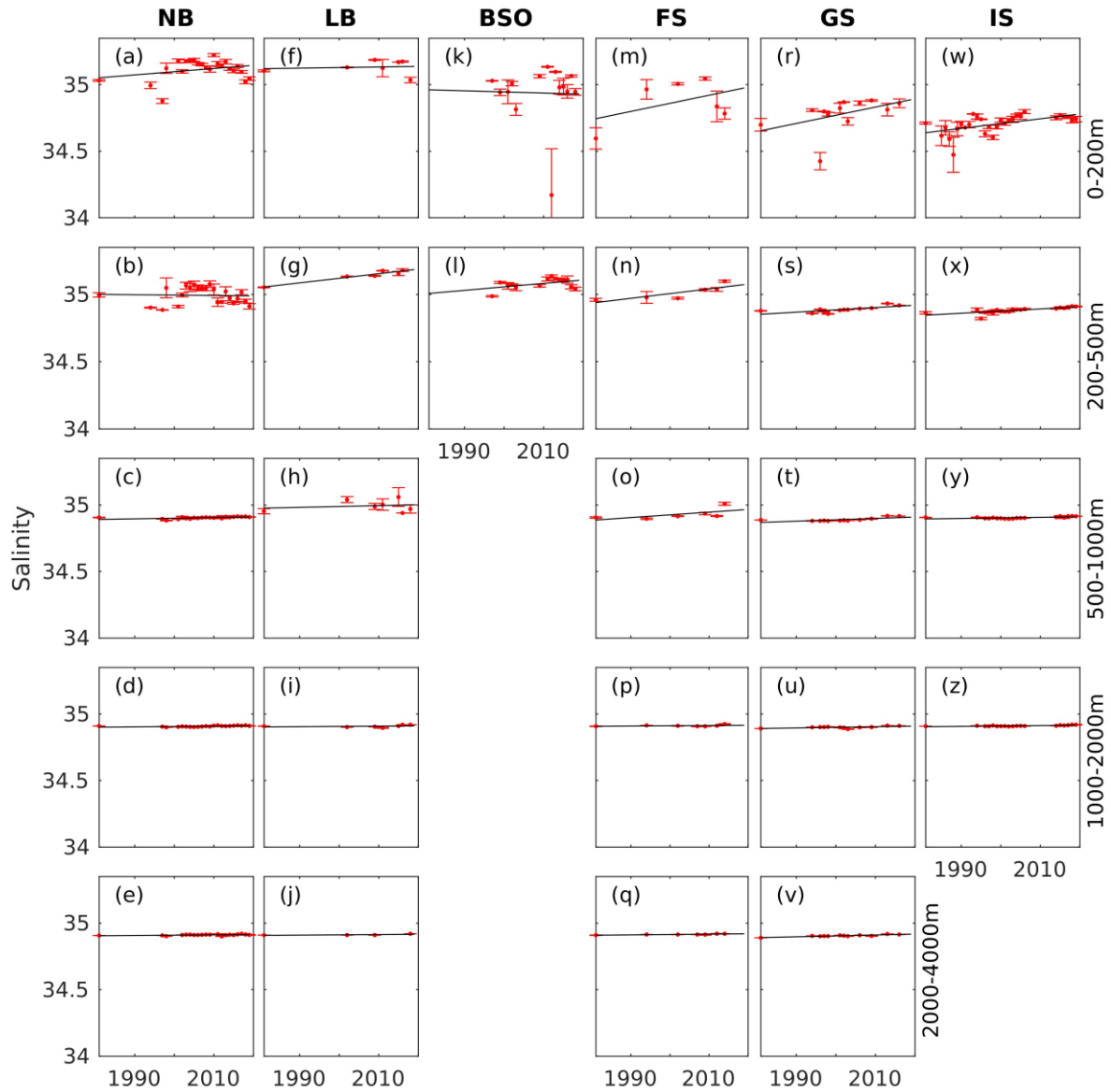
10.4. Modelldata

Modelldataene som er brukt i Fransner et al. (2022) er fra kjøringene av modellen NorESM1-ME (Norwegian Earth System Model; Bentsen mfl., 2013; Tjiputra mfl., 2013, 2016) som ble gjort i prosjektene CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5; Taylor mfl., 2012) og IPCC AR5 (IPCC, 2014). NorESM1-ME har først beregna midlere karbondata (C_T , A_T , salt, temperatur, næringssalt) over 10-årsperiodene 1850-1859 (førindustriell tid), 1996-2005 (nåtid) og 2090-2099 (framtid). Deretter har endringa i karbondata mellom førindustriell tid og nåtid og mellom nåtid og framtid blitt regna ut som forskjellen mellom de respektive 10-årsperiodene. Deretter er pH og Ω_{Ar} i fortid, nåtid og framtid blitt beregna fra CO2SYS. Estimerer av framtidsendringer har blitt gjort for ulike utslippsscenarioer (RCP) for CO_2 ; RCP2.6 (CO_2 utslipp tilsvarende en temperaturøkning på 2°C mot år 2100), RCP4.5 (CO_2 utslipp tilsvarende en temperaturøkning på $<3^\circ\text{C}$ mot år 2100) og RCP8.5 (“business as usual”, ingen reduksjon i CO_2 -utslipp). For å modellere trender i det dypeste vannet er det brukt en alternativ metode der man mellom annet bruker klimatologiske (variable midlet over en tidsperiode) verdier fra GLODAPv2-datasettet.

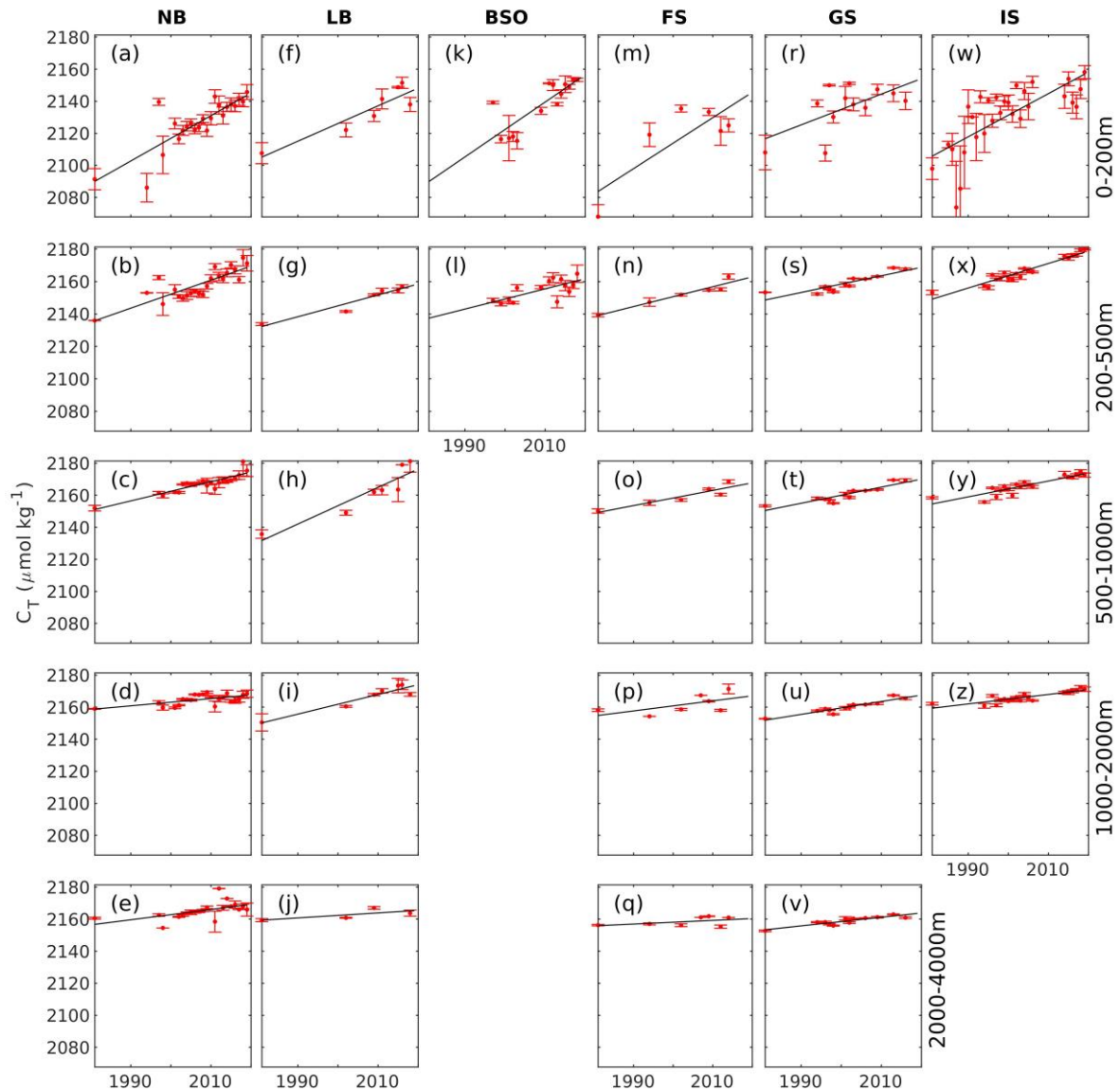
10.5. Trender i ulike variable



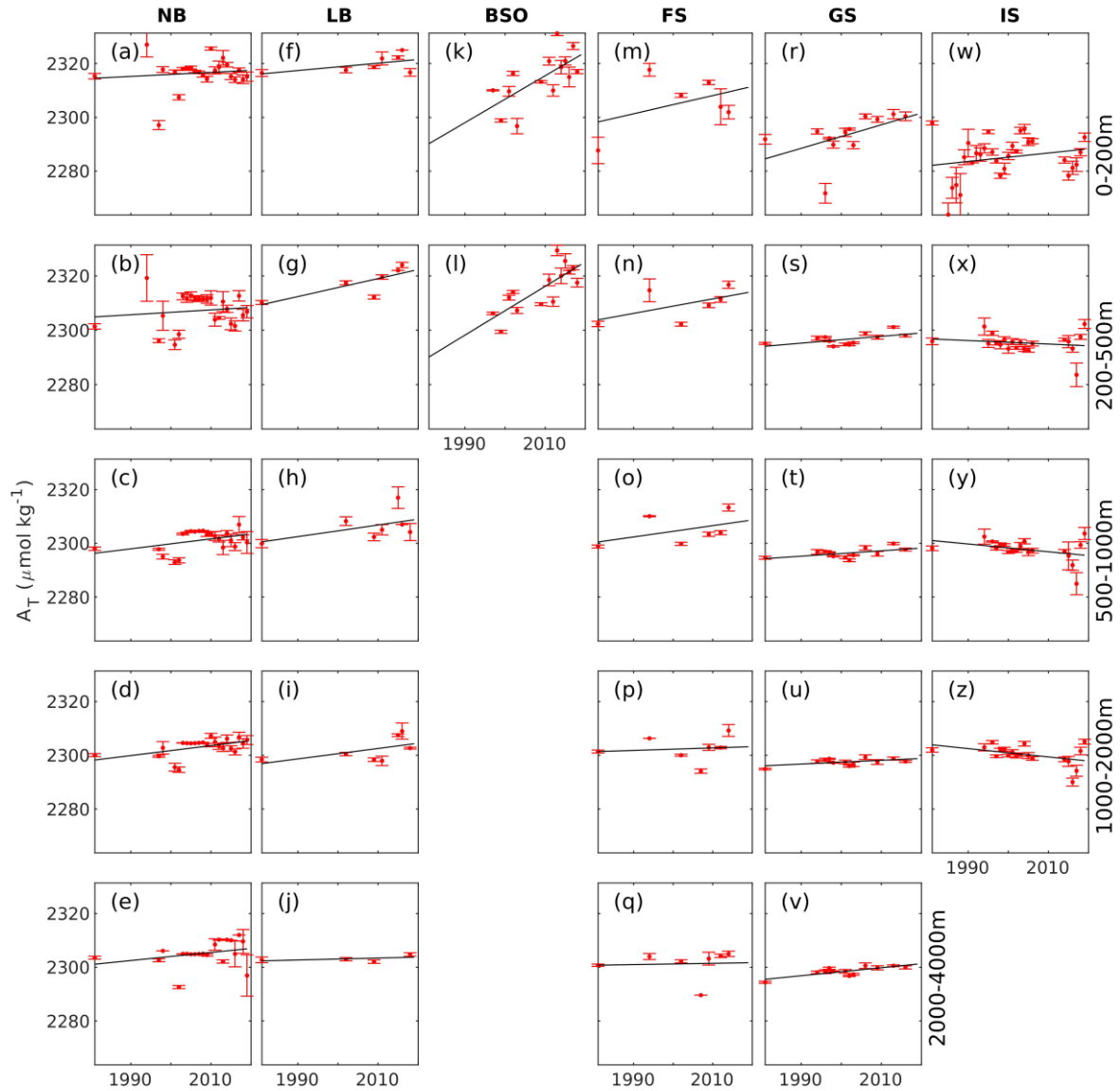
Figur V2. Temperatur (°C) i seks regioner og fem dyplag i de nordiske hav i perioden 1981-2019. Røde prikker med feilmargen er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene. Trendverdi (°C yr⁻¹) er inkludert i Tabell 3. NB=Norskebassenget (a-e), LB=Lofotenbassenget (f-j), BSO=Barentshavsåpningen (k-l), FS=Framstredet (m-q), GS=Grønlandshavet (r-v), IS=Islandshavet (w-z). Fra Fransner mfl. (2022).



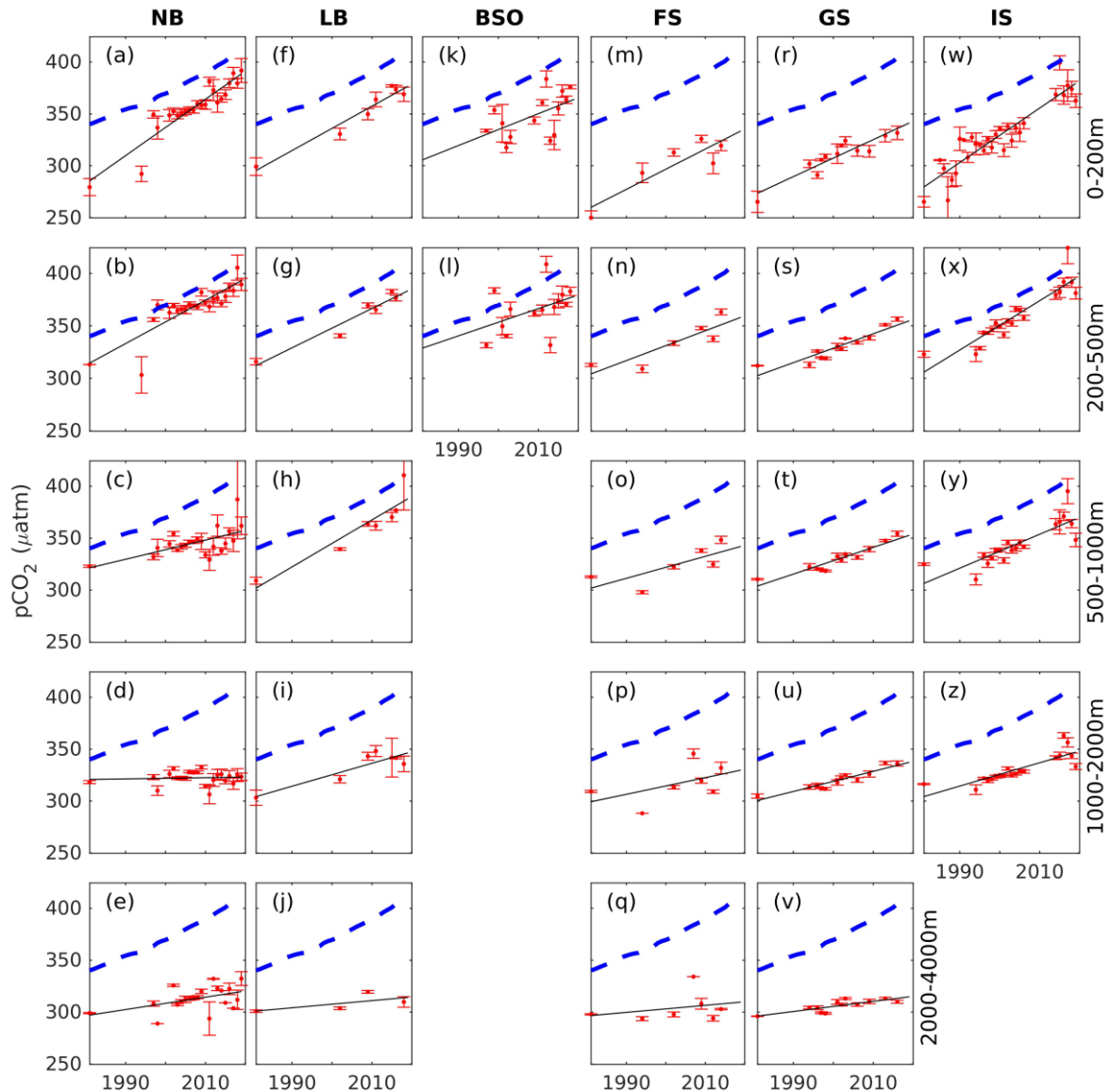
Figur V3. Saltholdighet i seks regioner og fem dyplag i de nordiske hav i perioden 1981-2019. Røde prikker med feilmargen er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene. Trendverdi (yr^{-1}) er inkludert i Tabell 3. NB=Norskebassenget (a-e), LB=Lofotenbassenget (f-j), BSO=Barentshavsåpningen (k-l), FS=Framstredet (m-q), GS=Grønlandshavet (r-v), IS=Islandshavet (w-z). Fra Fransner mfl. (2022).



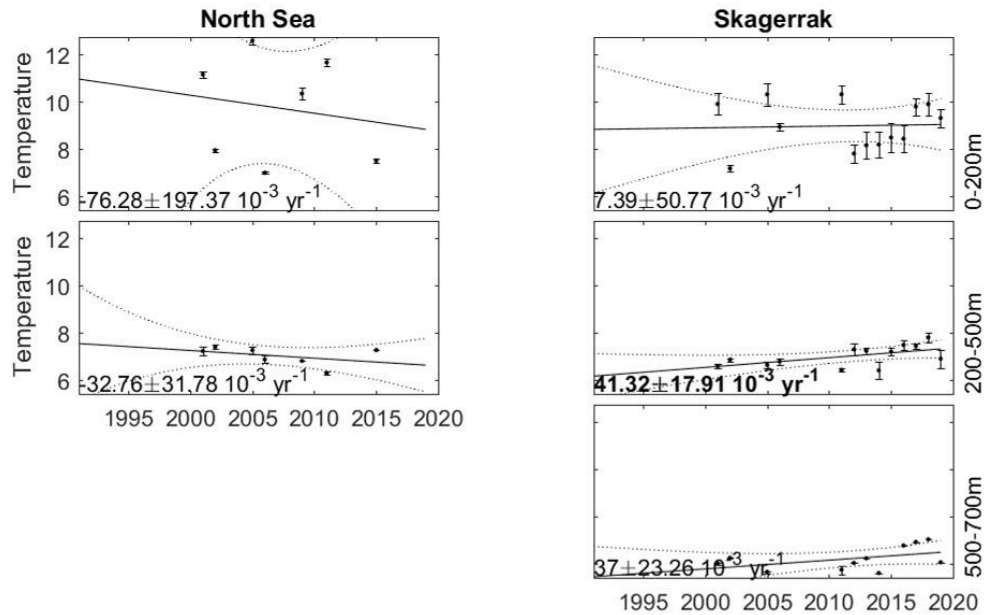
Figur V4. C_T ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) i seks regioner og fem dyplag i de nordiske hav i perioden 1981-2019. Røde prikker med feilmargen er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene. Trendverdi ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) er inkludert i Tabell 3. NB=Norskebassenget (a-e), LB=Lofotenbassenget (f-j), BSO=Barentshavsåpningen (k-l), FS=Framstredet (m-q), GS=Grønlandshavet (r-v), IS=Islandshavet (w-z). Fra Fransner mfl. (2022).



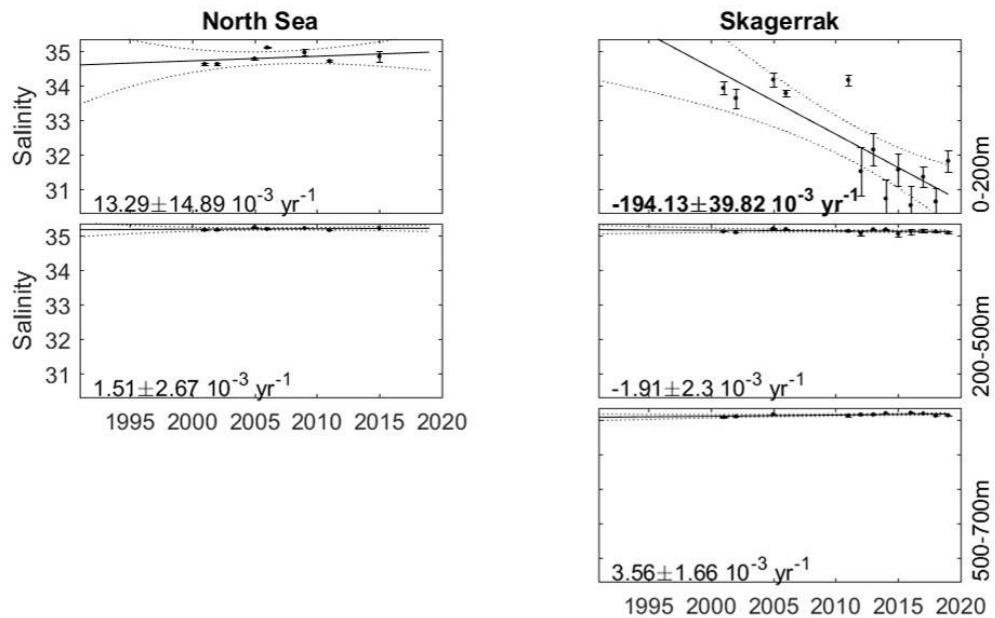
Figur V5. A_T ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) i seks regioner og fem dyplag i de nordiske hav i perioden 1981-2019. Røde prikker med feilmargen er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene. Trendverdi ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{ yr}^{-1}$) er inkludert i Tabell 3. NB=Norskebassenget (a-e), LB=Lofotenbassenget (f-j), BSO=Barentshavsåpningen (k-l), FS=Framstredet (m-q), GS=Grønlandshavet (r-v), IS=Islandshavet (w-z). Fra Fransner mfl. (2022).



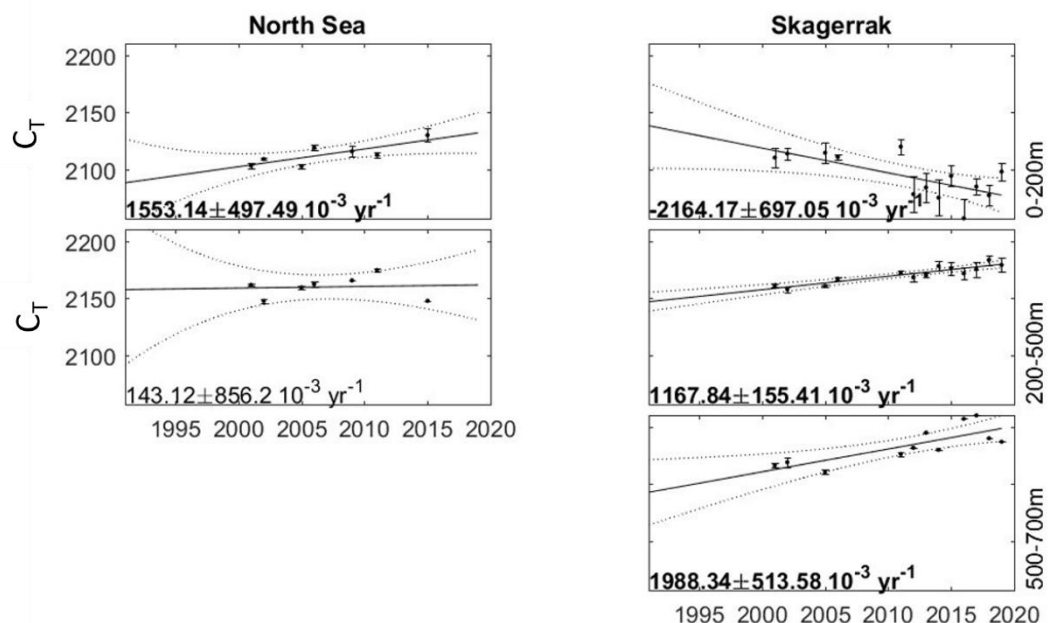
Figur V6. $p\text{CO}_2$ (μatm) i seks regioner og fem dyplag i de nordiske hav i perioden 1981-2019. Røde prikker med feilmargen er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene. Trendverdi ($\mu\text{atm yr}^{-1}$) er inkludert i Tabell 3. Blå strek-linje viser atmosfærisk CO_2 -innhold fra Mauna Loa, Hawaii. NB=Norskebasenget (a-e), LB=Lofotenbasenget (f-j), BSO=Barentshavsåpningen (k-l), FS=Framstredet (m-q), GS=Grønlandshavet (r-v), IS=Islandshavet (w-z). Fra Fransner mfl. (2022).



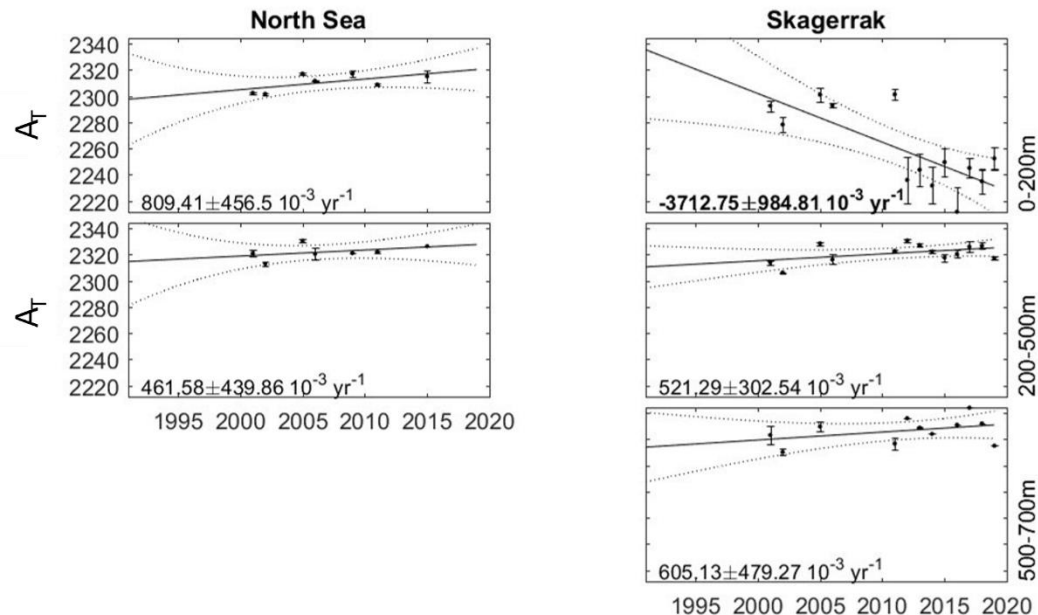
Figur V7. Temperatur (°C) i Nordsjøen og Skagerrak perioden 1991-2019. Svarte prikker med feilmargin er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene og svarte stipla linjer indikerer 95% konfidensintervall. Trendverdi (°C yr⁻¹) er inkludert i hvert panel. Utheva skrift betyr at trenden er signifikant forskjellig fra null.



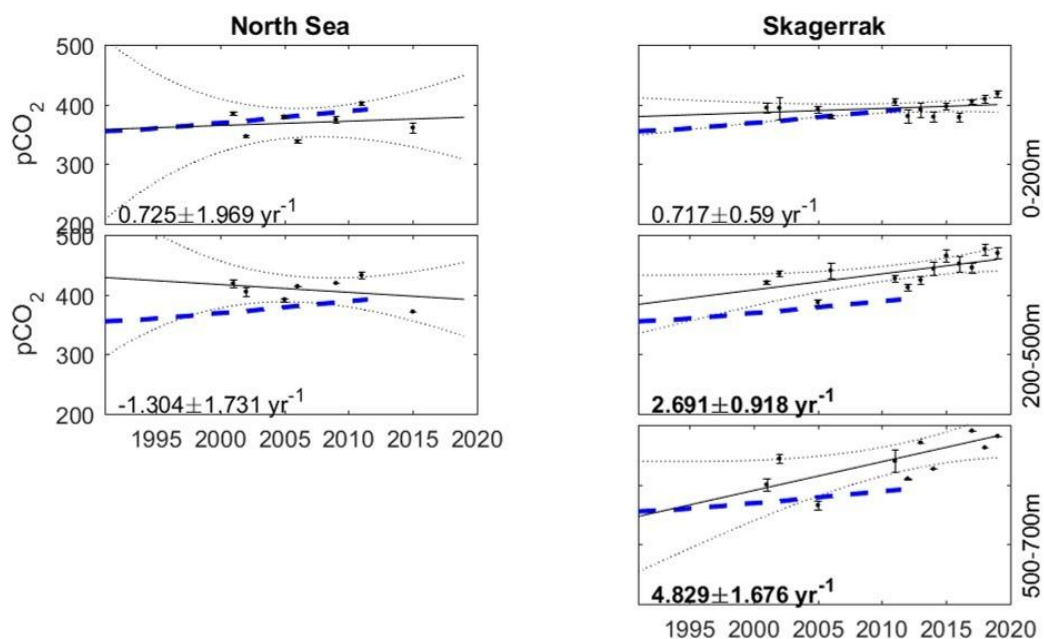
Figur V8. Saltinnhold i Nordsjøen og Skagerrak perioden 1991-2019. Svarte prikker med feilmargin er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene og svarte stipla linjer indikerer 95% konfidensintervall. Trendverdi (yr⁻¹) er inkludert i hvert panel. Utheva skrift betyr at trenden er signifikant forskjellig fra null.



Figur V9. C_T ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) i Nordsjøen og Skagerrak perioden 1991-2019. Svarte prikker med feilmargin er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene og svarte stipla linjer indikerer 95% konfidensintervall. Trendverdi ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$) er inkludert i hvert panel. Utheva skrift betyr at trenden er signifikant forskjellig fra null.



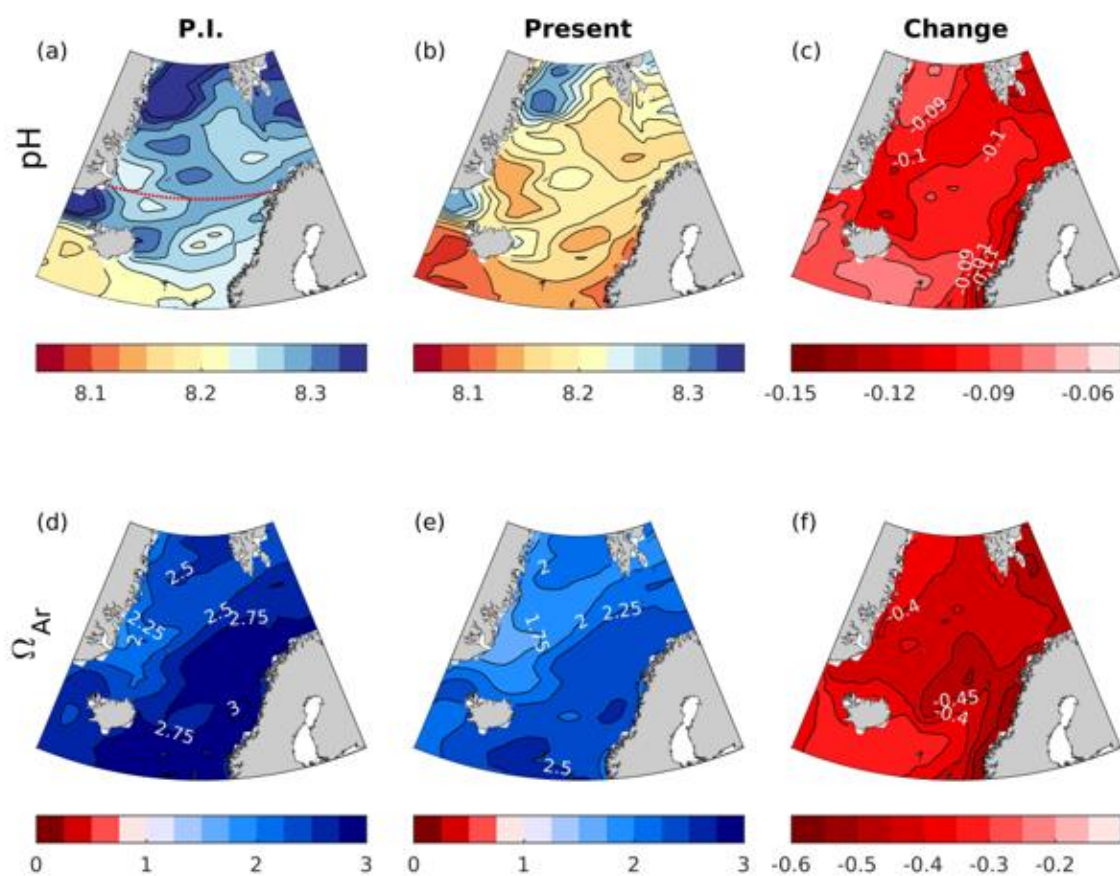
Figur V10. Trend i A_T ($\mu\text{mol kg}^{-1}$) i Nordsjøen og Skagerrak perioden 1991-2019. Svarte prikker med feilmargin er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene og svarte stipla linjer indikerer 95% konfidensintervall. Trendverdi ($\mu\text{mol kg}^{-1} \text{yr}^{-1}$) er inkludert i hvert panel. Utheva skrift betyr at trenden er signifikant forskjellig fra null.



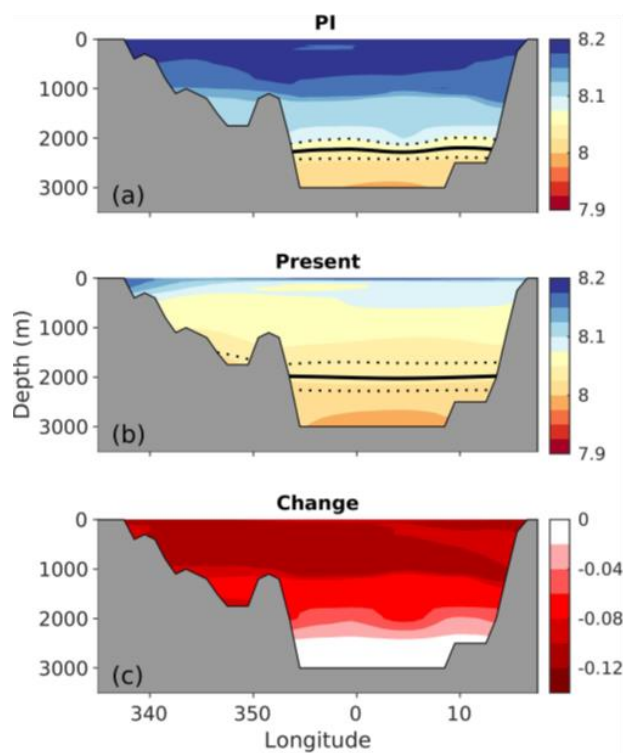
Figur V11. $p\text{CO}_2$ (μmol) i Nordsjøen og Skagerrak perioden 1991-2019. Svarte prikker med feilmargen er årsmidla observasjoner. Svarte heltrukne linjer viser trendene og svarte stipla linjer indikerer 95% konfidensintervall. Trendverdi ($\mu\text{mol yr}^{-1}$) er inkludert i hvert panel. Utheva skrift betyr at trenden er signifikant forskjellig fra null. Blå strek-linje viser atmosfærisk CO_2 -innhold fra Mauna Loa, Hawaii.

10.6. Resultat fra modeller og klimatologi

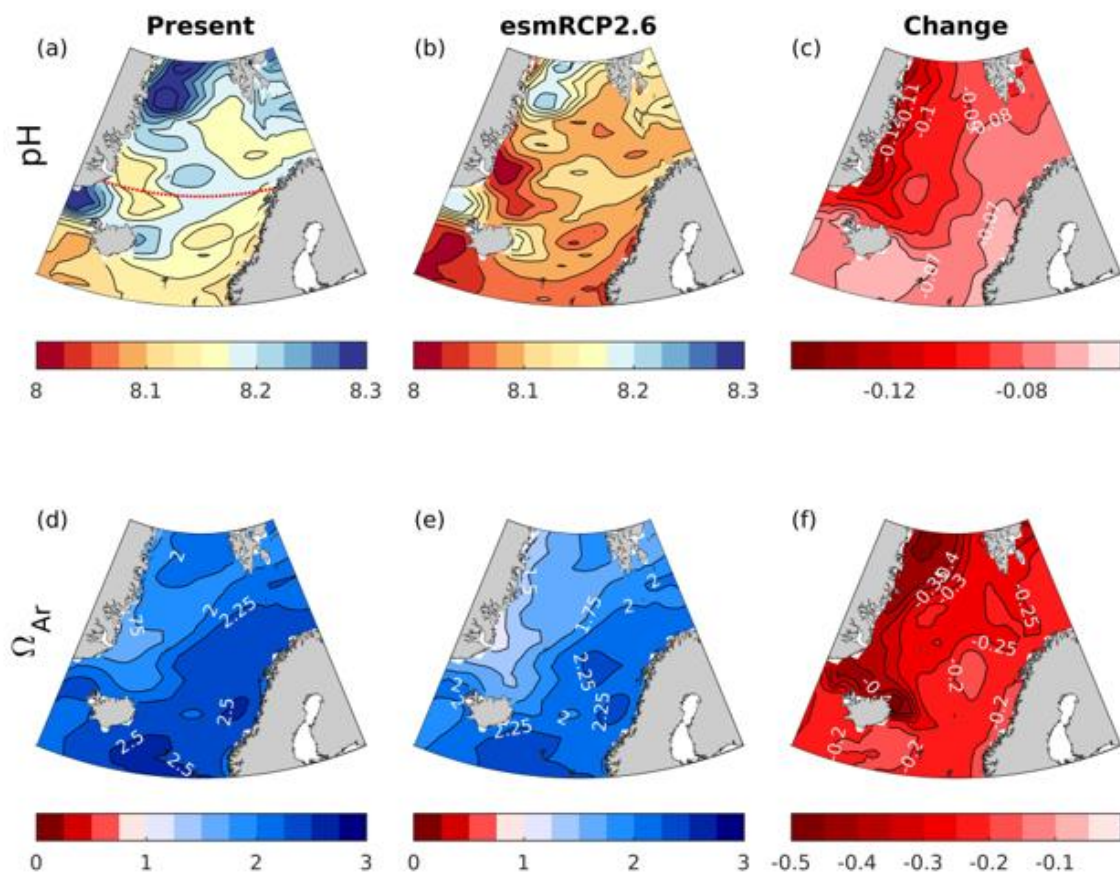
Figur V12 viser pH og Ω_{Ar} i overflatevann i de nordiske hav i førindustriell tid (1850-1859), i nåtid (1995-2005) og endringa mellom de to tidsperiodene. pH øker svakt fra sørvest til nordøst i de nordiske hav både i fortid og nåtid, mens Ω_{Ar} avtar fra sør til nord i det samme området og tidsperiodene. Grunnen til dette er at temperaturen påvirker pH både direkte gjennom endringer i likevektskonstanter til karbonsystemet og indirekte gjennom løseligheten av CO_2 . Nettoeffekten ses i Figur V12.



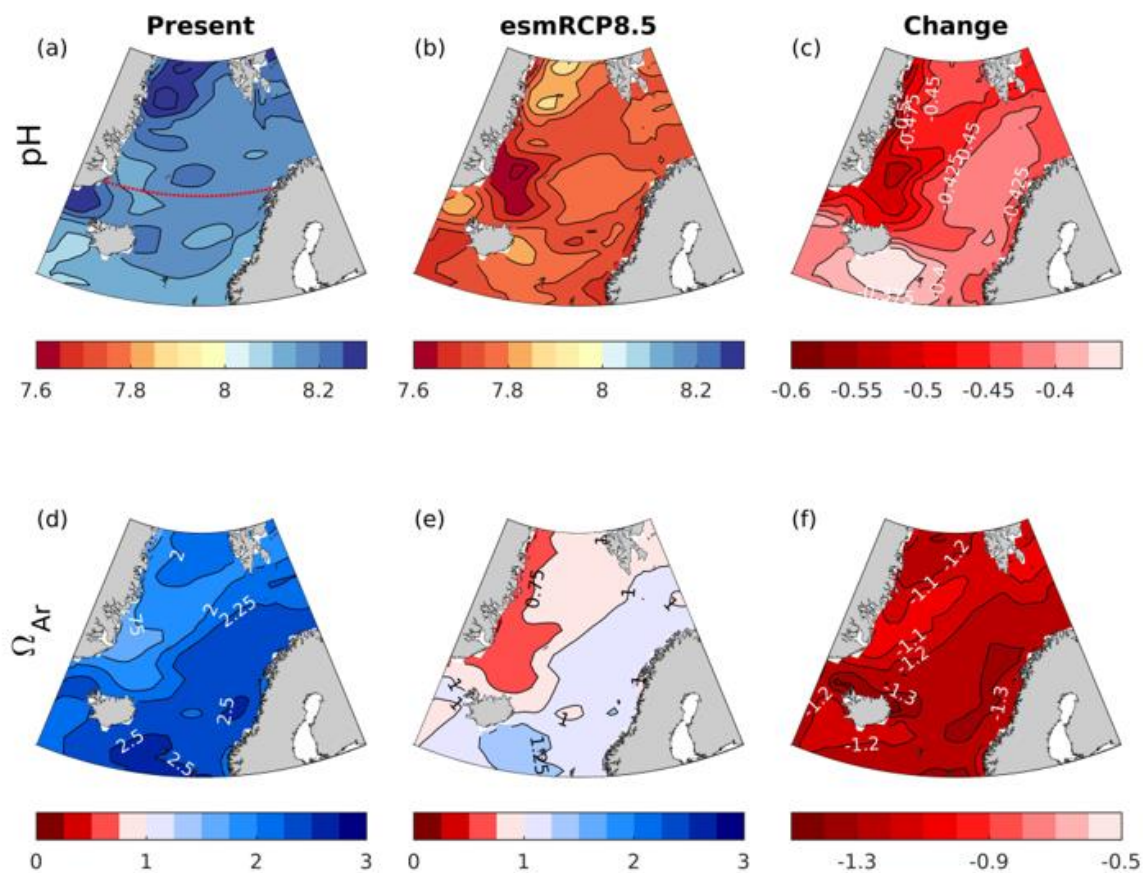
Figur V12. Kart over pH og Ω_{Ar} i overflatevann (0 m) i fortid (1850-1859), nåtid (1996-2005), og endringen mellom de to periodene. Her er brukt GLODAPv2-klimatologi (Lauvset mfl., 2016) og modellerte endringer mellom de to periodene. Rød stipla linje viser til seksjonen i Figur V13. Fra Fransner mfl. (2022).



Figur V13. Seksjon fra vest to øst langs 70°N (se rød stipla linje i Figur V12) der pH er modellert i førindustriell (PI; 1850-1859) og nåtid (1996-2005). Endringa mellom de to tidsperiodene er vist i nederste panel. Heltrukken svart linje viser metningshorisonten ($\Omega_{Ar}=0$) og stipla linjer viser usikkerheten i dette estimatet. Fra Fransner mfl. (2022).



Figur V14. Kart over pH og Ω_{Ar} i overflatevann i nåtid (1996-2005) og framtid (2090-2099) ved utslippsscenarioet RCP2.6. Kolonna til høyre viser hvilken endring det er snakk om. Her er GLODAPv2-klimatologi brukt i tillegg til havforsuringsendring fra modellkjøringer. Fra Fransner mfl. (2022).



Figur V15. Kart over pH og Ω_{Ar} i overflatevann i nåtid (1996-2005) og framtid (2090-2099) ved utslippsscenarioet RCP8.5. Kolonna til høyre viser hvilken endring det er snakk om. Her er GLODAPv2-klimatologi brukt i tillegg til havforsuringsendring fra modellkjøringer. Fra Fransner mfl. (2022).