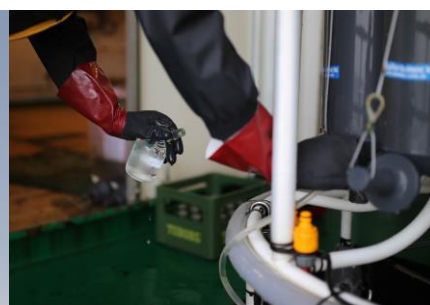


Havforsuring og opptak av antropogent karbon i de Nordiske hav, 1981-2013



KOLOFON

Utførende institusjon

Uni Research, Havforskningsinstituttet og Universitetet i Bergen

Oppdragstakers prosjektansvarlig

Ingunn Skjelvan

Kontaktperson i miljødirektoratet

Gunnar Skotte

M-nummer

M244-2014

År

2014

Sidetall

31

Miljødirektoratets kontraktnummer

14078029

Utgiver

Miljødirektoratet

Prosjektet er finansiert av

Miljødirektoratet

Forfatter(e)

Ingunn Skjelvan, Emil Jeansson, Melissa Chierici, Abdirahman Omar, Are Olsen, Siv Lauvset og Truls Johannessen

Tittel - norsk og engelsk

Havforsuring og opptak av antropogent karbon i de Nordiske hav, 1981-2013
Ocean acidification and uptake of anthropogenic carbon in the Nordic Seas, 1981-2013

Sammendrag - summary

Historiske og nye data fra Norskebassenget og Grønlandshavet fra perioden 1981 til 2013 er brukt til å analysere trender i uorganisk karbon og vi finner at vannkolonnene i disse to havområdene har opplevd en signifikant økning i innholdet av både CT (totalt uorganisk karbon) og pCO₂. Overflate-laget har årlig blitt henholdsvis 0,0041 og 0,0023 pH-enheter surere, og dette tilsvarer en forsuring av overflatevannet på hele 0,13 og 0,07 i henholdsvis Norskebassenget og Grønlandshavet over en periode på 33 år. Den observerte havforsuringa er primært drevet av endringer i CT, som igjen er drevet av primærproduksjon/remineralisering, saltendring og opptak av antropogent karbon (Cant) i begge havområder. Generelt avtar trendene nedover i dypet.

Aragonittmetninga i Norskebassengets og Grønlandshavets grunneste lag avtar årlig med henholdsvis 0,012 og 0,0053. Metningshorisonten ligger på rundt 2000 m dyp i begge bassengene. Vi forventer at den målte havforsuringa vil vedvare framtida, siden det pr. dags dato ikke er noen tegn som tyder på kutt i utslippene av antropogent CO₂ til atmosfæren.

Konsentrasjonen av Cant øker i alle deler av de Nordiske hav og på de fleste dyp. Dette er som forventet med tanke på den sterke økningen av CO₂ i atmosfæren i den målte perioden, men mellomårlig variasjon i havsirkulasjon og dypvanndannelse spiller også inn og er vanskelig å predikere. I framtida, med økende konsentrasjon av CO₂ i atmosfæren og varmere vann, vil Cant-opptaket i havet øke. Men hastigheten på opptaket kan endres, og et mulig utfall er at opptakshastigheten blir redusert på grunn av økt stratifisering av havet. Dermed vil også ventilasjonen reduseres. Flere målinger må til for å bestemme om den økende mengden akkumulert Cant er en trend som varer over mange år eller noe som domineres av lokal mellomårlig variasjon i sirkulasjon og andre relevant prosesser.

Det er både nødvendig og ønskelig å øke datainnsamlinga. Når trender studeres er det viktig at ha data fra flere sesonger. I nåværende havforsuringsovervåkingsprogram skjer prøveinnsamlingen kun en gang pr. år, og dette kan med fordel doubles. I tillegg er det viktig, så langt det er mulig, å inkludere sporstoff-data i framtidige måleprogram. I framtida bør beregningene av Cant også gjøres med andre kjente metoder for å gi et mer robust estimat.

4 emneord

CO₂, havforsuring, trender, antropogent karbon

4 subject words

CO₂, ocean acidification, trends, anthropogenic carbon

Forsidefoto

Tokt med F/F G.O.Sars 2013; Emil Jeansson og Jerry Tjiputra (Uni Research Klima)

Forord

Den økende mengden karbondioksid i atmosfæren påvirker havet, og for å forstå hva som skjer er det viktig med studier som blant annet tar for seg hvor mye havet blir påvirket og hvilke prosesser som er involvert.

I 2013 gjorde forskere fra Bjerknessenteret for klimaforskning en studie av havforsuringstrender basert på lange dataserier av karbon samlet inn fra de Nordiske hav. Den gang ble resultat fra Norskebassenget og Lofotenbassenget presentert samt inn- og utstrømsområdene for de Nordiske hav.

I denne rapporten har vi inkludert nye data og presenterer trender for et større område. I tillegg ser vi på hvor mye menneskeskapt (antropogent) karbon som er tatt opp i disse områdene over tid.

Rapporten er skrevet av forskere med solid kompetanse innen havets biogeokjemi generelt og havforsuring og antropogene forandringer spesielt. Ingunn Skjelvan, Emil Jeansson og Abdirahman Omar er forskere ved Uni Research Klima i Bergen, Melissa Chierici er forsker ved Havforskningsinstituttet i Tromsø, og Are Olsen, Siv Lauvset og Truls Johannessen er forskere ved Geofysisk institutt, Universitetet i Bergen. Alle institusjonene er partnere i Bjerknessenteret for klimaforskning.

Bergen, desember 2014

Ingunn Skjelvan
Forsker, Uni Research Klima

Denne rapporten refereres slik:

Skjelvan, I., E. Jeansson, M. Chierici, A. Omar, A. Olsen, S. Lauvset, T. Johannessen, 2014. Havforsuring og opptak av antropogent karbon i de Nordiske hav, 1981-2013, Rapport, Miljødirektoratet, M244-2014.

Innhold

Sammendrag	2
Forord	3
1. Innledning	5
2. Havets urganiske karbonsystem	6
3. Data og metoder	8
4. Resultat og diskusjon	10
4.1 Trender	11
4.2 Drivere av årlige endringer	18
4.3 Innhold av antropogent karbon (inventory)	21
4.4 Nordsjøen og Barentshavet	23
5. Oppsummering	27
6. Referanser	28

1. Innledning

Utslippene av menneskeskapt CO₂ (karbondioksid) har økt jevnt og trutt starten på den industrielle revolusjon rundt 1750, og i 2013 ble det sluppet ut 36 Gt (Gigatonn = milliarder tonn) CO₂ til atmosfæren fra menneskelig aktivitet (Le Quéré m.fl., 2014). Mens den globale konsentrasjonen av CO₂ i atmosfæren var rundt 280 ppm på 1700-tallet, er den nå 398 ppm (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html>), som er den høyeste konsentrasjonen på 800 000 år (IPCC, 2013).

Av mengden CO₂ som slippes ut i atmosfæren blir grovt regnet 50 % værende, ca. 25 % blir absorbert i havet og tilsvarende mengde blir tatt opp i terrestrisk biosfære. Havet blir påvirket av dette CO₂-opptaket, og det er påvist at den globale pH-verdien har avtatt med 0,1 i løpet av de siste 250 år (Orr m.fl., 2005; Feely m.fl. 2009). Det er store regionale forskjeller, og en studie gjort av Skjelvan m.fl. (2013) viste at i Norskebassengets øverste 200 m har pH-verdien avtatt 0,11 pH-enheter bare i løpet av de siste 31 år. Dette er en raskere forsuring enn det som er estimert globalt, og også raskere enn det som er beregnet basert på måleserier fra faste stasjoner rundt om i verdenshavene (BATS, ESTOC, HOT etc., se Bates m.fl., 2014, og referanser der). En pH-reduksjon på 0,11 enheter tilsvarer en økning i konsentrasjonen av H⁺ på nær 30 %, dvs. vannet i Norskebassenget er blitt nær 30 % surere på de siste 30 årene.

Studien til Skjelvan m.fl. (2013) baserte seg på lange karbondataserier samlet inn fra de Nordiske hav. Trender for ulike karbonparametere over en tidsperiode på 31 år ble presentert og rapporten konkluderte med at det i perioden hadde skjedd en signifikant havforsuring i de sentrale områder av Norskehavet, og at forsuringa primært skyldes opptak av menneskeskapt (antropogent) CO₂ fra atmosfæren (se <http://miljodirektoratet.no/no/Nyheter/Nyheter/Nyhetsarkiv/2013/6/Rask-forsuring-i-Norskehavet>, evt. <http://www.miljostatus.no/Tema/Hav-og-kyst/Forsuring-av-havet/>).

Denne rapporten bygger videre på Skjelvan m.fl. (2013). Vi presenterer her hydrografi- og karbontrender for Grønlandshavet, nye karbontrender for Norskebassenget og Barentshavs-åpningen og trender for antropogent karbon for de fleste områdene. Estimat for hvor mye antropogent karbon som er tatt opp i deler av de Nordiske hav og hvordan opptaket har endret seg over tid vil også bli presentert. Tilslutt vurderes data fra Nordsjøen og Barentshavet.

2. Havets uorganiske karbonsystem

Når CO_2 gass blir absorbert i havet vil det dannes karbonsyre (H_2CO_3), som deretter spaltes i bikarbonat (hydrogenkarbonat, HCO_3^-) og hydrogenioner (H^+). Karbonat (CO_3^{2-}), naturlig til stede i havvannet slår seg sammen med hydrogenioner og danner bikarbonat, og dermed nøytraliseres mye av effekten av tilførte hydrogenioner. Resultatet er at vannets surhetsgrad, pH, endres lite. I naturlig havvann ($\text{pH} \approx 8.1$) vil ca. 90 % av all uorganisk karbon eksistere som bikarbonat, ca. 9 % vil være karbonat og bare 1 % opptre som CO_2 og karbonsyre. Det er balansen mellom disse ulike karbonformene som bestemmer vannets pH, og det er også denne balansen som bestemmer vannets bufferkapasitet; evne til å motvirke endringer i pH.

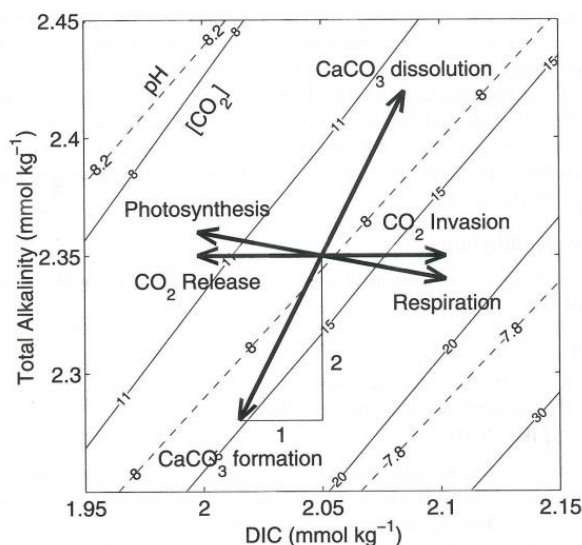
Siden verken bikarbonat eller karbonat kan måles direkte må vi gå veien om andre parametere som beskriver det uorganiske karbonsystemet i havet og som kan måles; C_T , A_T , pH og pCO_2 , der C_T er løst uorganisk karbon, A_T er total alkalinitet, og pCO_2 er deltrykket av CO_2 i sjøvann (se Tabell 1). Kjenner man to av disse parameterne kan de andre to beregnes.

Det uorganiske karboninnholdet i vannet er styrt av ulike prosesser som fotosyntese, respirasjon, gassutveksling mellom atmosfære og hav, produksjon/nedbrytning av kalsiumkarbonatskjell, oppvarming, nedkjøling, fordamping og nedbør. Figur 1 illustrerer hvordan noen av disse prosessene påvirker karbonparameterne. Eksempelvis vil opptak av CO_2 -gass i havet ikke påvirke A_T , mens C_T og pCO_2 vil øke og pH avta. Produksjon og oppløsning av kalsiumkarbonat (CaCO_3) fører til endring i både C_T og A_T , der endring i A_T er dobbelt så stor som i C_T .

Tabell 1

Karbonparametere i sjøvann og deres kjemiske ligninger

Parameter	Kjemisk ligning	Forklaring
C_T	$= [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$	Sum av alle uorganiske karbonioner
A_T	$= [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{B(OH)}_4^-] + [\text{OH}^-] - [\text{H}^+] + \dots$	Vannets evne til å nøytralisere syre
pH	$= -\log_{10}([\text{H}^+] + [\text{HSO}_4^-])$	Vannets surhetsgrad
pCO_2	$\approx [\text{CO}_2]/K_0$, der K_0 er løselighet av gass i vann	Deltrykk av CO_2 i vannet
$\Omega_{\text{Ar}}, \Omega_{\text{Ca}}$	$\approx [\text{CO}_3^{2-}]/[\text{CO}_3^{2-}]$	Metningsgrad av kalsiumkarbonat i sine to former; aragonitt og kalsitt
Re	$= (\text{dpCO}_2/\text{pCO}_2)/(\text{d}C_T/C_T)$	Re = Revellefaktor = vannets bufferkapasitet, dvs. opptakskapasitet for antropogent karbon. Re er relativt høy i sub-polare områder.



Figur 1. Prosesser som fotosyntese, respirasjon, produksjon/oppløsning av karbonatskjell og gassutveksling vil påvirke C_T , A_T , pH og pCO_2 i ulik grad. I figuren, som er hentet fra Zeebe og Wolf-Gladow (2001) er $DIC = C_T$, Total Alkalinity = A_T , $[CO_2]$ er et mål på pCO_2 , og CO_2 Invasion viser til absorpsjon av CO_2 -gass i havet.

Mengden uorganisk karbon i havet varierer fra sesong til sesong, påvirket av de ulike prosessene nevnt over. I tillegg til disse naturlige variasjonene påvirkes nå karbonsystemet av menneskeskapt (antropogent) CO_2 . Når havet absorberer en stadig økende mengde CO_2 vil ikke bufferkapasiteten til sjøvannet klare å nøytralisere all syren som blir danna, og havet blir surere; en prosess som også er kjent som havforsuring. pH og Ω (metningsgrad av kalsiumkarbonat) er parameterne som beskriver havforsuring, og Ω blir regnet ut som vist i Tabell 1. Metningsgraden forteller om havvannet er metta ($\Omega=1$), overmetta ($\Omega>1$) eller undermetta ($\Omega<1$) med kalsiumkarbonat. Dypet der $\Omega = 1$ kalles metningshorisonten.

Konsentrasjon av uorganisk karbon fra menneskelig aktivitet, C_{ant} , er en parameter som er ny i historisk sammenheng, siden tidsregninga for denne startet med den industrielle revolusjon. Det er en utfordrende målestørrelse av flere grunner; C_{ant} er ikke mulig å måle direkte, men må finnes ved hjelp av indirekte metoder. Konsentrasjonen av C_{ant} er liten i forhold til konsentrasjon av C_T , størrelsesorden 1 til 100, men på tross av dette kan C_{ant} stå for en betydelig del av endringen i C_T . Konsentrasjonen av C_{ant} er også svært heterogen, med stor romlig variasjon. Kilden til C_{ant} er atmosfæren, og havets konsentrasjon av C_{ant} gjenspeiler derfor tida vannet var i kontakt med atmosfæren; overflatevann er i kontakt med atmosfæren og har høye C_{ant} -verdier mens gammelt bunnvann som sist var i kontakt med atmosfæren for opptil flere hundre år siden har lave C_{ant} -verdier. Revelle-faktoren (Re , Tabell 1) beskriver vannets bufferkapasitet, dvs. evne til å ta opp C_{ant} . Denne evnen er omvendt proporsjonal med Revelle-faktoren, og i områder med høy faktor vil en gitt pCO_2 -endring gi lavere endring i C_T (og C_{ant}) enn i et område med lav faktor. Med andre ord vil vann med høy Revelle-faktor (ca. 12, som i våre områder) inneholde mindre C_{ant} enn vann med lav faktor. C_{ant} transporteres med havstrømmene og blandes nedover i dypet i områder der intermediært eller dypvann blir danna.

3. Data og metoder

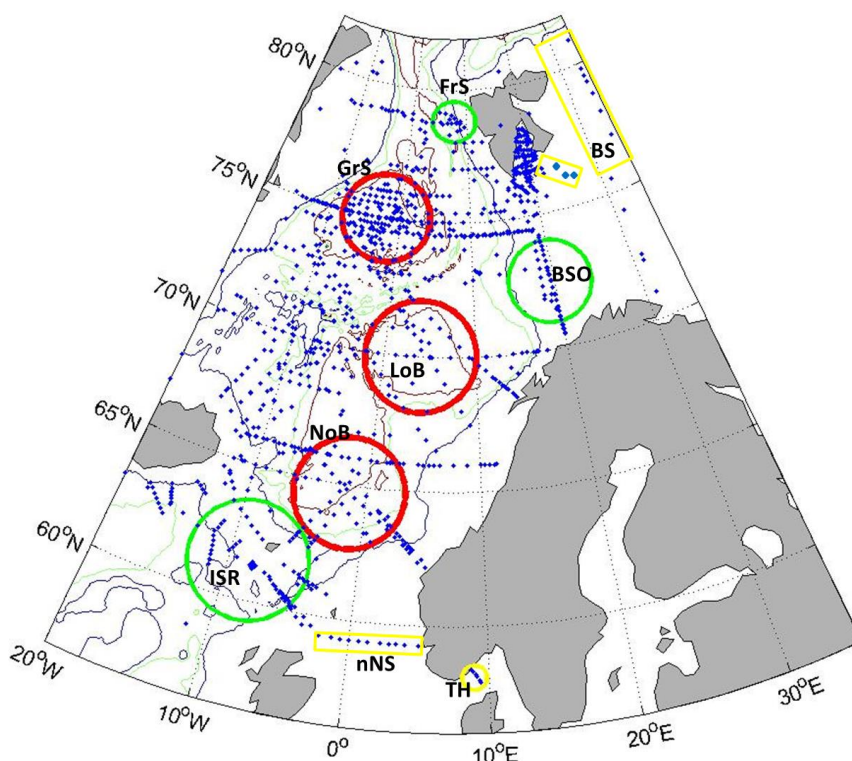
Data i denne analysen er beskrevet i Skjelvan m.fl. (2013). Her brukes i tillegg nye data fra Grønlandshavet, Norskebassenget, Nordsjøen og Barentshavet, og tilgjengelige KFK-data, se Tabell 2 og Figur 2.

Tabell 2

Data brukt i analysen, der målte CT og AT er kvalitetssikret i henhold til internasjonalt godkjente metoder (Dickson et al. 2007).

Kilde	Tidsrom	Parametere	Institusjon/referanse
TTO-NAS, tokt	1981	T, S, Nsalt, C _T , A _T , O ₂	Brewer m.fl. (1986)
CARINA, database	1982-2003	T, S, Nsalt, C _T , A _T , O ₂ , KFK	Olsen m.fl. (2009), Jeansson m.fl. (2010)
Stajon M, tidsserie	2001-2009	T, S, Nsalt, C _T , A _T , O ₂	Uni Research Klima/GFI, Skjelvan m.fl. (2008)
F/F G.O. Sars, tokt	Sommer 2006	T, S, Nsalt, C _T , A _T , O ₂ , KFK	Uni Research Klima/GFI
F/F G.O. Sars, tokt	Sommer 2009	T, S, Nsalt, C _T , A _T , O ₂ , KFK	Uni Research Klima/GFI
F/F G.O. Sars, tokt	Sommer 2013	T, S, Nsalt, C _T , A _T , O ₂	Uni Research Klima/GFI
Havforsurings-programmet	2011-2013	T, S, Nsalt, C _T , A _T , O ₂	IMR/ Chierici m.fl. (2012; 2013; 2014)

Nsalt = næringssaltene nitrat, fosfat og silikat; KFK = klorfluorkarbon; GFI - Geofysisk institutt v/Universitetet i Bergen.



Figur 2. Kart over de Nordiske hav. Blå prikker viser stasjoner der det finnes C_T og A_T , eller KFK-data. Sirkler og rektangler omslutter stasjoner fra områder studert i dette arbeidet eller Skjelvan m.fl. (2013); røde sirkler = Norskebassenget (NoB), Lofotenbassenget (LoB) og Grønlandshavet (GrS), grønne sirkler = Island-Skottlandryggen (ISR), Barentshavsåpningen (BSO) og Framstredet (FrS), gule rektangler = nordlige Nordsjøen (nNS), Torungen-Hirtshals (TH) og Barentshavet (BS).

I hovedsak er data fra Island-Skottlandryggen, Lofotenbassenget og Framstredet fra 1981 til 2011, og data fra Grønlandshavet, Norskebassenget og Barentshavsåpningen er fra 1981-2013. Fra hvilke år de ulike dataene er tilgjengelig varierer noe. De Nordiske hav (Figur 2) er delt inn i områder basert på relativt homogene vannkarakteristikker i hvert område. Noen av områdene har mye data, som Grønlandshavet og Norskebassenget, mens andre områder har færre (Lofotenbassenget, Island-Skottlandryggen, Barentshavsåpningen og Framstredet). Størrelsen på områdene er i hovedsak definert slik at der fins data fra hele tidsperioden på 20-30 år. Det er ikke tilfelle for Nordsjøen og Barentshavet, der det fins svært lite data (se kap. 4.4)

pH in situ på total skala (pH_T), pCO_2 , Ω_{Ar} og Ω_{Ca} er beregnet ved å bruke programpakken CO2SYS (van Heuven m.fl. 2011) der C_T , A_T , salt, temperatur og næringssalt er brukt som input-data. Karbonsyrekonstanter fra Mehrbach m.fl. (1973), modifisert av Dickson og Millero (1987), og konstant for HSO_4^- fra Dickson (1990) er brukt i beregningene.

Mengden av antropogent karbon, C_{ant} , som er blandet inn i vannsøylen er funnet ved å bruke metoden TTD (Transit Time Distribution) der sporstoff-målinger (KFK - klorfluorkarbon) i tillegg til hydrografi, blir brukt som input-variable (Waugh m.fl., 2006). Metoden bruker en matematisk beskrivelse av hvordan havoverflate og dypere havlag er bundet sammen ved at ulike vannmasser med ulik alder blandes. Metoden brukes til å beregne når vannmassene sist var i kontakt med atmosfæren, og denne alderen brukes til å beregne innholdet av C_{ant} . Den

akkumulerte mengden C_{ant} (inventory) i et havbasseng blir regnet ut ved å, for hvert dybdeintervall, multiplisere konsentrasjonen av C_{ant} med volumet av de respektive dybdeintervall, og summere alle disse.

Trender (mellomårlige endringer) er basert på årlige middelerverdier for temperatur, salt, C_T , A_T , pCO_2 , pH, Ω_{Ar} og C_{ant} . Som i Skjelvan m.fl. (2013) er dette gjort for 5 ulike dybdeintervaller; 0-200 m, 200-500 m, 500-1000 m, 1000-2000 m og 2000-4000 m.

Driverne av årlige endringer i pCO_2 og pH er endring i temperatur, salt, C_T og A_T , og summen av driverne blir sammenlignet med observerte endringer i pCO_2 og pH. For å kvantifisere de ulike driverne blir dataene dekomponert etter modell fra Metzl m.fl. (2010);

$$\frac{dpCO_2}{dt} = \frac{\partial pCO_2}{\partial T} \frac{dT}{dt} + \frac{\partial pCO_2}{\partial S} \frac{dS}{dt} + \frac{\partial pCO_2}{\partial C_T} \frac{dC_T}{dt} + \frac{\partial pCO_2}{\partial A_T} \frac{dA_T}{dt} \quad (1)$$

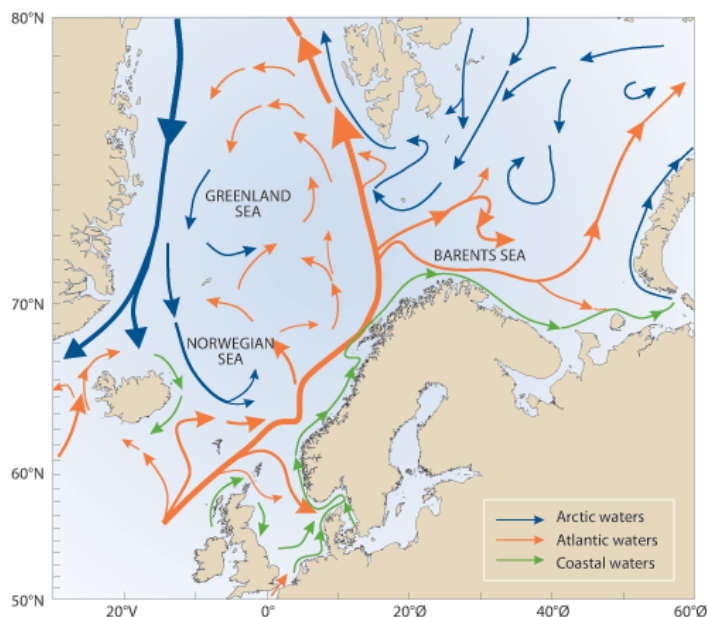
$$\frac{dpCO_2}{dt} = \tau \overline{pCO_2} \frac{dT}{dt} + \alpha \frac{\overline{pCO_2}}{\overline{S}} \frac{dS}{dt} + \gamma \frac{\overline{pCO_2}}{\overline{C_T}} \frac{dC_T}{dt} + \beta \frac{\overline{pCO_2}}{\overline{A_T}} \frac{dA_T}{dt} \quad (2)$$

der $\overline{pCO_2}$, $\overline{S}$, $\overline{C_T}$, og $\overline{A_T}$ er middelerverdier, og τ , α , γ og β er eksperimentelt bestemte konstanter med verdier hentet fra litteraturen. En tilsvarende dekomponering er gjort for å kvantifisere ulike prosesser som påvirker A_T og C_T . Prosessene som er tatt med her er endringer i salt og produksjon/nedbrytning av kalkskjell, som påvirker både C_T og A_T , og biologisk produksjon/respirasjon/remineralisering, som bare påvirker C_T .

Hvis man antar at de dominerende driver-prosesser er inkludert i metoden så er det rimelig å anta god overensstemmelse mellom årlig endring i C_{ant} og årlig C_T endring som ikke skyldes biologi eller hydrografi. Med andre ord; hvis summen av driverne for C_T ikke stemmer overens med observert årlig C_T -endring, så kan dette skyldes C_{ant} -opptak. Årlige C_{ant} -endringer diskuteres i lys av dette.

4. Resultat og diskusjon

Varmt og salt Atlantisk vann strømmer inn i de Nordiske hav hovedsakelig over Island-Skottlandryggen (Figur 3). Vannet, som nå har skiftet navn til den Norske Atlanterhavsstrøm, strømmer nordover langs kysten av Norge med noen avstikkere vest og sørover i Norskebassenget og østover i Barentshavet. I Grønlandshavet blandes varmt Atlantisk vann med kaldt polarvann, mens resten av det Atlantiske vannet strømmer nordover langs vestkysten av Svalbard og synker etter hvert under det kalde møtende polarvannet som er lettere. Sørover langs østkysten av Grønland strømmer kaldt og ferskt vann fra Arktis, med avstikkere som blandes inn i Grønlandshavet og Islandshavet. Den kalde strømmen flyter sørover mellom Grønland og Island og videre til Nord-Atlanteren. Under overflatelaget strømmer intermediaære og dypvannsstrømmer mellom de ulike bassengene, slik at signaler nedover i dypet over tid kan følges fra basseng til basseng. Strømmønstrene beskrevet her er bakteppet når vi skal tolke resultatene fra denne analysen.

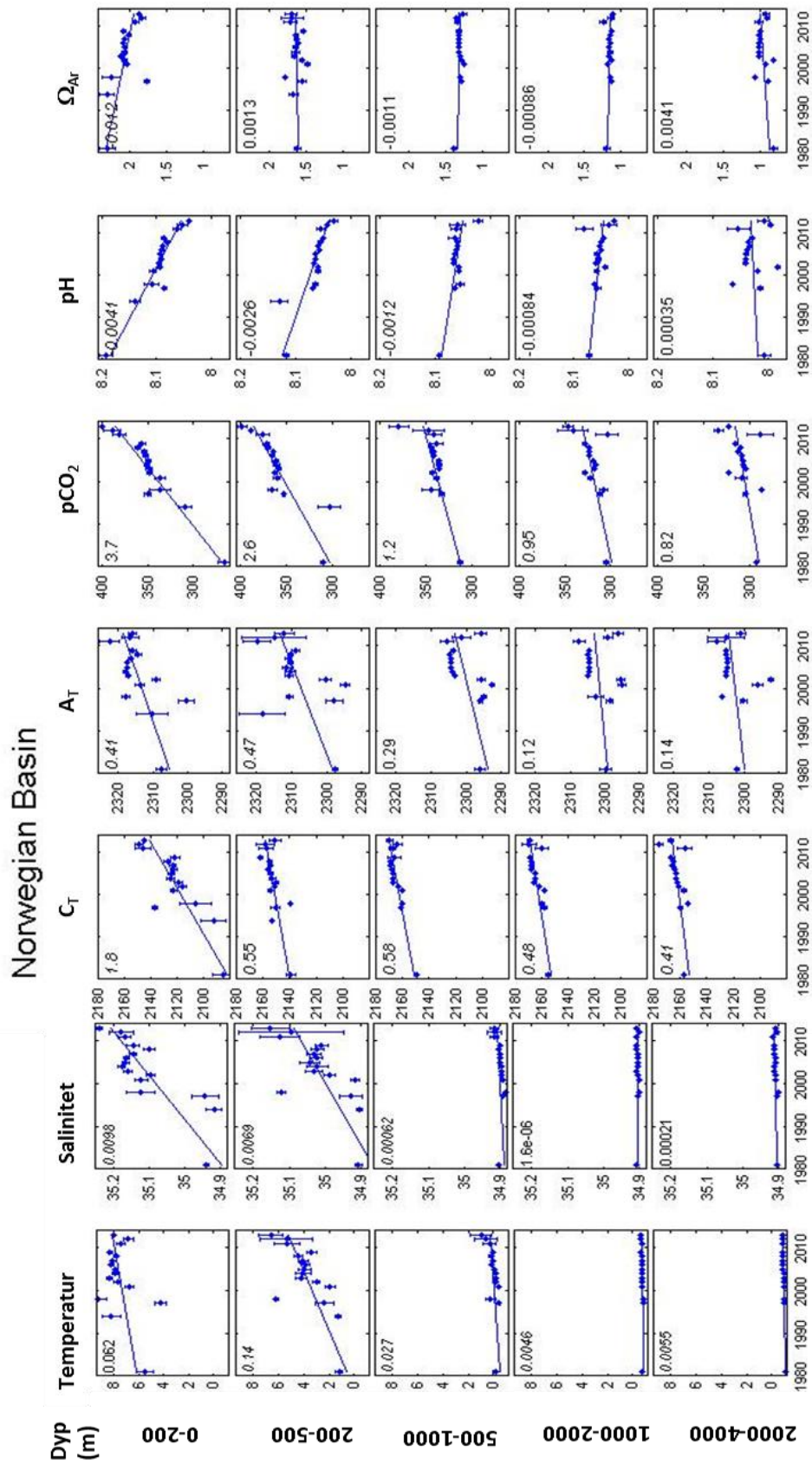


Figur 3. Kart over de Nordiske hav med tilstøtende områder og strømmer inntegnet. Oransje piler er Atlantisk vann, blå piler viser arktisk og polart vann, og grønne piler representerer kystvann. Figur fra www.imr.no.

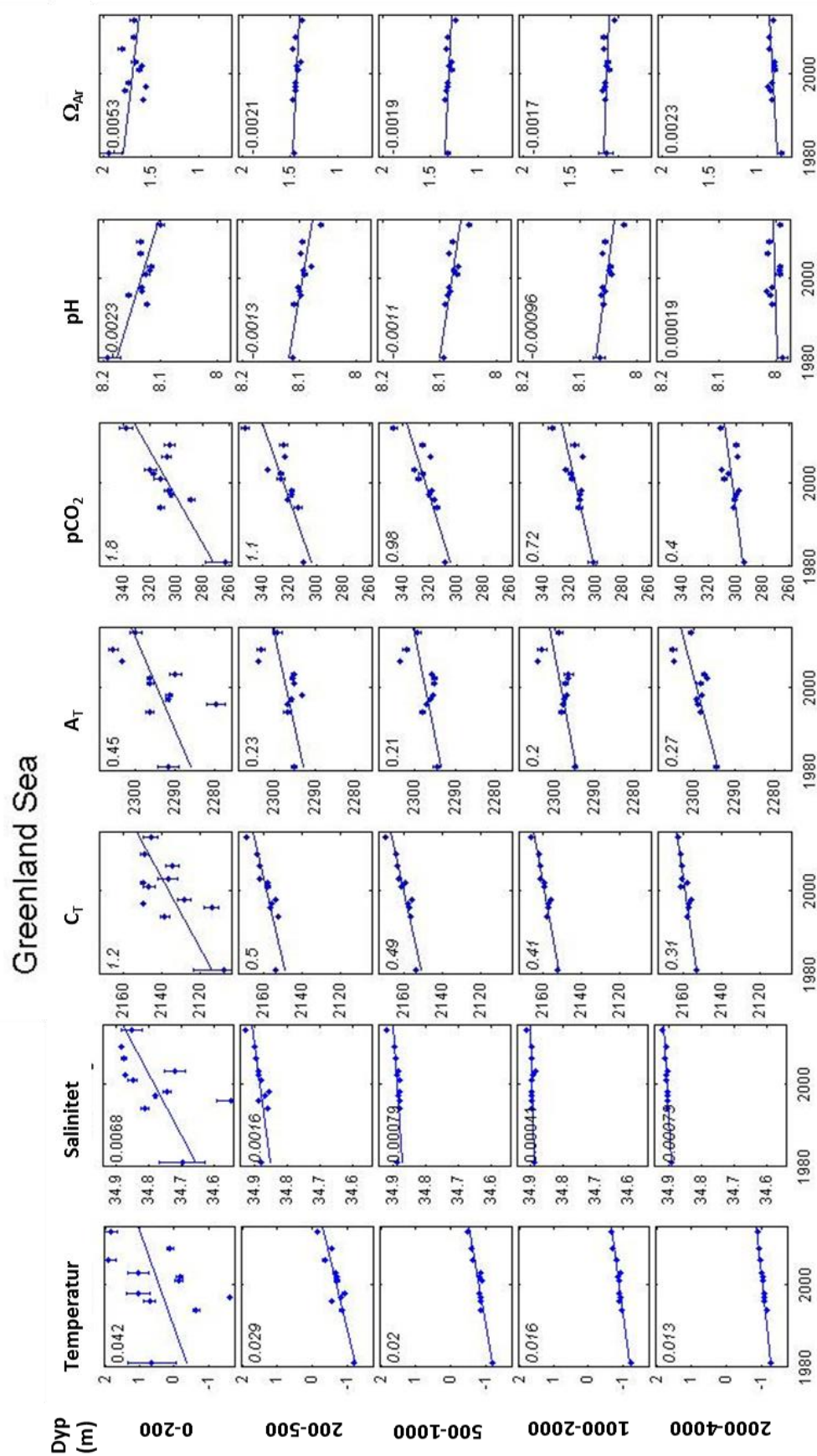
4.1 Trender

Figur 4a viser hvordan temperatur (T), salt (S), C_T , A_T , pCO_2 , pH og Ω_{Ar} varierer i ulike dybdelag fra år til år i Norskebassenget, og Figur 4b viser det tilsvarende i Grønlandshavet. Figur 5 viser trender i C_{ant} beregnet med TTD-metoden i ulike vannlag i Grønlandshavet, Lofotenbassenget, Norskebassenget og inn- og utstrømsområder for de Nordiske hav. Hvert punkt i figurene representerer et årsmiddel og standardavvikene illustrerer variasjon knyttet til spredning i både tid (ulike sesonger) og rom (ulike steder innenfor et dybdeintervall). Som nevnt i Skjelvan m.fl. (2013) er det vanlig å se bort fra den biologisk aktive perioden når man studerer trender i de øverste vannlagene, for å unngå at store sesongvariasjoner skygger for små trender. Vi har likevel valgt å ta med data fra hele året fra dette laget siden mesteparten av toktene har gått i sommerhalvåret.

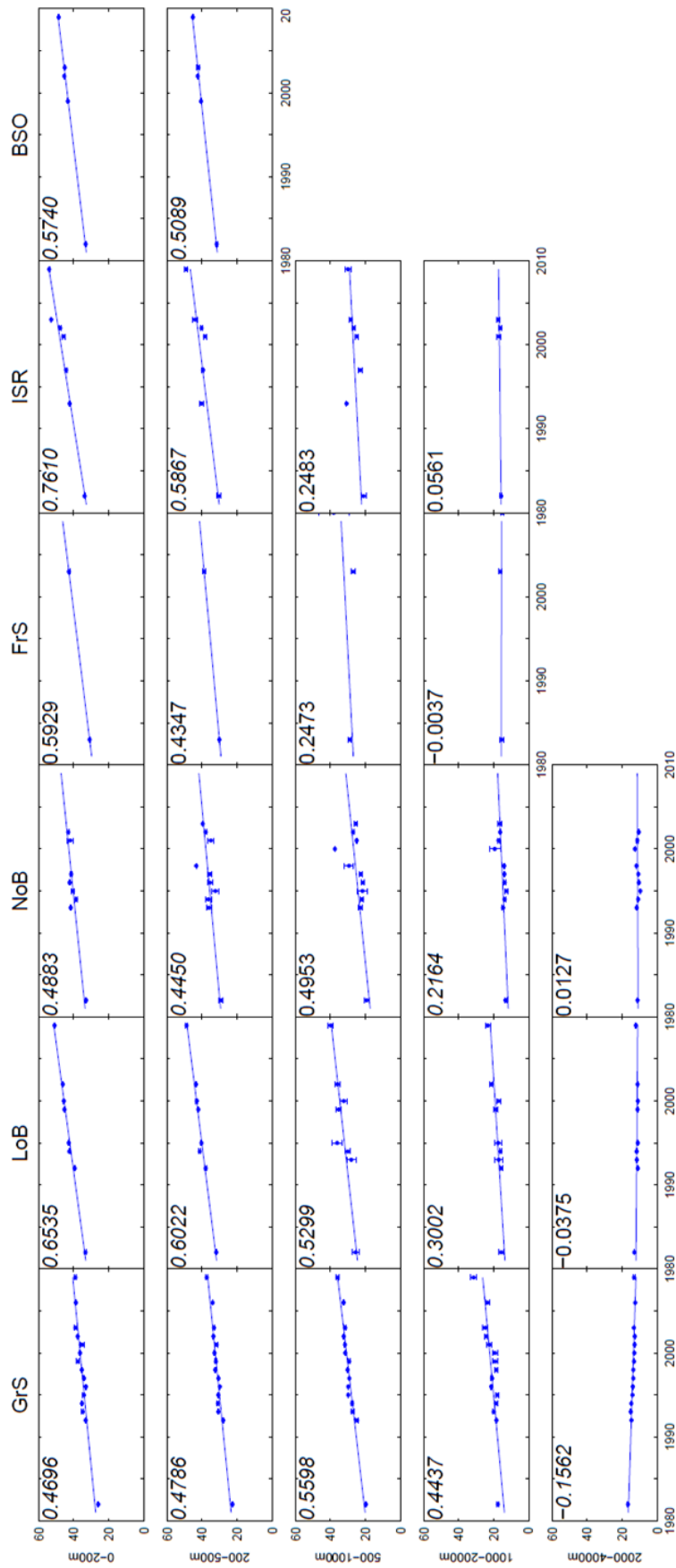
I Tabell 3 er alle trendverdiene oppsummert, og for å kunne sammenligne har vi i tabellen også tatt med trendverdier for havområdene omhandlet i Skjelvan m.fl. (2013). Vi har valgt å beregne trendverdier for Norskebassenget og Barentshavsåpningen på nytt i denne rapporten og da inkludert nye data fra Havforsuringsprogrammet 2012 og 2013. For Norskebassenget må det presiseres at 2011-data fra Havforsuringsprogrammet dessverre ikke kom med i Skjelvan m.fl. (2013). Når tabellverdiene er både **uthevet** og *i kursiv* vil det si at beregnet trend er signifikant (95 % sannsynlighet). Ikke-signifikans (tall som verken står i kursiv eller er uthevet) betyr enten at det ikke er en målbar trend (ses gjerne i dypere vannlag) eller at spredningen i årsmiddelet er for stor til at trenden blir signifikant (ses gjerne i øvre vannlag).



Figur 4a. Trender av temperatur [$^{\circ}C$], salinitet, C_T [$\mu mol\ kg^{-1}$], A_T [$\mu mol\ kg^{-1}$], pCO_2 [μatm], pH in situ og Ω_{Ar} i 5 ulike dybdeintervall i Norskebassenget i perioden 1981 til 2013. Figurer langs en rad er fra samme dybdeintervall og figurer i en kolonne viser samme parameter.



Figur 4b. Trender av temperatur [$^{\circ}C$], salinitet, C_T [$\mu mol\ kg^{-1}$], A_T [$\mu mol\ kg^{-1}$], pCO_2 [μatm], pH in situ og Ω_{Ar} i 5 ulike dybdeintervall i Grønlandshavet i perioden 1981 til 2013. Figurer langs en rad er fra samme dybdeintervall og figurer i en kolonne viser samme parameter.



Figur 5. Trender av antropogent karbon, C_{ant} [$\mu\text{mol kg}^{-1}$], i 5 dybdeintervall i Grønlandshavet (GrS), Lofotenbassenget (LoB), Norskebassenget (NoB), Framstredet (FrS), over Island-Skottlandryggen (ISR) og i Barentshavsåpningen (BSO) i perioden 1981 til 2009. Figurer langs en rad er fra samme dypintervall og figurer i en kolonne er fra samme basseng.

Tabell 3

Trender i 5 dypintervaller i de Nordiske hav. Tall i uthevet kursiv representerer trender som er signifikant forskjellig fra 0 (p-verdi 0,05), mens tall som verken står i kursiv eller er uthevet er trender som ikke er signifikant forskjellig fra 0. En strek (-) betyr at bunnen er nådd, evt. Manglende data. Svart skrift illustrerer hovedbasseng mens grå skrift er inn- og utstrømsområder.

Dyp (m)	Område *	T	S	C _T [μmol kg ⁻¹]	A _T [μmol kg ⁻¹]	pCO ₂ [μatm]	pH in situ	Ω _{Ar}	C _{ant} [μmol kg ⁻¹]
0-200	FrS	-0,0026	0,013	2,2	0,8	2,4	-0,0033	-0,014	0,593
	BSO	-0,069	-0,0018	1,9	0,63	1,6	-0,0017	-0,012	0,574
	GrS	0,042	0,0068	1,2	0,45	1,8	-0,0023	-0,0053	0,470
	LoB	0,022	0,0007	1	0,11	2	-0,0023	-0,0083	0,654
	NoB	0,062	0,0098	1,8	0,41	3,7	-0,0041	-0,012	0,488
	ISR	0,020	0,0031	0,47	0,39	0,74	-0,00069	-0,00004	0,771
200-500	FrS	0,02	0,002	0,55	0,22	1,1	-0,0013	-0,0032	0,435
	BSO	0,042	0,0041	0,75	0,84	1	-0,0007	0,002	0,509
	GrS	0,029	0,0016	0,5	0,23	1,1	-0,0013	-0,0021	0,479
	LoB	0,047	0,004	0,57	0,26	1,5	-0,0016	-0,0021	0,602
	NoB	0,14	0,0069	0,55	0,47	2,6	-0,0026	0,0013	0,445
	ISR	-0,038	-0,00095	0,76	0,13	0,86	-0,00083	-0,005	0,587
500-1000	FrS	0,022	0,0019	0,45	0,31	0,72	-0,00073	-0,00039	0,247
	BSO	-	-	-	-	-	-	-	-
	GrS	0,02	0,0008	0,49	0,21	0,98	-0,0011	-0,0019	0,560
	LoB	0,021	0,0022	0,89	0,087	2,1	-0,0022	-0,0041	0,530
	NoB	0,0027	0,00062	0,58	0,29	1,2	-0,0012	-0,0011	0,495
	ISR	-0,0021	-0,00026	0,43	0,2	0,53	-0,00059	-0,0017	0,248
1000-2000	FrS	0,00011	-0,00001	0,23	0,19	0,15	-0,000018	0,00054	-0,004
	BSO	-	-	-	-	-	-	-	-
	GrS	0,016	0,00041	0,41	0,2	0,72	-0,00096	-0,0017	0,444
	LoB	0,0069	-0,00028	0,67	0,017	1,5	-0,0018	-0,004	0,300
	NoB	0,0046	0,000002	0,48	0,12	0,95	-0,00084	-0,00086	0,216
	ISR	-	-	-	-	-	-	-	0,056
2000-4000	FrS	0,0079	0,0007	-0,13	0,12	-0,24	0,0012	0,0045	-
	BSO	-	-	-	-	-	-	-	-
	GrS	0,013	0,00071	0,31	0,27	0,4	0,00019	0,0023	-0,156
	LoB	0,0025	0,00001	0,14	0,074	0,18	-0,00037	-0,001	-0,038
	NoB	0,0055	0,00021	0,41	0,14	0,82	0,00035	0,0041	0,013
	ISR	-	-	-	-	-	-	-	-

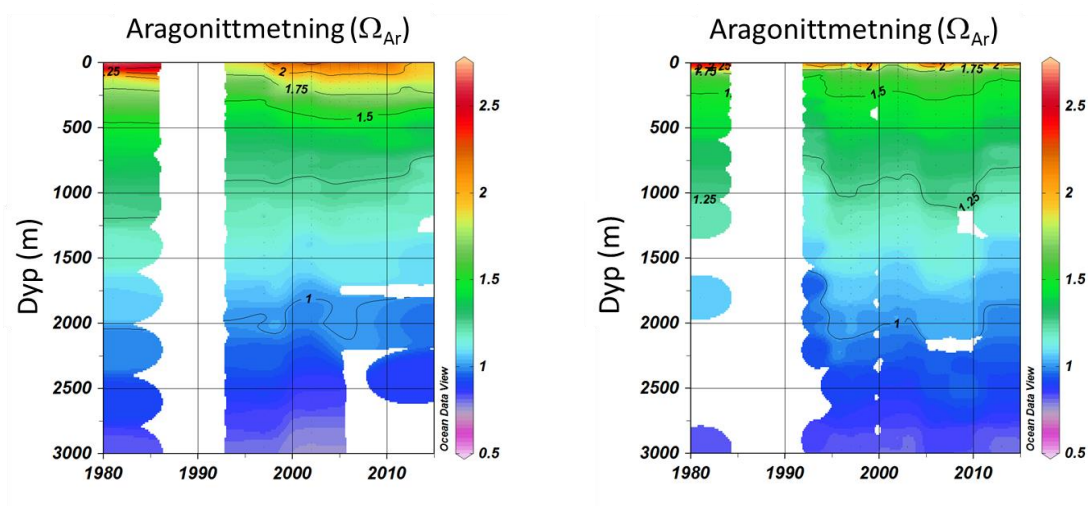
*FrS=Framstredet, BSO= Barentshavsåpningen, GrS=Grønlandshavet, LoB=Lofotenbassenget, NoB=Norskebassenget, ISR=Islans-Skottlandryggen.

I Norskebassenget ses positive trender i hele vannsøyla både for temperatur, salt, C_T , A_T og pCO_2 og de fleste av disse trendverdiene er signifikante (Figur 4a, Tabell 3). Stor variasjonen i temperatur og salt i de øverste 500 m i Norskehavet tyder på at denne vannmassen er mindre homogen enn på større dyp. Karboninnholdet i overflatevannet i form av C_T og pCO_2 øker med hele $1,8 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{år}^{-1}$ og $3,7 \mu\text{atm år}^{-1}$. I Grønlandshavet ses også positive trender for parameterne nevnt over (Figur 4b, Tabell 3), men verdiene er lavere enn det som observeres i Norskebassenget; $1,2 \mu\text{mol kg}^{-1} \text{år}^{-1}$ og $1,8 \mu\text{atm år}^{-1}$ for henholdsvis C_T og pCO_2 i overflata. Generelt avtar trendene i styrke nedover i vannsøyla.

De positive C_T - og pCO_2 -trendene i overflatelaget knyttes primært til det økte innholdet av atmosfærisk CO_2 . Tilsvarende trender fra andre steder i de Nordiske hav og nordlige Atlanterhav er vist i flere artikler de siste 10 årene (f. eks. Omar og Olsen, 2006; Olsen m.fl., 2006; Skjelvan m.fl., 2008). En interessant observasjon fra disse områdene er at C_T og pCO_2 i overflata øker raskere enn det som observeres i atmosfæren. Dette kan forklares ved å bruke et konsept utviklet av Wallace (2001) som starter med at CO_2 avgis fra havoverflata til atmosfæren på lave breddegrader, siden vannet som her strømmes fra dypet mot overflata er svært rikt på karbon. Når atmosfærisk CO_2 øker blir forskjellen mellom CO_2 i luft og hav mindre. Mindre CO_2 vil dermed avgis fra havet, og mer karbon (C_T og C_{ant}) blir værende i sjøvannet på lave breddegrader. Dette vannet, bortimot mettet med karbon, strømmes etter hvert inn i våre områder (Olsen m.fl., 2006; Jeansson m.fl., 2011) og målinger over tid viser en økende mengde C_T , C_{ant} og pCO_2 i vannet. pCO_2 -trenden i havet er i noen områder større enn den som observeres i atmosfæren, og konsekvensen av dette er at potensialet for å ta opp ekstra CO_2 fra atmosfæren er mindre enn tidligere i våre områder.

pH-verdien i Norskebassengets og Grønlandshavets øvre lag har avtatt med henholdsvis 0,0041 og 0,0023 enheter årlig, som tilsvarer en reduksjon i pH på mellom 0,13 og 0,074 i løpet av perioden 1981 til 2013. Med andre ord har pH-verdien i Norskebassenget avtatt mer i løpet av 33 år enn den globale pH-verdien har sunket siden den industrielle revolusjon (0,1 pH-enheter; Wallace, 2001), noe som vitner om store regionale forskjeller. pH-trendene er negative i begge havområdene bortsett fra i det dypeste laget. Aragonittmetningen, Ω_{Ar} , avtar signifikant med $0,012 \text{år}^{-1}$ i Norskebassenget overflatelag, mens denne verdien bare er 0,0053 i Grønlandshavet. Trenden i Ω_{Ar} har varierende fortegn nedover i Norskebassenget mens den er negativ ned til ca. 2000 m i Grønlandshavet.

I Norskebassenget har vannet på 2000 til 4000 m vært undermetta med aragonitt i store deler av tidsperioden, men nå er Ω_{Ar} i dette laget rundt 1. I Grønlandshavet har det dypeste laget vært tydelig undermetta med aragonitt i hele tidsperioden. Metningshorisonten for aragonitt i begge bassenger ser ut til å variere rundt 2000 m. Figur 6 viser Ω_{Ar} -verdier i Norskebassenget og Grønlandshavet, og i Norskebassenget ser vi at metningshorisonten har blitt ca. 300 m grunnere på 33 år. Dette tilsvarer en årlig reduksjon på ca. 9 m, og gitt at havforsuringen fortsetter med uforminsket styrke så vil metningshorisonten nå ca. 1000 m i år 2100, og gradvis større deler av sokkelen vil oppleve korrosivt vann.



Figur 6. Metningsgrad av aragonitt (Ω_{Ar}) i Norskebassenget (venstre) og Grønlandshavet (høyre), der $\Omega_{Ar}=1$ viser dypet til metningshorisonten.

Trender i både C_T , pCO_2 og pH i Grønlandshavet er som nevnt noe lavere enn det som observeres i Norskebassenget, og dette knyttes dels til dypere blanding i Grønlandshavet, slik at signalene tynnes ut, og dels til større innslag av polart vann. Ventilasjon og dypblanding i Grønlandshavet viser også igjen i C_{ant} -trenden som er signifikant positiv ned til 2000 m. Overflatevann med atmosfæriske karakteristikk synker i Grønlandshavet og spres til Lofoten- og Norskebassengene, som også har positive C_{ant} -trender (Figur 5). Det er verd å legge merke til at i Grønlandshavet dypere enn 1000 m ses en signifikant positiv trend i temperaturen som er ca. 5 ganger større enn i Norske- og Lofotenbassenget. Dette er trolig knyttet til en endring i sirkulasjonsmønsteret. I løpet av den siste dekadene har man sett at det intermedieære vannet på ca. 500 til 1500 m dyp har blitt erstattet med atlantisk vann med både høyere saltinnhold og temperatur (E. Jeansson, personlig kommunikasjon).

Det dypeste laget i Norskebassenget og Grønlandshavet viser en signifikant positiv trend i C_T på henholdsvis 0,41 og 0,31 $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{år}^{-1}$. Som nevnt i Skjelvan m.fl. (2013) knyttes dette til en endring i sirkulasjonen mellom de dype bassengene i Arktis og de Nordiske hav. Eldre vann fra Arktis med mer oppløst organisk materiale og derfor høyere C_T spres og fyller med tiden opp de dype bassengene i de Nordiske hav (Skjelvan m.fl., 2008), først Grønlandshavet og videre Lofoten- og Norskebassengene. Det arktiske dypvannet har sin opprinnelse på kontinentalsokkelen i Arktis der det har absorbert C_{ant} over flere år og blitt blandet dypere gjennom fryse-smelteprosesser. Det er eldre enn dypvannet i Grønlandshavet og har derfor en lavere konsentrasjon av C_{ant} (Jutterström og Jeansson, 2008). Spredningen av arktisk dypvann ses som en signifikant negativ C_{ant} -trend dypere enn 2000 m i Grønlandshavet (Figur 5). Det arktiske dypvannet er også litt varmere enn dypvannet lenger sør, og dette vises som en signifikant oppvarming i Norskebassenget og Grønlandshavet på henholdsvis 0,0055 og 0,013 $^{\circ}\text{C}$ (Figur 4a og b, Tabell 3). Dette er også vist i andre studier, f.eks. Østerhus og Gammelsrød (1999).

I Barentshavsåpningen er bildet stort sett som i Skjelvan m.fl. (2013), med positive C_T - og pCO_2 -trender i overflata på henholdsvis 1,9 $\mu\text{mol kg}^{-1} \text{år}^{-1}$ og 1,6 $\mu\text{atm år}^{-1}$, mens pH årlig avtar med 0,0017. Mellom 200 og 500 m har temperaturtrenden skiftet fortegn fra negativ til positiv i forhold til resultatet i Skjelvan m.fl. (2013). Det er høye temperaturdata fra 2012 og

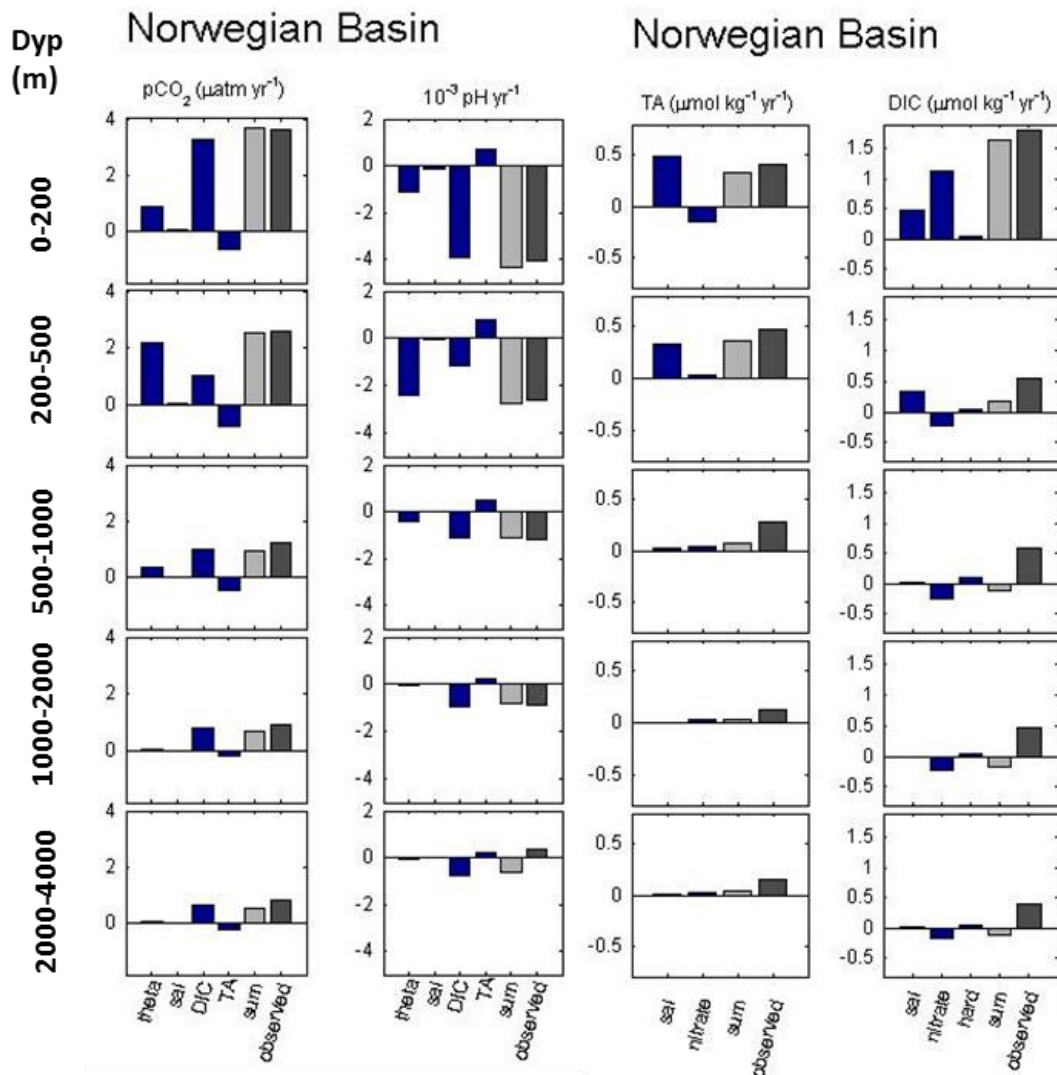
2013 som trekker i positiv retning, og dette er et resultat av at innstrømmende Atlanterhavsvann til Barentshavet har vært varmere enn normalen både i 2012 og 2013 (Bakketeig m.fl. 2013; 2014). Denne trenden skulle også forventes å kunne ses i overflata, men fraværet her er trolig knytta til sesongvariasjoner.

I inn- og utstrømsområdene ses også signifikant økning av C_{ant} i vannlaget ned til 500 m dyp bortsett fra i Framstredet. Verdiene er høyest i sør i Atlanterhavsvannet som transporteres inn i de Nordiske hav over Island-Skottlandryggen, og her ser vi en årlig økning på $0,77 \mu\text{mol kg}^{-1}$, som tilsvarer en økning i konsentrasjon på mer enn $20 \mu\text{mol kg}^{-1}$ i løpet av 27 år. Økningen i C_{ant} er noe lavere lenger nord, der Atlanterhavsvannet er blandet med lokale vannmasser (se bl.a. Olsen m.fl., 2006, og Jeansson m.fl., 2011).

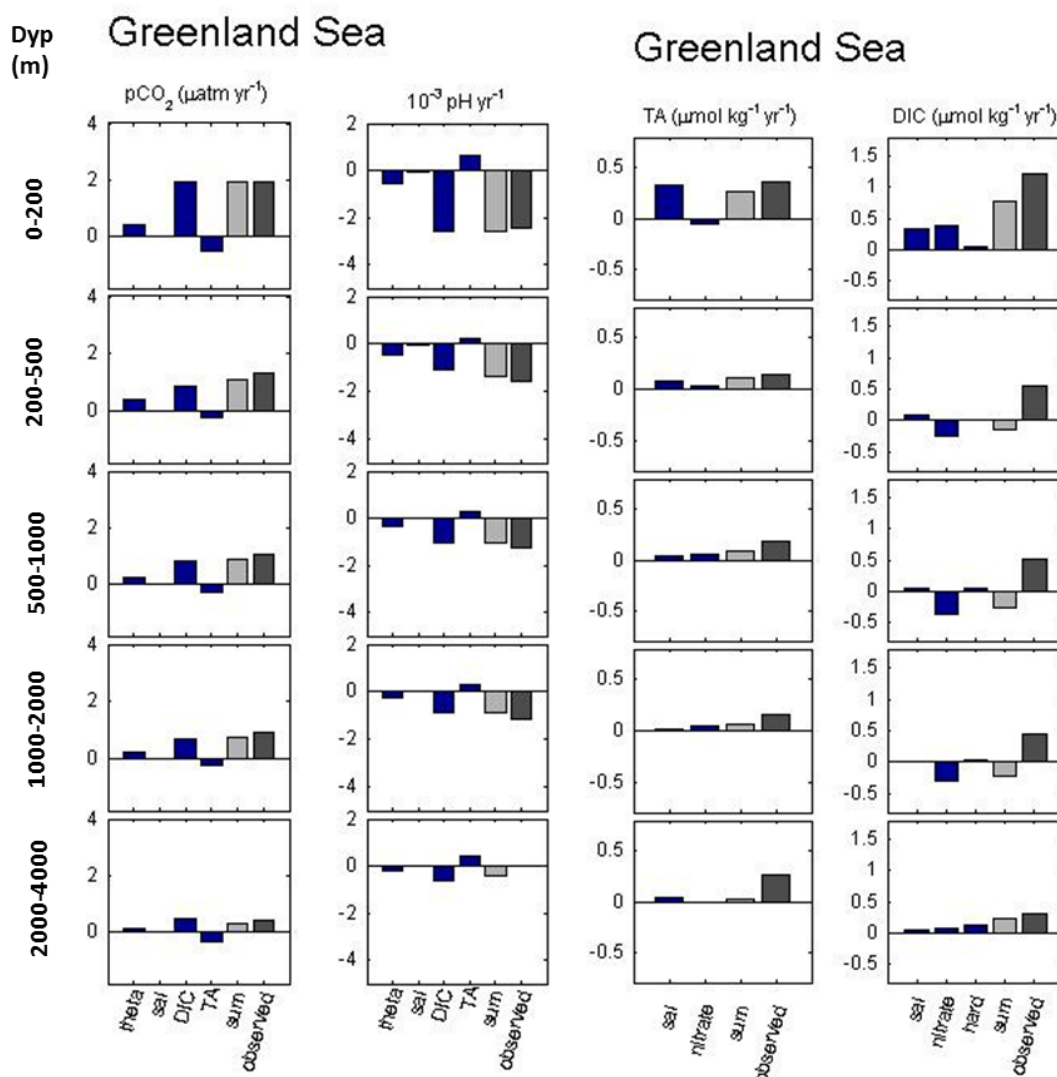
Figur 5 viser også en viss variasjon i konsentrasjonen av C_{ant} for de ulike dypene. Dette er dels koblet til mellomårlege variasjoner i dominerende vannmasser, som tydelig ses på 500-1000 m dyp både i Norske- og Lofotenbassenget, og dels til styrken av dypvannbildelsen i Grønlandshavet. Den sistnevnte varierer fra år til år, og noen år blandes C_{ant} (og andre parametere) dypere ned i vannkolonna enn andre år.

4.2 Drivere av årlige endringer

Figur 7a og 7b viser resultater fra dekomponeringsanalysene for henholdsvis Norskebassenget og Grønlandshavet. Observerte årlige endringer av pCO_2 , pH, C_T og A_T er sammenlignet med summen av ulike faktorer (temperatur, salt, primærproduksjon, og produksjon/oppløsning av kalkskjell) som driver pCO_2 -, pH-, C_T - og A_T -endringene.



Figur 7a. Kvantifisering av ulike prosesser i Norskebassenget som i sum fører til årlig endring i $p\text{CO}_2$ og pH (to figurer til venstre) og i A_T ($=\text{TA}$) og C_T ($=\text{DIC}$) (to figurer til høyre). Figurer langs en rad er fra samme dypintervall og figurer i en kolonne viser samme parameter. theta=temperatur, sal=salinitet, $\text{DIC}=C_T$, $\text{TA}=A_T$, nitrate=mål på primærproduksjon/remineralisering, hard= produksjon/oppløsning av kalkskjell.



Figur 7b. Kvantifisering av ulike prosesser i Grønlandshavet som i sum fører til årlig endring i $p\text{CO}_2$ og pH (to figurer til venstre) og i A_T ($=TA$) og C_T ($=DIC$) (to figurer til høyre). Figurer langs en rad er fra samme dypintervall og figurer i en kolonne viser samme parameter. θ =temperatur, sal =salinitet, $DIC=C_T$, $TA=A_T$, $nitrate$ =mål på primærproduksjon/remineralisering, $hard$ = produksjon/oppløsning av kalkskjell.

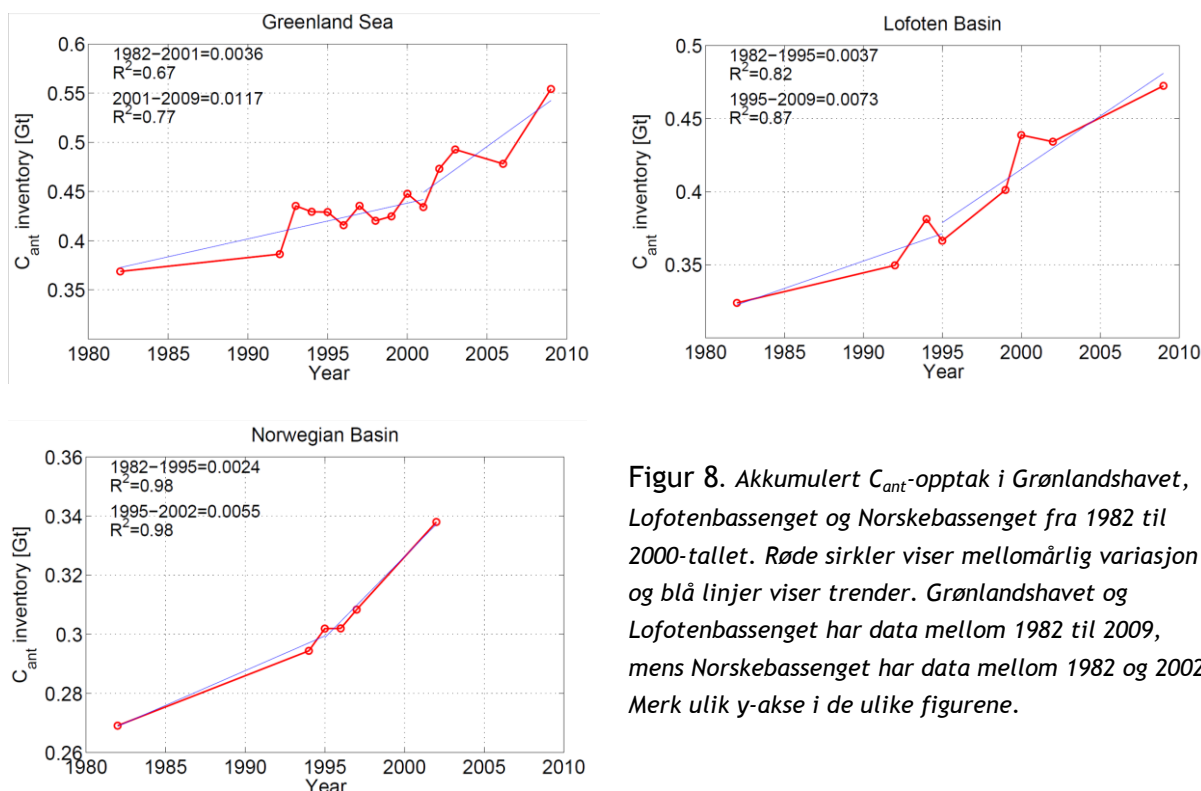
Det er godt samsvar mellom beregnede og observerte årlige endringer i både $p\text{CO}_2$ og pH på alle dyp for både Norskebassenget (Figur 7a, kolonne 1 og 2) og Grønlandshavet (Figur 7b, kolonne 1 og 2), bortsett fra mellom 2000 og 4000 m for pH. Fra dette kan vi slutte at våre antagelser om drivende prosesser for $p\text{CO}_2$ og pH er rimelige. De små forskjellene tilskrives usikkerhet i data og små variasjoner i styrken til de drivende prosessene. I begge havområder er endring i $p\text{CO}_2$ og pH primært drevet av C_T -endringer i de fleste lag (tilsvarende for Lofotenbassenget, Figur 10 i Skjelvan m.fl., 2013) bortsett fra i Norskebassenget på 200-500 m. Her er det temperatur som synes å drive $p\text{CO}_2$ og pH-endringene. A_T -endring har relativ liten effekt i de fleste lagene.

Figur 7a og 7b (kolonne 3) viser at saltendringer driver observert A_T -trend i øverste 500 m av både i Norskebassenget og Grønlandshavet. Når det gjelder drivere av C_T -trend (Figur 7a og b, kolonne 4) så er økende nitratkonsentrasjon (dvs. remineralisering) den viktigste i Norskebassengets øverste lag mens saltendringer er viktig for laget 200-500 m. Fra 200 m og dypere vitner en avtakende nitratkonsentrasjon om lavere remineralisering. I Grønlandshavet er saltendringer og økende nitratkonsentrasjon like viktige mellom 0 og 200 m mens dypere enn dette ses en redusert remineralisering.

Figur 7a og b, kolonne 4, viser at det er noe forskjell mellom summen av driverne for C_T -endringa og observert endring i Norskebassenget Grønlandshavet. Dette har flere årsaker, der den viktigste er at havets opptak av C_{ant} ikke inkludert i dekomponeringsanalysen, og derfor forventer vi en viss forskjell. For eksempel er differansene mellom summen av driverne for C_T -endringa og observert endring i Grønlandshavet relativt like de beregna C_{ant} -trendene for de fleste vannlag (Figur 5). Men for Norskebassenget og flere av bassengene behandla i Skjelvan m.fl. (2013) er det lite samsvar mellom beregna C_{ant} og differansen mellom driversummen og observert endring. Dette skyldes usikkerhet i data og metode. For eksempel er TTD-metoden basert på antagelsen om at CO_2 -konsentrasjonen i atmosfære og hav øker i takt, dvs. at de har samme trend. For store deler av de Nordiske hav er ikke dette tilfelle, og CO_2 i havet øker heller raskere enn i atmosfæren (Omar og Olsen, 2006; Olsen m.fl., 2006; Skjelvan m.fl., 2008). Videre er det en del usikkerhet knyttet til dataene (Olsen m.fl., 2009; Olafsson og Olsen, 2010). Det fins etter hvert diverse måleprogram for å samle inn og analysere uorganisk karbon, men disse dataene kan ikke gi alle svar. Dekomponeringsanalysen er, i tillegg til gode karbondata, avhengig av gode næringssalt-, oksygen- og hydrografidata. Kvaliteten på næringssalt og oksygen er dessverre varierende i de tilgjengelige databasene. Dermed kan resultatene fra dekomponeringsanalysen ses på som retningsgivende, men usikkerhetene er store.

4.3 Innhold av antropogent karbon (inventory)

Det akkumulerte opptaket av C_{ant} i Grønlandshavet og bassengene i Norskehavet er vist i Figur 8. Det er en viss grad av mellomårlig variasjon, for eksempel Grønlandshavet har en periode på 1990-tallet med et nesten konstant innhold av C_{ant} , men sett over hele den målte perioden (1982-2009) så er det en tydelig økning. I tillegg er det en raskere trend etter 2001 i Grønlandshavet, og etter 1995 i Norskehavet. Økningen i Grønlandshavet er et resultat av en sterkere ventilering av intermediære vannmasser på 2000-tallet, og dette transporterer mer C_{ant} fra overflaten til større dyp. Prosessen bak økningen i Norskehavet er ikke like sikker, men kan være knyttet til en økning i ventilasjon av intermediært vann, delvis fra Grønlandshavet, men også fra økningen i temperatur i øvre lag.



Figur 8. Akkumulert C_{ant} -opptak i Grønlandshavet, Lofotenbassenget og Norskebassenget fra 1982 til 2000-tallet. Røde sirkler viser mellomårlig variasjon og blå linjer viser trender. Grønlandshavet og Lofotenbassenget har data mellom 1982 til 2009, mens Norskebassenget har data mellom 1982 og 2002. Merk ulike y-akse i de ulike figurene.

En sammenligning mellom det akkumulerte opptaket av C_{ant} i Grønlandshavet og Norskehavet på 1990-tallet og 2000-tallet er gjort i Tabell 4. Årene 1994 og 2005 er sammenlignet, og vi ser at den relative økningen i akkumulert C_{ant} i denne perioden er størst i Norskebassenget, men at de andre bassengene har et større opptak totalt sett. Forskjellen i akkumulert C_{ant} mellom bassengene er altså blitt mindre i dag, og dette ser vi også i andre parametere i de Nordiske hav. Akkumulert C_{ant} i disse bassengene har økt med nesten 20 % fra 1994 til 2005, og var i 2005 1,30 Gt, som tilsvarer ca. 1 % av innholdet av antropogent CO_2 i verdenshavene (Khatriwala m.fl., 2009). 1 % kan synes lite, men ettersom de Nordiske hav i volum utgjør bare ca. 0,3 % av det globale havvolumet så er likevel våre områder en relativt viktig region for opptak av C_{ant} .

Tabell 4

Akkumulert C_{ant} (inventory) og akkumuleringshastighet av C_{ant} (Gt C) i bassenger i Grønlandshavet, Norske- og Lofotenbassenget for 1994 og 2005 (basert på KFK-data).

Basseng	Volum ^a (10^3 km^3)	Inventory 1994 (Gt C)	Inventory 2005 ^b (Gt C)	ΔC_{ant} (Gt C)	^c Akkumulerings- hastighet ($\text{\AA}r^{-1}$)	Relativ endring (%)
GrS	1418	0,43	0,49	0,06	0,005	14
LoB	1181 ^d	0,38	0,45	0,07	0,006	18
NoB	1181 ^d	0,29	0,36	0,07	0,006	24
Total	3780	1,10	1,30	0,20	0,018	18

^aVolumverdier fra Jakobsson (2002).

^b2005 opptaket er basert på skalering av data fra andre år på 2000-tallet, det det antas forbigående «steady state».

^cAkkumuleringshastighet mellom 1994 og 2005.

^dVi har antatt at bassengene i Norskehavet er like store (Jakobsson (2002), d.v.s. har samme volum.

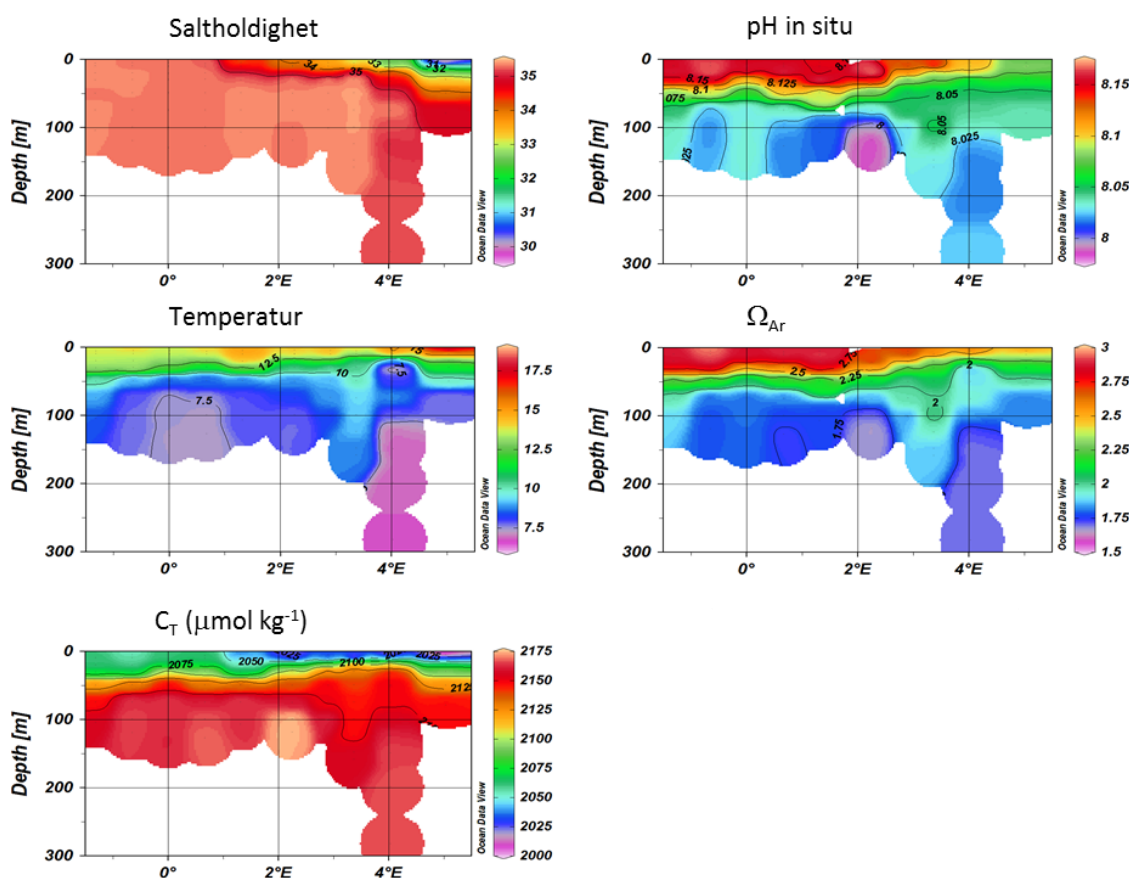
GrS=Grønlandshavet; LoB=Lofotenbassenget; NoB=Norskebassenget.

4.4 Nordsjøen og Barentshavet

Tidligere har vi vist konsentrasjoner og trender for hydrografi og karbonparametere fra Island-Skottlandryggen og Barentshavsåpningen, og disse representerer den Atlantiske komponenten av verdiene i henholdsvis Nordsjøen og Barentshavet. Det man ikke kan observere i data fra Island-Skottlandryggen og Barentshavsåpningen er den forventede blandinga mellom varmt og salt Atlanterhavsvann og henholdsvis kaldt og fersk Baltisk vann i Nordsjøen og kaldt og ferskt polarvann i Barentshavet.

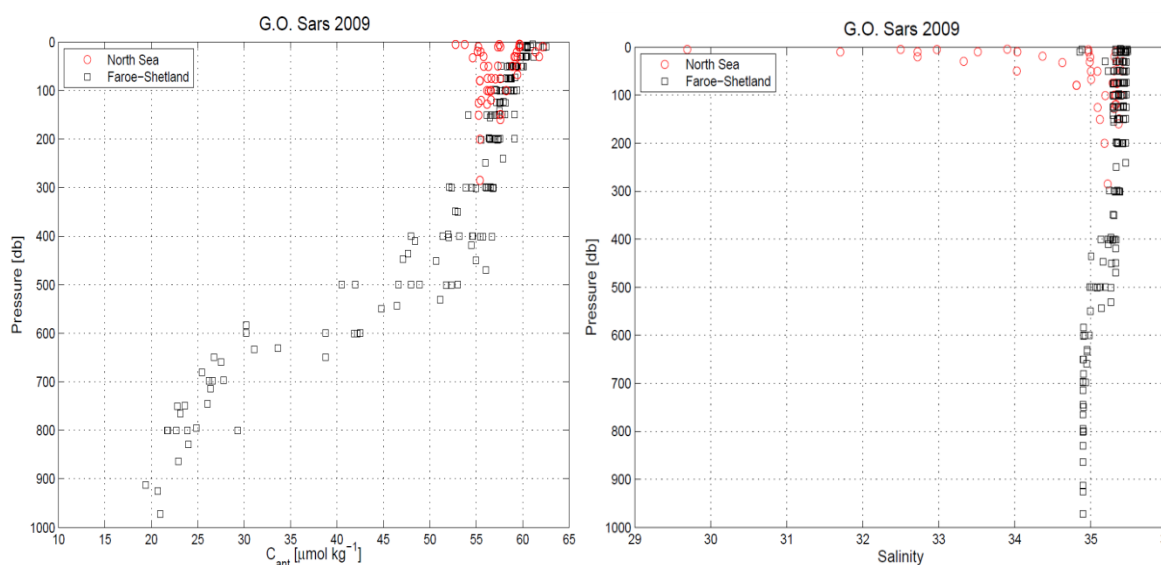
Datagrunnlaget i Nordsjøen og Barentshavet er relativt dårlig, spesielt hvis man leter etter parametere som må til for å beregne C_{ant} med KFK-metoden. Datainnsamlingen har ikke pågått lenge nok til at det er mulig å si noe om trender, men i stedet viser vi data fra et enkeltår fra havområdene nordlige Nordsjøen (nNS i Figur 1), snittet Torungen-Hirtshals i Skagerak (TH i Figur 1) og snittet Vardø-nord i Barentshavet (BS i Figur 1).

Fra nordlige Nordsjøen fins det ett tokt fra 2009 med både hydrografi, karbon- og KFK-data, og Figur 9 viser salt, temperatur og ulike karbonparametere. Her ses fersk og varmt kystvann mot øst, med relativt lave C_T og pH-verdier som forventet midt i den biologisk aktive perioden. Mot vest er varmt og salt Atlantisk vann med karbonkarakteristikker som vi kjenner igjen fra Island-Skottlandryggen. Hele vannkolonna er metta med aragonitt.



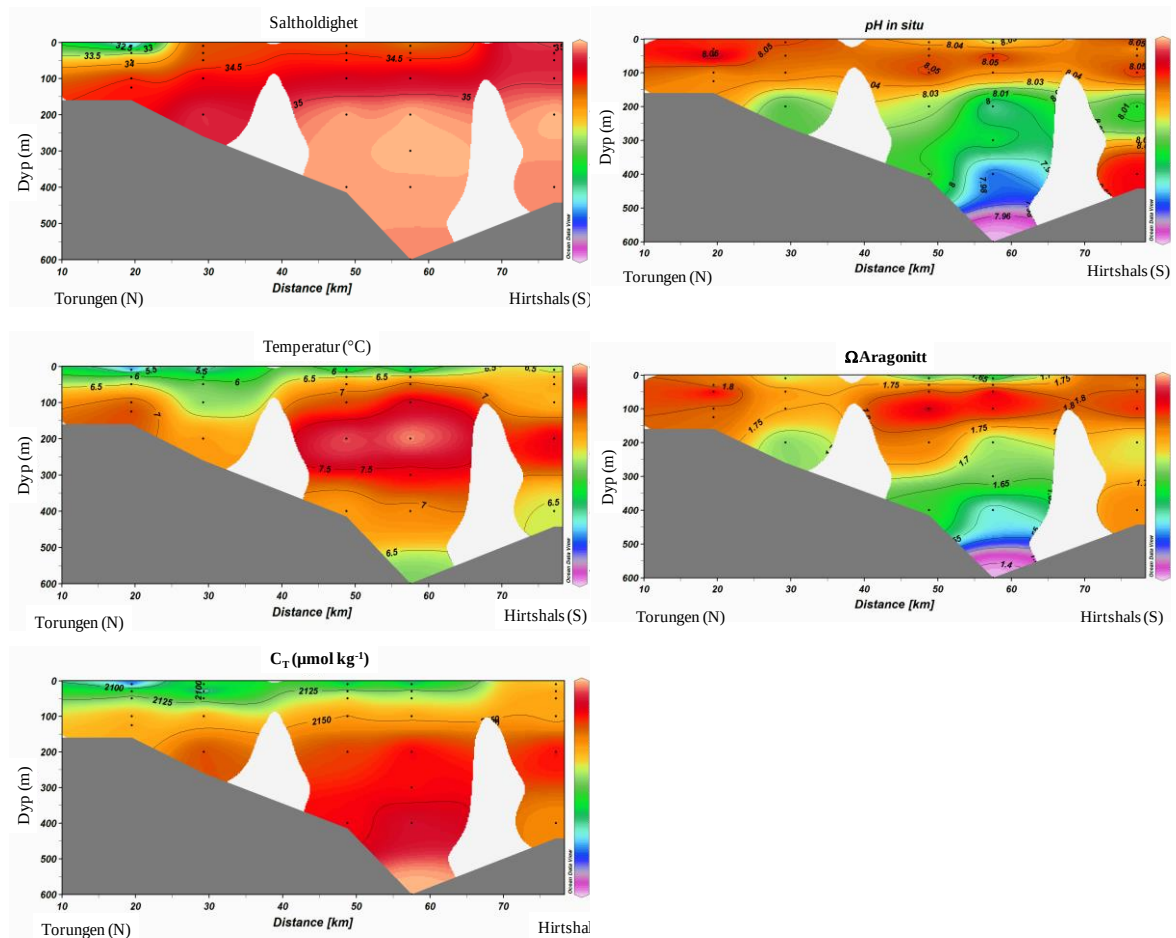
Figur 9. Sommerdata fra nordlige Nordsjøen 2009. Det dypeste partiet er Norskerenna.

I Figur 10 er konsentrasjoner av C_{ant} fra nordlige Nordsjøen framstilt sammen med C_{ant} -verdier fra Island-Skottlandryggen. De vestlige stasjonene fra nordlige Nordsjøen er tatt i innstrømmende Atlantisk vann og viser et C_{ant} -innhold i overflata på 55-60 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, som er i tråd med det som tidligere er beregna (se Figur 5). Østre del av snittet strekker seg inn i ferskt og varmt kystvann og viser litt lavere C_{ant} enn i vest. Ifølge Thomas og England (2002) vil varmere vann ta opp mer C_{ant} enn kaldt vann, men det vi ser her er heller knytta til at ferskere vann har lavere bufferkapasitet og høyere Revelle-faktor enn saltere vann, og dermed tas det opp mindre C_T og C_{ant} per gitt økning i $p\text{CO}_2$ i det ferske vannet. Generelt finnes det for få data til å beskrive C_{ant} i kyststrømmen og forklare prosessene som fordeler C_{ant} mellom kystvann og Atlantervann.



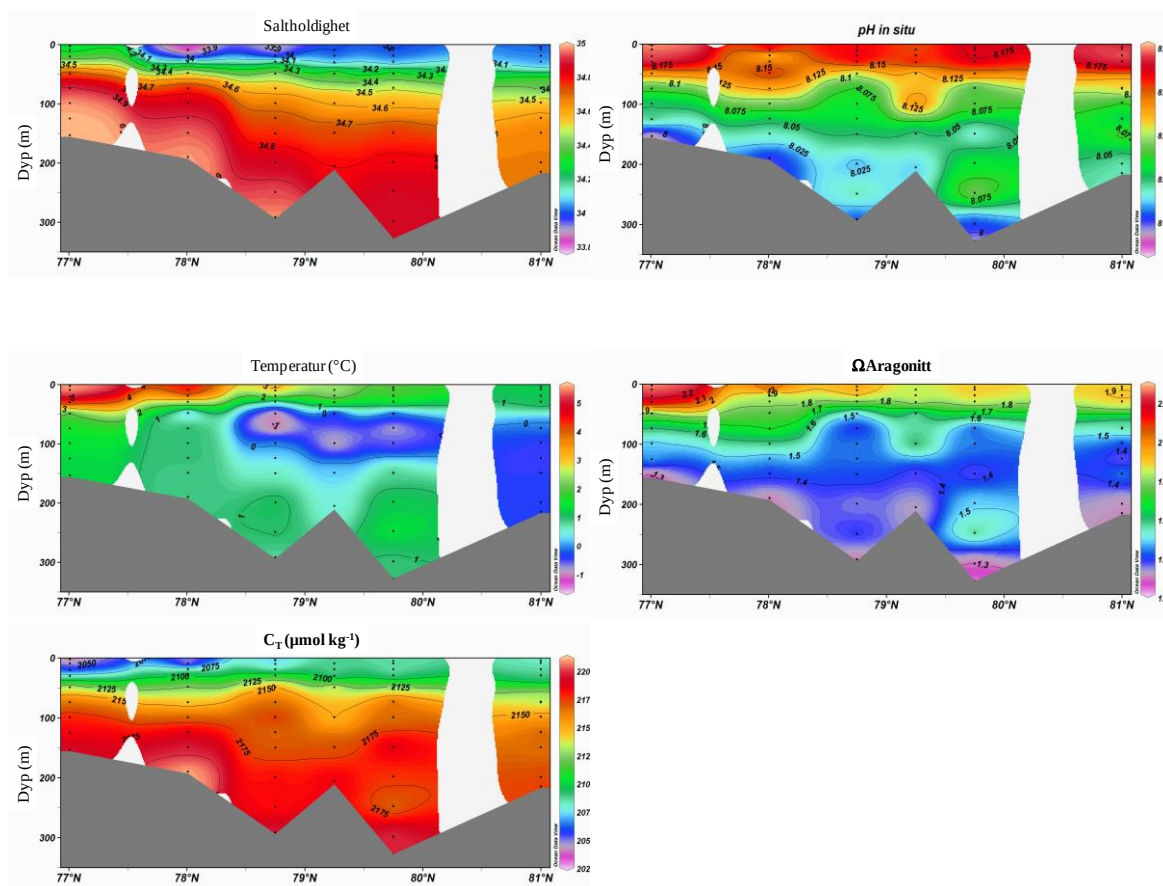
Figur 10. Venstre: Beregna C_{ant} som funksjon av dyp i nordlige Nordsjøen (røde sirkler) og langs Island-Skottlandryggen (svarte kvadrat). Høyre: Saltinnhold i nordlige Nordsjøen (røde sirkler) og langs Island-Skottlandryggen (svarte kvadrat). Data er fra 2009.

Fra Torungen-Hirtshals i Skagerak fins karbondata utelukkende fra vinter i årene 2011, 2012 og 2013, og Figur 11 viser data fra 2013 (utfyllende beskrevet i Chierici m.fl. (2014)). Snittet har ferskt kystvann i overflata mot nord (Torungen) med C_T - og pH-verdier på henholdsvis rundt 2100 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ og 8,06. Saltere Atlantisk vann strømmer i et underliggende lag med C_T - og pH-verdier på henholdsvis rundt 2160 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ og 8. I dypet ses høye C_T - og lave pH- og Ω_{Ar} -verdier og dette skyldes bl.a. respirasjon. Hele vannkolonna er overmettet med aragonitt. Ingen KFK-data fins fra dette området.



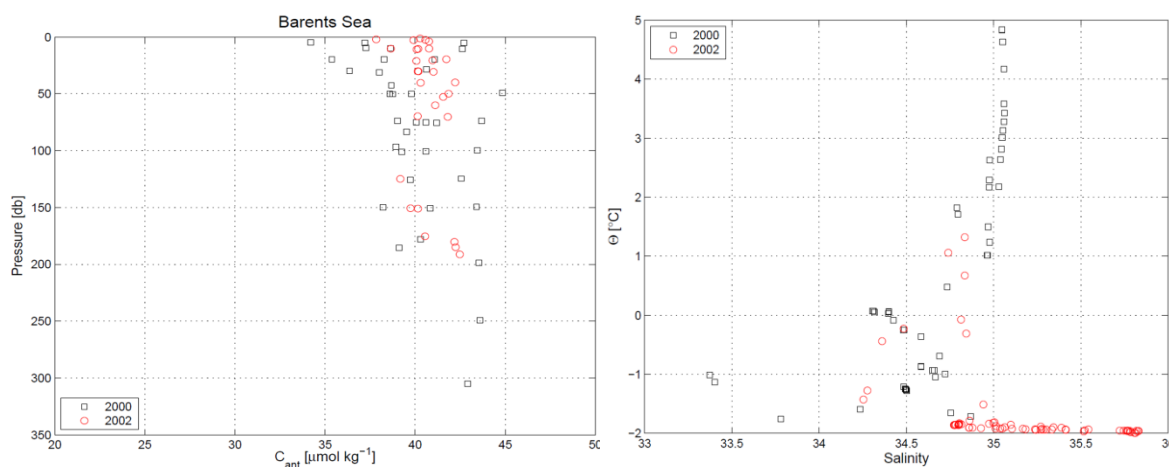
Figur 11. Vinterdata fra Torungen-Hirtshals i Skagerrak, 2013. Figurer fra Chierici m.fl. (2014).

Fra snittet Vardø-nord fins hydrografi og karbondata fra september 2012 og 2013, og her viser vi data fra 2013 (Figur 12), som også er utfyllende beskrevet i Chierici m.fl. (2013). Snittet har ferskt polarvann i overflata med typiske C_T- og pH-verdier på henholdsvis rundt 2100 μmol kg⁻¹ og 8.16. I sør ses det varme og salte Atlantiske vannet med verdier som vi kjenner igjen fra Barentshavsåpningen. I dypvannet ses høye C_T- og lave pH- og Ω_{Ar}-verdier, og dette skyldes nedbrytning av organisk materiale.



Figur 12. Septemberdata fra Barentshavet (snittet Vardø-nord), 2013. Figurer fra Chierici m.fl. (2014).

Det fins ingen KFK-data fra dette snittet, men i 2000 og 2002 ble det samlet inn KFK-data fra noen få stasjoner mellom Vardø-nord og Barentshavsåpningen. Det er få av stasjonene som overlapper og det er stor spredning i salt og temperatur (Figur 13, høyre), men vi har likevel valgt å vise dem sammen siden stasjonene har ganske lik C_{ant} -signatur (Figur 13, venstre).



Figur 13. Venstre: Beregna C_{ant} som funksjon av dyp i Barentshavet i 2000 (svarte sirkler) og i 2002 (røde sirkler). Høyre: Temperatur og saltholdighet for 2000- og 2002-stasjonene i Barentshavet.

Det er vanskelig å trekke slutninger fra så få data og vi forventer heller ikke de store endringene over så kort tidsintervall. Det vi kan si er at konsentrasjonen av C_{ant} i overflatelaget, på tross av en mer polar karakter, er ganske likt det vi tidligere har sett i Barentshavsåpningen, der vannet generelt er mer influert av Atlanterhavsvann og derfor saltere og varmere.

I denne analysen har vi brukt KFK-data og TTD-metoden for å beregne C_{ant} . Valget er basert på en overbevisning om at bruk av sporstoff, som KFK, er den beste måten å estimere alderen på vannmasser. Olsen m.fl. (2010) evaluerte flere metoder for beregning av C_{ant} i de Nordiske hav og konkludere med at TTD-metoden gav de mest robuste resultat i dette området. Det er verd å merke seg at data fra Barentshavet og Nordsjøen ikke var inkludert i denne analysen.

Det finnes metoder som ikke er avhengig av KFK-data, f.eks. eMLR (extended Multi Linear Regression) som bruker temperatur, salt, næringssalt og karbon, eller ΔC^* -metoden som bruker C_T , A_T - og oksygen-data for å beregne C_{ant} . Forskjellen mellom TTD-metoden og ΔC^* - eller eMLR-metodene viser seg på større dyp enn det som er tilfellet i Nordsjøen og Barentshavet, slik at disse to absolutt kan være aktuelle å prøve ut, både for å beregne C_{ant} der vi ikke har KFK-data og for å sammenligne med C_{ant} -verdier fra TTD-metoden. Men selv om det fins mer karbondata enn KFK-data fra Nordsjøen og Barentshavet så er det pr i dag ikke snakk om store datamengder fra noen av disse to områdene. Med dagens datagrunnlag kan vi, ved å bruke andre metoder for å beregne C_{ant} enn TTD-metoden, beregne årsverdier for C_{ant} og trolig trender over anslagsvis to til ti år, men trender over lengre tidsintervall er vanskelig å estimere.

For å få kunne si noe mer håndfast om hvordan C_{ant} endres over tid i Nordsjøen og Barentshavet må man samle inn data fra mer enn ett eller to år, og en målstyrt innsamling av A_T og C_T bør eventuelt økes i nordlige Nordsjøen (inkludert kyststrømmen) og Barentshavet og bør initieres også for KFK-data. I Nordsjøen kan man for eksempel utvide målespekteret på allerede eksisterende Utsira-vest-snitt i regi av IMR.

Både Nordsjøen og Barentshavet er direkte relevante for norsk næringsliv, og med eventuelt økende petroleumsaktiviteter i Barentshavet er det viktigere enn noensinne å følge godt med på endringer som kan komme som et resultat av forventede klimaendringer.

5. Oppsummering

En trendanalyse er gjort for Norskebassenget og Grønlandshavet der målet har vært å beregne årlige endringer i temperatur, salt, og ulike karbonparametere. Vannkolonnene i Norskebassenget og Grønlandshavet har opplevd en signifikant økning i innholdet av både C_T (totalt uorganisk karbon) og $p\text{CO}_2$, og overflatelaget har årlig blitt henholdsvis 0,0041 og 0,0023 pH-enheter surere. Dette tilsvarer en forsuring av overflatevannet på hele 0,13 og 0,07 i henholdsvis Norskebassenget og Grønlandshavet over en periode på 33 år. Den viktigste driveren for havforsuringa er C_T -endringer, og disse endingene drives av primærproduksjon/remineralisering, saltendring og opptak av antropogent karbon i både Norskebassenget og Grønlandshavet. Trendene minker jo dypere man kommer.

I øverste lag av Norskebassenget og Grønlandshavet avtar aragonittmetninga med henholdsvis 0,012 og 0,0053 år^{-1} , og metningshorisonten ligger rundt 2000 m dyp begge steder. Det forventes at havforsuringa vil fortsette i framtida.

C_{ant} -konsentrasjonen øker i alle områder og de fleste dyp av de Nordiske hav. Dette er knyttet til den sterke økningen av CO_2 i atmosfæren i den målte perioden, men C_{ant} er vanskelig å predikere siden konsentrasjonen også påvirkes av mellomårlig variasjon i havsirkulasjon og dypvanndannelse. I Grønlandshavet så vi for eksempel en økende hastighet i akkumuleringen av C_{ant} fra år 2001. Dette er en kombinasjon av økende C_{ant} i havet, og økende styrke på lokal dypvanndannelse, som transporterer mer C_{ant} fra overflaten til dyphavet. Havet vil ta opp mer og mer C_{ant} i framtida når vi får økende atmosfærisk CO_2 -konsentrasjon og varmere vann. Men endringer kan skje i hvor fort opptaket går. Økt stratifisering av havet vil eksempelvis redusere opptakshastigheten, og dermed vil også ventilasjonen reduseres. Pr i dag er datagrunnlaget for lite til å bestemme om den økende mengden akkumulert C_{ant} er en trend som varer over mange år eller noe som domineres av lokal mellomårlig variasjon i sirkulasjon og andre relevant prosesser.

Her har vi brukt TTD-metoden til å beregne C_{ant} , men dette bør kompletteres med andre kjente metoder for regne ut C_{ant} for å gi et mer robust estimat. I tillegg trenger TTD-metoden KFK-data (eller lignende sporstoffer som svovelhexafluorid, SF_6), som pr i dag mangler på flere steder. Det er viktig, så langt det er mulig, å inkludere sporstoff-data i framtidige måleprogram.

Det er både nødvendig og ønskelig å øke datainnsamlinga. Når karbonsystemet studeres på jakt etter trender, for eksempel hvordan pH eller Ω_{Ar} endres i vannkolonna over tid er det viktig at ha data fra flere sesonger. I nåværende havforsuringsovervåkingsprogram skjer prøveinnsamlingen kun en gang pr. år, og dette kan med fordel dobles. Manglende data for nordlige Nordsjøen kunne for eksempel enkelt økes ved å samle karbonprøver på noen av IMR sine Utsira-vest-snitt.

6. Referanser

- Bakketeig I.E., H. Gjøsæter, M. Hauge, H. Loeng, B.H. Sunnset og K.Ø. Toft (red.) 2013: Havforskningsrapporten 2013, *Fisken og havet*, særnr. 1-2013.
- Bakketeig I.E., H. Gjøsæter, M. Hauge, B.H. Sunnset og K.Ø. Toft (red.) 2014: Havforskningsrapporten 2014, *Fisken og havet*, særnr. 1-2014.
- Bates, N.R., Y.M. Astor, M.J. Church, K. Currie, J.E. Dore, M. González-Dávila, L. Lorenzoni, F. Muller-Karger, J. Olafsson og J.M. Santana-Casiano, 2014: A time-series view of changing ocean chemistry due to ocean uptake of anthropogenic CO_2 and ocean acidification, *Oceanography*, 27(1), 126-141, <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2014.16>.
- Brewer, P. G., T. Takahashi, og R.T. Williams, 1986: Transient tracers in the ocean - Hydrography data and carbon dioxide systems with revised carbon chemistry data, NDP-004/R41, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., USA, 1986.
- Chierici, M., K. Sørensen, T. Johannessen, K.Y. Børshheim, A.Olsen, E. Yakushev, A. Omar, S. Lauvset og T.A. Blakseth, 2012: Tillførselprogrammet 2011, Overvåking av havsforsuring av norske farvann, Rapport, Klif, TA2936 2012.
- Chierici, M., K. Sørensen, T. Johannessen, K.Y. Børshheim, A.Olsen, E. Yakushev, A. Omar, I. Skjelvan, M. Norli og S. Lauvset, 2013: Tillførselprogrammet 2012, Overvåking av havsforsuring av norske farvann, Rapport, Klif, TA3043 2013.
- Chierici, M., I. Skjelvan, R. Bellerby, M. Norli, L.L. Fonnes, H.L. Hodal, K.Y. Børshheim, S. Lauvset, T. Johannessen, K. Sørensen og E. Yakushev, 2014: Tillførselprogrammet 2013, Overvåking av havsforsuring av norske farvann, Rapport, Miljødirektoratet, 218-2014.
- Dickson, A.G. og F.J. Millero, 1987: A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media, *Deep-Sea Res.*, 34, 1733-1743.

- Dickson, A.G., 1990: Standard potential of the reaction: $\text{AgCl(s)} + 1/2 \text{H}_2\text{(g)} = \text{Ag(s)} + \text{HCl(aq)}$, and the standard acidity constant of the ion HSO_4^- in synthetic sea water from 273.15 to 318.15 K. *J. Chem. Thermodyn.* 22, 113-127.
- Dickson, A.G., C.L. Sabine og J.R. Christian (eds.), 2007: Guide to best practices for ocean CO_2 measurements, PICES Special Publication 3, 191 pp.
- Feely, R. A., S.C. Doney og S.R. Cooley, 2009: Ocean acidification: Present conditions and future changes in a high- CO_2 world, *Oceanography*, 22, 36-47.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex og P.M. Midgley (red.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Jakobsson, M., 2002: Hypsometry and volume of the Arctic Ocean and its constituent seas, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(5), 10.1029/2001GC000302.
- Jeansson, E., K.A. Olsson, T. Tanhua og J.L. Bullister, 2010: Nordic Seas and Arctic Ocean CFC data in CARINA, *Earth Syst. Sci. Data*, 2(1), 79-97.
- Jeansson, E., A. Olsen, T. Eldevik, I. Skjelvan, A. M. Omar, S. K. Lauvset, J. E. Ø. Nilsen, R. G. J. Bellerby, T. Johannessen og E. Falck, 2011: The Nordic Seas carbon budget: Sources, sinks, and uncertainties, *Glob. Biogeochem. Cycle*, 25(4), GB4010, doi: 10.1029/2010GB003961.
- Jutterström, S. og E. Jeansson, 2008: Anthropogenic carbon in the East Greenland Current, *Progress in Oceanography*, 78 (1), 29-36.
- Khatiwal, S., F. Primeau og T. Hall, 2009: Reconstruction of the history of anthropogenic CO_2 concentrations in the ocean, *Nature*, 462, 346-349, doi:10.1038/nature08526.
- Le Quéré, C. m.fl., 2014: Global carbon budget 2014, *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, 7, 521-610.
- Mehrbach, C., C.H. Culberson, J.E. Hawley og R.N. Pytkowicz, 1973: Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure, *Limnology and Oceanography*, 18, 897-907.
- Metzl, N., A. Corbière, G. Reverdin, A. Lenton, T. Takahashi, A. Olsen, T. Johannessen, D. Pierrot, R. Wanninkhof, S.R. Olafsdottir, J. Olafsson og M. Ramonet, 2010: Recent acceleration of the sea surface $f\text{CO}_2$ growth rate in the North Atlantic subpolar gyre (1993-2008) revealed by winter observations, *Glob. Biogeochem. Cycl.* 24, GB4004, doi:10.1029/2009GN003658.
- Olafsson, J. og A. Olsen, 2010: Nordic Seas nutrient data in CARINA, *Earth Sys. Science Data* 2, 205-213.
- Olsen, A., A. Omar, R. Bellerby, T. Johannessen, U.S. Ninnemann, K. Brown, A. Olsson, J. Olafsson, G. Nondal, C. Kivimaa, S.B. Kringstad, C.C. Neill og S. Olafsdottir, 2006: Magnitude and origin of the anthropogenic CO_2 increase and ^{13}C Suess effect in the Nordic seas since 1981, *Glob. Biogeochem. Cycl.* 20, doi: 10.1029/2005GB002669.
- Olsen, A., R.M. Key, E. Jeansson, E. Falck, J. Olafsson, S. van Heuven, I. Skjelvan, A.M. Omar, K.A. Olsson, L.G. Anderson, S. Jutterström, F. Rey, T. Johannessen, R.G. J. Bellerby, J. Blindheim, J.L. Bullister, B. Pfeil, X. Lin, A. Kozyr, C. Schirnick, T. Tanhua og D.W.R. Wallace, 2009: Overview of the Nordic Seas CARINA data and salinity measurements, *Earth System Science Data*, 1, 25-34.
- Olsen, A., A.M. Omar, E. Jeansson, L.G. Anderson og R.G.J. Bellerby, 2010: Nordic seas transit time distributions and anthropogenic CO_2 , *J. Geophys. Res.* 115, C05005, doi:10.1029/2009JC005488.
- Omar, A. og A. Olsen, 2006: Reconstructing the time history of the air-sea CO_2 disequilibrium and its rate of change in the eastern subpolar North Atlantic, 1972-1989, *Geophys. Res. Lett.* 33, doi:10.1029/2005GL025425.
- Orr, J. C., m.fl., 2005: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms, *Nature*, 437, 681-686.
- Skjelvan, I., E. Falck, F. Rey og S.B. Kringstad, 2008: Inorganic carbon time series at Ocean Weather Station M in the Norwegian Sea, *Biogeosci.*, 5, 549-560.
- Skjelvan, I., A. Olsen, A. Omar og M. Chierici, 2013: Rapport fra arbeidet med å oppdatere havforsuringsdelen av Forvaltningsplanen for Norskehavet. Miljødirektoratet, Norge.
- Thomas, H. og M.H. England, 2002: Different oceanic features of anthropogenic CO_2 and CFCs, *Naturwissenschaften*, 89, 399-403.
- van Heuven, S., D. Pierrot, J.W.B. Rae, E. Lewis og D.W.R. Wallace, 2011: MATLAB Program Developed for CO_2 System Calculations. ORNL/CDIAC-105b. CDIAC, Oak Ridge National Laboratory, Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. doi: 10.3334/CDIAC/otg.CO2SYS_MATLAB_v1.1
- Wallace, D.W.R., 2001: Storage and transport of excess CO_2 in the oceans: The JGOFS/WOCE global CO_2 Survey, in *Ocean circulation and climate: observing and modelling the global ocean* (eds. G.Siedler, J.Church, and J.Gould), pp. 489-521.
- Waugh, D.W., T.M. Hall, B.I. McNeil, R. Key og R.J. Matear, 2006: Anthropogenic CO_2 in the oceans estimated using transit time distributions, *Tellus*, 58B, 376-389.
- Zeebe, R.E. og D. Wolf-Gladow, 2001: CO_2 in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes, Elsevier.
- Østerhus, S. og T. Gammelsrød, 1999: The abyss of the Nordic Seas is warming, *Jour. of Climate*, 2 (11), 3297-3304.

Miljødirektoratet

Telefon: 03400/73 58 05 00 | **Faks:** 73 58 05 01

E-post: post@miljodir.no

Nett: www.miljodirektoratet.no

Post: Postboks 5672 Sluppen, 7485 Trondheim

Besøksadresse Trondheim: Brattørkaia 15, 7010 Trondheim

Besøksadresse Oslo: Strømsveien 96, 0602 Oslo

Miljødirektoratets hovedoppgaver er å redusere klimagassutslipp, forvalte norsk natur og hindre forurensning.

Vi er underlagt Klima- og miljødepartementet og har mer enn 700 ansatte ved våre to kontorer i Trondheim og Oslo, og ved Statens naturoppsyn (SNO) sine mer enn 60 lokalkontor.

Våre viktigste funksjoner er å overvåke miljøtilstanden og formidle informasjon, være myndighetsutøver, styre og veilede regionalt og kommunalt nivå, samarbeide med berørte sektormyndigheter, være faglig rådgiver og bidra i internasjonalt miljøarbeid.