

Variationer i havtopografien i Nordsøen målt fra satellit sammenlignet med variationer i overfladetemperatur

Speciale af Niels-Flemming Carlsen

Vejleder: Carl Christian Tscherning

Geofysisk Afdeling
Københavns Universitet

1. juli 2004

Forord

Dette speciale er skrevet som afsluttende del af geofysikstudiet ved Københavns Universitet.

Jeg vil gerne rette en tak til min vejleder, Carl Christian Tscherning, for god vejledning, megen støtte og tålmodighed under dette specialearbejde. Tak til Ole Balthazar Andersen, Kort- og Matrikelstyrelsen, for hjælp med data. Tak til Niels Kristian Højerslev for forklaring af data.

Resumé

2 års Topex/Poseidon satellitdata med højdemålinger og ERS-2 overfladetemperaturmålinger fra Nordsøen er undersøgt og sammenlignet. En faseforskel mellem de to datasæt på ca. 4.5 måneder er fundet, hvilket er meget mere end for tilsvarende undersøgelse tidligere af Middelhavet (1.5 måneder). Yderligere er der fokuseret på tre delområder af Nordsøen – Tyske Bugt, ved den engelske N-Ø kyst samt ved Skagerrak – for at se, hvorledes disse opfører sig i forhold til hele Nordsøen.

Især Tyske Bugt data afviger, og en korrektion for invers barometer effekt i højdedata skal sandsynligvis yderligere foretages med en faktor 2. Ved den engelske N-Ø kyst er tidevandet ikke korrekt modelleret, hvilket viser sig i højdedatas variabilitet. Området ved Skagerrak opfører sig i højere grad som hele Nordsøen.

Indholdsfortegnelse

Indledning	7
Nordsøen	8
Radar altimetri	12
- Topex/Poseidon satellitten	14
Atmosfære korrektioner til radar altimetri	15
- Tør-troposfære korrektionen	15
- Våd-troposfære korrektionen	15
- Ionosfærens effekt	15
Øvrige korrektioner til radar altimetri	17
- Invers barometer effekt	17
- Tidevand	17
- Bølgehøjde	17
Instrument korrektioner til radar altimeter	18
- Korrektion for Doppler-forskydning	18
- Korrektion for acceleration	18
- Korrektion for oscillator drift	19
- Korrektion for retningsafvigelse af antenne	19
Måling af havoverfladetemperatur	20
- ERS-1 og ERS-2	20
- ATSR fra ERS-2	20
Korrektioner til måling af havoverfladetemperatur	22
Crossover Adjustment	23
Data og dataprocessering	24
- Højdemålinger (SSH)	24
- Havoverflade temperaturmålinger (SST)	24
Resultater	25
- Fourier analyse	35
- Korrelation	40
Konklusion	43
Litteratur	44
A Programmer på diskette	46

Indledning

Satellitopmålinger af jordoverfladen spiller i dag en stigende rolle indenfor geofysikken. Ved brug af satellitmålinger, kan der i løbet af relativt kort tid foretages målinger over store områder. Disse målinger kan være af både geodætisk-, oceanografisk- og meteorologisk interesse, såsom: havoverfladens højde over en given reference, bølgehøjde, overfladetemperatur, overfladestrømme, luftens temperatur og vindhastighed.

Måling af havoverfladens højde foretages ved hjælp af radar, og disse målinger har stor betydning for måling af geoiden. Bestemmelse af geoiden, som er en ækvipotential-flade mht. Jordens tyngdefelt, er en af geodæsiens hovedopgaver. Denne flade er sammenfaldende med havoverfladen på et imaginært hav i hvile på Jorden. Geoiden er et udtryk for Jordens massefordeling, og kendskab til denne sidstnævnte har igen betydning for f.eks. opsendelse af satellitter i forudberegnete baner. Uden kendskab til Jordens massefordeling er det nødvendigt at foretage banekorrektioner – specielt for satellitter i lave baner. Dette kræver at satellitterne medbringer brændstof og styreraketter, hvilket gør opsendelserne dyrere. Måling af havoverfladens højde - og derved hældning - giver også en indirekte observation af overfladestrømme.

Mere end 2/3 af jordoverfladen er dækket af hav. Havets vekselvirkning med atmosfæren er vigtig for det globale klimasystem, f.eks. ved transport af varme, vanddamp og CO₂. Havstrømme transporterer varme og salt, f.eks. i det globale strømningsmønster kaldet den termohaline cirkulation. Havoverfladens temperatur er i denne forbindelse uhyre vigtig, da den styrer varmeafgivelsen fra havet til atmosfæren (Harris et al., 1994). Usikkerhed på bestemmelse af denne grænseags-temperatur mellem luft og vand fører til usikkerhed på bestemmelse af varmetransporten. (Fairall et al., 1996) har vist at bestemmelse af varmetransporten (varmefflux) med en nøjagtighed på 10 Wm⁻² kræver en nøjagtighed for overfladetemperaturen på 0.2°C.

I denne tekst er der valgt at fokusere på sammenligninger mellem årlige ændringer i havoverfladens temperatur og ændringer i havoverfladens højde over en given reference ellipsoide. Overfladetemperaturen, Sea Surface Temperature, benævnes i det efterfølgende SST. Overfladehøjden, Sea Surface Height, benævnes i det efterfølgende SSH. SST-data er fra den europæiske satellit ERS-2 mens SSH-data er fra den amerikansk/franske satellit Topex/Poseidon.

Det geografiske område, der er valgt at undersøge, er Nordsøen. Nordsøen – og kendskab til Nordsøen – er af stor betydning for ikke mindst de omkringliggende lande. Udover at være et vigtigt område for skibstrafik er fiskeri og udnyttelse af undergrunden vigtig – især eftersøgningen af forekomster af olie og gas.

Kendskab til vind- og vejrforhold, overfladestrømme og tidevand har således stor betydning. Det stærkt varierende tidevand og strømmene er i samspil med Nordatlanten, Indre danske Farvande og Østersøen, se for eksempel (Høyer og Andersen, 2003).

Nordsøen

Nordsøen er et overvejende fladbundet randhav mellem Storbritannien og det europæiske fastland. Forbundet med Atlanterhavet via Kanalen og farvandet mellem Norge og Skotland. Forbundet med Østersøen og de indre danske farvande gennem Skagerrak. Areal ca. 572.000 km², dybden varierer overvejende mellem 50 m og 100 m, gennemsnitlig dybde 94 m, største dybde i Norske Rende ca. 700 m. Middel-saliniteten er 34-35,2 promille. Vand med højere saltindhold trænger ind fra Atlanterhavet gennem Kanalen og gennem farvandet mellem Norge og Storbritannien. Vand med lavere saltindhold trænger ind gennem Skagerrak og via flodtilførslerne, der er særlig betydende for den sydlige del.



Figur 1: Nordsøen (Illustration fra Den Store Danske Encyclopædi).

Vandtilførslen skaber – sammen med tidevandskræfterne og den atmosfæriske påvirkning – et kompliceret strømningsmønster. Nordatlantisk vand strømmer ned langs Englands østkyst, møder vand, der strømmer ind fra Kanalen, og strømmer mod NØ, hvor det blandes med vand fra floderne. Op langs den jyske vestkyst strømmer Den Jyske Kyststrøm.

Nordsøens kraftige tidevand frembringes af tidevandet i Atlanterhavet, hvorfra det forplanter sig ind i Nordsøen. Tidevandsbølgen bevæger sig mod uret omkring et amfidromisk punkt (se figur 2). Største forskel mellem flod og ebbe på ca. 4-5 m findes i det sydøstlige England. Laveste på under 1 m ved det nordvestlige Jylland.



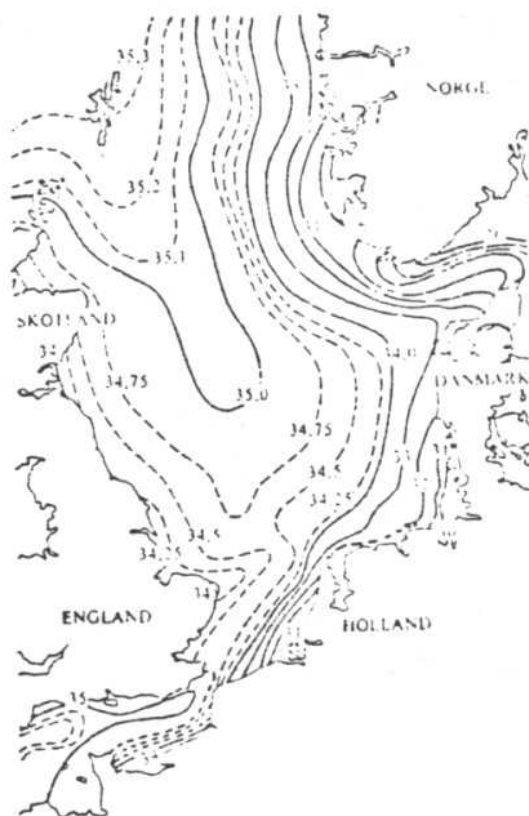
Figur 2: Tidevandet i Nordsøen. Kortet viser antal timer fra Månens kulmination i Greenwich til højvandet indtræder forskellige steder i Nordsøen. Perioden mellem to på hinanden følgende højvander er 12 timer og 10 minutter (Illustration fra Den Store Danske Encyclopædi).

Overfladetemperaturen i Nordsøen varierer mellem 13-17 °C om sommeren og mellem 6-7 °C om vinteren. Denne årlige temperaturvariation vil afspejles i ændringerne i havoverfladens højde i forhold til en given referenceflade. Dette vil blive belyst i specialet.

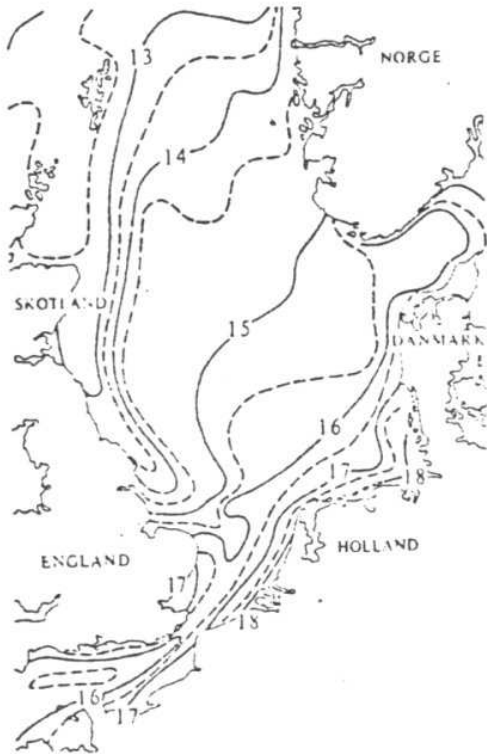
På de følgende to sider vises illustrationer med gennemsnitlig overfladestrøm (figur 3), overfladesaliniteten for juni (figur 4) samt overfladetemperaturer for sommer og vinter (figur 5 henholdsvis figur 6).



Figur 3: Den gennemsnitlige overfladestrøm i Nordsøen (Højerslev, 1989).



Figur 4: Overfladesaliniteten for Nordsøen i juni måned (Højerslev, 1989).



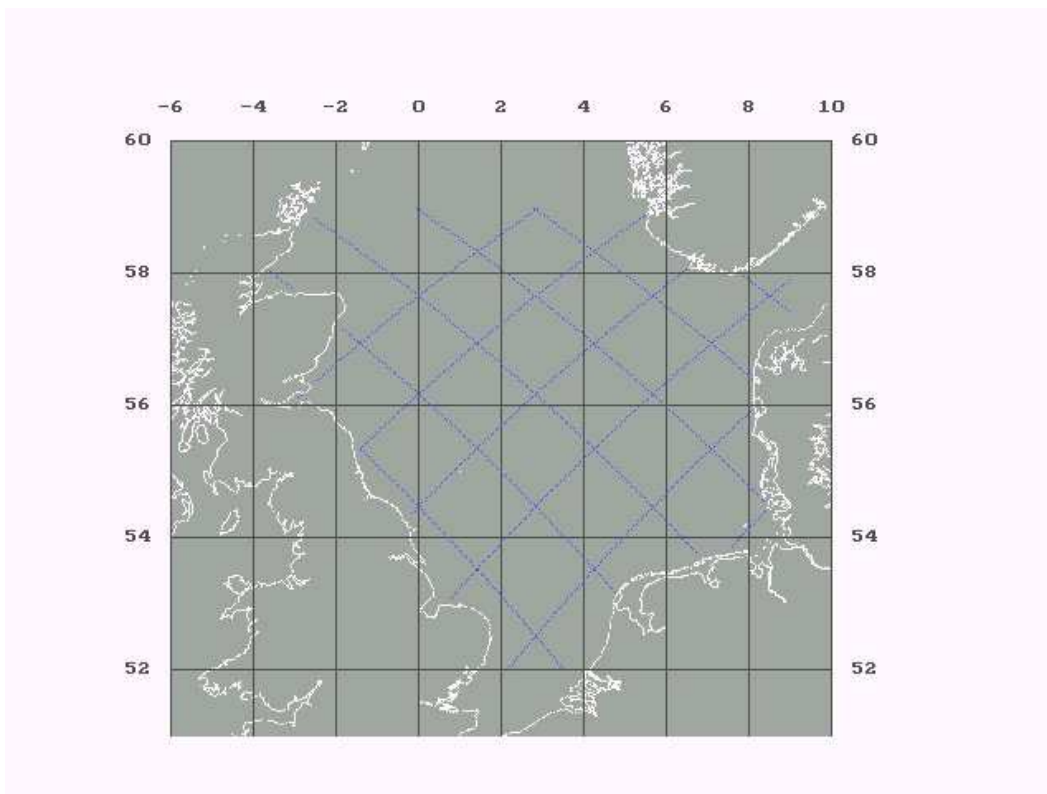
Figur 5: (venstre): Middelværdi af overfladetemperaturen i Nordsøen for august (Højerslev, 1989).

Figur 6: (højre): Middelværdi af overfladetemperaturen i Nordsøen for februar (Højerslev, 1989).

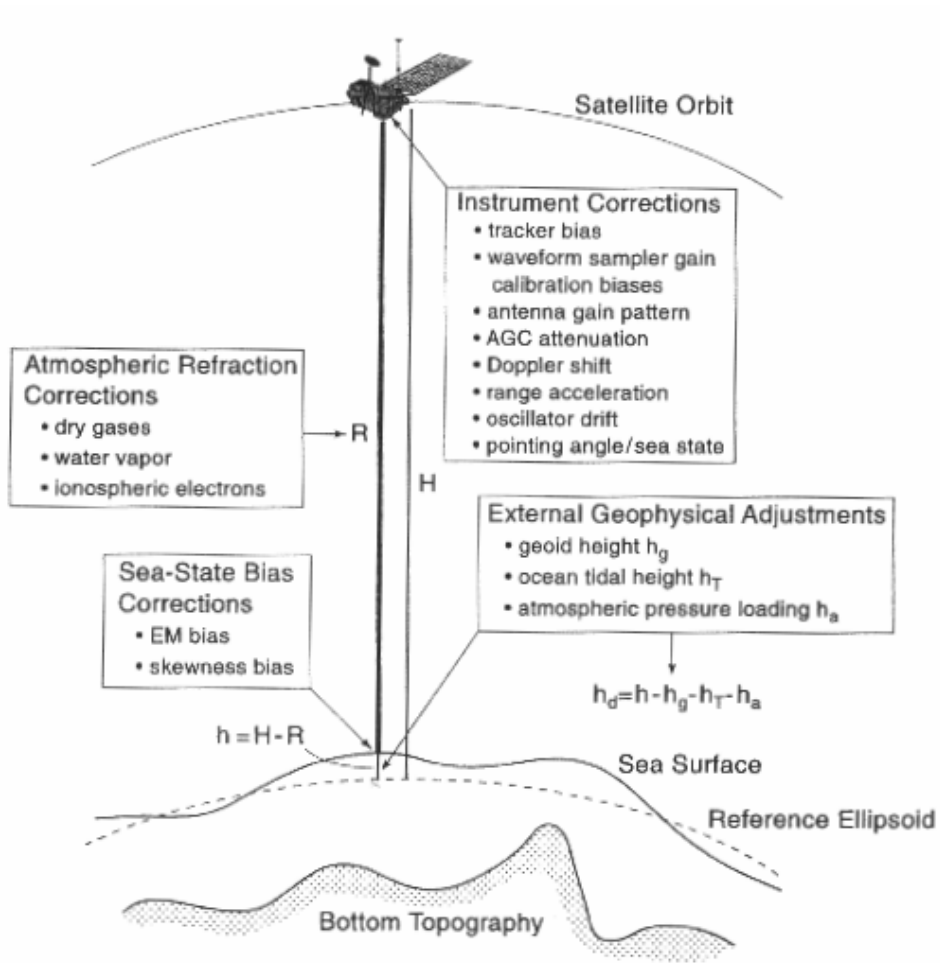
Radar altimetri

Satellit altimetri (højdemåling) med radar er i princippet simpelt. Udsendes et radarsignal fra satellitten mod Jorden, registreres den tid, det tager signalet at nå tilbage til satellitten efter refleksion fra jordoverfladen. Den forløbne tid kan i første tilnærmelse ses som udtryk for den dobbelte afstand fra satellitten og ned til overfladen. Kendes satellittens position i forhold til en given reference, kan man således finde højden af det målte punkt på overfladen. Til den nødvendige bane-bestemmelse af satellitten foretages jævnligt observationer med laser eller ved en GPS-modtager ombord på satellitten eller DORIS. Imidlertid gennemløber radarsignalet atmosfæren, hvilket forsinker signalet og giver en for stor værdi for den målte afstand. Derfor skal der i beregningerne for overfladens højde foretages korrektioner, der tager hensyn til dette.

At måle havoverfladens højde ved hjælp af satellit giver store fordele fremfor traditionel *in situ* opmåling med skib. Et skib vil ofte være flere uger eller måneder om at foretage målinger, og i mellemtiden ændres havets topografi, saltholdighed, temperatur m.m. som følge af f.eks. vind, vejr og havstrømme. En satellit vil typisk være 100 minutter om at foretage et enkelt omløb om Jorden, og kan - afhængigt af satellitbanernes beliggenhed - i løbet af få dage dække et mindre havområde som Nordsøen – se figur 7.



Figur 7: 10 dages dækning af Nordsøen med satellitten Topex/Poseidon (cycle 252 juli 1999). Hver af de blå prikker svarer til positionen for en måling.



Figur 8: Sammenhæng mellem den af altimeteret målte afstand, R , banehøjden H og havoverfladens højde, h , over ellipsoiden. Yderligere er vist nødvendige korrektioner til R (Fu og Cazenave, 2001).

I det følgende ønskes at bestemme afstanden R fra satellitten til havoverfladen (se figur 8). Satellitten udsender en kort puls af mikrobølge stråling. Dele af denne reflekteres fra havoverfladen, og modtages igen i satellitten efter forløbet tid, t . Som første approksimation kan skrives (Fu og Cazenave, 2001):

$$R = c \frac{t}{2}$$

hvor c er udbredelsehastigheden af elektromagnetiske bølger i vacuum. Idet signalet gennemløber atmosfæren, sker der en forsinkelse af signalet, og der må tilføjes korrektioner, der kompenserer for dette:

$$R = c \frac{t}{2} - R'$$

Forsinkelsen af signalet gennem atmosfæren betyder, at den målte tid, t , bliver forlænget. Derfor skal de positive atmosfære-korrektioner, R' , fratrækkes for at opnå en bedre værdi for R .

(Topex/Poseidon Users Handbook bruger negative korrektioner, som så skal lægges til).

Afstanden mellem satellitten og havoverfladen er i sig selv ikke særlig nyttig at kende. Derfor skal satellittens højde over en given referenceflade beregnes (se igen figur 8). Som referenceflade bruges ellipsoiden, som er en matematisk tilnærmelse til middelhavniveau, og satellittens højde over denne kaldes ofte banehøjden (H på figur 8).

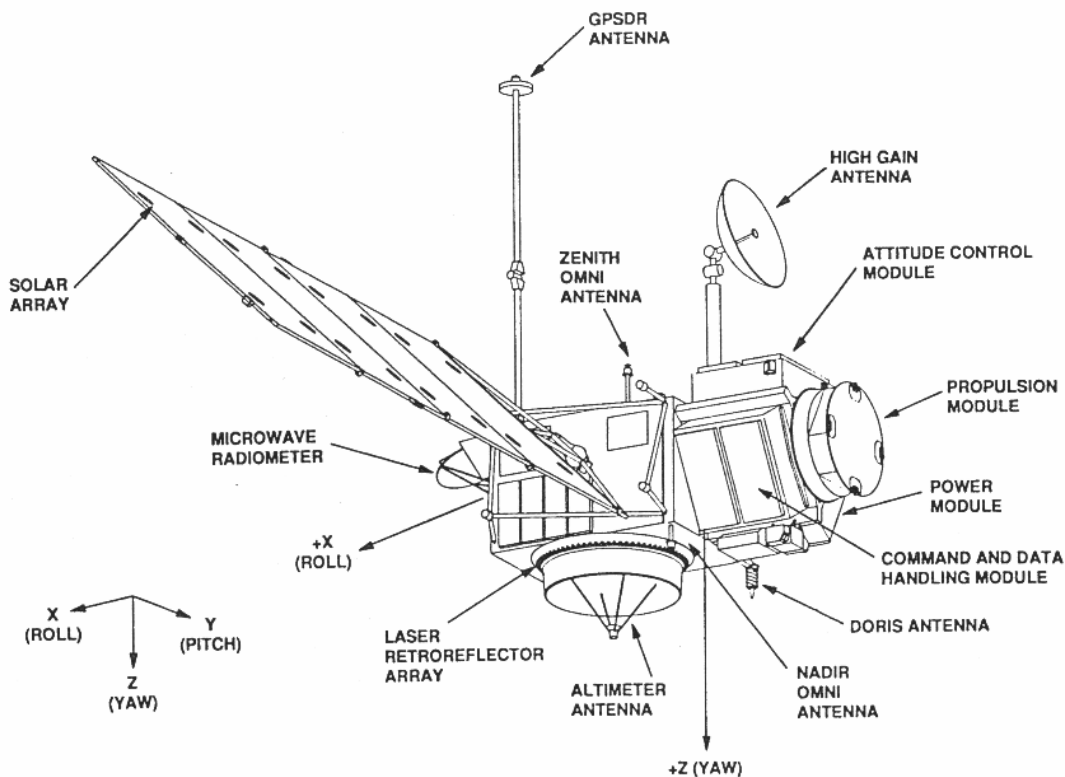
Det vil sige, at havoverfladens højde relativt til ellipsoiden bliver:

$$h = H - R = H - c \frac{t}{2} + R'$$

Topex/Poseidon satellitten

Den amerikansk/franske satellit Topex/Poseidon blev opsendt i 1992 og er stadig aktiv. Satellitten befinder sig i en bane ca. 1336 km. over Jorden. Ombord er et amerikansk altimeter (Topex) og et fransk (Poseidon). De to altimetre fungerer ikke samtidig, men må skiftes til at bruge den fælles antenne, der er til rådighed. Hovedparten af tiden er det Topex-instrumentet, der måler, og disse målinger udgør højdemålingerne af Nordsøens overflade i denne undersøgelse.

Topex/Poseidon befinder sig i en 10-dages repeat cycle - dvs. at satellitten efter 10 dage (mere præcist: 9.9155 dage) vender tilbage i samme spor. Således opnås en passende dækning af jordoverfladen. Ved måling af havoverfladens højde regnes med en nøjagtighed for Topex på ca. 4-5 cm (Fu et al., 1994).



Figur 9: Topex/Poseidon satellitten. Den positive x-akse peger i retning af flyveretningen (fra Fu et al. , 1994).

Atmosfære korrektioner til radar altimetri

Satellittens signaler gennemløber atmosfæren, og da signalererne består af elektromagnetiske bølger, vil der forekomme refleksion, refraktion og dæmpning undervejs.

Ved radar altimetri er der tre atmosfære-korrektioner, der gør sig gældende: 1) korrektion for atmosfærens tørre masse, 2) korrektion for atmosfærens våde masse og 3) korrektion for ionosfærens effekt. De to førstnævnte kaldes også tør- henv. våd-troposfære korrektion, idet man i satellitsammenhæng benævner troposfæren som den del af atmosfæren, der i meteorologien normalt opdeles i troposfæren og stratosfæren (0-50 km's højde).

Tør-troposfære korrektionen

Her korrigeres for tilstedeværelsen af atmosfærens tørre masse. Dette er den væsentligste atmosfære-korrektion, der skal inkluderes ved højdemåling fra satellit (Fu og Cazenave, 2001).

Ved atmosfærens tørre masse forstås atmosfærens totale masse minus massen af atmosfærens vandindhold. Tilstedeværelsen af atmosfæren bevirker en sænkning af signalimpulsens hastighed, c' , i forhold til udbredelsehastigheden i vakuum, c . Brydningsindekset $\eta=c/c'$ kan således benyttes til at bestemme den faktiske udbredelsehastighed c' - og derved beregne hvor meget signalet bremses i atmosfæren. Problemet er så reduceret til at bestemme brydningsindekset, η . Dette kan vises at være afhængigt af trykket og tyngdeaccelerationen ved overfladen det pågældende sted. Variationer i disse kan give afstandskorrektioner på flere meter (Fu og Cazenave, 2001). (Scharroo, 2002) angiver en størrelsesorden på ca. 1 cm (se tabel næste side).

Våd-troposfære korrektionen

Ved denne korrektion betragtes atmosfærens indhold af vanddamp og vandpartikler.

Afstandskorrektionen for vanddamp kan bestemmes ved hjælp af brydningsindekset for vanddamp, men i praksis benytter Topex/Poseidon data fra sit "Topex Microwave Radiometer" med tre frekvenskanaler i mikrobølgeområdet. Udfra strålingstemperaturen i de tre kanaler kan afstandskorrektionen bestemmes. Denne er i størrelsesordenen 3 – 45 cm (Fu og Cazenave, 2001).

Vandpartiklernes indflydelse på forsinkelse af signalet til- og fra satellitten er 1-2 størrelsesordener mindre. Korrektionen findes ved at bestemme brydningsindekset for vandpartikler. Hvis skydækket er omkring 1 km tykt er korrektionen i størrelsesordenen 0.4 cm – forudsat at det ikke regner i området.

Ionosfærens effekt

Her korrigeres for tilstedeværelsen af frie elektroner i forbindelse med den øvre atmosfæres dielektriske egenskaber. Ionosferingen af partikler i denne del af atmosfæren skyldes for størstedelens vedkommende ultraviolet stråling fra Solen.

Brydningsindeks for ionosfæren er

$$\eta \approx 1 - \frac{40.3 \times 10^6 n_e}{f^2}$$

hvor f er den elektromagnetiske strålingsfrekvens og n_e er elektrontætheden i antal elektroner pr. kubikcentimeter. Brydningsindeksets frekvensafhængighed viser at ionosfæren er et dispersivt medium. I stedet for de elektromagnetiske bølgers fasehastighed, skal gruppehastigheden bruges, og korrektionen bliver da

$$\Delta R_{ion}(f) = \frac{40.3 \times 10^6}{f^2} \int_0^R n_e(z) dz$$

hvor z er signalets tilbagelagte afstand.

De fleste ladede partikler, som påvirker radarimpulserne, befinder sig i højden 50-2000 km med maksimum mellem 250- og 400 km. For Topex/Poseidon altimeteret er afstandskorrektionen for ionosfæren i størrelsesordenen 2-40 cm. Topex/Poseidon måler på to frekvenser, så forsinkelsen af signalet kan bestemmes.

Måling eller model	ERS (fejl i cm)	Topex/Poseidon (fejl i cm)
Altimeter afstand	3.0	2.0
Bane højde	5.0	2.0
Tør-troposfære korrektion	1.0	1.0
Våd-troposfære korrektion	1.5	1.5
Ionosfære korrektion	1.0	0.7
Invers barometer effekt	2.0	2.0

Sammenligning mellem korrektioner/fejl ved ERS- og Topex/Poseidon-altimeter. Uddrag af tabel fra (Scharroo, 2002).

Øvrige korrektioner til radar altimetri

Invers barometer effekt

Atmosfærens tryk på havoverfladen vil påvirke højdemålingerne. Ved atmosfærisk højtryk vil luften trykke vandet væk - og havoverfladen sænkes. Ved lavtryk hæves havoverfladen. At havet foretager denne 'inverse reaktion' i forhold til trykændringer kaldes invers barometer effekt (IB).

For at korrigere for dette, benyttes udtrykket:

$$\Delta R_{invers} = -9.948(P - 1013.3)$$

hvor P er det atmosfæriske tryk ved havoverfladen målt i millibar og ΔR_{invers} måles i millimeter.

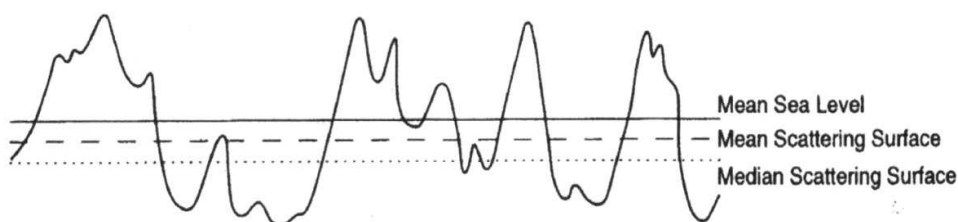
I forbindelse med målinger i Tyske Bugt, skal denne korrektion formodentlig ganges med en faktor 2, som vist i (Huess, 2001).

Tidevand

Højdemålingerne korrigeres også for regelmæssige, periodevise fænomener som f.eks. tidevand. Dette gøres ved at indsætte altimeterdata i en matematisk model for tidevandet for det pågældende område. I Nordsøen er der områder langs den engelske nordøstkyst, hvor tidevandet muligvis ikke er modelleret tilfredsstillende. Dette er en af begrundelserne for, at der i dette speciale er valgt at fokusere på det område. I Nordsøen varierer tidevandet meget – største forskel mellem ebbe og flod findes ved det sydøstlige England.

Bølgehøjde

Er havoverfladen spejlblank, vil radarsignalet blive reflekteret fra en 'veldefineret' flade. En oprørt havoverflade (bølger) gør det sværere at relatere retursignalet til en højde (*se figur 10*).



Figur 10: Problemet med oprørt havoverflade. Gennemsnitshavniveau, gennemsnitlig refleksionsflade (stiplet) og medianrefleksionsflade (prikker) (Fu og Cazenave, 2001).

Refleksioner fra både bølgetoppe og -dale giver den gennemsnitlige refleksionsflade. Medianrefleksionsfladen er den flade, som altimeteret måler, dvs. den højde (flade), som relateres til radarens retursignal. Som det ses af figuren, er de tre flader ikke sammenfaldende ved oprørt havoverflade. Her har bestemmelse af bølgehøjden betydning. Denne kan bestemmes ved waveform analyse – dvs. ved at undersøge formen af radar retursignalet.

Instrument korrektioner til radar altimeter

Flere forskellige instrument korrektioner må anvendes på data for at opnå høj målenøjagtighed (Fu og Cazenave, 2001). Her skal blot nævnes nogle få.

Korrektion for Doppler-forskydning

Ved måling med radaraltimeter omsættes den tid, kaldet to-vejs tid, som radarsignalet er om at tilbagelægge afstanden fra satellitten til havoverfladen og tilbage igen, til en afstand. En ændring i retursignalet frekvens vil føre til fejl i den estimerede to-vejs tid – og derved den beregnede afstand. En sådan frekvensændring fås fra Doppler-forskydning i forbindelse med den relative hastighed mellem satellitten og havoverfladen. To-vejs Doppler-forskydningen, δf , er givet ved:

$$\delta f = \frac{2v}{c} F$$

Hvor $F = (f_1 + f_2)/2$ er centerfrekvensen af den transmitterede impuls, f_1 og f_2 er start- og slutfrekvenser. $v = dR/dt$ er den tidslige ændring i afstanden R mellem satellitten og havoverfladen og c er lyshastigheden i vakuum. Fejlen i to-vejs tid bliver:

$$\delta t = \frac{2\tau v F}{c\Delta F}$$

Hvor τ er impulsens varighed og $\Delta F = f_1 - f_2$. Det endelige udtryk for Doppler-korrektion af afstanden bliver:

$$\delta R = \frac{\tau v F}{\Delta F}$$

og er typisk i størrelsesordenen 1-13 *cm*.

Korrektion for acceleration

Korrektion for accelerationen af satellitten i forhold til havoverfladen, $dv/dt = d^2R/dt^2$ har vist sig at være nødvendig. Over dybhavsgravene findes de største accelerationer af satellitten – op til 10 m/s^2 . Dette svarer til en afstandskorrektion på 160 *cm*. Over størstedelen af havet er korrektionen dog typisk nogle få *cm*.

Korrektion for oscillator drift

Radaraltimeteret måler radarpulsens to-vejs tid ved i løbet af denne tid at tælle et antal cykler i en oscillator ombord på satellitten. Hvis der er fejl eller manglende præcision i oscillatorens frekvens vil dette resultere i fejl i tidsmålingen – og derved i afstandsmålingen. Topex/Poseidon har ændret oscillator frekvens på flere milliard'tedele pr. år i løbet af hele missionen. Derfor foretages jævnligt kalibrering af instrumentet.

Korrektion for retningsafvigelse af antenne

Den vigtigste instrument korrektion vedrører retningsafvigelse af altimeterets antenne. En retningsafvigelse på 0.1° fra lodret vil for Topex/Poseidons tilfælde resultere i en fejl på afstandsmålingen på nogle få meter (Fu et al., 1994).

Måling af havoverfladetemperatur

ERS-1 og ERS-2

Den europæiske forsknings satellit ERS-1 blev opsendt i 1991 og efterfølgeren ERS-2 (figur 11) blev opsendt i 1995. En kort periode - indtil juni 1996 - kunne de to satellitters ATSR-instrumenter køre i tandem-operation, men det er nu udelukkende ERS-2's ATSR, der er aktiv.



Figur 11: ESA-satellitten ERS-2

ATSR-målinger fra ERS-2

ATSR står for Along Track Scanning Radiometer. Dette radiometer måler (scanner) havoverfladen langs med satellitsporet (along track). Instrumentet registrerer udsendt stråling fra havoverfladen, og denne stråling kan omsættes til en temperatur iflg. Plancks strålingslov. Denne lov siger, at ethvert legeme udsender elektromagnetisk stråling, der er proportional med legemets temperatur.

$$B_f = \frac{2hf^3}{c^2} \frac{1}{e^{hf/kT} - 1}$$

hvor B_f er irradians (udstråling) pr. rumvinkel af det sorte legeme, f er frekvensen, T er det sorte legemes temperatur målt i Kelvin, h er Plancks konstant, c er lyshastigheden i vakuum og k er Boltzmanns konstant. Det fra optikken anvendte begreb irradians (B) benævnes i mikrobølge-terminologien *brightness* (Ulaby et al., 1981-1986).

Plancks lov omtaler sortlegemestråling, karakteriseret ved maksimal absorbering og maksimal emission over alle bølgelængder. For temperaturer omkring stuetemperatur ligger den maksimale

emission (udsendte effekt) i det infrarøde område. Derfor måler ATSR-instrumentet fortrinsvis i det infrarøde område.

ATSR indeholder 4 kanaler med bølgelængder: $1,6 \mu\text{m}$ (synlige område - nær-infrarød) samt $3,7 \mu\text{m}$, $11 \mu\text{m}$ og $12 \mu\text{m}$ (infrarøde). Førstnævnte bruges i forbindelse med skyer, mens de tre sidstnævnte bruges til måling af havoverfladens temperatur - i det følgende kaldet SST (Sea Surface Temperature). De tre infrarøde områder (bølgelængder) omtales også som "termiske bånd".

Et legemes strålingstemperatur T_s afhænger af temperaturen T og emissiviteten ε ved:

$$T_s = \varepsilon T$$

Et sort legeme har emissiviteten 1 svarende til, at legemets temperatur er lig strålingstemperaturen. Vand har en emissivitet, der er mindre end 1, men er generelt høj i det infrarøde bølgeområde sammenlignet med emissiviteten i mikrobølge området (Ulaby et al., 1981-1986).

Når der måles overfladetemperatur (SST) med infrarødt radiometer, måles egentlig den termiske stråling fra et meget tyndt overfladelag - max 0.1 mm . Dette tynde lag kaldes "skin-laget" og den tilsvarende temperatur "skin-temperaturen". Denne temperatur er forskellig fra temperaturen blot nogle få millimeter dybere - ofte med afvigelse på flere tiendedele af en grad (Mutlow et al, 2000).

Havoverfladetemperaturen er således ikke en repræsentativ temperatur for hele vandmassen. Hvis man foretager en in-situ måling af temperaturen T i en dybde z skal der korrigeres for effekter af skin-laget og et (varmere) dybere lag for at bestemme den overfladetemperatur, SST, som måles med radiometer (Fairall et al., 1996):

$$SST = T(z) - \Delta T_c + \Delta T_w(z)$$

Her er ΔT_c og $\Delta T_w(z)$ korrektioner for det kolde skin-lag henholdsvis det varme, dybere lag.

Det kolde skin-lag fremkommer ved forskellige nedkølede effekter: Langbølget stråling, sensibel varmekraft og latent varmekraft. Kaldes afkølingen Q og den termiske konduktivitet k og tykkelsen af skin-laget δ kan korrektionen approksimeres ved: $\Delta T_c \cong Q\delta/k$. ΔT_c er positiv, hvis overfladelaget er koldere end længere nede.

Det varme, dybere lag er et lag under det kolde skin-lag, hvor solindstrålingen har opvarmet vandet i forhold til det dybere blandingslag. I modsætning til det kolde skin-lag, som domineres af processer, som kan modelleres matematisk, må man her nøjes med en generel beskrivelse af hvad der foregår. Solens indstråling svarer til en effekt på 500 W/m^2 i gennemsnit pr. døgn. Halvdelen af denne absorberes i de øverste 2 m .

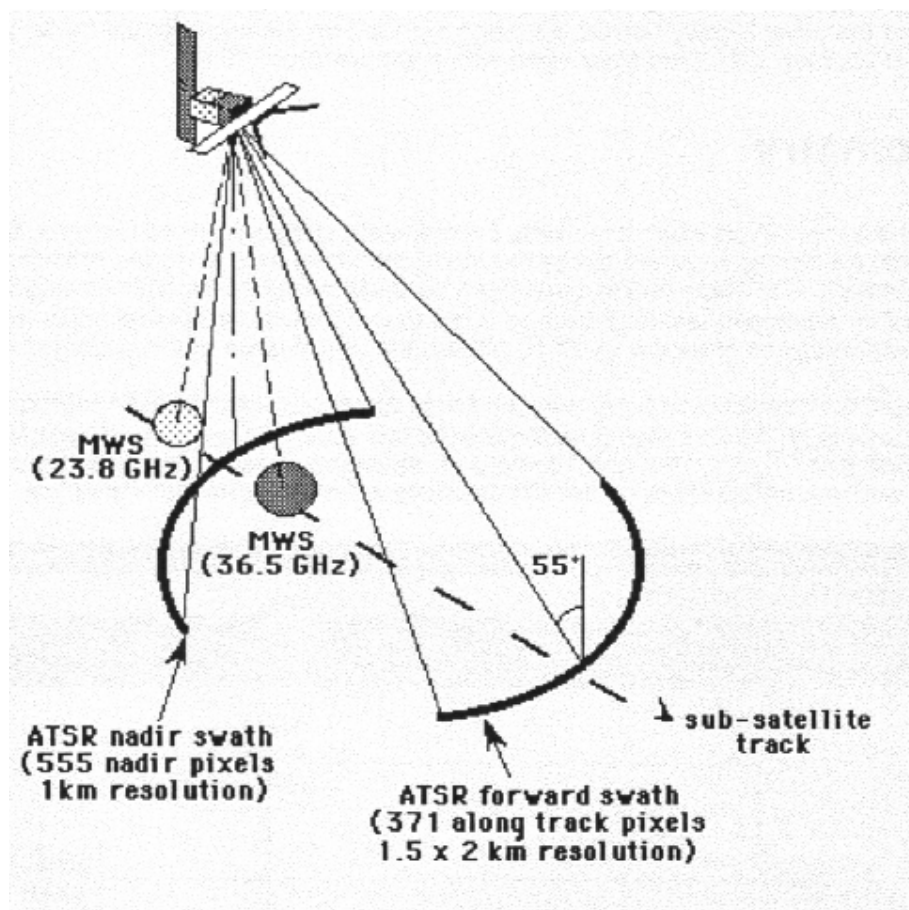
Ved måling af SST er der adskillige fejlkilder, som må tages i betragtning. (Barton, 1998) beskriver en forbedret model til beregning af SST fra ATSR data. (Jones et al., 1996) beskriver hvorledes tilstedeværelse af skyer påvirker måling af SST og angiver en metode til eliminering af dette problem.

Korrektioner til måling af havoverfladetemperatur

ATSR-instrumentet opererer i "dual view-mode" for at kompensere for atmosfæreeffekter. Det vil sige, at instrumentet først scanner havoverfladen fremad i flyveretningen med en indfaldsvinkel på 55° . Den modtagne stråling gennemløber herved en længere afstand i atmosfæren, end for observation lodret under satellitten (nadir-view). Ca. 150 sekunder senere observeres det samme stykke overflade – men denne gang i nadir-view (figur 12).

Metoden med dual-view har til formål at kompensere for 'uønsket' termisk stråling i radiometeret. Atmosfæren afgiver nemlig også termisk stråling, så den modtagne termiske stråling er en kombination af stråling fra havet (som udtryk for vandets temperatur), stråling fra atmosfæren, der også afgiver termisk stråling, stråling fra atmosfæren *reflekteret* fra havoverfladen samt stråling fra Solen.

De infrarøde kanaler på radiometeret er dog indstillet således, at stråling fra Solen kan negligeres. Samtidig er atmosfærens gassers absorption af stråling lav i det valgte frekvensområde, men kan ikke negligeres. Her udnyttes "dual view-mode": De to ubekendte, havoverfladens udsendte stråling og den atmosfæriske dæmpning i forbindelse med absorption, opstilles i to ligninger, der beskriver den modtagne stråling ved henholdsvis fremadrettet - og lodret observation. Kendes den atmosfæriske dæmpning, kan havoverfladens udsendte stråling bestemmes.



Figur 12: ATSR dual view (fra <http://www.esa.esrin.it>)

Crossover Adjustment

De steder, hvor en satellit krydser sit eget spor, kaldes 'ground-track crossover points'. En satellit, der ikke er opsendt i polar bane, dvs. med en inklinationsvinkel forskellig fra 90° , vil krydse sit eget spor når Jorden drejer under den. Det har flere fordele. F.eks. kan der i samme punkt foretages to målinger til sammenligning med relativt kort mellemrum og hvis satellitbanerne krydser hinanden ved tilstrækkelig stor vinkel, kan der foretages bestemmelse af de to ortogonale komponenter af overfladegradiënten m.h.t. hastighedskomponenter for geostrofe havstrømme.

Selvom der foretages nøje beregninger for - og observationer af - satellitterne, er banestemmelsen af disse ikke nøjagtig. Forskellige kræfter påvirker satellitten, således, at forudberegning af banen er unøjagtig. Desuden er usikkerheden på modellering af geopotentialet indflydende. Denne fejlbehæftning i banebestemmelsen vil selvfølgelig også bevirke, at højdemålingerne af havoverfladen bliver fejlbehæftet.

I crossover punkterne er der selvfølgelig også mulighed for at studere variationer i havoverfladens bevægelse, således at højdeforskellene repræsenterer ændringer i tid - men for samme geografiske sted. Disse sammenligninger kan naturligvis kun foretages hvis der kompenseres for banefejlene. I modsat fald ved man ikke, om der tale om banefejl eller en faktisk målt højdeforskel.

Data og dataprocessering

Højdemålinger (SSH)

SSH data er downloadet fra Kort- og Matrikelstyrelsen (KMS), der har anvendt data i GEOSONAR projektet. De rå Topex/Poseidon data stammer fra NASA. Til den tidlige repræsentation af data benyttes et repeat-cycle nummer (fra og med 195 til og med 274) som svarer til de to år 1998 og 1999 (se nedenstående tabel).

T/P cycle number	Startdato
195	1997-12-29
204	1998-03-29
213	1998-06-26
222	1998-09-23
232	1998-12-31
241	1999-03-31
250	1999-06-29
259	1999-09-27
268	1999-12-26

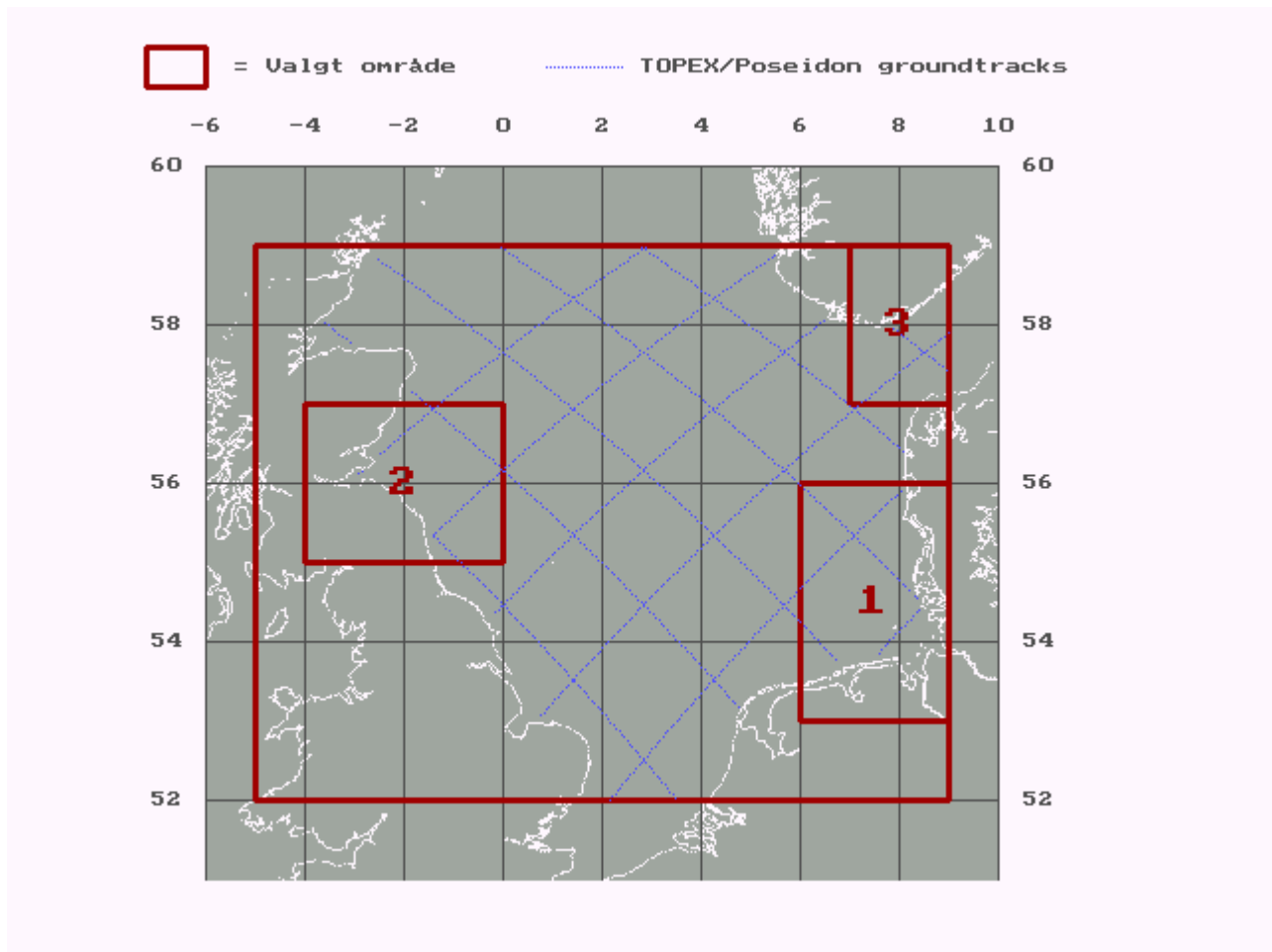
Da Topex/Poseidon satellitten ikke vender tilbage til præcis samme målepunkt efter en repeat-cycle på 9.9 dage, er det nødvendigt at foretage interpolering af data for at få dataværdier i nogle regulære punkter langs sporet. Ellers ville det ikke være muligt at foretage tidlige sammenligninger for et bestemt målepunkt. Denne "along-track-gridding" resulterer i et datasæt med en given afstand mellem punkterne langs satellitsporet. I det aktuelle datasæt er afstanden omtrent 0.1° .

Data indeholder havniveau anomalier i forhold til en referenceflade kaldet CSRMSS95IB samt standardafvigelse for hver repeat-cycle. De tidligere omtalte korrektioner er på forhånd tilføjet således at det hér kun har været nødvendigt at foretage crossover adjustment. Til dette er benyttet et program udviklet af Per Knudsen, Kort- og Matrikelstyrelsen.

Havoverflade temperaturmålinger (SST)

SST data er – ligesom SSH data – downloadet fra Kort- og Matrikelstyrelsen. Data stammer fra den europæiske forskningssatellit ERS-2. Af de forskellige SST data produkter, der er tilgængelige, er her anvendt en type kaldet spatially-Averaged Sea-Surface Temperature (ASST). For at gøre sammenligningen med SSH data nemmere, er SST data omformet således, at den tidlige repræsentation svarer til Topex/Poseidons datasæt. Dvs. SST data angives i Topex/Poseidons repeat-cycles. Datasættet er angivet i et $1^\circ \times 1^\circ$ grid. SST data er repræsenteret ved en middelværdi for havoverfladens temperatur (for hver T/P repeat-cycle) og en tilsvarende standard afvigelse.

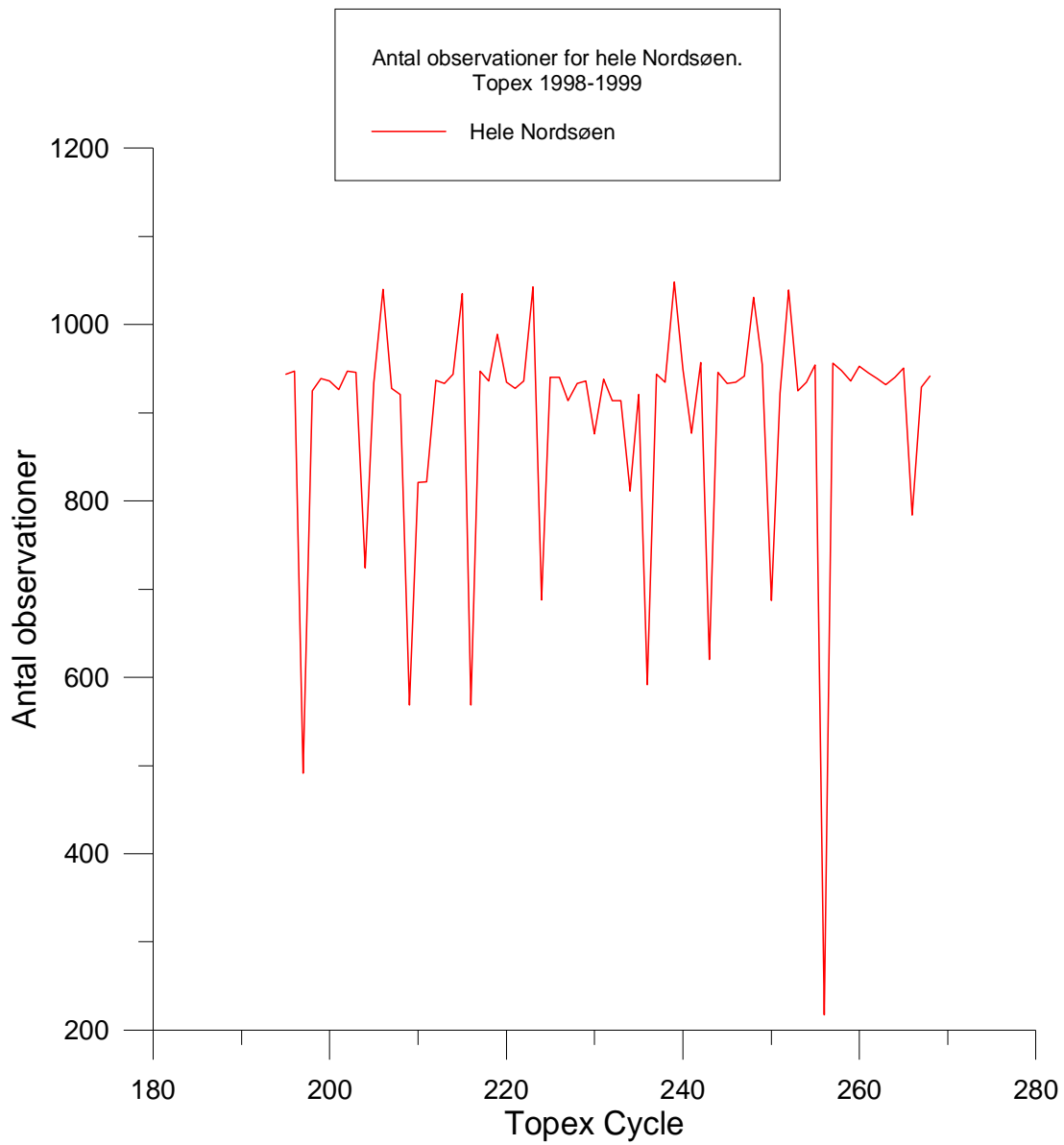
Resultater



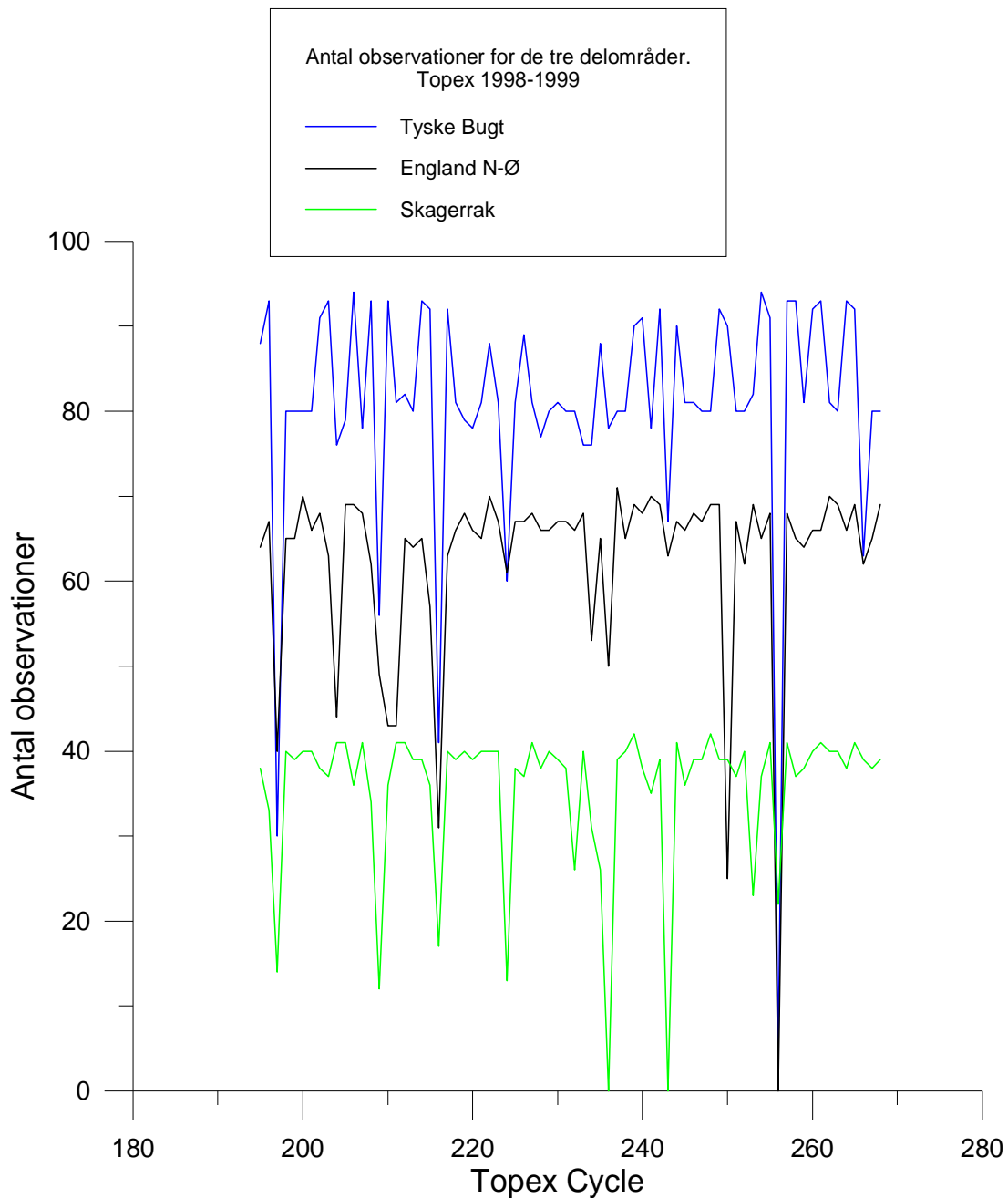
Figur 13: Topex-målinger over Nordsøen 1998 & 1999. De 3 valgte delområder er markeret på figuren, og er i teksten benævnt: Tyske Bugt (1), England N-Ø (2) og Skagerrak (3).

Figur 13 viser den geografiske fordeling af Topex/Poseidon målinger (blå prikker) og områdets afgrænsning samt de tre delområder.

Figur 14 viser antal observationer fra Topex over hele Nordsøen 1998 & 1999. De periodevise kraftige fald i antal observationer skyldes, at Topex-instrumentet nedprioriteres i forhold til Poseidon-delen ombord på satellitten.

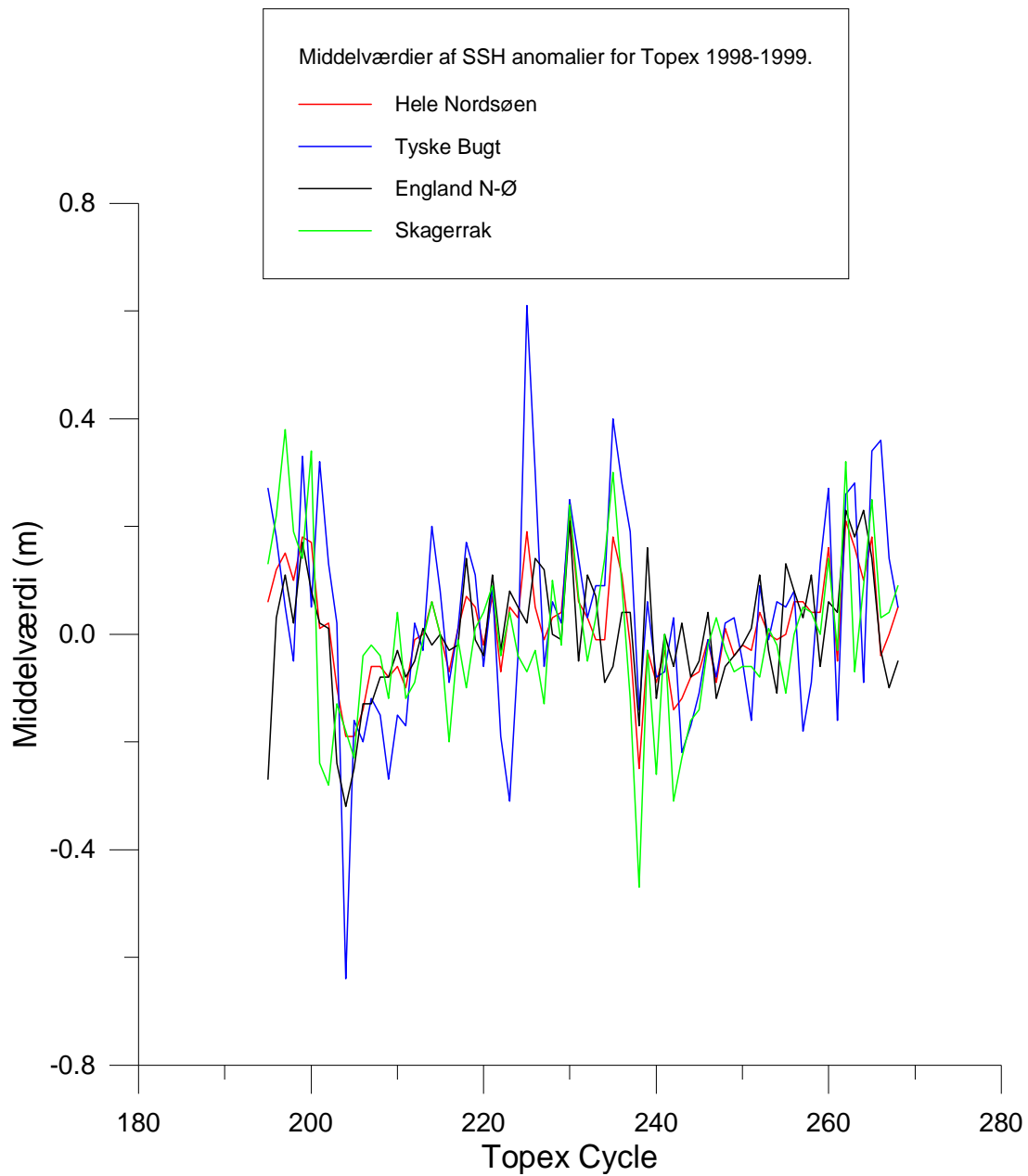


Figur 14: Antal observationer for Topex over Nordsøen 1998 & 1999



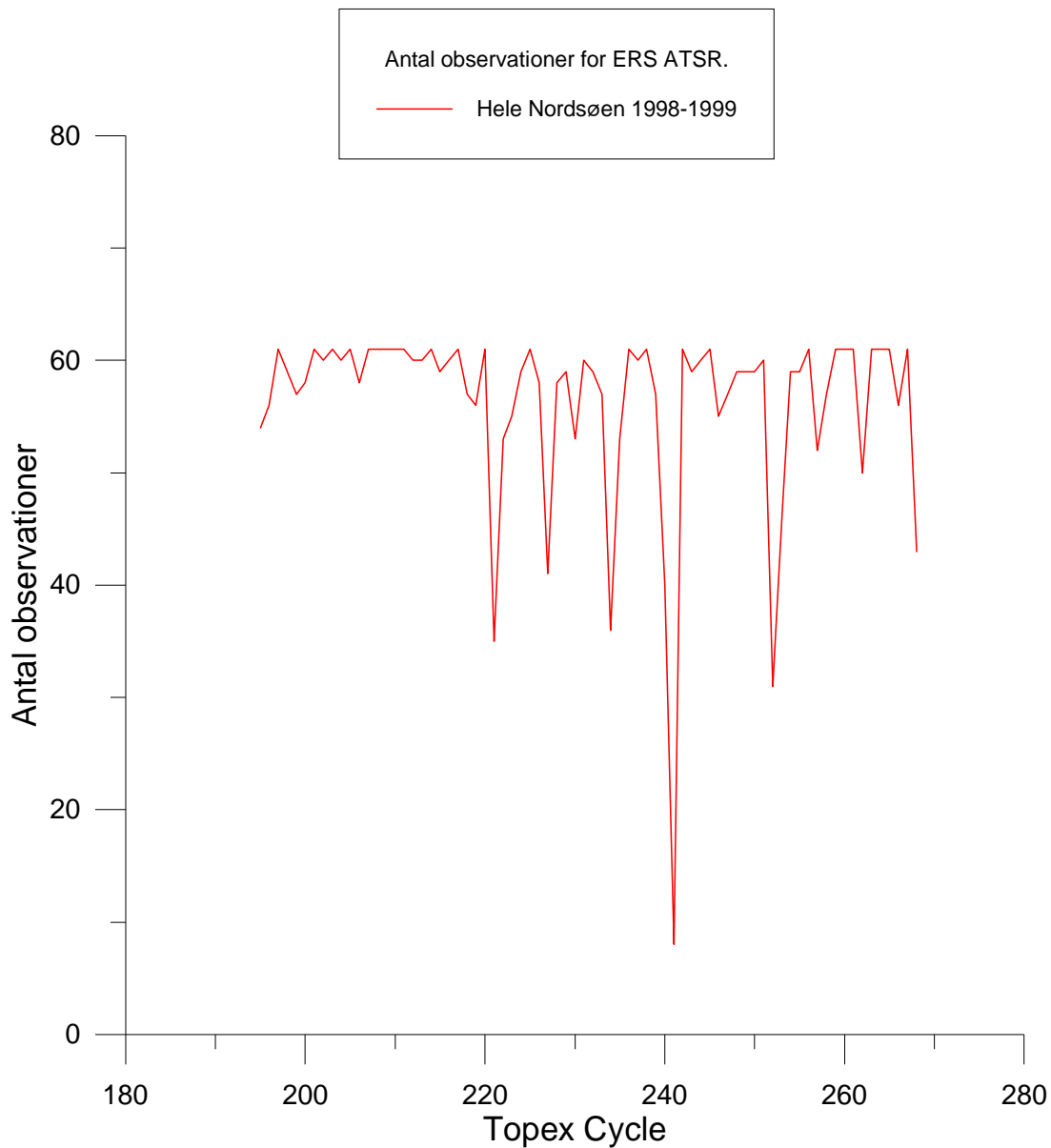
Figur 15: Antal observationer for de tre delområder. Topex 1998 & 1999

Figur 15 viser antal observationer fra Topex over de tre delområder 1998 & 1999. I delområdet England N-Ø mangler data fra cycle 256. I Skagerrak mangler data fra cycle 236 og 243. I alle tre tilfælde er dannet middelværdier af naboværdier.



Figur 16: Middelværdier af SSH anomalier for Nordsøen og de tre delområder. Topex 1998 & 1999

Figur 16 viser middelværdier af SSH anomalier for hele Nordsøen og de tre delområder i 1998 og 1999. Der er dannet middelværdier for hver cycle i de fire områder. Karakteristisk er det bratte fald i havniveau i begyndelsen af hvert år - svarende til cycle 195-205 og 233-243 - efterfulgt af en noget langsommere stigning.



Figur 17: Antal observationer for ERS ATSR over Nordsøen 1998 & 1999

Figur 17 viser antal observationer for ERS ATSR-målinger over hele Nordsøen for 1998 og 1999.

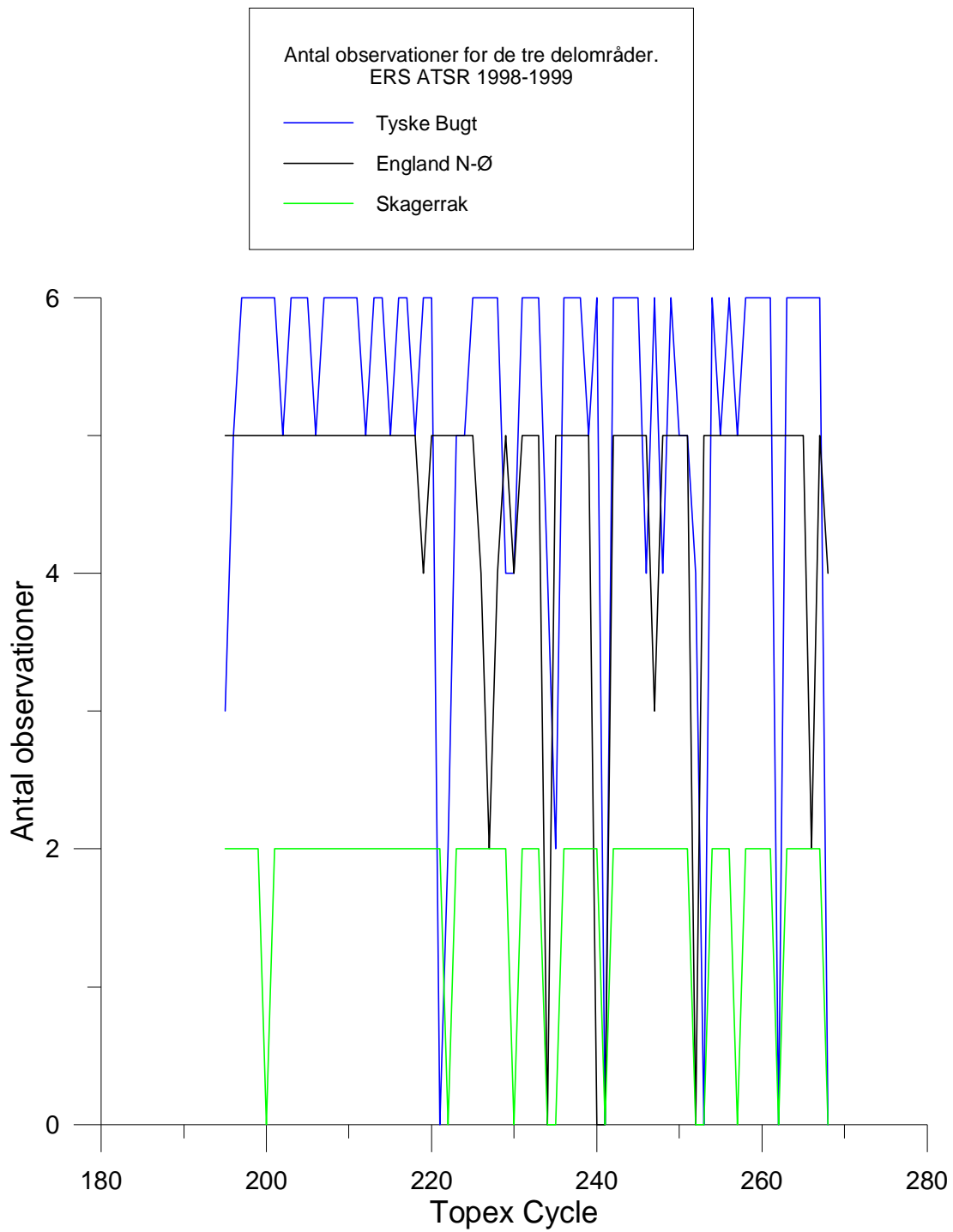
På den efterfølgende figur 18 vises antal observationer for ERS ATSR over de tre delområder. I alle tre områder mangler data fra enkelte cykler. I disse tilfælde er der – ligesom for Topex-data - dannet middelværdier af naboværdier. Ved manglende cycle 268 er værdier for næstsidste (267) gentaget.

Cyklar uden data:

Tyske Bugt: 221, 241, 253, 262 og 268.

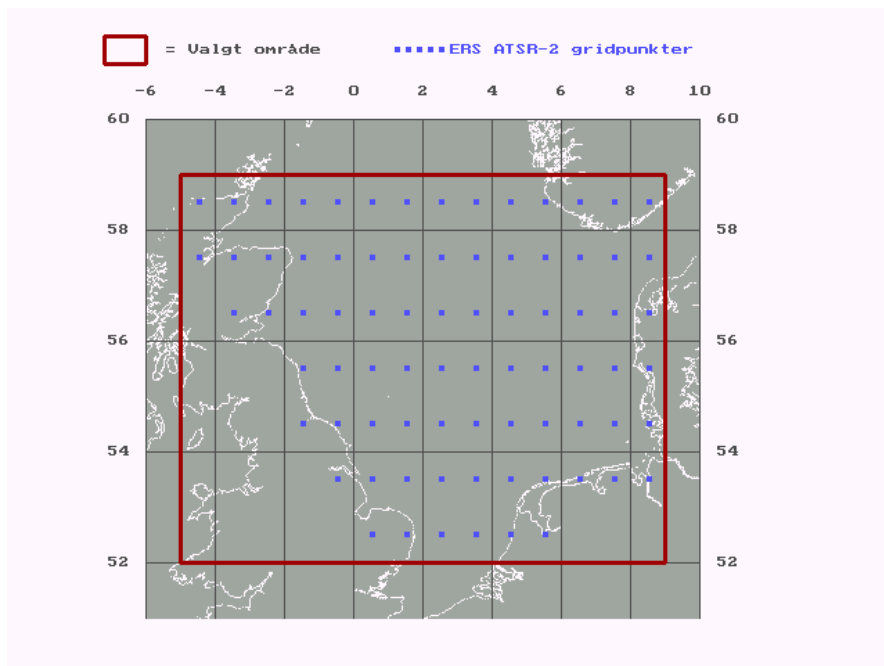
England N-Ø: 234, 240, 241 og 252.

Skagerrak: 200, 222, 230, 234, 235, 241, 252, 253, 257, 262 og 268.



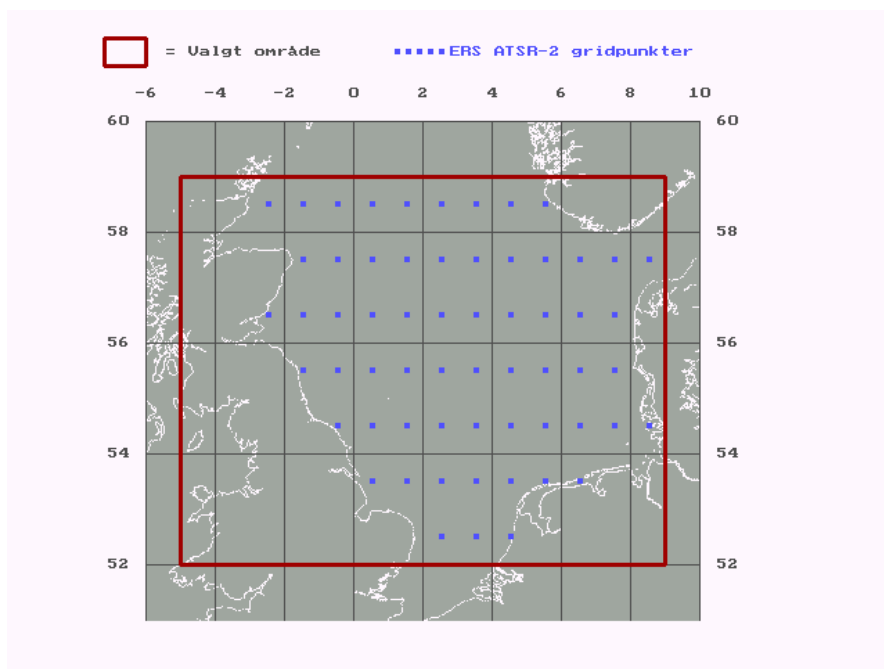
Figur 18: Antal observationer for ERS ATSR over de tre delområder 1998 & 1999

Groundtrack for ERS er ikke sammenfaldende med Topex/Poseidon, men til sammenligning er der ligesom ved Topex for hver cycle dannet middelværdier for hvert område - idet de indgåede ATSR-værdier i forvejen er midlet over områder på $1^\circ \times 1^\circ$.

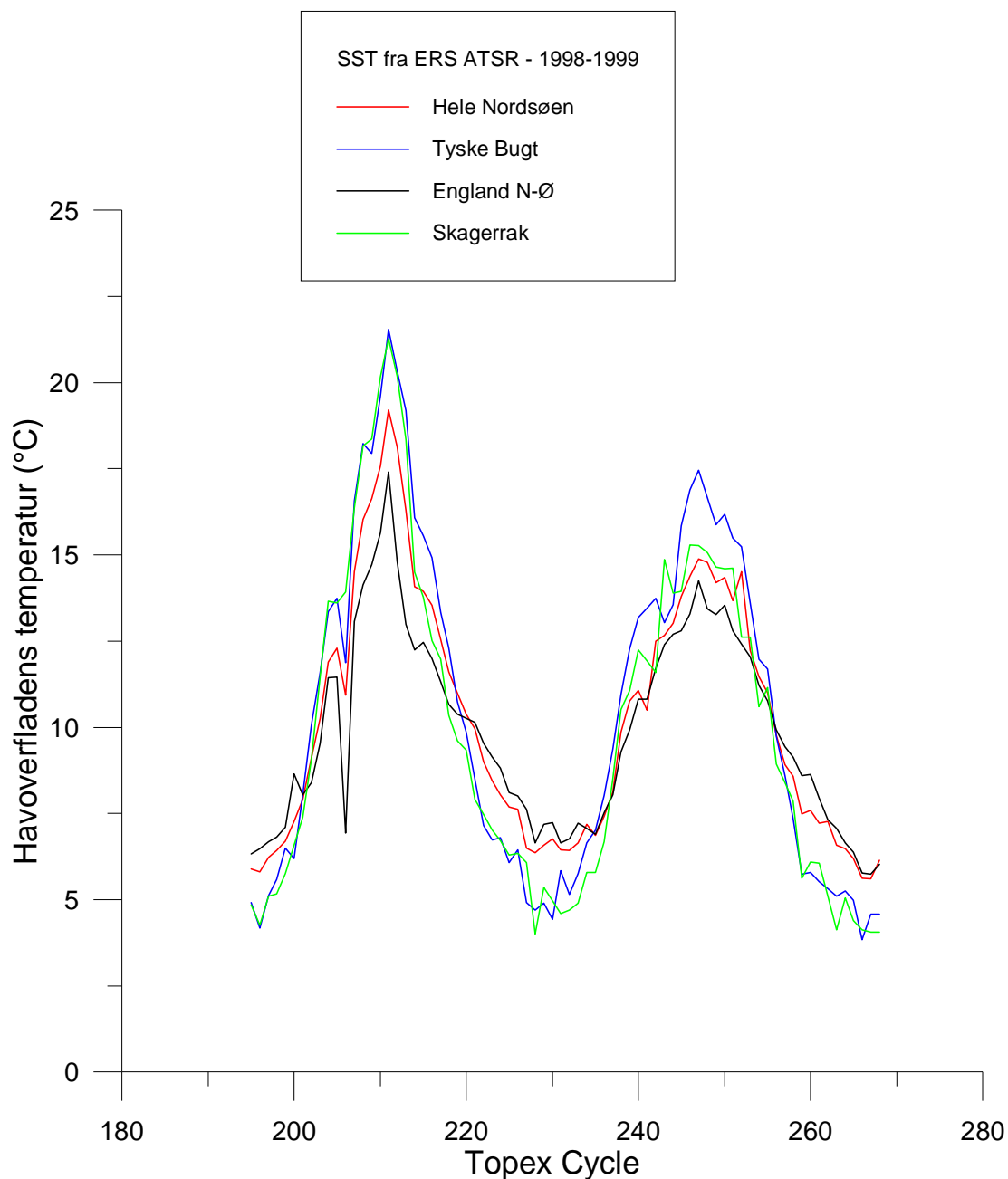


Figur 19: Geografisk fordeling af ATSR-målinger over Nordsøen 1998 & 1999. De blå firkanter markerer centrum for hver celle, der er midlet over.

Figur 19 viser fordelingen af ATSR-målingerne. Flere af målingerne nær land viser diskontinuiteter, hvilket tyder på, at der forekommer målinger af landoverfladetemperaturer i data eller tilstedeværelse af is nær kysten. Da kun havoverfladetemperaturer har interesse, er data fra disse kystnære områder udeladt (se efterfølgende figur 20)



Figur 20: ATSR-målinger over Nordsøen 1998 & 1999. Data fra land er udeladt (sammenlign m. figur 19).

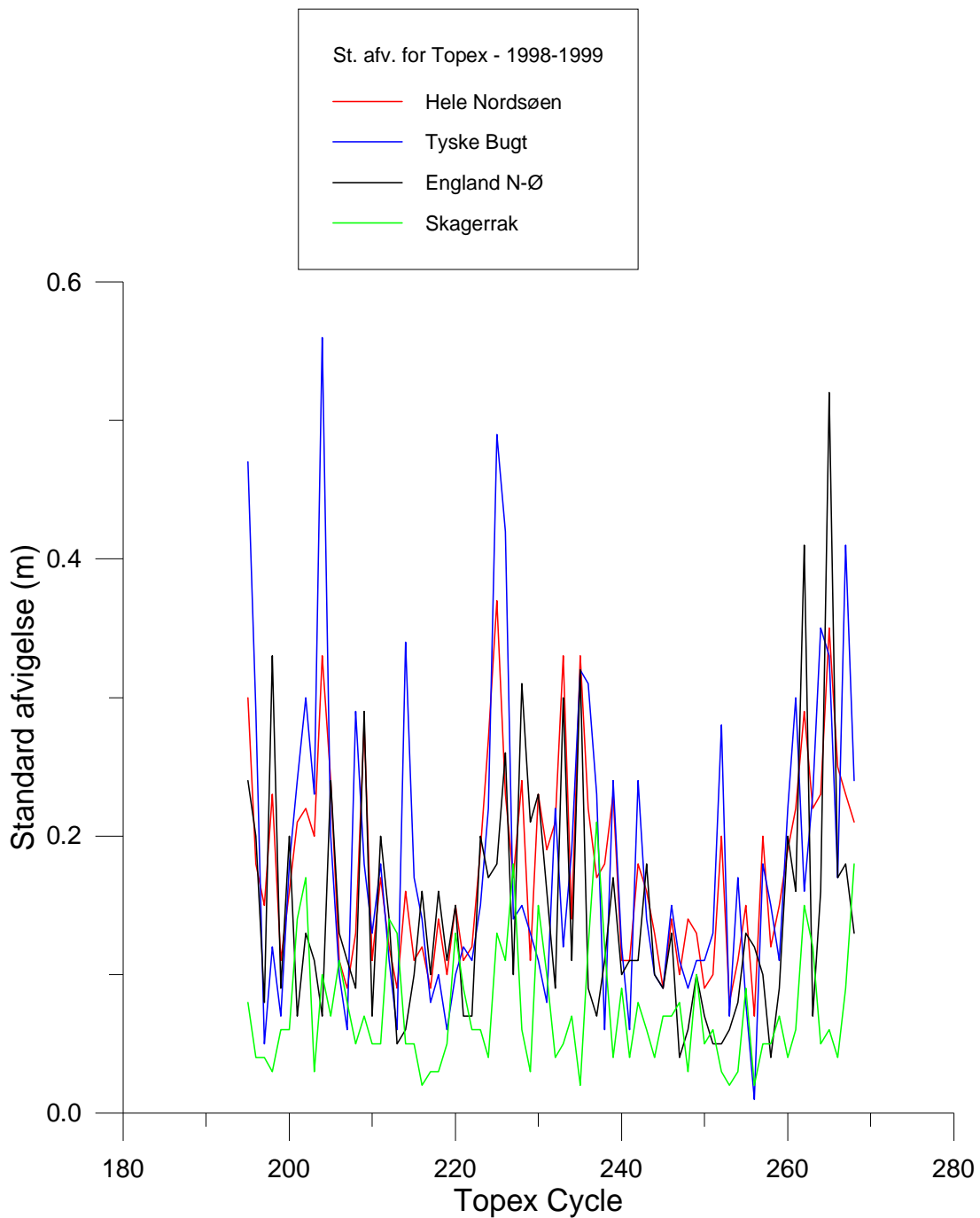


Figur 21: Middelværdier for ERS ATSR målinger for Nordsøen og de tre delområder 1998 & 1999

Figur 21 viser middelværdier for ERS ATSR-målinger fra hele Nordsøen og fra de tre delområder. Disse variationer i havoverflade-temperatur giver maxima omkring cycle 212 og 248 - tidsmæssigt svarende til ca. 1 juli for begge år.

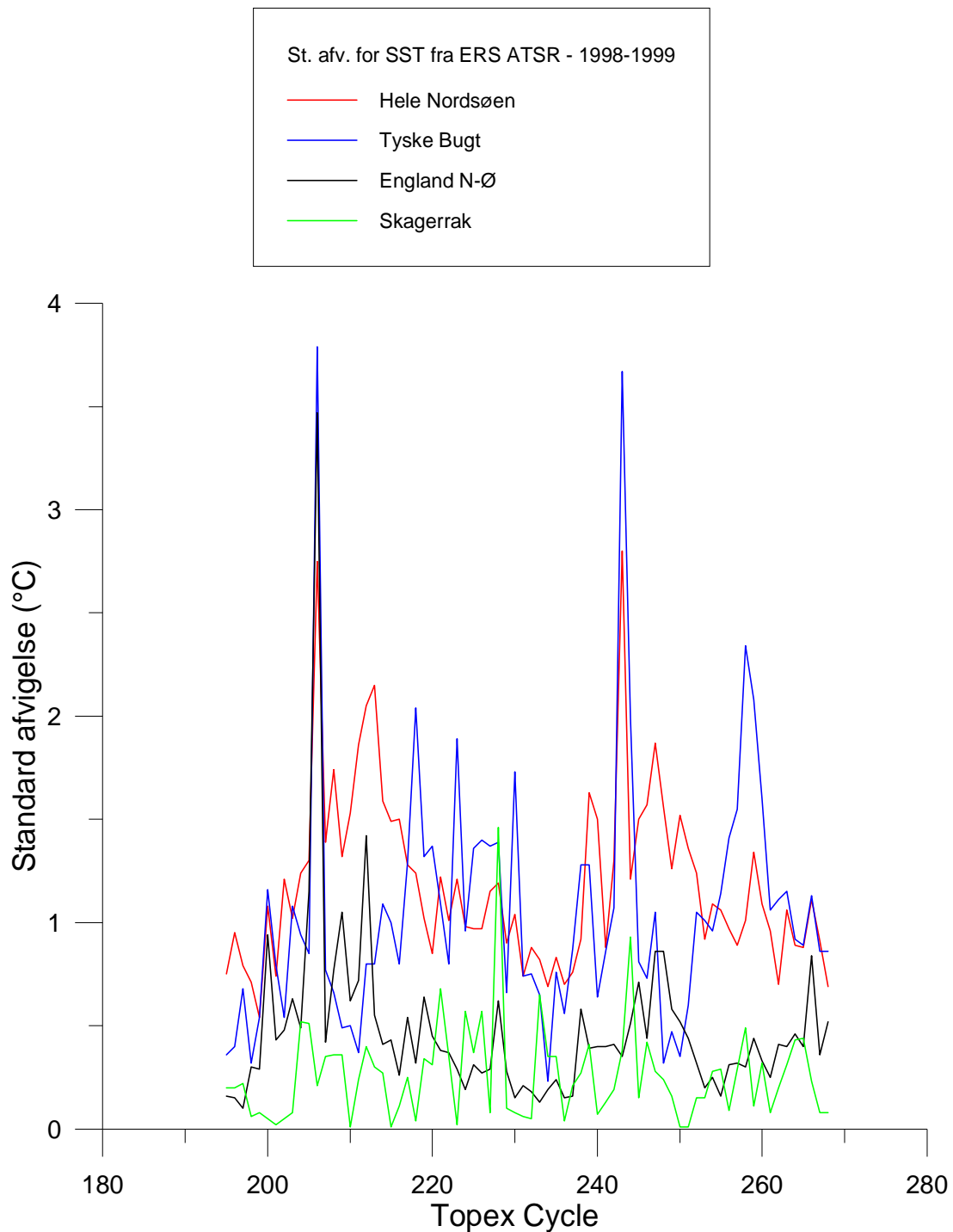
Middelværdier er angivet i tabellen herunder.

Middel-SST i °C		Hele Nordsøen	Tyske Bugt (1)	England N-Ø (2)	Skagerrak (3)
Februar	1998	6.80	6.08	7.52	5.83
	1999	7.47	8.13	7.49	6.99
August	1998	12.56	13.51	11.33	11.62
	1999	11.57	12.42	11.34	11.45



Figur 22: Standard afvigelse for Topex-data

Figur 22 viser standard afvigelse for Topex-data. Standard afvigelserne kan ses som et mål for hvor godt tidevandet er trukket fra. Det bemærkes, at standard afvigelsen for data fra Tyske Bugt (blå) og England N-Ø (sort) er høj, mens standard afvigelsen for Skagerrak (grøn) er lavere end for hele Nordsøen (rød).



Figur 23: Standard afvigelse for ERS ATSR-data

Figur 23 viser standard afvigelse for ERS ATSR temperatur-data. Ligesom for SSH-data (figur 22) er standard afvigelsen for Skagerrak (grøn) lavere end for hele Nordsøen (rød), mens standard afvigelsen for Tyske Bugt (blå) er høj. Standard afvigelsen for England N-Ø (sort) er ikke så stor i forhold til hele området sammenlignet med SSH-data.

Fourier analyse

For at finde eventuelle periodiciteter i data er power-spektrum beregnet for hver af de to datasæt. Det var på forhånd forventet at finde periodiciteten 2, da der for begge datasæts vedkommende er tale om 2 år med de samme svingninger, eventuelt tidsforskudt, da det tager tid at opvarme havet.

Data fra Topex/Poseidon og ATSR er valgt over en toårig periode, således at en tidslig udvikling i en række bestemte, geografiske lokationer kan analyseres. Således fremstår data som en tidsserie af målinger. Den aktuelle tidsserie er med intervaller på 9.9 dage (1 repeatcycle), men her vil der ikke blive foretaget undersøgelse af den tidslige udvikling i et enkelt punkt. Der er i stedet dannet middelværdier over hele Nordsøen for hver enkelt repeat-cycle. Tilsvarende er der for hvert af de tre underområder dannet middelværdier af målingerne for hver repeat-cycle. Herved fås en tidslig, gennemsnitlig udvikling for hele området/områderne (se figurer de følgende sider).

Til analyse af tidsserier er Fourier transformation (FT) nyttig, da den kan bruges til at beregne power spektret. I praksis benyttes den diskrete Fourier transformation, med 9.9 dage som samplingsinterval.

$$FT\{f(x)\} = \sum_{i=1}^N f(x) e^{-i\omega x} \quad (\text{Diskret Fourier transformation af } f(x))$$

$$P = [FFT] x [FFT]^* = |FFT|^2 \quad (\text{Power spekter})$$

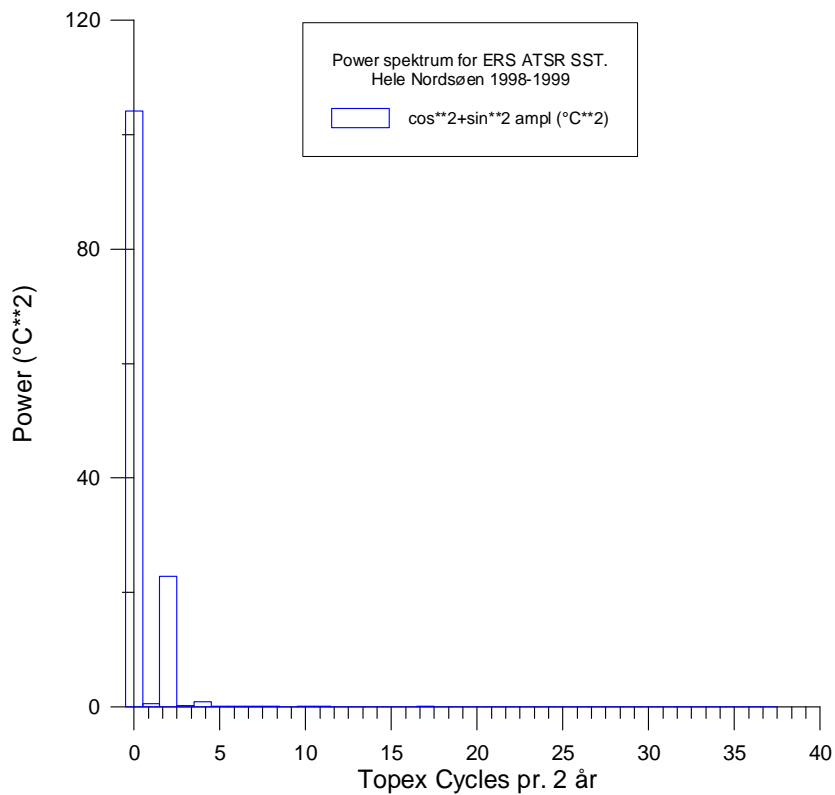
hvor *FFT* er hurtig Fourier transformation og * markerer kompleks konjugering. Herved fås at power spekteret, *P*, er kvadratet på amplituden.

Power spektret kan bruges til at få information om, hvor meget power (dvs. energi), der er fordelt på hver af de harmoniske komponenter, på hvilke tidsserien er opløst.

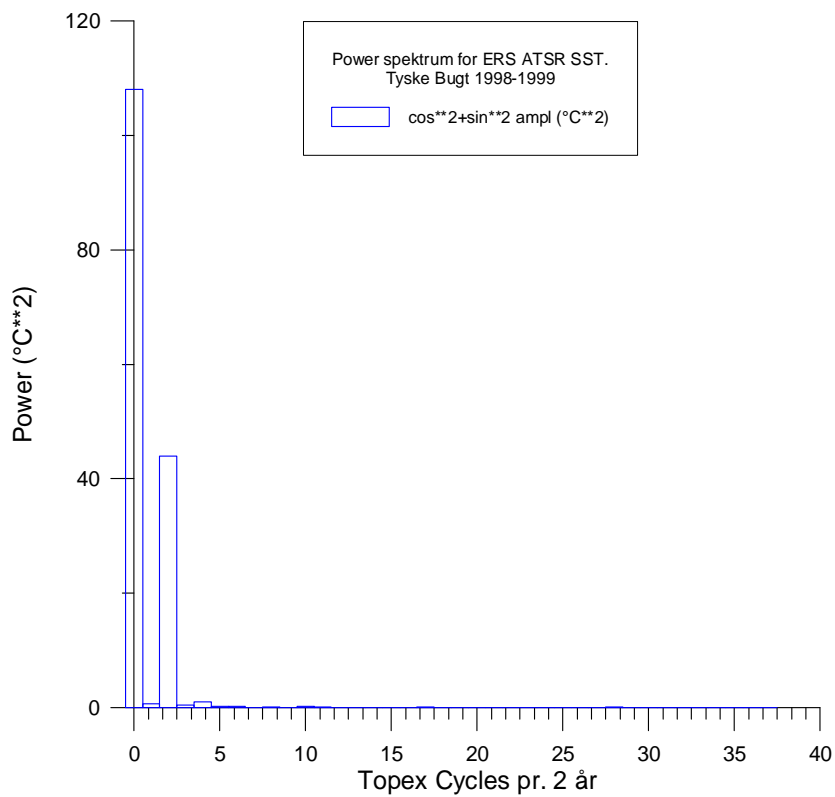
Figur 24-27 på de to næste sider viser power spektre for ATSR data. Det ses, at den 0'te komponent og den 2. komponent er fremtrædende. Det var også forventet at den 2-årige ville være fremtrædende, da data er fra to år og periodiciteten 2 kunne forventes. Det ses også, at power spektret for England N-Ø har meget mindre 2. komponent end de to andre delområder.

Ved tolkning af power spektre bør man huske, at Fourier opløsning er en matematisk metode, og at en spektral komponent kan repræsentere mere end én geofysisk komponent – f.eks. tidevand – men for ATSR er der kun eet fænomen.

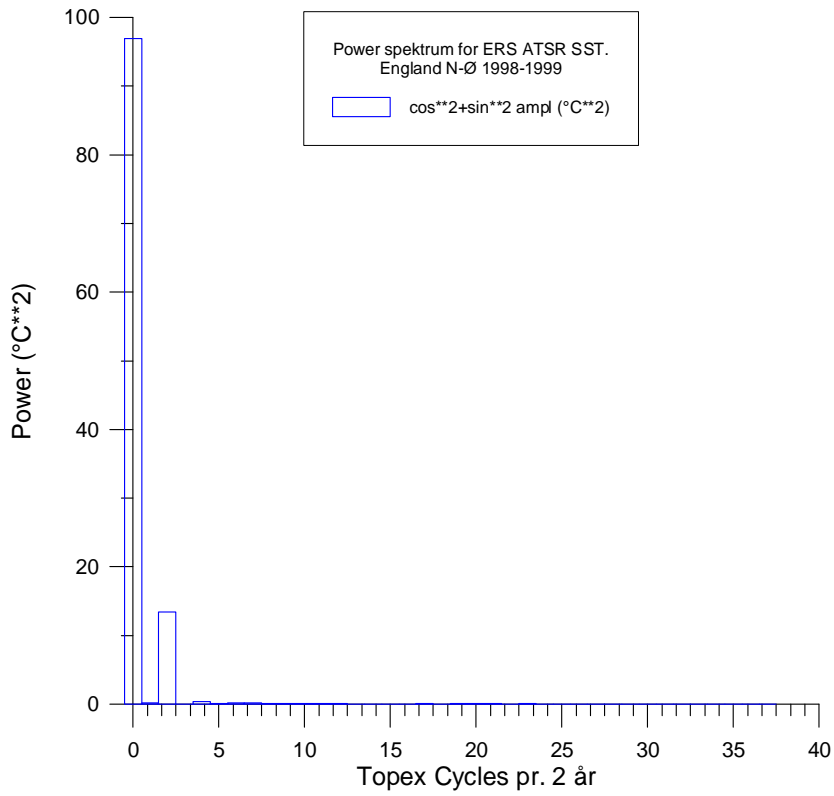
På de efterfølgende 2 sider er vist tilsvarende power spektre for Topex-data (figur 28-31). Også her er den 2. komponent fremtrædende.



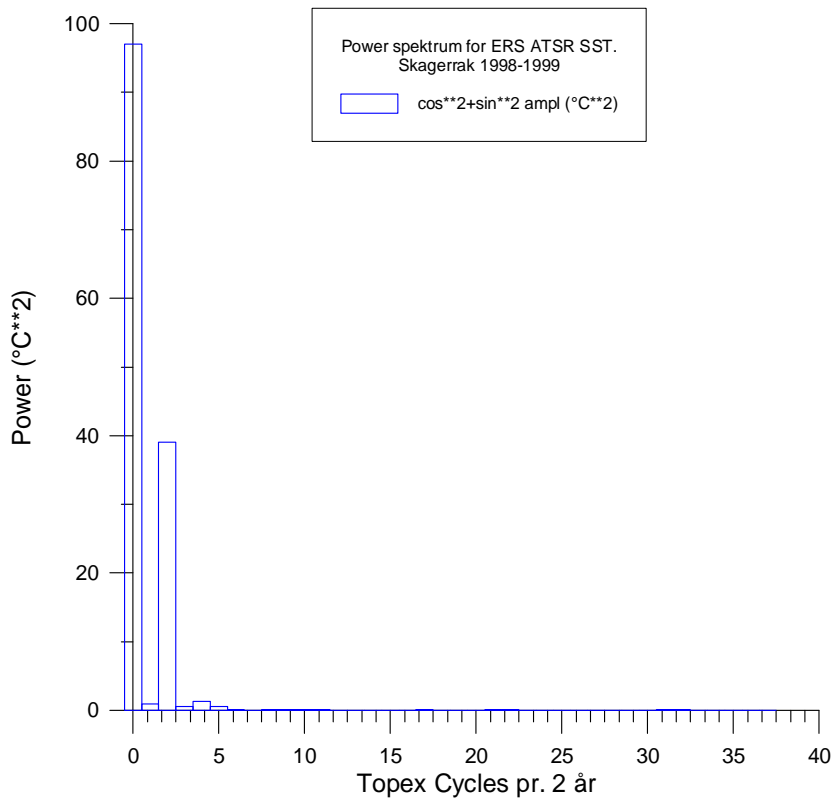
Figur 24: Power spektrum for hele Nordsøen. ERS ATSR 1998 & 1999.



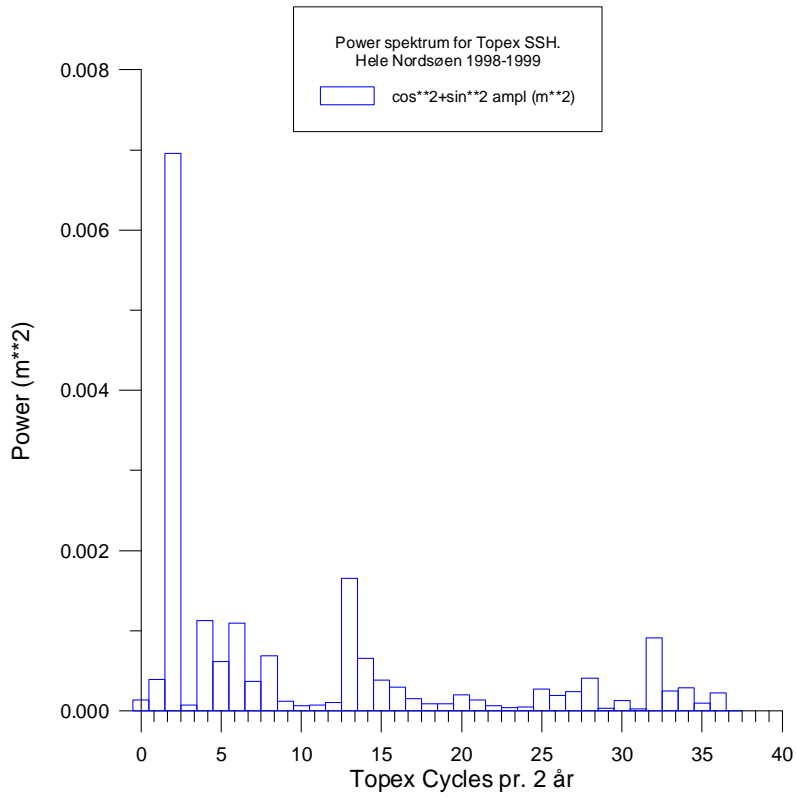
Figur 25: Power spektrum for Tyske Bugt. ERS ATSR 1998 & 1999



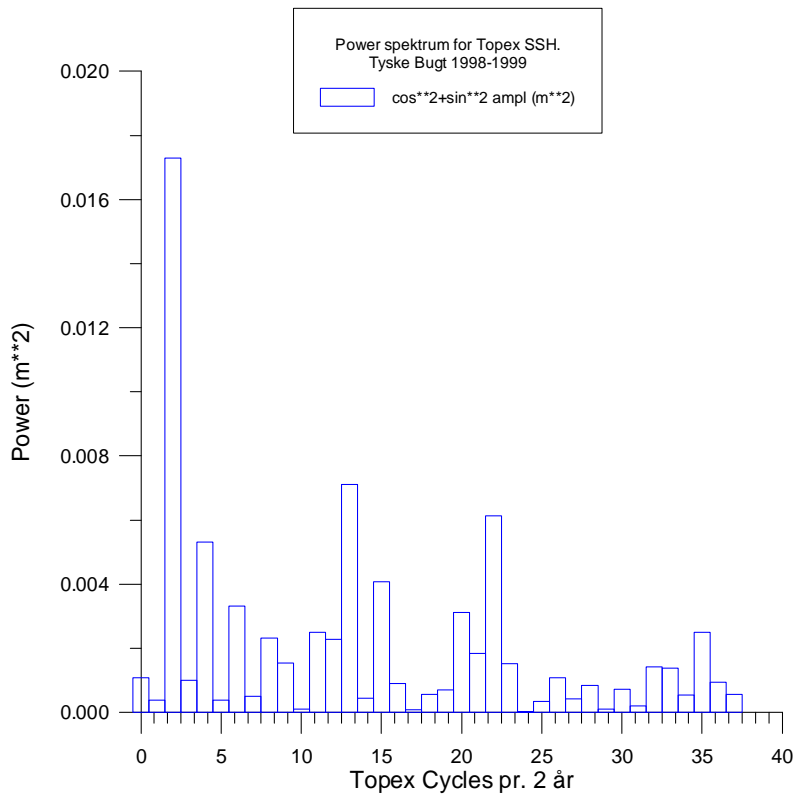
Figur 26: Power spektrum for England N-Ø. ERS ATSR 1998 & 1999.



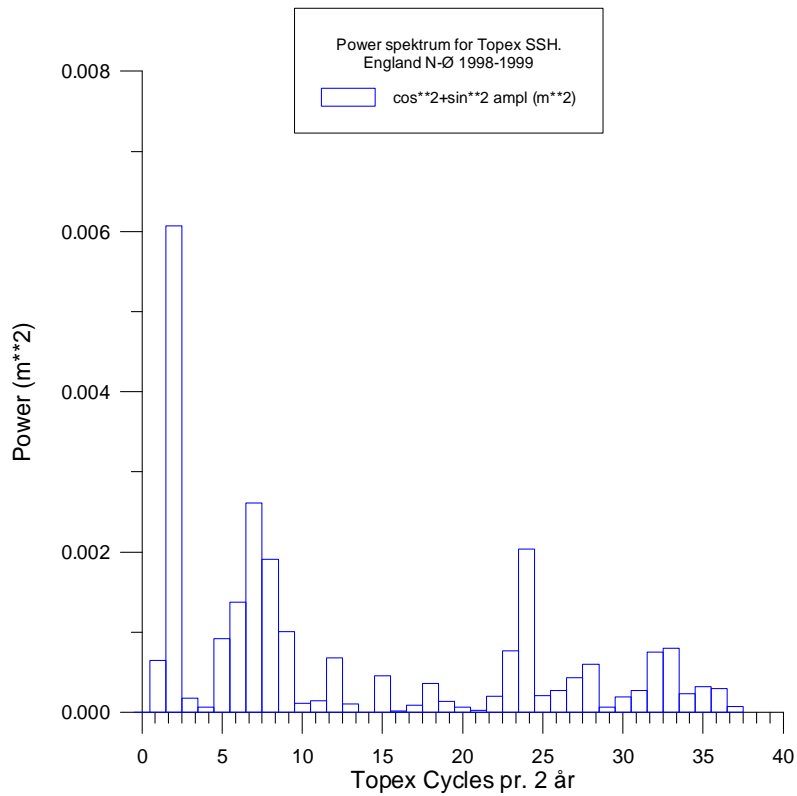
Figur 27: Power spektrum for Skagerrak. ERS ATSR 1998 & 1999.



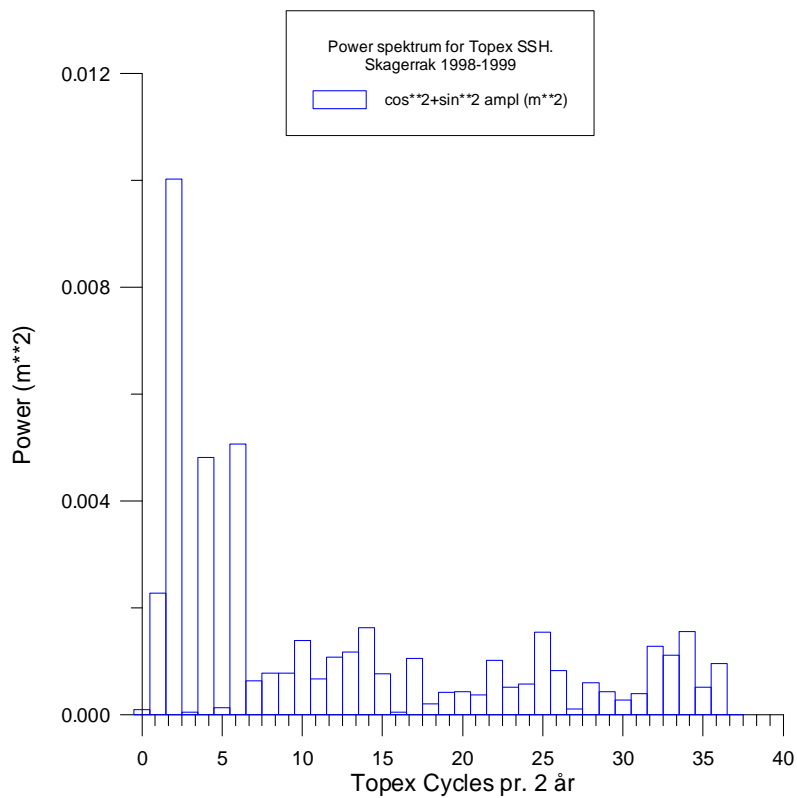
Figur 28: Power spektrum for hele Nordsøen. Topex/Poseidon 1998 & 1999



Figur 29: Power spektrum for Tyske Bugt. Topex/Poseidon 1998 & 1999.



Figur 30: Power spektrum for England N-Ø. Topex/Poseidon 1998 & 1999



Figur 31: Power spektrum for Skagerrak. Topex/Poseidon 1998 & 1999.

Korrelation

For de tre delområder – Tyske Bugt, England N-Ø og Skagerrak - ønskes at se, hvorledes disse opfører sig i forhold til hele Nordsøen. En matematisk metode til at belyse forskelle og ligheder mellem datasæt kan f.eks. være at beregne korrelationen. Betragtes to datasæt, X og Y , med middelværdier $m(X)$ og $m(Y)$ og standardafvigelser $s(X)$ og $s(Y)$, er korrelationen – eller korrelationskoefficienten - K givet ved:

$$K = \frac{m(X \cdot Y) - m(X) \cdot m(Y)}{s(X) \cdot s(Y)} \in [-1,1]$$

For højdemålingerne fra Topex/Poseidon er korrelationerne i forhold til hele Nordsøen beregnet til:

Tyske Bugt	England N-Ø	Skagerrak
0.67	0.66	0.75

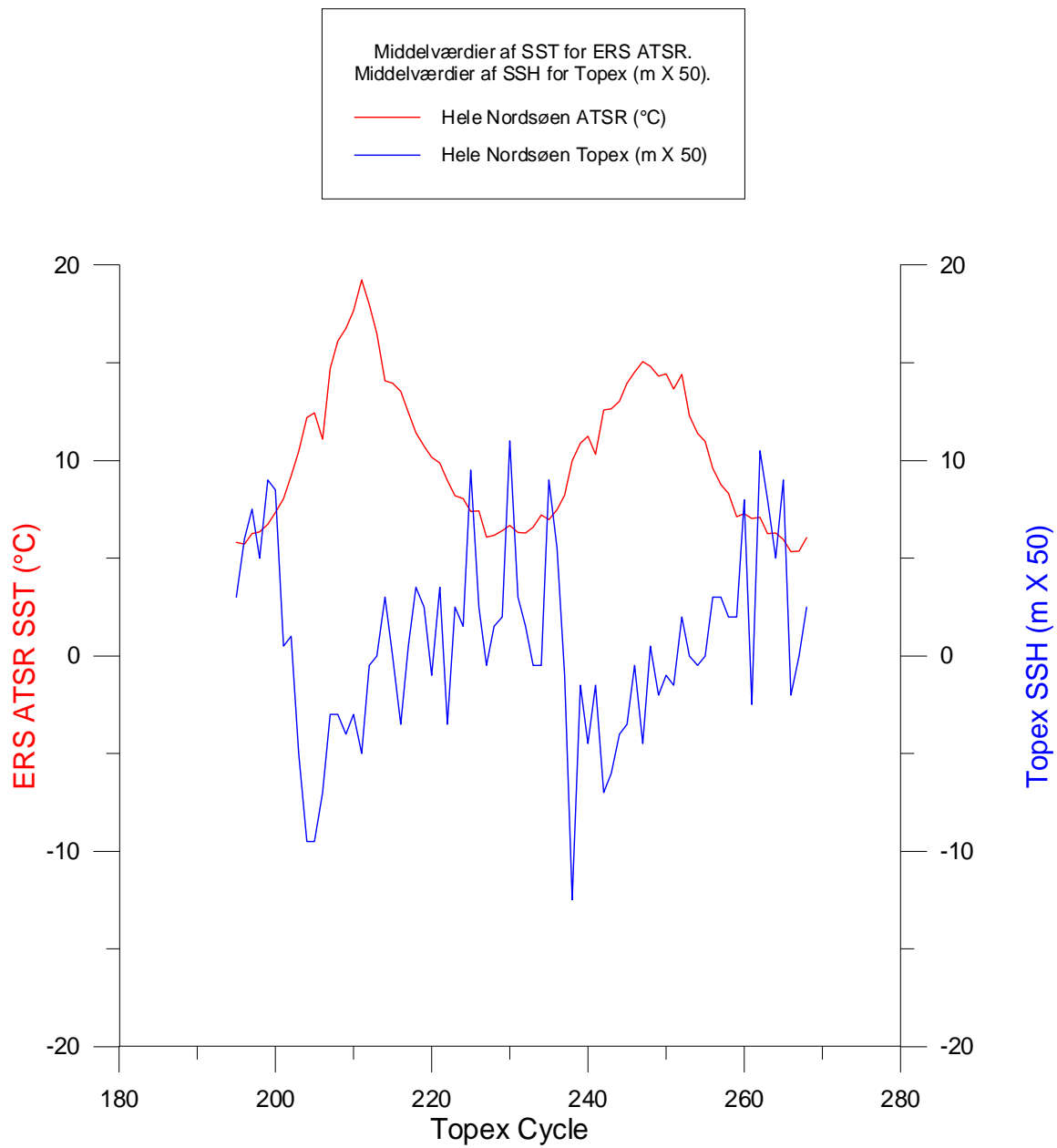
For havoverflade temperaturerne fra ATSR er der ikke foretaget tilsvarende beregninger af korrelationerne. Dette skyldes, at der i hvert delområde er meget få data.

Udover korrelationen mellem hele Nordsøen og delområderne, er korrelationen mellem SSH og SST også beregnet. Et af formålene med dette speciale har været at finde tidsforskellen mellem temperatur-påvirkningen af havoverfladen og ændringerne i højden – dvs. hvor lang tid der går førend havet er ”varmet op”. Figur 32-34 viser hvorledes korrelationen varierer når de to datasæt (hele Nordsøen) forskydes et antal Topex/Poseidon-cycler i forhold til hinanden. Her er SST datasættet forskudt fremad i tid for at finde maksimal overensstemmelse med SSH datasættet. Den maksimale korrelation på 0.5571 nås ved 14 Topex/Poseidon-cycler (grafnen på figur 33). Dette svarer til ca. 140 døgn eller lidt mere end 4½ måned. Det tager altså 140 døgn førend temperatur-påvirkningen kan registreres i højdedata. Det er langt mere end tilsvarende for Middelhavet – se (Busck, 2001).

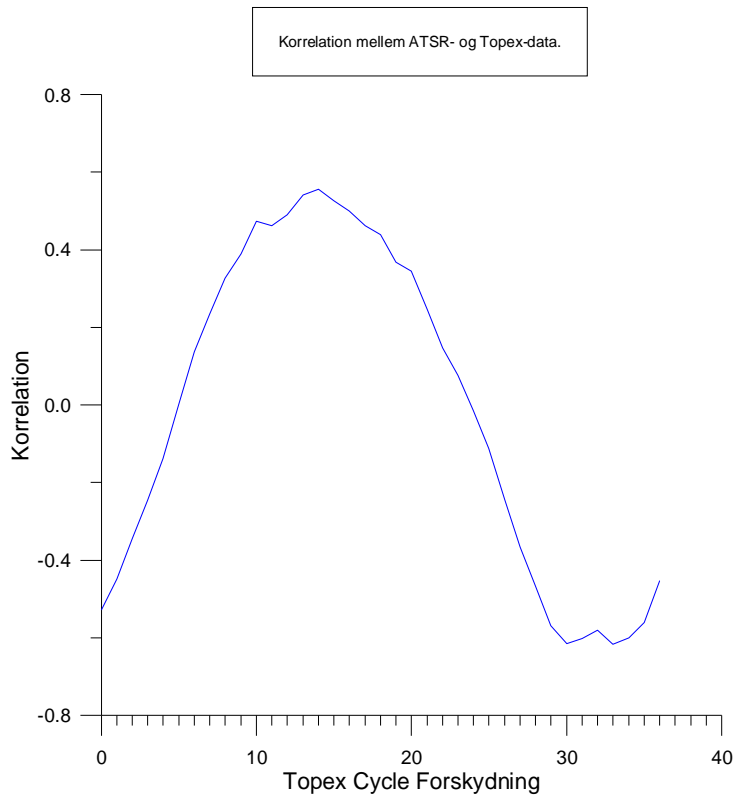
På figur 34 er vist SST- og SSH-data, hvor førstnævnte er forskudt 14 cycles fremad i tid, og figuren viser god overensstemmelse mellem de to datasæt.

Til sammenligning er værdierne for delområderne (få SST-data):

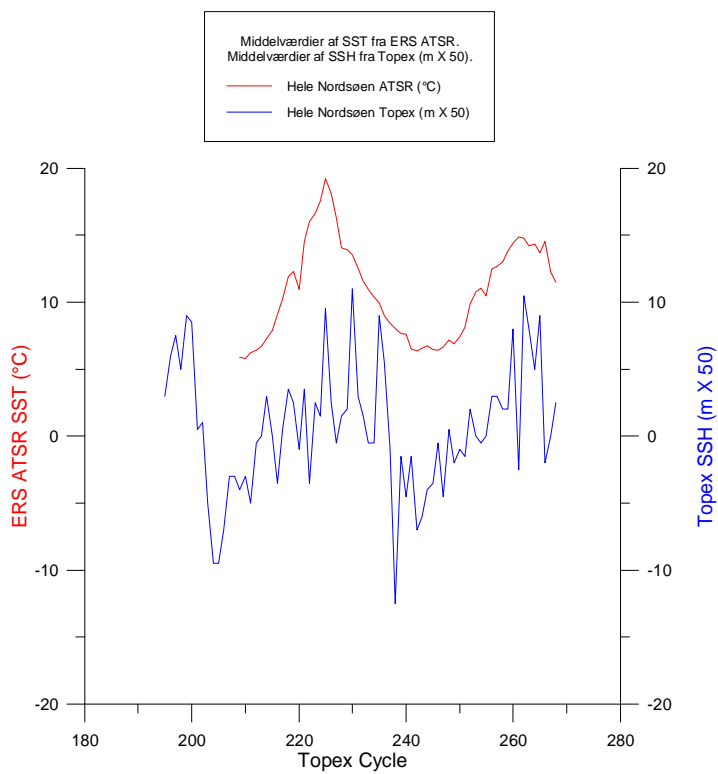
Tyske Bugt:	Korrelation 0.41	Faseforskydning 21 cycles
England N-Ø:	Korrelation 0.47	Faseforskydning 13 cycles
Skagerrak	Korrelation 0.39	Faseforskydning 19 cycles.



Figur 32: Sammenligning ml. ATSR (rød) og Topex/Poseidon (blå)



Figur 33: Korrelation mellem ATSR- og Topex-data (hele Nordsøen).



Figur 34: Faseforskydning mellem ATSR- og Topex-data (hele Nordsøen).

Konklusion

De årlige variationer i middelvandstand for Nordsøen viser et kraftigt fald i vintermånederne. Dette kan forklares ved at betragte temperatur målinger i vandsøjlen fra overfladen til bunden. Figur 35b viser den årlige variation i temperatur og saltholdighed i forskellige dybder i den centrale del af Nordsøen. For vintermånederne (I-III) er temperaturen nogenlunde konstant 6-7 °C ned gennem hele vandsøjlen.

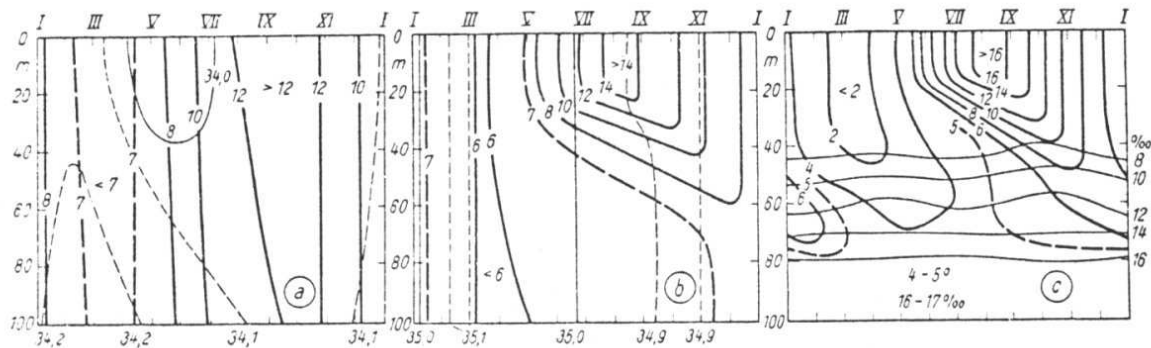


Abbildung 66

Beispiele für den mittleren Jahresgang von Temperatur und Salzgehalt von der Oberfläche bis zum Boden in Schelfmeeren (nach G. Dietrich, 1950). a) Irische See, Nord-Kanal bei hohen Gezeitenströmen; b) Mittlere Nordsee bei geringen Gezeitenströmen; c) Ostsee, Bornholm-Tief ohne Gezeitenströme bei starker Salzgehaltsschichtung.

Figur 35: Midterste figur: Årlig variation i temperatur og saltholdighed målt fra overfladen til bunden i den centrale Nordsø. (Dietrich og Källe, 1957)

Den manglende termiske lagdeling letter varmetransporten (afkølingen) igennem vandsøjlen jævnt før varmeledningsligningen. Således vil vandstandsændringer foregå hurtigere end på øvrige tider af året.

Korrelationen mellem delområderne og hele Nordsøen viste sig at være størst i Skagerrak. Der er i det hele taget høj korrelation mellem SSH- og SST-data. Tilsvarende har Jones et al. (1998) fundet sammenlignelige korrelationer på op til 0.7 for data fra ERS-1 og Topex/Poseidon målt over det sydlige Atlanterhav 1993-1994.

Faseforskellen mellem højde- og temperaturmålingerne på ca. 4.5 måneder er overraskende stor. Tilsvarende er for Middelhavet fundet 1.5 måneder (Busck, 2001). Knudsen et al. (1996) har for tilsvarende SSH- og SST-målinger fundet faseforskelle på 1.1 – 1.4 måneder for globale datasæt 1993-1995.

Litteratur

Barton, I. J. (1998). "Improved techniques for the derivation of sea surface temperatures from ATSR data". *J. Geophys. Res. Vol. 103, No. C4, s. 8139-8152.*

Busck, J. (2001). "Analyse af Topex/Poseidons Altimeter Data og ERS-2's ATSR-2 Radiometer Data i Østersøen og Middelhavet". Speciale. Københavns Universitet.

Den Store Danske Encyclopædi (1994-2001). Gyldendal. Afsnit om Nordsøen, Bind 14 (1999), s. 264-266.

Dietrich, G. og Källe, K. (1957). "Allgemeine Meerskunde". *Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee.*

Fairall, C. W., Bradley, E. F., Godfrey, J. S., Wick, G. A., Edson, J. B. og Young, G. S. (1996). "Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature". *J. Geophys. Res. Vol. 101, No C1, s. 1295-1308.*

Fu, L.-L. og Cazenave, A. (2001). "Satellite Altimetry and Earth Sciences". *Int. Geophys. Series. Vol. 69. Academic Press.*

Fu, L.-L., Christensen, E. J., Yamarone, C. A., Lefebvre, M., Ménard, Y., Dorrer, M. og Escudier, P. (1994). "Topex/POSEIDON mission overview". *J. Geophys. Res. Vol. 99, No. C12, s. 24369-24381.*

Harris, A. R., Brown, S. J. og Mason, I. M. (1994). "The effect of windspeed on sea surface temperature retrieval from space". *Geophys. Res. Lett. Vol 21, No 16, s. 1715-1718.*

Huess, V. (2001). "Sea Level Variations in the North Sea – from Tide Gauges, Altimetry and Modelling". Danmarks Meteorologiske Institut (DMI). Scientific report 01-08. PhD-opgave ved Københavns Universitet.

Højerslev, N. K. (1989). "Vandbevægelser i kystnære områder (Systemet Østersøen – Nordsøen)". 2. udgave. Københavns Universitet.

Høyer, J. L. og Andersen, O. B. (2003). "Improved description of sea level in the North Sea".

J. Geophys. Res. Vol. 108, No. C5, 3163, doi:10.1029/2002JC001601.

Jones, M. S., Saunders, M. A. og Guymer, T. H. (1996). "Global remnant cloud contamination in the ATSR data: Source and Removal". *J. Geophys. Res. Vol. 101, s. 12141-12147.*

Jones, M. S., Allen, M., Guymer, T. og Saunders, M. (1998). "Correlations between altimetric sea surface height and radiometric sea surface temperature i the South Atlantic". *J. Geophys. Res. Vol 103, No. C4, s. 8073-8087.*

Knudsen, P., Andersen, O. B. og Knudsen, T. (1996). "ATSR sea surface temperature data in a global analysis with TOPEX/POSEIDON altimetry". *J. Geophys. Res. Vol. 23, No. 8, s. 821-824.*

Leeuwenburgh, O. (2000). "Combined Analysis of Sea Surface Height and Temperature for Mapping and Climate Studies". PhD-opgave. Københavns Universitet.

Mutlow, C. T., Smith, D. L. og Murray, M. J. (2000). "The Along Track Scanning Radiometer (ATSR) Instruments on ERS-1 and -2". *Earth Observation Quarterly (EOQ) No. 65.* (Kan downloades fra http://earth.esa.int/workshops/atsr_workshop_1999/EOQ65).

Scharroo, R. (2002). "A Decade of ERS Satellite Orbits and Altimetry". Delft University Press (DUP).

Ulaby, F. T., Moore, R. K. og Fung, A. K. (1981-1986). "Microwave Remote Sensing – active and passive". Vol 1-3. Addison-Wesley Publishing Company.

Wallace, J. M. og Hobbs, P. V. (1977). "Atmospheric Science – An Introductory Survey". Academic Press.

Zavody, A. M., Mutlow, C. T. og Llewellyn-Jones, D. T. (1995). "A radiative transfer model for sea surface temperature retrieval for the along-track scanning radiometer". *J. Geophys. Res. Vol 100, No. C1, s. 937-952.*

Appendix A

Programmer på diskette

I dette afsnit følger en beskrivelse af programmer på vedlagte diskette. Programmer med endelsen *.f er Fortran-programmer. Programmer med endelsen *.pas er Pascal-programmer.

Latlonat.pas	Fjerner ATSR-data fra Irske Hav og fra land
Crsadj.f	Beregner Crossover Adjustment for Topex-data
Nyref.f	Beregner (reformaterer) for SSH- og SST-data middelværdi og standardafvigelse for hver cycle.
10dagetp.pas	Viser grafisk en enkelt 10-dages cycle for Topex
Vistopex.pas	Angiver grafisk position for alle Topex-målinger – samt viser område/delområder
Visatsr2.pas	Angiver grafisk position for alle ATSR-målinger
Ftrans.f	Program til Fourier analyse af data. Herfra fås power spekter.
Corrtp.f	Beregner korrelation mellem Nordsøen og delområderne (Topex)
Cor2attp	Beregner korrelation mellem ATSR- og Topex-data