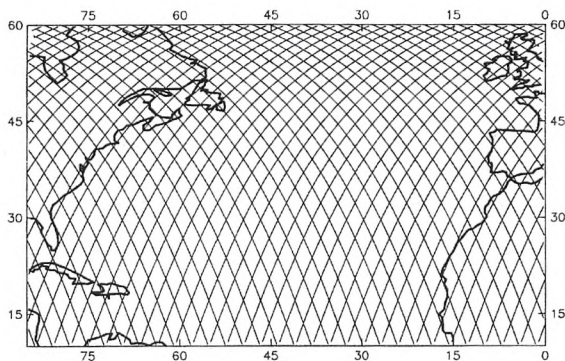


# Geofysiske anvendelser af satellitaltimetri

Henriette Skourup, Niels Bohr Institutet for Astronomi, Fysik og Geofysik og DMI.

Satellitaltimetri er en metode, der med stor præcision bestemmer jordens højdevariation i forhold til en referenceflade. Metoden er baseret på aktive satellitbårne instrumenter, der udsender stråling i mikrobølge området af det elektromagnetiske spektrum. Ved at måle tiden fra strålingen udsendes fra satellitten, til den reflekteres på jordens overflade og returnerer til satellitten, kan højden beregnes.

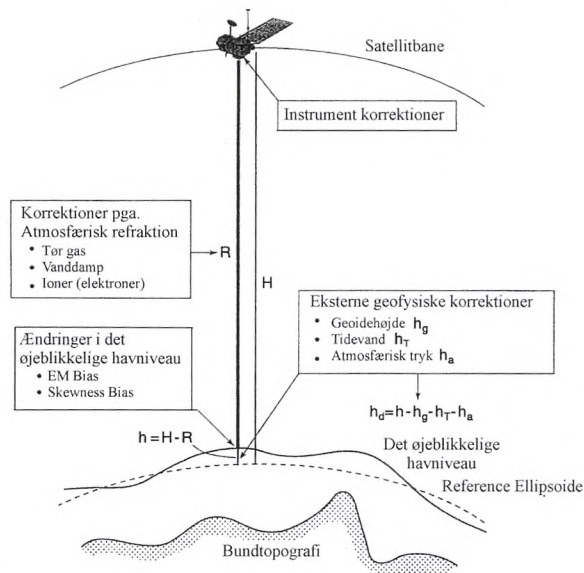
Principperne virker umiddelbart simple, men bagved er der megen teknisk og geofysisk kompleksitet at tage hensyn til. Da systemet er baseret på en satellit, der er i bevægelse i jordens tyngdefelt vil satellittens højde variere i forhold til jordens massemidt punkt. Der skal vælges referencesystemer og satellittens position i rummet skal kendes meget præcist. Derudover er der vigtige ydre faktorer, der indvirker på den elektromagnetiske stråling, som der skal korrigeres for, her kan bl.a. nævnes spredning i jordens atmosfære. Når der er taget højde for alle disse faktorer er satellitaltimetri et utroligt stærkt værktøj til opmåling af jorden.



**Figur 1.** Satellittens bane projiceret ned på jordens overflade. [2]

Anvendelsen af satellitaltimetri er indenfor de seneste år øget eksplosivt, idet den teknologiske udvikling har gjort det muligt at øge målenøjagtigheden væsentligt. Fra det første altimeter blev sendt op ombord på GEOS-3 i 1975 til TOPEX/POSEIDON (T/P) blev opsendt i 1992 er præcisionen på højdemålingerne øget fra 25 cm til 1,7 cm. En anden stor fordel ved anvendelse af satellitmålinger er, at de giver homogene resultater over store områder. På figur 1 ses satellittens bane projiceret ned på jordens overflade. Hvert punkt på banerne bliver dækket hver 10. dag indenfor en kilometers nøjagtighed. Den hyppige frekvens af målingerne giver et godt stabilt datasæt til at bestemme højde variationer over store områder over en længere tidsrække. Specielt er det en stor landvinding i udforskningen af oceanerne samt de isdækkede flader

(iskapper, gletchere og havis), der inden satellitterne har været vanskelige at skaffe observationsdata for.



**Figur 2.** Viser de højder og korrektioner, der er relevante indenfor satellitaltimetri. [2]

## De fysiske principper – højder og korrektioner

Til beskrivelsen af satellitbaserede højdemålinger tages udgangspunkt i figur 2, som er en oversigt over de parametre, der skal tages højde for og korrigeres for undervejs i processen.

Det altimeteret rent fysisk måler er to-vejs tiden,  $t$ , dvs. tiden det tager for den elektromagnetiske stråling fra den udsendes fra satellitten, til den reflekteres på overfladen og returnerer til satellitten. Da elektromagnetisk stråling udbreder sig med lysets hastighed i vakuum, bestemmes afstanden fra satelliten til overfladen, som halvdelen af den tilbagelagte vejlængde,  $R_0$ , ved:

$$R_0 = c \frac{t}{2} \quad (1)$$

Denne højde er dog overestimeret grundet refraction i atmosfæren. Vakuum har et refraktionsindeks på  $n=1$ . Dette ændres i atmosfæren, hvormed hastigheden ændres gennem relationen

$$v = \frac{c}{n} \quad (2)$$

og den korrigerede afstand,  $R$ , er således givet ved:

$$R = v \frac{t}{2} = \frac{c(t/2)}{n} \quad (3)$$

Idet refraktionsindekset for atmosfæren summarisk er større end én medfører det, at hastigheden bliver mindre, hvilket giver en mindre afstand. For at bestemme den sande afstand skal følgende korrektionsled indføres

$$\Delta R = R_0 - R \quad (4)$$

Det atmosfæriske korrektionsled kan deles op i tre forskellige kategorier, se figur 2. Et bidrag fra gasserne i atmosfæren, hvoraf den største effekt stammer fra iltindholdet ( $O_2$ ), et bidrag fra vanddamp ( $H_2O$ ) og et fra de ionosfæriske forstyrrelser (primært elektroner). Summeres op over disse fås:

$$R = R_0 - \sum \Delta R \quad (5)$$

Til beregning af den øjeblikkelige højde ( $h$ ) indføres en referenceflade, reference ellipsoiden, der defineres som den flade, der bedst approksimerer middelhavniveau. Til beregning af den øjeblikkelige højde forekommer den ukendte faktor ( $H$ ) højden af satellitten i forhold til reference ellipsoiden. Satellittens bevægelse sker i jordens tyngdefelt, der fluktuere i tid og rum. Desuden er den udsat for overflade påvirkninger af tryk fra solens stråling, hvilket afhænger af den enkelte satellits fysiske udformning. Der er flere forskellige metoder til bestemmelse af satellittens tredimensionale position. Her kan nævnes SLR (Satellite Laser Ranging), DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite), radiometri samt anvendelse af de satellitbaserede positionsbestemmelser GPS (Global Positioning Satellites).

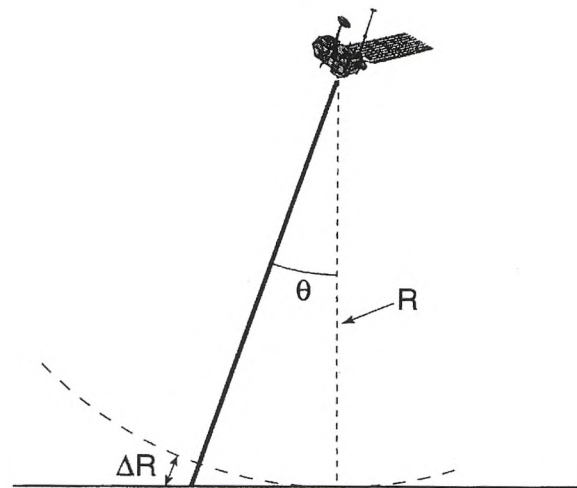
Når satellittens højde over reference ellipsoiden ( $H$ ) er fundet, kan den øjeblikkelige højde ( $h$ ) bestemmes udfra relationen:

$$h = H - R \quad (6)$$

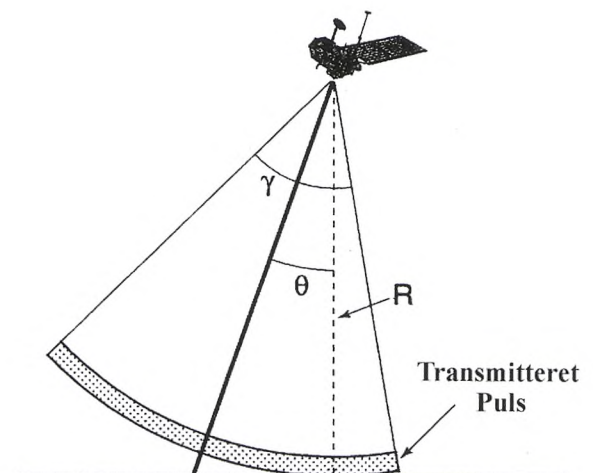
Dertil kommer flere instrumentkorrektioner, der f.eks. tager hensyn til satellittens hastighed i forhold til jorden, hvilket resulterer i et dopplerskift i frekvensen af den udsendte elektromagnetiske stråle.

For rent praktisk at kunne beskrive metoderne til, hvordan målingerne af den øjeblikkelige højde ( $h$ ) udføres, er det nødvendigt, at se på de fysiske principper der ligger til grund for satellitaltimetri.

<sup>1</sup>Nadir er det punkt på overfladen, der ligger lige under satellitten.



**Figur 3a.** Det strålebrede afgrænsede altimeter. Bemærk den store afvigelse i højden en hældning af antennen vil medføre. [2]



**Figur 3b.** Det puls afgrænsede altimeter. Viser uafhængigheden af antennens hældningsvinkel i forhold til nadir. [2]

### Pulsafgrænset altimeter

Strålingen der udsendes over store afstande (T/P orbithøjde 1336 km) vil have en vis udbredelse, se figur 3b, der er angivet ved vinklen  $\gamma$ .

På et altimeter med en meget lille strålebredde  $\gamma \sim 0$ , ses fra figur 3a, at en meget lille ændring af antennens hældningsvinkel  $\theta$  i forhold til nadir<sup>1</sup>, vil give en stor ændring af den målte afstand. Problemet kan fuldstændig overvindes ved anvendelse af et pulsafgrænset altimeter, se figur 3b. Et pulsafgrænset altimeter udsender en puls i et meget kort tidsinterval på nanosekund skalaen (T/P:  $\tau = 3, 2$  ns) i en forholdsvis bred vinkel (T/P,  $\gamma = 1-2^\circ$ ). Pulsen udbredes sfærisk og medfører at den korteste afstand til overfladen altid returneres først. Er den halve pulsbredde ( $\gamma/2$ ) min-

dre end antennens hældningsvinkel ( $\theta$ ), vil målingerne være uafhængige af antennens hældningsvinkel.

En anden fordel ved det pulsafræsede altimeter er, at den kræver mindre effekt ved udsendelse af signalet end det strålebrede afgræsede altimeter samt en mindre antenne konfiguration. Det giver en længere levetid af altimeteret, da der er en begrænset energiforsyning ombord på satellitten.

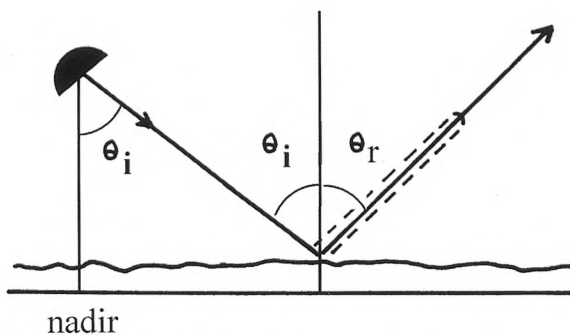
## Radarligningen

Signalet der udsendes fra satellitten med effekten,  $P_t$ , reflekteres på overfladen. Effekten,  $P_r$ , af det returnerede signal er svækket pga. spredning i atmosfæren, samt spredning og absorption på overfladen, og afhænger også af overfladens evne til at reflektere den pågældende stråling. Effekten af det returnerede signal kan gennem geometrisk optik udtrykkes ved radarligningen:

$$P_r = \frac{t_\lambda^2 G_0^2 \lambda^2 A_{f,eff} \sigma^0}{(4\pi)^3 R^4} P_t \quad (7)$$

De involverede parametre i ligningen er, transmitansen ( $t_\lambda$ ) af den elektromagnetiske stråle gennem atmosfæren, hvor  $\lambda$  antyder at transmitansen er bølgelængdeafhængig. Da strålingen passerer gennem atmosfæren to gange er det nødvendigt at tage kvadratet af  $t_\lambda$ .  $G_0$  er den maksimale værdi af antennens karakteristiske strålingsmønster, der er omvendt proportional med strålebredden. Da både afsender- og modtagerantennen i et altimeter er den samme, er det også nødvendigt at kvadrere  $G_0$ .  $\lambda$  er bølgelængden af den udsendte stråling, og  $R$  er den målte afstand efter korrektion af refraction i atmosfæren.

Backscatter koefficienten ( $\sigma^0$ ) afhænger af overfladens egenskaber til at reflektere, sprede, absorbere og reemitte den indkomne stråling.

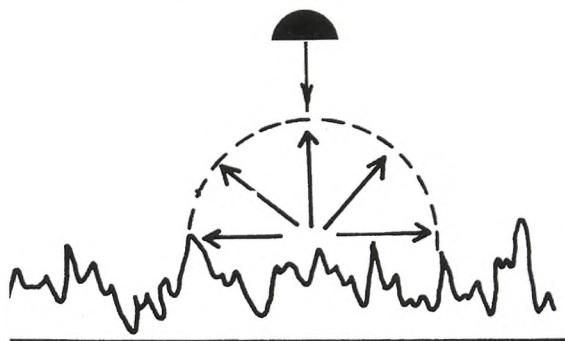


Figur 4. Illustrerer refleksionsloven for en plan overflade.

For det første er backscatter koefficienten afhængig af indfaldsvinklen ( $\theta_i$ ) af den indkomne stråling. I tilfældet af refleksion på en plan overflade vil indfaldsvinklen være den samme som antennens hældningsvinkel, se figur 4 øverst. Refleksionsloven fra den geometriske optik er givet ved:  $\theta_i = \theta_r$ , hvor  $\theta_r$  er vinklen af den reflekterede stråle i forhold til overfladenormalen. Er

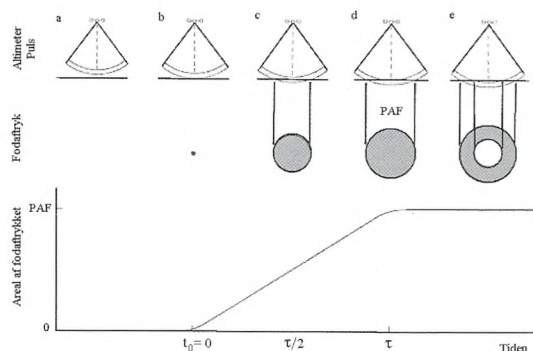
vinklerne for store reflekteres der ingen stråling tilbage til satellitten. Fordelen ved et pulsafræsede altimeter er netop at den er uafhængig af antennens hældningsvinkel, hvilket medfører at den indkomne stråle altid er vinkelret på overfladen og derfor reflekterer al stråling tilbage til satellitten.

Ydermere er backscatter koefficienten et mål for spredningen. På en plan overflade vil al den indkomne stråling reflekteres tilbage til altimeteret, er overfladen derimod ru, vil en del af strålingen blive spredt og kun en del af den indkomne stråle, vil blive reflekteret tilbage til altimeteret, se figur 5.



Figur 5. Spredning på en ru overflade.

Som en sidste afhængighed kan nævnes dielektriciteten af den bestrålede flade. Backscatter koefficienten vil derfor indirekte afhænge af saliniteten og temperaturen for en given overflade, da dette er bestemmende for dielektriciteten af hav og is.

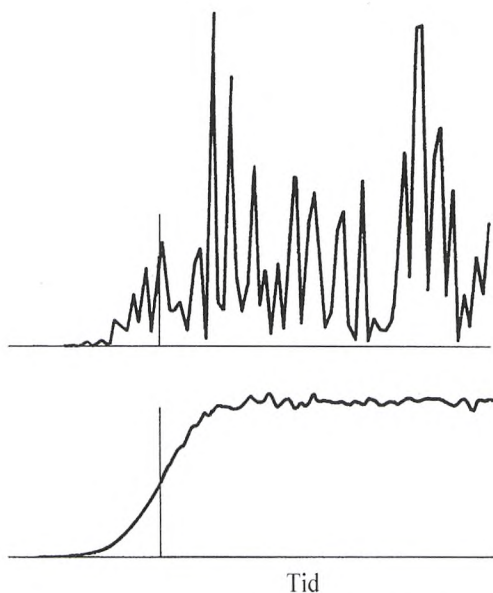


Figur 6. Tidsudviklingen af fodafttrykket af pulsen udsendt af altimeteret for en plan overflade. [1]

$A_{f,eff}$  er det effektive areal af pulsens geometriske udbredelse på overfladen (fodafttrykkets form) og er den faktor, der har størst betydning for formen af retursignalet. Pulsens udbredelse kan betragtes som en kugleskal med tykkelse givet ved pulsbredden  $c\tau$ . Når en kugleskal skærer en plan flade, vil den første kontakt til tiden  $t_0 = 0$  aftegnes som et punkt på overfladen, se figur 6b. Efterhånden som kugleskallen bevæger sig gennem planen med lysets hastighed ( $c$ ), vil der i perioden  $t_0 = 0$  til  $\tau$ , aftegnes en stadig større cirkel på overfladen, figur 6c og d. Herefter skærer indersiden af

kugleskallen planen og den videre udbredelse vil være ringformet, figur 6e. Nederst på figur 6 vises, hvordan arealet af fodaftrykket, udvikler sig med hensyn til tiden. Fra tiden  $t_0$  til  $\tau$  vokser arealet af fodsporet lineært, for derefter at blive konstant. Det maksimale areal kaldes det Puls Afgrænsede Fodastryk (PAF) figur 6d.

For en plan overflade vil hele fodaftrykket være bestrålet 100 % til en given tid, hvilket vil sige det effektive areal er lig med fodaftrykket. På en ikke plan overflade, f.eks. ved forekomsten af bølger, vil det kun være en del af fodaftrykket der er bestrålet til en bestemt tid. Det effektive areal for en ikke plan overflade, er arealet der til en øjeblikkelig tid er bestrålet indenfor fodaftrykket. Da dette areal fluktuerer i tiden pga. fordelingen af bølgetoppe og dale, vil retursignalet for én puls fluktuere kraftigt. Det er derfor nødvendigt at midle over flere pulser, se figur 7.



**Figur 7.** Simulation af hvordan det effektive areal af fodaftrykket af én puls fluktuere kraftigt i tid for en Gaussisk bølgefodeling. Nederst er midlet over 1000 pulser. [2]

Det returnerede signal afhænger desuden af antennen karakteristiske strålmønster ( $G$ ), der er en effekt af at antennen ikke udsender eller modtager stråling lige effektivt over hele strålebredden. Typisk vil antennen være konstrueret så den har en maksimal effekt i midten af strålebredden for at aftage kraftigt i yderkanterne. Efterhånden som pulsen udbredes vil fodaftrykket, bevæge sig længere ud i periferien af strålebredden, hvor antennen ikke udsender og modtager signalet særlig godt. Resultatet vil være et fald i effekten på retursignalet, se figur 8.

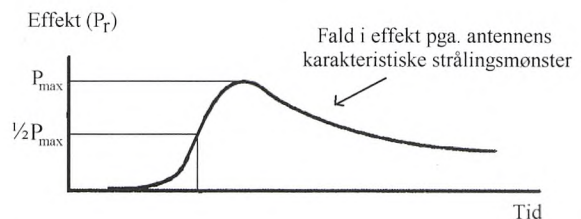
### Geofysiske anvendelsesmuligheder – højdemålinger af havet

Hvorfor er det vigtigt at kunne måle havniveauet meget

præcist?

Det er der ikke noget enkelt svar på, men idet oceanerne dækker ca. 70 % af jordens overflade, spiller de en meget vigtig rolle i det globale klimasystem, dels ved lokal vekselvirkning med atmosfæren i form af varme og vanddamp, og dels ved havstrømmenes transport af varme og salt. Her kan f.eks. nævnes den varme Nordatlantiske Havstrøm med relativ høj salinitet, og Den Østgrønlandske Strøm, som er en kold og forholdsvis fersk overflade strøm, der transporterer store mængder havis sydpå fra Polarhavet.

Disse strømme indgår i det globale strømningsmønster, ofte betegnet som den termohaline cirkulation, hvor det er oceanernes temperatur- og saltfordelinger, der er de styrende parametre for strømningsmønstret. Endvidere er vind-drevne påvirkninger af overfladestrømmen heller ikke uvæsentlige.



**Figur 8.** Formen på retursignalet midlet over flere pulser fra en gaussisk bølgefodeling. To-vejs tiden findes ved halvdelen af den maksimale effekt. Desuden ses et fald i effekten pga. antennen karakteristiske strålmønster. [2]

Bestemmelse af disse strømme er dog vigtig for den fysiske forståelse af oceanerne og deres påvirkning af det globale klimasystem. Inden "satellitidsalderen" var det kun muligt at karakterisere havstrømmene i grove træk, baseret på oceanografiske feltmålinger og oceanmodeller. Satellitaltimetri har givet helt nye muligheder for med stor nøjagtighed at bestemme havoverfladen, og dermed få en indirekte observation af overfladestrømmen. En meget anvendt approksimation i oceanografien er antagelsen om geostrofisk og hydrostatisk balance, idet en hældning af overfladevandspejlet vil være udtryk for en overflade strøm. Overfladen og dermed dens hældning kan bestemmes ved hjælp af satellitaltimetri.

Det ville umiddelbart virke indlysende, hvis højdevariationerne af den geostrofe strøm ( $h_d$ ), var givet direkte ved den øjeblikkelige højde ( $h$ ). Dette er dog ikke tilfældet, da den øjeblikkelige højde til en bestemt tid og position, er en superposition af flere forskellige eksterne geofysiske parametre

$$h = h_g + h_d + h_T + h_a \quad (8)$$

De enkelte bidrag til ovenstående er, geoideafvigelsen ( $h_g$ ) som repræsenterer middelhavniveau, hvis der ses bort fra alle andre kræfter end gravitations- og centrifugalkraften. Variationerne i højden  $h_T$  repræsenterer tidekræfterne og  $h_a$  er knyttet til det atmosfæriske tryk på havoverfladen.

## Det øjeblikkelige havniveau ( $h$ )

Havet kan opfattes, som en superposition af bølgefelter med forskellig amplitude og bølgelængde. Til en given tid kan en gaussisk fordelingsfunktion benyttes, som model for højden af havets bølger:

$$f(\zeta) = \frac{4}{\sqrt{2\pi} H_{1/3}} \exp \left[ -\frac{1}{2} \left( \frac{4\zeta}{H_{1/3}} \right)^2 \right] \quad (9)$$

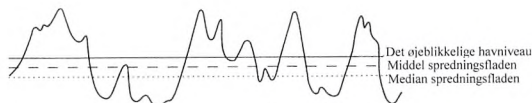
Her er  $\zeta$  den øjeblikkelige højde og  $H_{1/3}$  er den signifikante bølgehøjde, defineret som gennemsnittet af den højeste tredjedels bølgetoppe. For at finde en midelværdi af det øjeblikkelige havniveau skal to-vejs tiden findes. Denne bestemmes ved den tid, der svarer til halvdelen af den maksimale effekt ( $1/2 P_{max}$ ) af retursignalet, se figur 8.

Hvis højdevariationerne af havet var en perfekt gaussisk fordeling, ville to-vejs tiden svare til en midlet værdi af det fysiske øjeblikkelige havniveau. Der er dog en forskydning i havets bølgefelt væk fra denne fordeling, således at bølgetoppene har en større krumningsradius end bølgedalene, hvilket giver en større backscatter koefficient. Selv uden en forskydning i krumningsradius vil bølgetoppene have en større backscatter koefficient end bølgedalene. Dette skyldes at toppene er mere udsat for vindpåvirkninger samt har en mere turbulent overflade, hvilket giver overfladen en større ruhed. En stor backscatter koefficient vil give mindre retursignal fra toppene, hvilket "favoriserer" retursignalet fra bølgedalene, hvorfor det umiddelbare resultat vil være at overfladen tilsyneladende forskydes til et lavere niveau. Den forskudte flade kaldes middel spredningsfladen og effekten kaldes EM (Elektromagnetisk) forskydning se figur 9. Da den EM forskydning tiltager med tiltagende bølgehøjde indføres korrektionsleddet, der giver forskydningen af middelspredningsfladen fra det fysiske øjeblikkelige havniveau:

$$\Delta R_{EM} \propto H_{1/3} \quad (10)$$

To-vejs tiden der aflæses på retursignalet ved den halve effekt af maksimalværdien svarer derfor ikke helt til middel sprednings overfladen, men derimod til median sprednings overfladen. Forskydningen af denne flade i forhold til middel spredningsfladen er givet ved korrektionsleddet:

$$\Delta R_{SKEW} = \lambda_{\xi} (H_{1/3}/24) \quad (11)$$

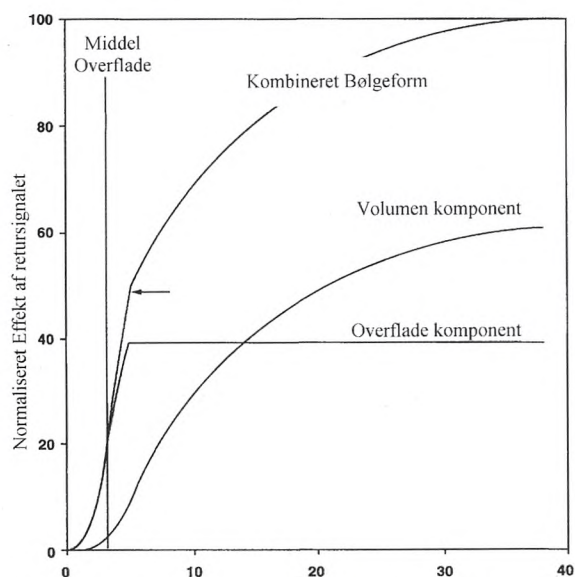


**Figur 9.** Forskydningerne af det øjeblikkelige havniveau (midlet over flere pulser) i forhold til middel og median sprednings overfladerne. [2]

## Højdemålinger af iskapper og gletchere

Ismasser (iskapper, gletchere samt havis) har en betydelig indflydelse på jordens klima gennem stadig vekselvirkning med oceanerne og atmosfæren.

Massebalancen af iskapper og gletchere er en vigtig klimaparameter, men da det er en svært målelig størrelse er det nødvendigt at kende akkumulationen, der inkluderer tilvæksten i iskappen fra nedbør, og ablationen der inkluderer afsmeltning og kælving af isbjerge. Kendes højdeforholdene for en iskappe gennem en længere periode, er det muligt at bestemme massebalancen, og dermed vide om disse bidrag er positive eller negative. En positiv massebalance vil være ensbetydende med større akkumulation end ablation. En negativ massebalance vil betyde at iskapperne bliver mindre og dermed bidrager til at øge vandstanden i havene. Altimetrimålinger kan benyttes til at udarbejde topografiske kort over isen.



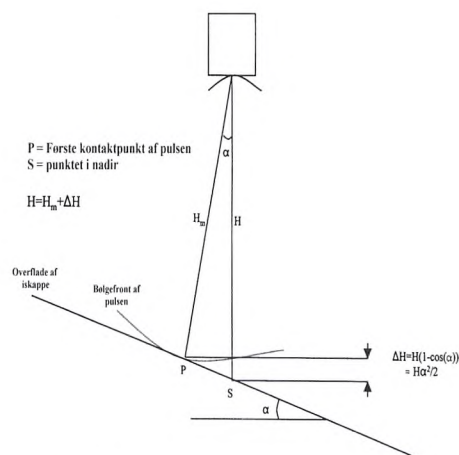
**Figur 10.** Formen på retursignalet af spredning på en iskappe, hvor der både er refleksion fra overfladen og volumenelementet umiddelbart under overfladen. [2]

Højdemålinger af iskapper (Grønland og Antarktis) er betydeligt vanskeligere at estimere end højdemålinger af oceanet. For det første er overfladen ikke klart defineret. Det øverste lag består af firn, der er løst pakket sne, med en forholdsvis lav vægtfylde 50–830 kg/m<sup>3</sup>. Først i en dybde på omkring 10 m er firnen blevet omdannet til kompakt is med en vægtfylde på<sup>2</sup> 830–917 kg/m<sup>3</sup>. Firnen bevirker at strålingen ikke kun reflekteres på overfladen, men også trænger ned i de øverste lag. Nedtrængningsdybden afhænger af størrelsen på snekornene, jo større korn

<sup>2</sup>Den nederste grænse er defineret, hvor luftboblerne lukkes af så de ikke kan vekselvirke med atmosfæren, og den øverste grænse er der hvor isen forbliver konstant med dybden uden yderligere kompression.

desto mere spredning af strålingen, hvilket giver en lille nedtrængningsdybde. Små korn giver derimod en stor nedtrængningsdybde. De vekslende overfladeforhold gør, at spredningsfordelingen ændres lokalt. Formen på retursignalet stammer fra to bidrag, se figur 10. Det ene bidrag er fra en plan overflade tilsvarende den for oceanet og det andet bidrag kommer fra volumen spredningen under overfladen. Lægges bidragene fra overfladen og det underliggende volumen sammen, fås det returnerede signal. Små nedtrængningsdybder giver det retursignalet, der minder mest om en ren overfladereflektion.

Et andet og det største problem, i forbindelse med altimetrimåling af iskapper, er hældningen af overfladen, enten pga. overfladeondulationer eller en kraftig hældning i nærheden af iskappens randzoner. Idet altimeteret altid måler højden til det punkt, der er tættest på pulsens sfæriske bølgeudbredelse, vil en hældning med vinklen  $\alpha$  i forhold til vandret give en fejl på højden taget i nadir, se figur 11. Dette giver en forholdsvis stor fejl på  $\Delta H$ . En hældning på  $0,5^\circ$  giver en afvigelse i højden på cirka 30 m og ved iskappers randzoner er denne afvigelse op til 100 m.



**Fig. 11** På en hældende flade reflekteres det punkt, der er tættest på pulsens sfæriske bølgefront. Dette resulterer i en fejl på højden  $\Delta H$ . [2]

Retracking er en metode udviklet til at tage højde for de "falske" højder, der opstår under målingerne. Princippet går ud på at simulere bølgeformer af forskellige overfladehældninger og derudfra finde den model, der passer bedst til målingerne, hvorfra den "sande" højde bestemmes.

## Havistykkelser

Tilsvarende har havis en stor betydning for klimaet. Havis har en meget større albedo<sup>3</sup> end havet. Uden isen vil havet blive varmere da det absorberer solens stråler. Varmere vand giver større afsmeltning. Akustiske målinger fra undervandsbåde og forankrede bøger un-

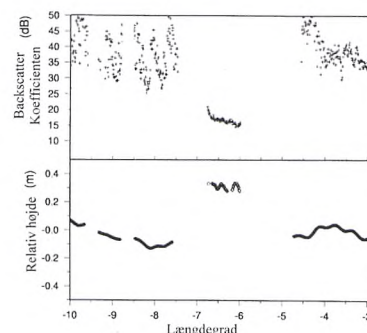
der vandet har indikeret at der sker en udtynding af havisen specielt i området omkring Arktis. Målingerne er sparsomme både i udstrækning og diskontinuerte i tid, og det er derfor oplagt at undersøge mulighederne og begrænsningerne ved satellitaltimetri af havisens tykkelse.



**Figur 12.** Fribordet kan fornemmes på denne isflage, der er omkring 1,5 m tyk. (Foto: Henriette Skourup, 2000)

Tykkelsen af havisen kan måles vha. det konventionelle pulsafrænsede altimeter. Fysisk er det fribordet af havisen der måles, dvs. højden fra det øjeblikkelige havniveau til overfladen af isflagen se figur 12. Er højden af fribordet,  $f$ , kendt, benyttes arkimedes lov til at beregne istykkelsen,  $t_{is}$ :

$$t_{is} = f \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_{is}} \quad (12)$$



**Figur 13.** Øverst ses forskellen på backscatter koefficienten ( $\sigma^0$ ) for vand og is, hvilket svarer til en ændring i den relative højde, nederst. Den relative højde er taget i forhold til en middel af havniveauet taget på langs af satellitbanen. [3]

Massefylden af havet svinger dog lidt i værdi, da den er afhængig af temperatur og salinitet. Indsættes midelværdier af massefylden for havvand  $\rho_w = 1,025 \text{ g/cm}^3$  og for havis  $\rho_{is} = 0,920 \text{ g/cm}^3$ , vil et fribord af isen på  $f = 20,0 \text{ cm}$  give en tykkelse på  $t_{is} = 195,2 \text{ cm}$ , hvilket svarer til at fribordet udgør ca. 10 % af den

<sup>3</sup>En given overflades evne til at reflektere solens stråling. En stor albedo, reflekterer mest.

samlede tykkelse af isflagen. Retursignalet fra isen kan skelnes fra retursignalet af havoverfladen, idet den har en anden backscatter koefficient  $\sigma^0$  se figur 13. Problemet med denne fremgangsmetode er, at kun 5 % af havisen har tilpas store flager (sammenhængende overflader) til at give den forventede information. Ydermere kan meget tynde flager samt smeltevand på flagerne komplicere detekteringen af fribordet, idet backscatter koefficienterne for havet og flagerne i disse grænsetilfælde, kan være svære skelne fra hinanden. En videre opmåling af havistykkelser kræver et altimeter med en bedre opløsning.

### Forskning og anvendelse af satellitaltimetri de kommende år

Det er ønskværdigt at fortsætte de kontinuerlige højdemålinger baseret på satellitaltimetri, idet datasæt opsamlet over lange perioder, vil være uundværlige i forskningen af de langtidsvaryende effekter af den globale opvarmning. Her tænkes på ændringen i midelhavniveauet, der p.t. øges med 2 mm/år, og bl.a. inkluderer effekter fra varmeudvidelse af havene og afsmeltning fra iskapper/gletchere.

På trods af at der idag er en del aktive satellitter med altimeter ombord, har disse en begrænset levetid, og de næste missioner er allerede i fuld gang. Til at overtage funktionerne til opmåling af havet efter T/P, er satellitten JASON-1 netop blevet opsendt 7. december 2001 og forventes at være operationel omkring 6 måneder efter opsendelsen med en efterfølgende mission JASON-2 forventet opsendt 2005 i et fortsat samarbejde mellem NASA og CNES.

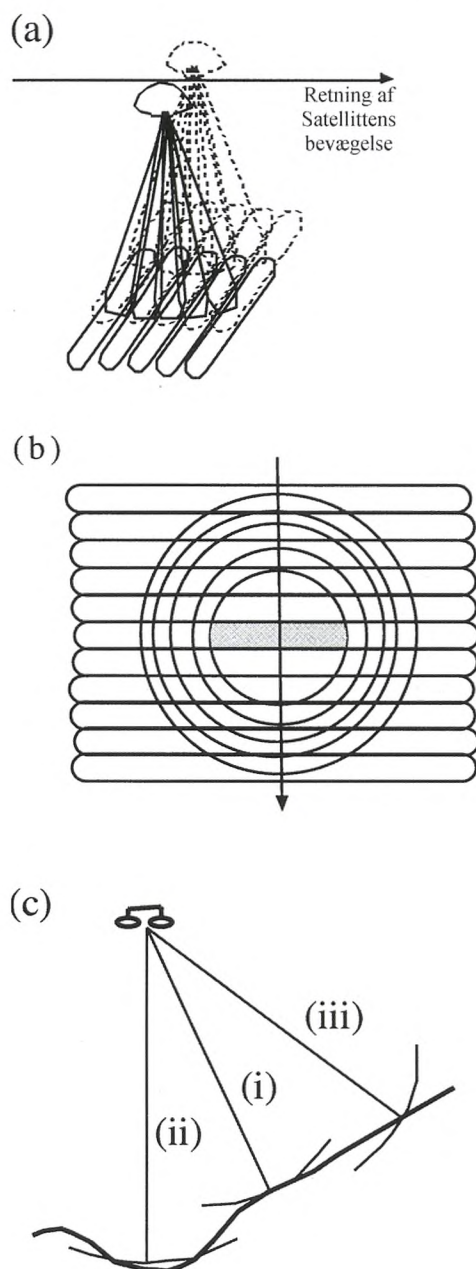


**Figur 14.** Billedet viser de komplekse højdevariationer, der er i randzonen af den Grønlandske indlandis. (Foto: Keld Q. Hansen, 2001)

Seneste missioner har indikeret at de største flader af indlandsisen forholder sig stabile, og dermed ikke bidrager til den globale vandstandsforøgelse. De steder, der bidrager til vandstandsforøgelsen skal altså findes:

- I randzonerne af de store iskapper.
- Fra små lokale gletchere og iskapper med neg-

ativ massebalance. Da randzonerne og små gletchere ofte har en meget ujævn overflade struktur og en kraftig hældning, se figur 14, er det nødvendigt at udvikle altimetre med en finere horisontal opløsning.



**Figur 15.** (a) SAR scanner overfladen i baner vinkelret på satellittens bevægelsesretning. (b) Det pulsaftgrænsede altimeters fodaftryk (cirkulære baner) sammen med de aflange baner fra SAR, giver en bedre horisontal opløsning. (c) To SAR antenner scanner overfladen. Denne konfiguration virker som et interferometer og giver en tredimensional opfattelse af overfladen. [3]

Til dette formål har NASA planlagt en mission ICE-Sat (Ice, Clouds and land Elevation Satellite) med forventet opsendelse inden udgangen af 2002. Altimeteret ombord på satellitten er en LASER med et fodaftryk på 65 m, hvilket giver en bedre horisontal opløsning end

de hidtidige missioner (T/P har et fodaftrek på 100 m).

Desuden har ESA planlagt CryoSat missionen, som forventes opsendt i 2003. Denne mission anvender en kombination af det konventionelle pulsafgrænsede altimeter og SAR (Synthetic Aperture Radar) til opmåling over havis. SAR scanner overfladen i baner på tværs af satellittens bevægelsesretning se figur 15a. Kombineres fodaftrekene fra SAR og det pulsafgrænsede altimeter, vil de tilsammen deles ind i områder, der giver en bedre horisontal opløsning, se figur 15b. Til opmåling af iskapperne scanner to SAR antenner overfladen, figur 15a. Denne konfiguration bevirker, at retursignalerne vil interferere med hinanden og give en tre dimensional model af overfladen, figur 15c. Metoden kaldes for interferometri.

#### Referencer:

- [1] Dudley B. Chelton (1988) "WOCE/NASA Altimeter Algorithm Workshop", U.S. WOCE Technical Report No. 2, 70 pp., U.S. Planning Office for WOCE, College Station, TX.

- [2] Lee-Lueng Fu og Anny Casenava (2001) "Satellite Altimetry and Earth Sciences, A Handbook of Techniques and Applications". Academic Press.
- [3] Duncan Wingham (1999) "CryoSat, Science and Mission Requirements". Department of Space & Climate Physics. University College London.



Henriette Skourup har arbejdet 5 år ved iskortlægningen DMI. Hun forventer snarest at påbegynde et speciale ved Kort- og Matrikelstyrelsen indenfor analyse af satellitdata til måling af havistykkelser i samarbejde med NBIAFG.

## Back to basics!

Jeppe Dyre, IMFUFA, Roskilde Universitetscenter.

*Fysik er sjovt.* Fysik er spændende. Man bliver aldrig træt af at beskæftige sig med fysikkens indsigter, og man fascineres løbende af ny gennembrud på forskningsfronten. Der er nærmest tale om en permanent forelskelse. Sådan tror jeg de fleste fysikere føler for deres fag. Men disse følelser er det svært at formidle til folk der ikke er fysikere. De – og samfundet som sådan – har nærmere holdningen: *Fysik er nyttigt*, og derfor er fysikere nyttige. Nøjagtigt ligesom alle mulige andre eksperter er nyttige, for eksempel elektrikere eller tandlæger. Men er fysik blot ét af mange specialer, er fysikere bare en slags avancerede ingeniører? Hvad er egentlig fagets berettigelse? Disse spørgsmål bør fysikere stille sig selv en gang imellem. Svarene har konsekvenser for vores opfattelse af faget og for hvordan der skal undervises i faget.

Et kort og klart synspunkt på hvad fysik er, blev givet i 1995 af Sol Gruner, James Langer, Phil Nelson og Viola Vogel i artiklen "*What future will we choose for physics?*" [1]. De understreger at fysik ikke er kendetegnet ved, *hvad* der studeres, men ved *hvordan* det studeres. Faget er karakteriseret ved hvilken slags spørgsmål man stiller til de studerede systemer, og hvilken slags information man søger om dem. Som et eksempel nævnes i artiklen at astronomer studerer pulsarer, og biologer studerer levende systemer, men fordi der er interessant fysik i både pulsarer og levende systemer, studerer fysikere dem begge. Denne afgrænsning af faget i termer af dets "conceptual tools" – frem

for i termer hvad der studeres – har faktisk kendetegnet fysikken helt tilbage til Galileo.

Hvad er det så der karakteriserer fysikkens tænkemåde, hvilke "conceptual tools" kendetegner fysikeren? De er [1]:

- 1) *En kvantitativ og reduktionistisk tilgang.*
- 2) *Et ønske om at identificere universelle træk af systemet der studeres, med henblik på at opnå erkendelse der går ud over systemet.* [2]

De dygtigste fysikere gennem tiderne har studeret systemer som kunne lære os noget alment – noget der strækker sig langt ud over systemet selv. I den daglige forskning har de fleste af os selvfølgelig ikke på samme måde fat i den lange ende, men pointen er at vores *drivkraft* går i ovennævnte retning. Vi er – modsat f.eks. kemikere – ikke helt tilfredse med resultater der ikke i det mindste *kunne* vise sig at være almene. Vi leder efter det universelle, og vi begejstres når vi finder det.

Jeg tror langt hen ad vejen det er disse "conceptual tools", der gør fysikeren nyttig på arbejdsmarkedet. Det er tænkemåden, den måde fysikeren angriber et problem på, der gør ham eller hende nyttig. Fysikeren er ikke "bare" skrap til at bruge fysikkens formler. Fysikeren tænker lidt anderledes end folk med andre uddannelser. For eksempel skelner en fysiker i sin verdensopfattelse – modsat de fleste andre – skarpt mellem grundlæggende, almengyldige ligninger (f.eks. Maxwells ligninger) og empiriske lovmæs-