

HAVETS TOPOGRAFI BESTEMT VED HØJDEMÅLING FRA SATELLIT

C.C. Tscherning
Geodætisk Institut
Gamlehave Allé 22
2920 Charlottenlund

Sammenfatning

Udnyttelsen af højdemåling fra satellit til bestemmelse af havets topografi beskrives, og resultaterne opnået fra GEOS-3 satellitten gennemgås. Med målinger fra denne satellit har man opnået en dramatisk forøgelse af kendskabet til geoiden og til den konstante del af havcirkulationen. Anvendeligheden af højdemåling til sporing af strømme og strømhvirvler er endvidere blevet påvist.

Den fremtidige udnyttelse af radarhøjdemåling fra satellit nødvendiggør ikke blot udviklingen af mere nøjagtige måleinstrumenter og benyttelsen af flere satellitter, men også en forbedret, uafhængig, geoidbestemmelse f.eks. ved hjælp af andre satellitteknikker.

Abstract

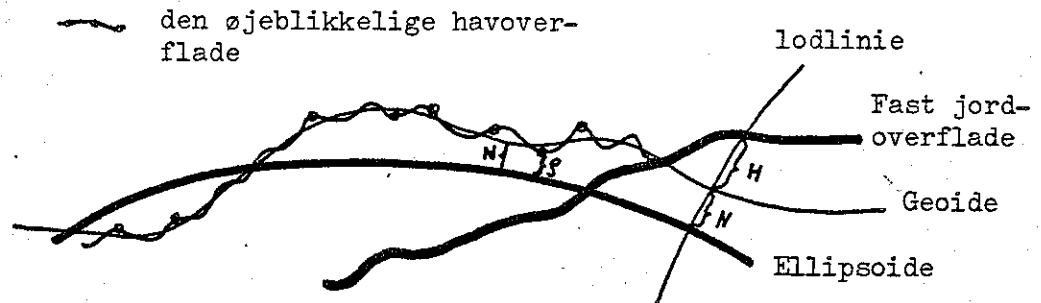
The use of satellite radar altimetry for the determination of sea surface topography is described, and the results obtained using radar altimetry from the GEOS-3 satellite are reviewed: the dramatically improved knowledge of the ocean geoid and the stationary part of the ocean circulation. Also the possible use of the altimeter for the detection of currents and eddies have been proven feasible.

The future use of satellite radar altimetry requires, however, not only more exact measurements and more satellites, but also an improved, independent geoid determination, e.g. from satellite to satellite tracking.

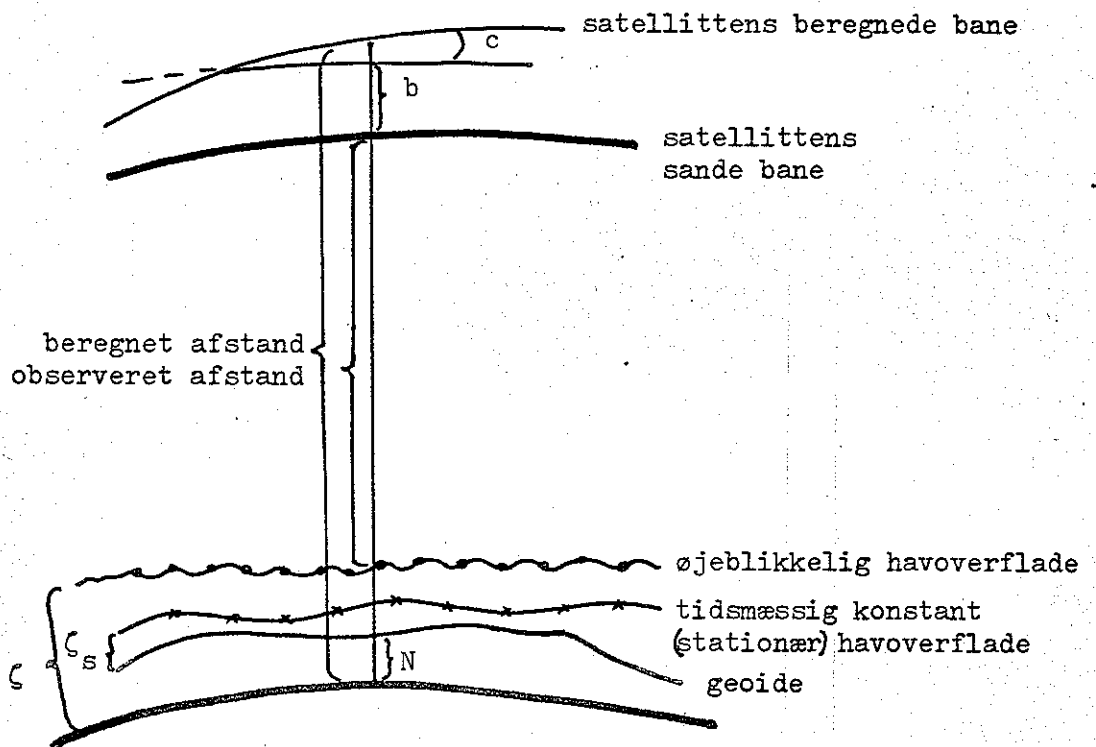
1. Indledning

Havoverfladens topografi eller højdevariation er forårsaget dels af tidsmæssigt konstante kræfter, og dels af kræfter, der varierer med tiden. Tyngdekraftens variation forårsager de største højdevariationer - op til 100 m. Disse variationer finder sted over afstande på ca. 1000 km, og deres virkelige størrelsesorden er derfor først blevet erkendt for ca. 15 år siden gennem en iagttagelse af tyngdefeltets påvirkning af satellitbanerne. Gennem højdemåling fra satellit er det blevet muligt direkte at måle disse højdevariationer.

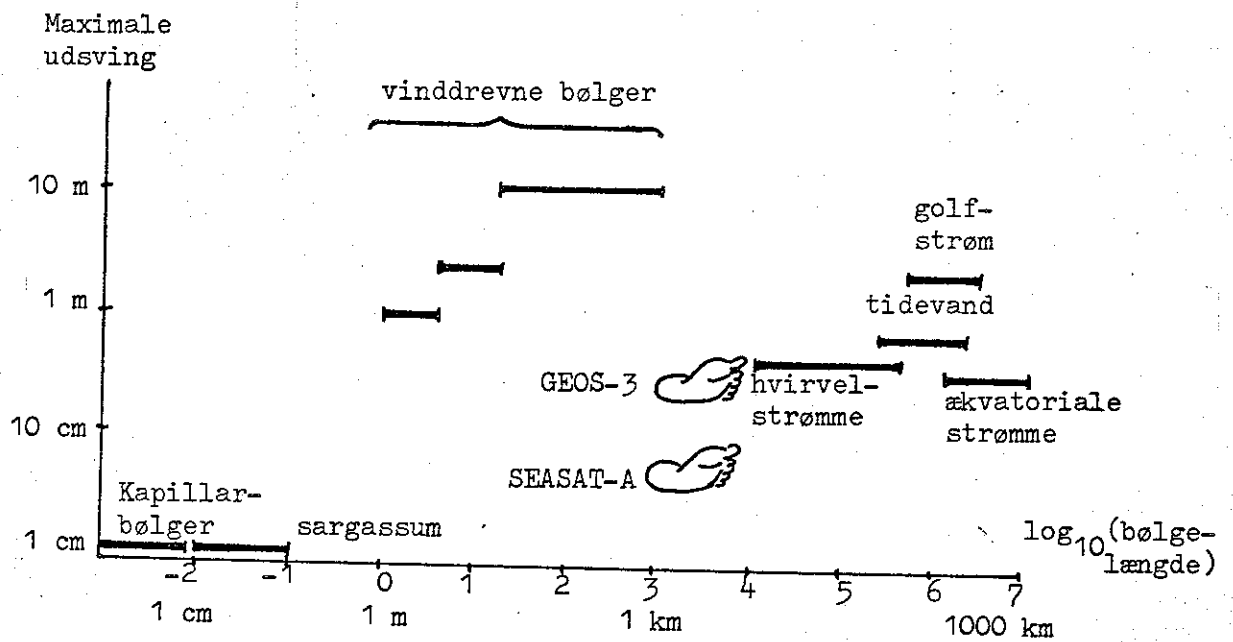
Foredrag afholdt ved Konferencen om Satellitbaseret Navigation og Telemåling af Havet, København, d. 4. marts 1980.



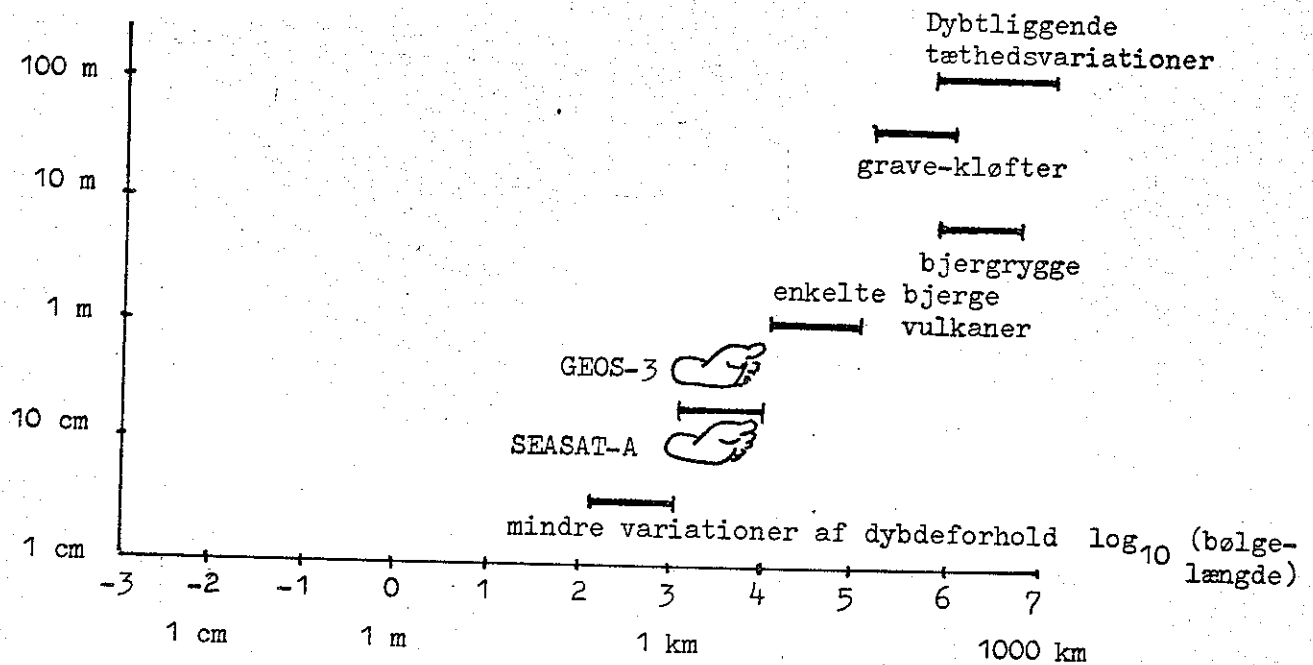
Figur 1. Havets topografi. N - geoidhøjden, H - den orthometriske højde, eller koten.



Figur 2. Bestemmelse af havets højdevariationer ved højdemåling fra satellit. Hvis forskydning, b, og hældning, c, bestemmes, så kan havoverfladens højde ζ beregnes

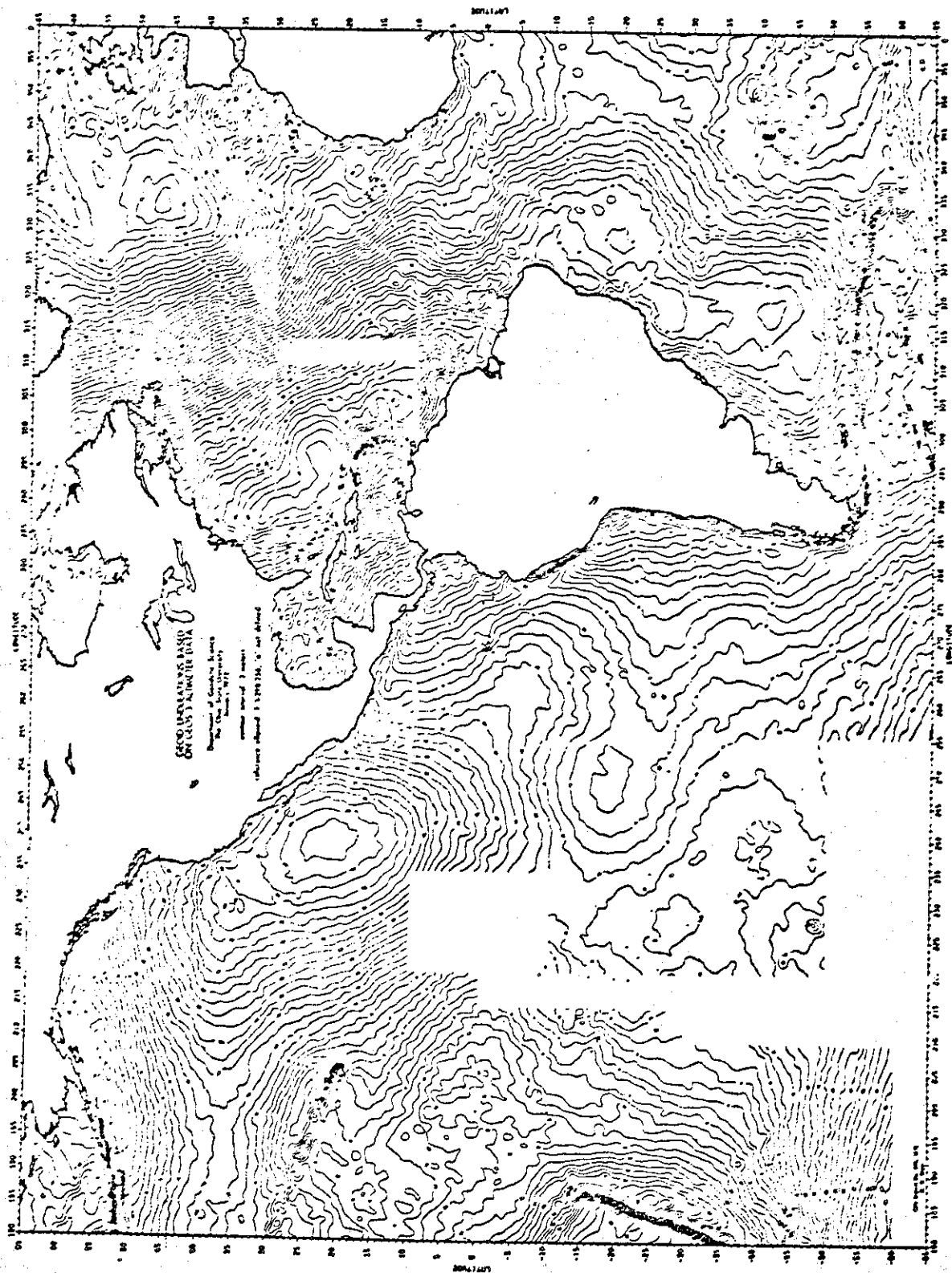


Maximale oceanografiske variationer og bølgelængdeområder.

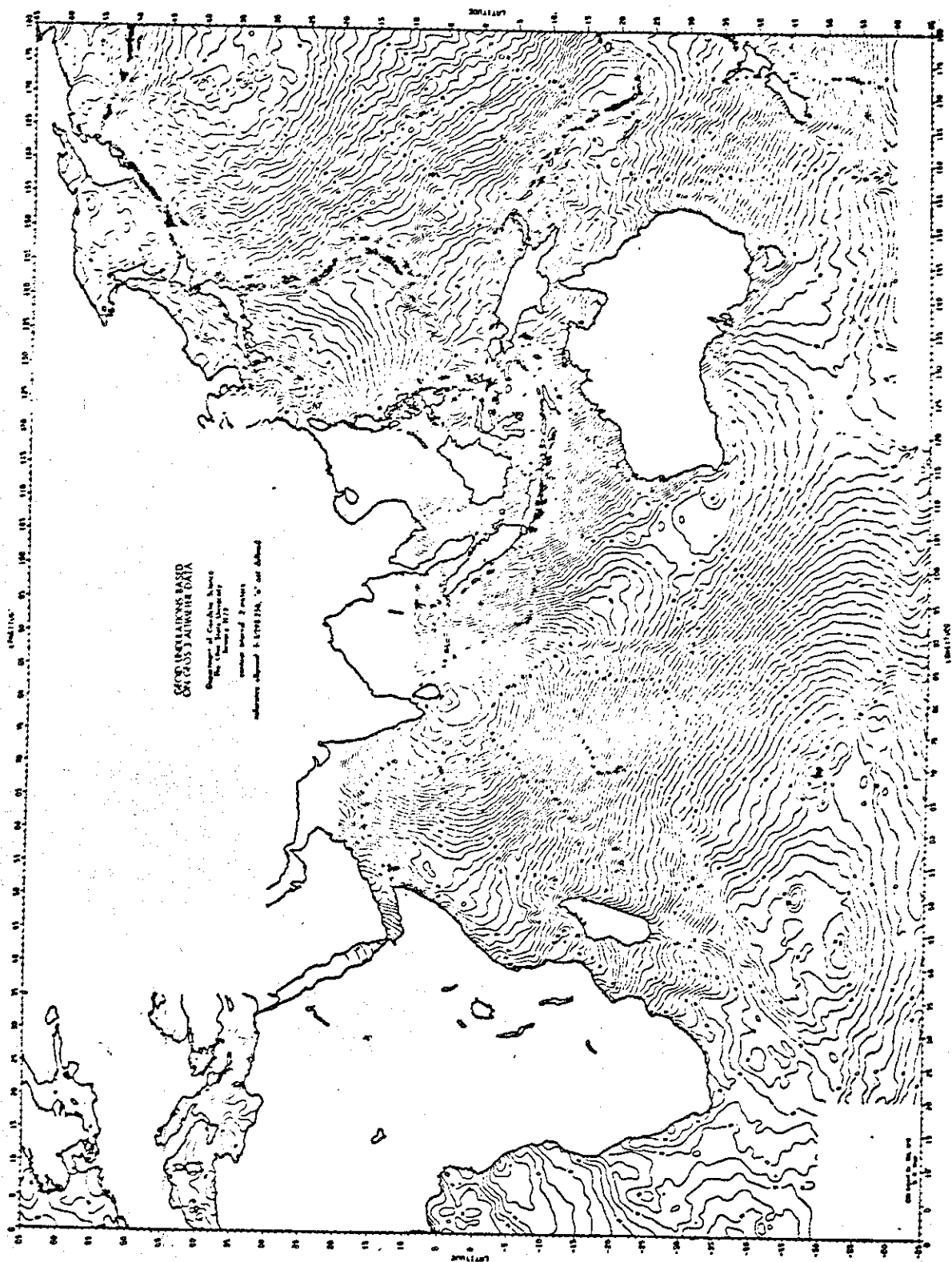


Maximale geoidvariationer og bølgelængdeområder.

Figur 3. Bølgelængdeområder og maximale udsving for geoider og oceanografiske variationer opdelt efter årsagerne til variationerne. Bemærk de logaritmiske skalaer. Kun det, der oven- og til højre for satellittens fodspor, kan observeres med satellithøjdemåling.



Figur 4. Geoidvariationer bestemt ved højdemåling fra GEOS 3.
Fra Rapp (1979).



Figur 5. Geoidvariationer bestemt ved højdemåling fra GEOS 3.
 Fra Rapp (1979).

Tyngdekraftens variation består dels af en tidsuafhængig del, stammende fra Jordens egen tiltrækning, og dels en tidsafhængig del forårsaget af solens og månens varierende tiltrækning. Denne del forårsager som bekendt tidevandet. Ud over de af tyngdekraften forårsagede højdevariationer, er der de almindelig kendte variationer forårsaget af f.eks. storme og havstrømme.

I det følgende vil vi kalde alle variationer, der ikke er forårsaget af Jordens eget tyngdefelt, for oceanografiske variationer. Disse forskellige højdevariationers størrelse og bølgelængde har fortrinsvis været kendt i kystnære områder. Nu giver højdemåling fra satellit mulighed for at bestemme denne del af havets topografi selv på det åbne ocean. (De forskellige højdevariationers størrelse og bølgelængde er skitseret i Figur 3).

Hvis havoverfladen (og vandmasserne i havet) ikke var påvirket af tidsmæssigt varierende kræfter, så ville havoverfladen overalt falde sammen med en flade, hvor tyngdepotentialet er konstant. Denne flade betegnes geoiden. (Potentialets værdi i et punkt er et mål for det arbejde tyngdekraften udfører for at bringe et legeme fra det "uendelig fjerne" til punktet).

På land vil geoiden (normalt) forløbe under landmasserne som skitseret i Figur 1. Højder afsat på et landkort er med god tilnærmelse afstanden langs lodlinien mellem geoiden og den faste jordoverflade. Bestemmelsen af en korrekt "geometrisk" højdeforskel for punkter på jordoverfladen kræver således et kendskab til geoiden - eller mere korrekt til Jordens tyngdepotential.

Kendskabet til geoiden er helt essentielt for den geodætiske forskning, fordi denne har stillet sig som opgave at bestemme Jordens form og størrelse. - Og Jordens form er i havområder netop defineret som værende geoidfladens form. Kendskabet til geoiden i havområder kan endvidere udnyttes til en forbedret bestemmelse af tyngdepotentialet såvel på land som ude i rummet.

For oceanografer, meteorologer og for skibsfarten er derimod de oceanografiske variationer af primær interesse, idet de bl.a. kan udnyt-

tes til at bestemme årsagerne til variationerne: temperatur- og trykvariationer, havstrømme, strømhvirvler, storme etc. Kendskabet til de øjeblikkelige højdevariationer (den samlede effekt af tidevand, vind, strøm m.m.) har selvfølgelig en direkte betydning for varsling af stormfloder. Endvidere vil det være meget betydningsfuldt for skibsfarten, hvis man kan advare om forekomsten af særligt voldsomme bevægelser i havet.

Jeg vil nu i afsnit 2 kort beskrive principperne bag anvendelsen af højdemåling til bestemmelse af havets topografi. I afsnit 3 redegøres der for de kræfter, der forårsager højdevariationerne, og for størrelsesordenen af de bølgers udsving og bølgelængde, der er forårsaget af disse kræfter. Dette klargør hvilke typer af fænomener, vi kan eller i fremtiden muligvis vil kunne iagttage ved hjælp af højdemåling. I afsnit 4 beskrives udnyttelsen af højdemålinger udført fra satellitten GEOS-3. Endelig diskuteres i det afsluttende afsnit 5 de fremtidige muligheder for udnyttelsen af satellithøjdemåling.

2. Satellit radar altimetri, højdemåling.

Elektromagnetiske bølger udsendt fra en radar kan som bekendt reflekteres, og giver dermed mulighed for at bestemme afstanden til den reflekterende genstand. Retursignalet vil (afhængigt af genstanden) være lidt forskelligt fra det udsendte signal, og indeholder derfor også information om dennes overfladekarakter, for havets vedkommende f.eks. om bølgenes middelhøjde.

Udstyrer vi en satellit med en radarhøjdemåler, som vi sørger for altid peger lodret nedad, så kan afstanden til jordoverfladen måles. Da radarsignalet afsendes kontinuerligt i meget korte tidsintervaller, bliver det på grund af satellittens store hastighed (samt signalets spredning i atmosfæren) middelfast til et område, der bestemmes. Området kaldes satellittens fodspor.

Det mindste tidsinterval, der har været benyttet, var på 1/10 sek. For en satellit, der har en hastighed over jorden på 6 km/sek. bliver fodsporet altså 600 m langt. Dette forhold medfører, at højdemåling med

radar kun har kunnet benyttes over havområder, glatte isområder og sletteområder på den faste jordoverflade.

Da en enkelt måling indeholder en del støj, må man "filtrere" målingerne. Den simpleste metode består i at danne middeltal over flere målinger, f.eks. over en periode på 1 - 3 sek. Herved bliver fodsporet tilsvarende større, 6 - 18 km. Formelt forbedres nøjagtigheden, jf. Tabel 1, men vi mister samtidig information.

Satellittens position i rummet kan løbende bestemmes ud fra kendskabet til de kræfter, der bevirker at banen ændrer sig, her primært tyngdekraften. Satellittens bane bestemmes ved jordobservation i nogle få punkter, og resten af banen beregnes. Ud fra banen kan satellittens højde over en referenceflade - en omdrejningsellipsoide - bestemmes. Hermed er fodsporets beliggenhed over den samme flade bestemt, jf. Figur 2. Usikkerheden i banebestemmelsen bevirker sammen med højdemålerens usikkerhed, at middelfejlen på højdebestemmelsen i forhold til referencefladen ialt bliver på 1 - 2 m for en enkelt måling. Muligheden for at bestemme havets topografi ved højdemåling blev først med held afprøvet i forbindelse med opsendelsen af Spacelab. Dette gav stødet til opsendelsen af satellitten GEOS-3 i april 1975 udstyret med en højdemåler.

Denne satellit har siden i kortere og længere perioder indsamlet højdedata, primært over oceanerne, men også over isdækkede områder (f.eks. Grønlands sydlige del) og over land. Hovedresultaterne fra GEOS-3 projektet er samlet i et særnummer af Journal of Geophysical Research, Bind 84, no. B8, fra juli 1979.

I sommeren 1978 blev GEOS-3 afløst af SEASAT-A, der var udstyret med en forbedret radarhøjdemåler, jf. Tabel 1, se også (McArthur, 1980). Desværre kom satellitten kun til at fungere nogle få måneder.

Begge satellitter var udstyret med sådanne instrumenter, at satellittens bane kunne bestemmes nøjagtigt over områder, hvor der fandtes sporingsstationer. F.eks. var satellitterne udstyret med prismespejle til refleksion af laser-stråler afsendt fra Jorden af en laser-afstandsmåler. Herved har man også kunnet kontrollere radarafstandsmåleren ved at sammenligne den målte afstand fra satellitten med afstanden målt til

satellitten ved passage tæt ved en kyst (Bermuda).

I det følgende vil vi kun interessere os for resultaterne af højdebestemmelserne udført fra GEOS-3. (Nærmere detaljer om SEASAT-A og om de øvrige instrumenter satellitterne var udstyret med findes f.eks. i (Stanley, 1979) eller (Dietrich, 1978)).

GEOS-3 havde en omløbstid på 102 minutter, hvilket på grund af Jordens samtidige rotation bevirkede, at den i løbet af godt 14 omløb kom Jordens rundt langs Ækvator. Satellittens bane skar ækvatorplanet i en vinkel på 115° , hvilket bevirkede, at satellitten altid befandt sig mellem 65° nordlig og 65° sydlig bredde.

Et dagligt sæt af (fod)spor vil ligge et stykke fra næste dags sæt, og efter en periode på nogle måneder vil der fremkomme mange overkrydsninger. Ved at indføre som en betingelse at højden i disse krydspunkter skal være den samme, får man gennem en såkaldt udjævningsproces bestemt et net af højder, hvor de tidsmæssige variationer i en given periode er elimineret. Samtidig vil eventuelle fejl i banebestemmelsen udgå, såfremt der i perioden er foretaget observationer, der kan benyttes til bestemmelse af satellittens nøjagtige position.

Betragtes satellittens enkelte spor i et bestemt område, vil man finde mange parallelle eller næsten sammenfaldende spor. Er satellittens bane blevet rimelig nøjagtig bestemt under passagen af området (f.eks. nær en sporingsstation), så kan den tidsmæssige variation af havoverfladens højde bestemmes. Dette forudsætter selvfølgelig, at variationen har en bølgelængde, der er længere end fodsporet og et udsving, der er større end måleusikkerheden.

3. Havets topografi

Havets topografi kan matematisk set betragtes som værende sammensat af bølger med bølgelængder fra 0 - 40000 km (eller i vinkelmaal fra 0° - 360°). De enkelte bølger vil have udsving af forskellig størrelse, som endvidere vil variere med tiden, enten helt tilfældigt eller f.eks. med en daglig eller årlig periode.

Som nævnt i afsnit 1 udgør geoiden og de oceanografiske højdevariationer tilsammen havets topografi. En enkelt bølges udsving vil således bestå af en del der er bestemt af geoiden, d.v.s. af jordens tyngdefelt, og en del, der er bestemt af de oceanografiske kræfter, jf. Figur 3.

Næsten 100% af udsvinget af bølger med bølgelængder større end 100 km stammer fra geoiden. I bølgelængdeområdet fra 50 - 100 km er geoidevariationer og oceanografiske variationer af samme størrelsesorden, men for bølger med kortere bølgelængder er geoidens andel af udsvinget normalt meget lille og vil være fuldstændigt skjult af de oceanografiske variationer.

Betragter vi nu de oceanografiske højdevariationer, så er de meget små variationer forårsaget af skum, skumsprøjt, sargassum og kapilarbølger. Bølger af 10 cm - 1000 m's længde er forårsaget af vinden med udsving på fra 10 cm til 10 m. I området fra 1 km til 50 km menes der ikke at være bølgefænomener forårsaget af oceanografiske kræfter.

Hvirvelstrømme forårsager afvigelser fra geoiden med bølgelængder på over 50 km og udsving på 0.2 - 1.0 m. De har en levetid på nogle uger eller mere. Tidsmæssigt langvarige, næsten konstante fænomener findes i de store havstrømmes frontområder, se f.eks. (Leitao, Huang og Parra, 1979). Heldigvis varierer havstrømmenes beliggenhed, så effekten forsvinder i den i afsnit 2 nævnte udjævningsproces, der fører til en eliminerende af de tidsafhængige variationer.

I bølgeområdet fra 1000 til 5000 km har tidevandet betydning. Det er let at skelne fra andre variationer på grund af dets nøje afhængighed af solens og månens stilling. Også den globale havcirkulation (f.eks. ækvatoriale strømme) bevirker variationer med en bølgelængde på op til et par tusinde km.

Endvidere forårsager variationen i saltholdighed og temperatur ændringer i vandets massefylde, der igen afspejles i tyngdefelts og højdeændringer. En ændring i atmosfærens tryk med 1 mb bevirker (foruden vinde og strøm) højdeændringer på 1 cm.

Med satellithøjdemåling kan vi kun opfatte signaler med bølgelængder større end fodsporet, d.v.s. vinddrevne bølger kan ikke observeres, men

middelbølgehøjden kan som nævnt bestemmes på anden måde. I øvrigt fremgår det af Figur 3, hvad der principielt kan observeres. Det vanskelige er at få adskilt geoidevariationer fra oceanografiske variationer.

4. Udnyttelsen af højdemålingerne fra GEOS-3

4.1. Geodætiske anvendelser

Da højdedata er blevet indsamlet i flere længere perioder imellem 1975 og 1978 har det været muligt at eliminere de tidsmæssige variationer, som beskrevet f.eks. i (Rapp, 1979, 1979a). Højdevariationen forårsaget af de store havstrømme skønnes ligeledes at udgå, da disse som nævnt har en vekslende beliggenhed. Ser man bort fra den højdevariation, der er forårsaget af den konstante del af havcirkulationen, ζ_s , så er geoidehøjden bestemt. Rapp, der netop ser bort fra ζ_s , skønner at middelfejlen på N på trods af dette er bedre end 1 m. (Det er som nævnt middelhøjden i et område og ikke højden i et bestemt punkt, der bestemmes).

Nu er udsvinget af de bølger, der tilsammen udgør ζ_s , netop størst for bølgelængder, hvor geoidevariationerne er velbestemte ud fra analysen af satellitbaner. Det har derfor været muligt at adskille N og ζ_s næsten fuldstændigt som beskrevet i (Mather, Rizos og Coleman, 1979).

Før opsendelsen af GEOS-3 var kun udsving med en bølgelængde over 500 km kendt og ζ_s var på det nærmeste ukendt. Ved satellithøjdemåling er bølgelængder på 50 - 100 km blevet bestemt, svarende til at middelværdien af geoidehøjder over 100 km kvadrater er kendt med en nøjagtighed på ± 1 m. Dette svarer til mere end en 20-dobling af den tidligere eksisterende informationsmængde. - Et enestående godt resultat.

Geoidehøjderne N kan ved anvendelse af forskellig matematisk teknik benyttes til at beregne tyngdepotentialet ude i rummet (se (Lerch o.a., 1978)) samt i kystområder (se (Kahar og Kearsley, 1979)). N kan endvidere benyttes sammen med andre datatyper, som f.eks. målinger af tyngdekraftens størrelse (d.v.s. tyngden) til at forbedre det globale kendskab til tyngdepotentialet. På havet er N også blevet benyttet til bestemmelse af tyngdekraften selv, se (Rapp, 1979, 1979a), der har benyttet den ved Geodætisk Institut udviklede kollokationsmetode (Krarup, 1969).

Middelvandstanden bestemmes ud fra en årrækkes aflæsninger af en vandstandsmåler. Ved nivellement på landjorden kan højden af middelvandstanden ved to eller flere vandstandsmålere sammenlignes. Højdeforskellen ville være 0, hvis middelvandstanden var bestemt af geoiden alene. Her kan højden ζ_s benyttes til at korrigere middelvandstanden. Herved opstår nye kontrolmuligheder for nivellementsmaalinger, d.v.s. højdebestemmelsen i land forbedres. Dette kan benyttes langs meget lange kyststrækninger, hvor man har store problemer med at få nivellementsmaalingerne til at stemme med andre data. Her i Danmark, hvor forskellen mellem middelvandstand og geoid er under 30 cm kan vi ikke udnytte kendskabet til ζ_s , før nøjagtigheden forbedres væsentligt, se i øvrigt (Mather o.a., 1978).

4.2. Anvendelser inden for den faste jords fysik

Tyngdefeltets og dermed geoidens variation er bestemt af massefordelingen i Jordens indre. De langbølgede variationer giver primært information om dybereliggende massetætheder, og benyttes ved modelundersøgelser over de massetransporter, man mener finder sted inde i Jorden. En forståelse af disse processer er vigtig for at kunne etablere modeller til forudsigelse af f.eks. jordskælv.

De mere kortbølgede geoidevariationer er bestemt af havbundens topografi, og GEOS-3 højdemåleren har da også afsløret tidligere ukendte bjerge og kløfter på havbunden. Særlige undersøgelser er foretaget af vulkaner i havet, se (Watts, 1979, Cazenave o.a., 1979). Her har man regnet "baglæns" for at finde geoidevariationerne ud fra forskellige antagelser om den nedbøjning af den omliggende, oprindelige havbund, som vulkanen har forårsaget, og sammenlignet resultatet med de observerede værdier. Herved har man kunnet beregne skøn for vulkanens alder og for havbundens elastiske styrke, idet nedbøjningen tager lang tid (og formentlig stadig foregår).

4.3. Oceanografiske anvendelser

Som det fremgår af Figur 3 har højdemåleren mulighed for at opfatte en række fænomener af meget stor oceanografisk betydning: Havstrømme, hvirvelstrømme, tidevand og den generelle havcirkulation.

En væsentlig del af den generelle havcirkulation, nemlig den tidsmæssigt konstante del ζ_s , er bestemt som nævnt ovenfor, idet man udnyttede kendskabet til geoidens langbølgede variationer.

I det område hvor Golfstrømmen løber havde man ved hjælp af tyngdemålinger foretaget fra skib opnået en detailleret bestemmelse af geoidvariationerne. Idet disse er blevet fratrukket de målte højdevariationer, har man fået bestemt de afvigelser fra geoiden, der er forårsaget af Golfstrømmen. Ved hjælp af temperaturmåling fra satellit har man kunnet kontrollere, at de målte højder virkelig stammede fra Golfstrømmen, se f.eks. (Mather o.a., 1979).

Hvirvelstrømme, hvis levetid som nævnt er ganske kort, menes at være observeret, men der er ikke enighed blandt forskerne om dette.

Betydningen af kendskabet til de oceanografiske højdevariationer er selvfølgelig stort. Havcirkulationen er af betydning for vejrforholdene, ligesom kendskabet til havstrømmene vil kunne udnyttes af skibsfarten. En tidstro kortlægning af havstrømmes og hvirvelstrømmes vekslende forløb vil dog kræve tilstedeværelsen af adskillige satellitter udstyret med højdemåler. Der kræves endvidere et forbedret kendskab til tyngdepotentialet, så man klart kan skelne mellem geoidens variation og andre variationer.

5. Fremtidsudsigter

Resultaterne fra satellitten GEOS-3 (samt de få resultater som SEASAT-A nåede at fremvise) har bevist anvendeligheden af satellithøjdemåling til løsning af en række væsentlige opgaver inden for geodæsi, den faste jords fysik og oceanografi. Men alligevel er der i dag ikke nogen satellit udstyret med en fungerende højdemåler.

European Space Agency's fremtidsplaner omfatter en satellit udstyret med en højdemåler. Amerikanske og japanske rumfartsorganisationer overvejer også at opsende satellitter med højdemåler. Virkeliggøres disse planer bliver det muligt at etablere en daglig dækning af oceanerne med spor, der er lidt mindre end 1000 km fra hinanden i gennemsnit. Dette vil give meget fine muligheder for at følge langsomt varierende fænomener

som de store havstrømme og hvirvelstrømme. Den daglige dækningsgrad gør det også muligt at bestemme tidevandets variation på det åbne hav.

Det skal dog fremhæves, at et væsentligt forbedret kendskab til tyngdepotentialet, og dermed til geoiden og satellitbanerne, må forudsættes. Her kan man udnytte mere avanceret teknik til observation (sporing) af satellitter, hvor en satellit følges af en anden satellit. (Her ved fjernes visse fejl, der opstår, når signaler fra en satellit passerer den tættere del af atmosfæren). Også en forstærket indsats med traditionelle tyngdemålinger fra skib bør overvejes, specielt fordi denne teknik er velafprøvet og ikke kræver udvikling af ny teknologi.

Af særlig dansk interesse må det være, at en af de planlagte satellitter går så højt mod nord, at Grønlands kyster dækkes ind, og at det bliver muligt at bestemme indlandsisens topografi.

Den ideelle løsning ville selvfølgelig være en hel flåde af satellitter i forskellige baner. En ny type højdemåler, der kunne svinges frem og tilbage vil også kunne forøge effekten væsentligt, men dette er ikke uden problemer, for hvordan kontrolleres den enkelte højdemålers retning? (Se f.eks. (McArthur, 1980)).

Når man indser hvilken betydning et kendskab til havstrømme, bølgefænomener og strømhvirvler vil have for skibsfarten, så turde det være klart, at her er et område, hvor dansk forskning og udvikling burde sættes ind, og hvor vi burde støtte og påvirke European Space Agency's programmer. Er søfart ikke et af Danmarks vigtigste valutaskabende erhverv?

Tabel 1. Opnåede nøjagtigheder med radarhøjdemåling

Satellit	Opsendt år	Signal hastighed	Fodspor km	Skøn for fejl på	
				højdebestemmelse	middelbølgehøjde
GEOS 3	1975	10/sek	0.7	+0.6 m	<25% af bølgehøjde
		1/sek	7	+0.2 m	
SEASAT-A	1978	1/sek	7	+0.07 m	+0.5 m (eller 10% af bølgehøjde)

Litteratur

- Cazenave, Anny, Bernard Lago and Kien Dominh: Structure of the Oceanic Lithosphere from the Short Wavelength Anomalies Observed in the GEOS-3 Altimeter Geoid. Groupe de Recherches de Géodésie Spatiale, Centre Nationale d'Etudes Spatiale, Toulouse, Mai, 1979. (Preprint).
- Dietrich, J.: Anvendelse af rumteknik i Oceanografi. I: Gudmandsen, Kejlsø og Tscherning: Anvendelse af Rumteknik inden for Navigation, Geodæsi, Oceanografi og den faste Jords Fysik, pp. 58-74, 1978.
- Gudmandsen, P.E.: Observation af havets overflade fra satellit. SANATH, 1980.
- Krarup, T.: A Contribution to the Mathematical Foundation of Physical Geodesy. Geodætisk Instituts Meddelelse No. 44, København 1969.
- Kahar, J. and A.H.W. Kearsley: Geoid Determination in Jawa Island by Combining the Gravimetric and Satellite Altimeter Geoid. Australian Journal of Geodesy, Photogrammetry and Surveying, December, 1979.
- Leitao, C.D., N.E. Huang and C.G. Parra: A Note on the Comparison of Radar Altimetry with IR and In Situ Data for the Detection of the Gulf Stream Surface Boundaries. J.G.R., Vol. 84, No. B8, pp. 3969-3973, July 1979.
- Lerch, F.J., C.A. Wagner, S.M. Klosko, R.P. Belott, R.E. Laubscher and W.A. Taylor: Gravity Model Improvement using GEOS-3 Altimetry (GEM10A and 10B). Presented American Geophysical Union Spring Meeting, Miami, Florida, April, 1978.
- Mather, R.S., C. Rizos and T. Morrison: On the Unification of Geodetic Levelling Datums using Satellite Altimetry. NASA/GSFC Report, 1978.
- Mather, R.S., C. Rizos, and R. Coleman: Remote Sensing of Surface Ocean Circulation with Satellite Altimetry. Science, Vol. 205, No. 4401, pp. 11-17, 6 July, 1979.

- MacArthur, J.L. : Altimeter Design: SEASAT-1 and Future Missions. Marine Geodesy, Vol. 3, p. 39-69, 1980.
- Rapp, R.M. : Global Anomaly and Undulation recovery using GEOS-3 Altimeter Data. Reports of the Department of Geodetic Science, The Ohio State University, No. 285, 1979.
- Rapp, R.H. : Geos-3 Data Processing for the Recovery of Geoid Undulations and Gravity Anomalies. J.G.R., Vol. 84, No. B8, pp. 3784-3792, July 1979.
- Stanley, H.R. : The Geos 3 project. J.G.R., Vol. 84, No. B8, pp. 3779-3783, July 1979.
- Watts, A.B. On Geoid Height Derived from Geos 3 Altimeter Data along the Hawaiian-Emperor-Seamount Chain. J.G.R., Vol. 84, No. B8, pp. 3817-3826, July 1979.
- Williams, O.W. and K.L. Brace: Contribution of Satellite Radar Altimetry to Earth Gravitational Field Definition. International Gravity Commission Meeting, Paris, Sept. 1978.
- Whitehead, Jr., John A. : Problems in Determining Sea Surface Topography. In: Applications of Geodesy to Geodynamics, I.I. Mueller (Ed.). Reports of the Department of Geodetic Science, The Ohio State University, pp. 232-236, No. 280, 1978.