



SPECIALE

JORDSKÆLV OG SKORPESTRUKTURER
I GRØNLAND

AF TRINE DAHL-JENSEN

OKTOBER 1984
GEODÆTISK INSTITUT
KØBENHAVN

Formålet med dette speciale har dels været at få lavet et så godt seismicitetskort med magnitudes som muligt over Grønland, og dels at trække struktur oplysninger om Grønland ud fra jordskælvenes placering og registreringen af dem på de seismiske stationer.

Speciale arbejdet er blevet udført i
Seismisk Afdeling
Geodætisk Institut
Gamle Have Alle 22
2920 Charlottenlund

Afdelingen har venligst stillet registreringer fra de grønlandske stationer, regnekapacitet, materiale allerede samlet om grønlandske jordskælv, hjælp og husrum til rådighed for mig.

Vejledere har været Søren Gregersen, Geodætisk Institut og Torben Risbo, Geofysisk Institut Københavns Universitet.

INDHOLD

1. SEISMICITETS KORTET	2
1.1. DATAMATERIALE	3
1.2. NY LOKALISERING MED HYPOLG	5
1.2.1. GEIGERS METODE	6
1.2.2. VALG AF JORDMODEL I HYPOLG	9
1.2.3. VURDERING AF HYPOLG - LOKALISERINGER	10
1.3. BESKRIVELSE AF SEISMICITETEN I GRØNLAND	16
1.4. NORDØST GRØNLAND	19
1.4.1. RELATIV LOKALISERING	23
2. HASTIGHEDER	28
2.1. HVAD VIDES DER OM HASTIGHEDER I GRØNLAND	28
2.2. P - LØBETIDER	29
2.3. NORDØSTGRØNLAND	34
2.4. "UAFHÆNGIG" BEREKNING AF H-TID	40
3. KONKLUDERENDE BEMÆRKNINGER	45
4. APPENDIX	47
REFERENCELISTE	
KENDTE JORDSKÆLV I GRØNLAND	

1. SEISMICITETS KORTET

I begyndelsen af 1960'erne blev der etableret seismiske stationer i Grønland og Canada , der gjorde det muligt at observere de rystelser der er. Tidligere blev Grønland betragtet som stort set fri for jordskælv (Linden 1961, Hodgson et al 1965, Sykes 1965), idet de eksisterende stationer ikke var følsomme over for lokale jordskælv.

De mest aktive zoner i Grønland - nord og nordøstkysterne - blev af Huseby et al (1975) set i forbindelse med seismiciteten i og omkring Nord Atlanten. Huseby et al (1975) overvejede om de relativt mange jordskælv i Nordøstgrønland havde forbindelse med jordskælv i Norge - i en fælles svaghedszone der blev delt da atlanterhavet åbnede sig.

Vogt(1978) foreslog at en 'mantle plume' under Island skulle være årsag til de nord og nordøstgrønlandske jordskælv.

Sykes(1978) sætter jordskælvne i forbindelse med det generelle tektoniske system af spredningsrygge og fracture zones.

Wetmiller & Forsyth (1978) har samlet de rutinemæssigt lokaliserede jordskælv i det arktiske område fra flere kilder : Earth Physics Branch (f.eks Horner et al 1979a) og flere andre nationale og internationale organisationer der publicerer jordskælvslokaliseringer. Ialt har de 80 - 90 lokaliseringer i Grønland.

Et klarere billede af seismiciteten er præsenteret af Gregersen (1982), hvor alle de grønlandske jordskælv (fra de samme kilder som Wetmiller & Forsyth) er blevet checket mod de grønlandske registreringer og hvert enkelt vurderet. Adskillige jordskælv er blevet inkluderet alene på grundlag af de grønlandske registreringer. De ny vurderede jordskælv udgør en væsentlig del af de jordskælv der indgår i dette

speciale.

I fig.1 er vist seismiciteten 1940 - 1983, ialt 132 jordskælv. Heraf er kun 10 fra før 1964, alle store. De skyggede områder er seismisk aktive zoner som ikke bliver behandlet her.

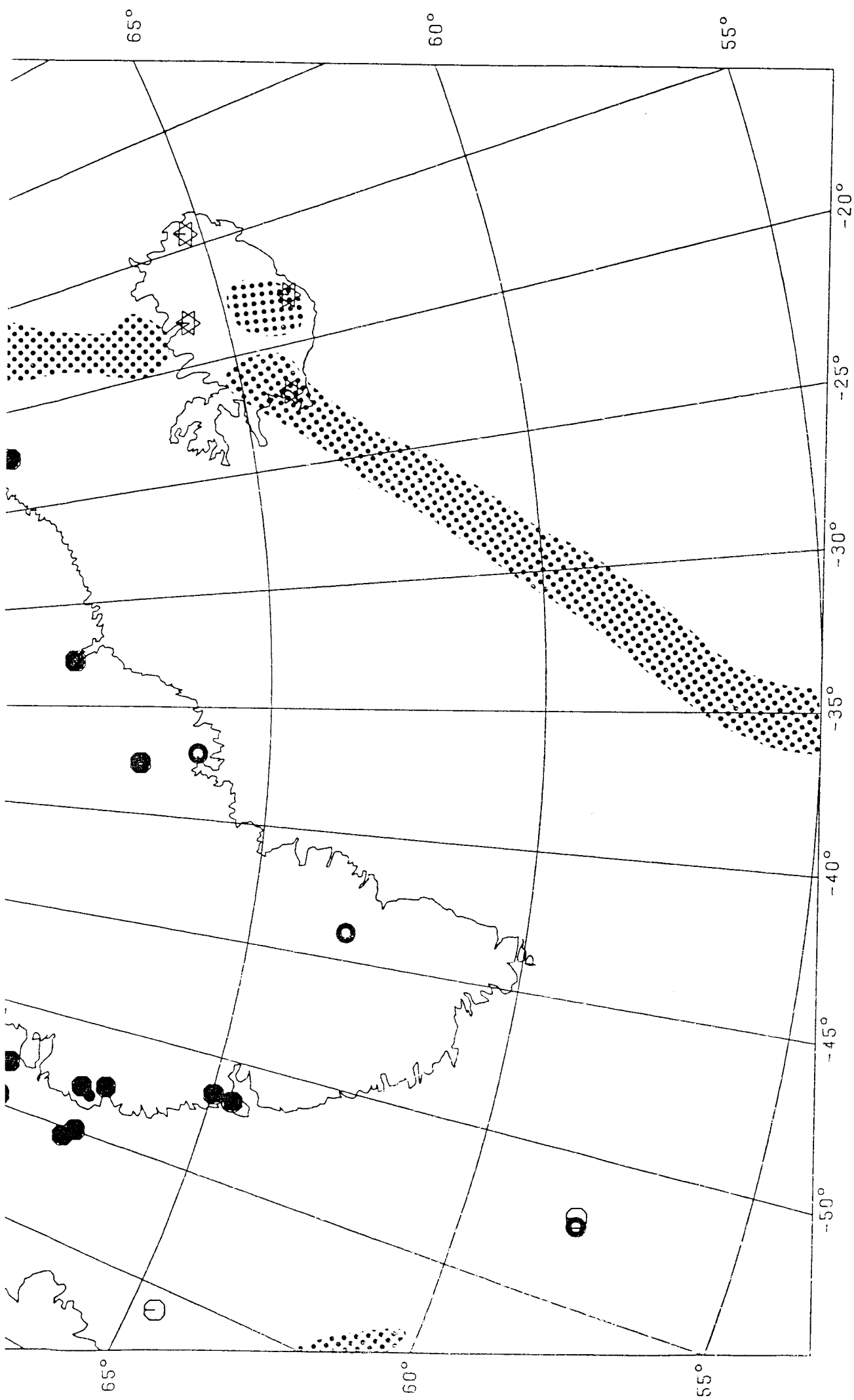
1.1. DATAMATERIALE

For at samle et så dækkende materiale som muligt over grønlandske jordskælv har jeg taget udgangspunkt i det materiale, der er beskrevet af Gregersen (1982) og kompletteret det med data frem til 1983. For hele materialet er der beregnet magnitude. Kilderne har været de Canadiske bulletiner (f.eks Wetmiller et al 1978) - de internationale organisationer (ISC, USCGS, NEIS o.a.). I perioden 1955 - 1964 har Sykes (1965) lokaliseret jordskælv. Desuden har korrelationer for nogle få år (1974 - 1976) mellem de grønlandske stationer tilvejebragt flere jordskælv.

Registreringer fra de grønlandske stationer er i hvert enkelt tilfælde fundet frem, og de mulige aflæsninger foretaget, hvilket ofte medførte at flere faser blev aflæst. I de tilfælde hvor en ny lokalisering var nødvendig brugte jeg programmet HYPOLG (se afsnit 1.2) På fig 2 er vist de brugte stationer.

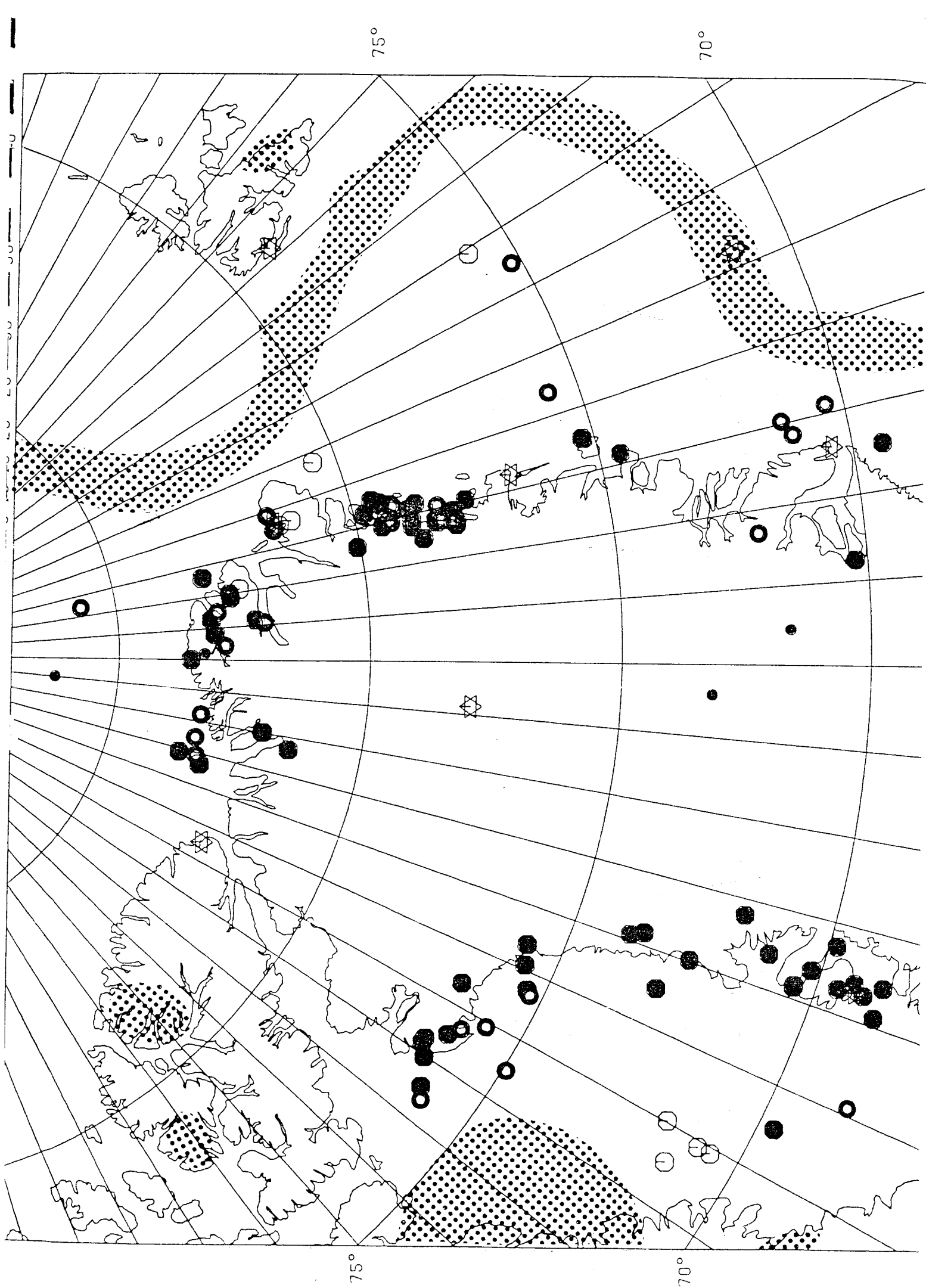
På kortet i fig 1 er kun medtaget jordskælv der opfylder følgende krav: Jordskælvet er observeret ved 3 eller flere stationer. Når det er registreret på 3 stationer er de 2 grønlandske. Hvis det er registreret på flere end 3 stationer er det tilstrækkeligt med 1 grønlandsk. Dette er i overensstemmelse med de kriterier Gregersen (1982) har brugt. Herved er ca. 40 jordskælv blevet kasseret.

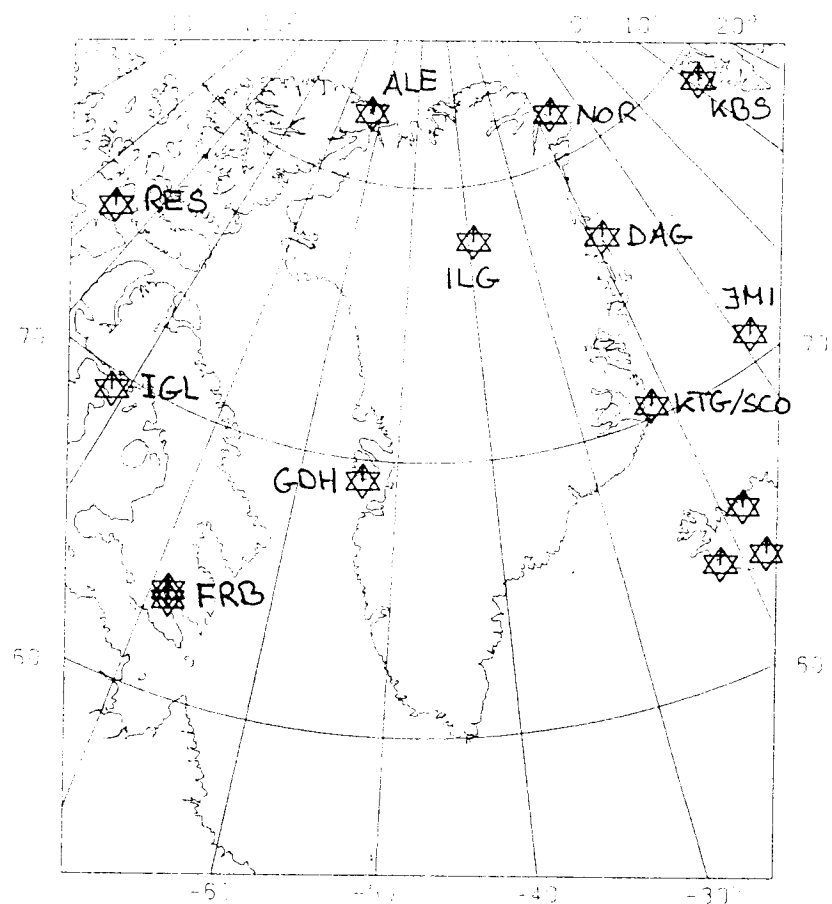
At lave et 'optagelses krav' for seismicitetskortet (fig 1) betyder at det ikke længere er et mål for den totale kendte seismicitet i området, idet jordskælv som vitterligt har



- uden magnitude
- $M_G \geq 4.0$
- $3 \leq M_G < 4$
- $M_G < 3$
- ☆ stationer

Fig 1 Seismicitetskort over Grønland. Kortet viser jordskælv i og lige omkring Grønland i årene 1943 - 1983. De skyggede zoner er områder med mange jordskælv som ikke omhandles





GEOPLOT STATIONSNET

Fig 2 De seismiske stationer i og omkring Grønland

fundet sted ikke er medtaget. Derimod giver det et bedre billede af fordelingen af jordskælv, fordi meget unøjagtige lokaliseringer ikke er medtaget.

1.2. NY LOKALISERING MED HYPOLG

HYPOLG er et fortran program oprindeligt skrevet af Eaton (1969), modificeret af Lee (1970) og endelig er dele af det overført til RC8000 på Geodætisk Institut af Søren Gregeresen. En rutine til at beregne magnitude udfra oplysninger om amplituder og perioder er siden blevet indføjet i programmet som en del af dette speciale.

HYPOLG udnytter oplysninger om observerede ankomsttider for bølger fra et jordskælv til et antal seismiske stationer og

en model for jorden som bølgerne løber igennem. Modellen består af horisontale lag med en angivet P-bølgehastighed. Alle lag har ens forhold V_p/V_s , og overfladebølgehastighed V_L . (Press&Ewing 1952) Udfra modellen kan teoretiske ankomsttider beregnes, og ved sammenligning med de observerede kan jordskælvets hypocenter (tid og sted) bestemmes ved Geigers metode.

1.2.1. GEIGERS METODE

Et jordskælv på tid t_0 og sted x_0, y_0, z_0 registreres på N stationer med en ankomsttid t_i på de i'te station.

Udfra et indledende gæt på jordskælvets Hypocenter t, x, y, z kan den teoretisk beregnede ankomst tid τ_i til den i'te station beregnes ved hjælp af jordmodellen.

For hver station bestemmes så et residue

$$R_i = \tau_i - t_i \quad \text{for } i=1, \dots, N \quad (1)$$

som forskellen mellem beregnede og observerede ankomsttider. Ligningssættet (1) udgør de ulineære observationsligninger. Disse lineariseres ved Taylorudvikling til første orden omkring t, x, y, z (gættet på hypocenter).

$$R_i = dt + \frac{\partial \tau_i}{\partial x_i} dx + \frac{\partial \tau_i}{\partial y_i} dy + \frac{\partial \tau_i}{\partial z_i} dz + e_i$$

hvor de afledede kan beregnes udfra den givne model, og e_i er fejlen.

De aflæste ankomsttider t_i antages at være den først ankomne bølge. HYPOLG beregner de teoretiske ankomsttider og deres partielle afledede for de refrakterede og den direkte bølge udfra modellen og vælger den der kommer først, hvilket afhænger af afstanden mellem hypocenter og station. (fig 3) Indføres betegnelsen $x_{j,i}$ hvor

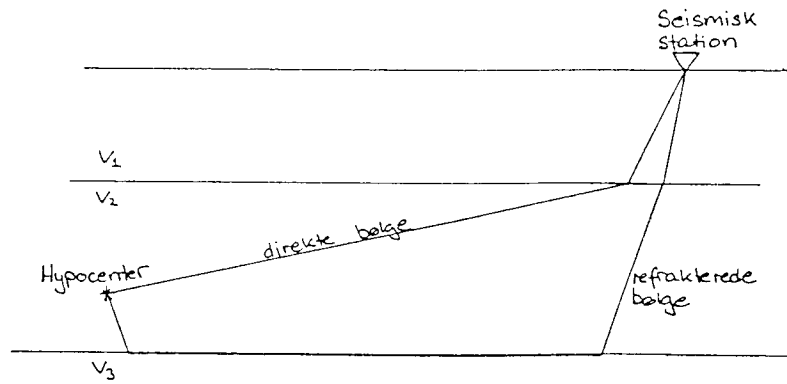


Fig 3 HYPOLG beregner løbetiden for begge de viste stålegange, og vælger den med den korteste tid som 1. indsats.

$$x_{1,i} = \frac{\partial t_i}{\partial x}, \quad x_{2,i} = \frac{\partial t_i}{\partial y}, \quad x_{3,i} = \frac{\partial t_i}{\partial z}$$

og

$$B_1 = dx, \quad B_2 = dy, \quad B_3 = dz$$

kan observationsligningerne skrives på formen

$$e_i = R_i - dt - \sum_j x_{j,i} B_j$$

og ved at indføre

$$\bar{R} = \frac{\sum_i R_i}{N} \quad \text{og} \quad \bar{x}_j = \frac{\sum_i x_{i,j}}{N}$$

fås

$$\begin{aligned} e_i &= (R_i - \bar{R}) - \sum_j (x_{j,i} - \bar{x}_j) B_j + \bar{R} - \sum_j B_j \bar{x}_j - dt \\ &= (R_i - \bar{R}) - \sum_j (x_{j,i} - \bar{x}_j) B_j + \sum_i e_i / N \end{aligned}$$

ved at omdøbe $e_i - \sum_i e_i / N$ til e_i fås

$$e_i = (R_i - \bar{R}) - \sum_j (x_{j,i} - \bar{x}_j) B_j$$

Herved er dt blevet separeret fra de øvrige variable B_1 , B_2 , B_3 og kan fås efter inversion fra

$$dt = \bar{R} - \sum_j B_j \bar{x}_j$$

Normalligningerne opstilles udfra et mindste kvadraters krav, idet $\sum_i e_i^2$ minimaliseres ved at kræve de partielt afledede med hensyn til B_j ($j = 1, 2, 3$) lig nul. Derved fås normalligningerne

$$\sum_k (\sum_i (x_{j,i} - \bar{x}_j)(x_{k,i} - \bar{x}_k)) B_k = \sum_i (x_{j,i} - \bar{x}_j) (R_i - \bar{R})$$

$$j = 1, 2, 3$$

Dette ligningssystem løses nu herefter ved stepwise multiple regression (Draper & Smith 1966) i en iterativ proces, hvor de enkelte variable hele tiden bliver checket, for at se om de har signifikant indflydelse på inversionen - og kun bliver taget med, hvis deres indflydelse overskrider en vis tærskel som fastlægges i programmet. Iterationen stopper når ændringen i hypocenter fra en iteration til de næste, er mindre end en i programmet fastlagt grænse på 25 m.

Den beskrevne metode bygger på *en* bølgetypes (f.eks P - bølger) ankomsttider. I den udgave der ligger på Geodætisk Institut (HYOPLG) bruges P, S og Lg faserne.

S - ankomster bliver behandlet nøjagtigt ligesom P - ankomster, blot med en lavere hastighed, beregnet udfra P - hastighederne og den konstante faktor V_p/V_s . Det betyder at Poissons forhold antages ens for alle lad, og dermed at stålegangen for S - bølger er antaget at være den samme som for P - bølger.

Lg bølgerne betragtes som overfladebølger, der udbreder sig langs overfladen af en ellipsoide med en konstant hastighed.

HYPOLG kan beregne **magnitude** af et jordskælv udfra oplysninger om amplitude og periode af Lg-fasen, der som regel er den kraftigste indsats på seismogrammerne fra Grønland. Det

er en lokal magnitude m_s der beregnes:

$$m_s = 2.50 + 2.50 \log_{10} \Delta + \log_{10}(A/T) + \text{path corr.}$$

hvor Δ er afstanden i grader, A og T er zero-peak amplitude i mikroner og perioden i sekunder af den maximale amplitude af Lg fasens vertikale komponent. Path corrections beror på regionale forskelle i Grønland og er vist i fig 4 .(Gregersen 1982b)

Path corrections

Region of earthquakes	Seismological station:	Path corrections
Between DAG and NOR and northern Greenland and northwestern Greenland near Thule	KTG	0.4
Southwest of KTG	KTG	0.7
Within 2° of KTG, north of KTG	all	0.4
Within 2° of KTG, south of KTG	all	0.7
Omit paths to GDH from earthquakes north of GDH in western Greenland		
Omit paths to DAG from earthquakes south of 64°N		

Fig 4 Der er forskel på hvor godt Lg-bølger udbreder sig langs forskellige baner, og det er nødvendigt at korrigere for dette ved magnitude beregninger. Fra Gregersen 1982.

1.2.2. VALG AF JORDMODEL I HYPOLG

Til de jordskælv på fig 1 der er lokaliseret med HYPOLG er følgende jordmodel blevet benyttet:

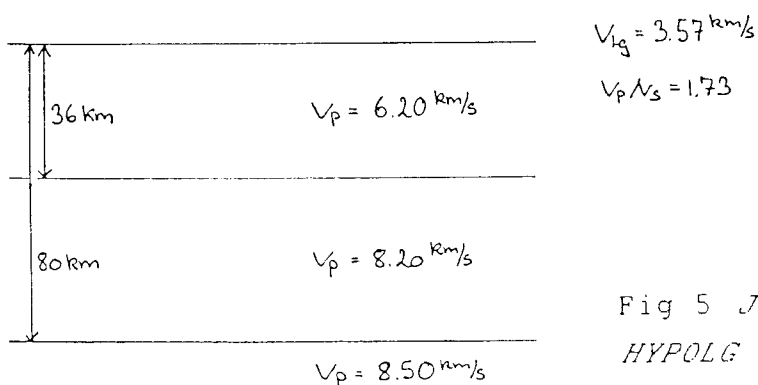


Fig 5 Jordmodel der bruges i HYPOLG lokaliseringerne

Denne model er identisk med den model der benyttes i de canadiske bulletiner til rutinemæssig lokalisering af jordskælv på det canadiske skjold. (Stevens et al 1972)

1.2.3. VURDERING AF HYPOLG - LOKALISERINGER

En lokalisering med HYPOLG indebærer en minimalisering af forskellen mellem en teoretisk beregnet og en observeret ankomsttid på et antal stationer. Som et mål for hvor god den interne konsistens i de benyttede oplysninger er kan RMS bruges.

$$RMS = \sqrt{2R_1^2 + \dots + R_M^2} \quad R_i = \tau_i - t_i$$

hvor M er antallet af aflæste faser som indgår i en lokalisering.

At RMS er 'lille' betyder ikke nødvendigvis at jordskælvet er absolut korrekt placeret, men kun at med den valgte jordmodel og metode passer observationerne bedst på positionen (t,x,y,z)

Typisk for Grønlandske jordskælv er RMS på 2 - 3 sek. hvilket svarer til horizontale fejl på i gennemsnit 25 km. Dette skal kun opfattes som et udtryk for størrelsen af fejl, da proceduren ved lokaliseringen svarer til at finde et minimum

i en 4-dimensionel flade udspændt af t, x, y, z og den reelle fejl på en af parametrene kan være væsentligt større, og vil afhænge af minimaets geometri.

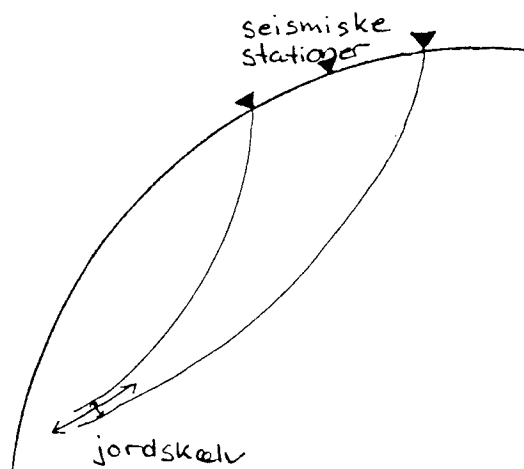


Fig 6 Hvis et jordskælv ligger udenfor det net af stationer der indgår i lokaliseringen, kan der være store forskelle i usikkerheden i forskellige retninger. Pilene viser usikkerhederne.

F.eks er azimuthfordelingen af stationer for de fleste Grønlandske jordskælv skæv - situationen vist i fig 6 illustrerer effekten.

Der er ikke på fig 1 angivet dybde for jordskælvene, men de fleste jordskælv i Grønland kan vurderes til ikke at være særlig dybe, idet der registreres flere P - faser på de grønlandske stationer (P_n, P_s). Det betyder også at dybden er svær at bestemme, da den kan variere meget, uden at det har indflydelse på lokaliseringen iøvrigt. For langt de fleste jordskælv lokaliseret i Grønland er dybden holdt fast under lokalisering. Den Canadiske bulletin (OTT) bruger 18 km (midt i skorpen) , NEIS 36 km og ISC bunden af skorpen som den træder frem på ISC's løbetiddigrammer. I HYPOLG vil dybden ofte i kraft af beregnings metoden blive låst fast på den dybde det indledende gæt på et hypocenter har. I øvrige tilfælde beregnes dybden, som regel til værdier inden for skorpen.

Lokaliseringer foretaget med HYPOLG programmet er afhængig af den model der bruges, idet modellen har indflydelse på hvilket punkt t, x, y, z der giver den bedste interne konsistens. Hvis azimuthdækningen var fuldstændig jævn ville modellen dog ikke influere på lokaliseringen. For at få en ide om hvorvidt de fundne positioner er systematisk forkerte kan HYPOLG lokaliseringerne sammenholdes med

- følte jordskælv
- store jordskælv
- andre lokaliseringsmetoder

Følte jordskælv Der er ikke følt ret mange af de lokaliserede jordskælv, hovedsaglig fordi de sker i ubeboede egne. Et jordskælv er følt i Nordøst Grønland af to medlemmer af Sirius patruljen på position $79^{\circ}16'N$ $19^{\circ}20'V$ den 9/5-1967 kl $08^h03^m - 04^m$ GMT. Dette jordskælv er med HYPOLG lokaliseret til $79^{\circ}12'N$ $20^{\circ}38'V$, hvilket 25 km fra Sirius patruljens position. Størrelsen er beregnet til $m_6 = 3.8$ Til sammenligning rapporteres der i Wetmiller et al 1987 om jordskælv af samme magnitude ($m_N = 3.7$) som er blevet følt i afstande op til 60-70 km fra epicenteret. D.v.s at oplysningerne fra Sirius patruljen er kompatible med HYPOLG lokaliseringen. Tilsvarende er der flere steder i Grønland blevet følt jordskælv som senere er blevet lokaliseret til en position hvorfra det burde kunne mærkes. (Thule 4/1 1981, Danneborg 14 & 15/6 1984, flere i Holsteinsborg samt i Egedsminde)

Store jordskælv Nogle få jordskælv i Grønland er så store at de er blevet registreret på mange stationer over hele verden og lokaliseret med disse gennem ISC. Ved lokalisering med HYPOLG bruges kun et udvalg af de registreringer der indgår i ISC's lokalisering, idet HYPOLG kun er korrekt for stationer der kan siges at ligge på samme skorpestruktur som det jordskælv man vil lokalisere. Modellen der benyttes i HYPOLG bør selvsagt ligne den virkelige skorpe struktur så

meget som muligt.

26/11 1971 Nordøst Grønland $m_b = 4.7$

ISC 79.43° N 18.0° V (115 stationer)

HYPOLG 79.43° N 17.8° V (9 stationer)

hvilket er en difference på 4 - 5 km.

4/1 1978 nord for Grønland $m_b = 5.0$

ISC 85.71° N 23.9° V (170 stationer)

HYPOLG 85.7° N 27.4° V (9 stationer)

hvilket er en difference på 30 km. Dette jordskælv ligger uden for det stationsnet der er brugt til HYPOLG lokaliseringen.

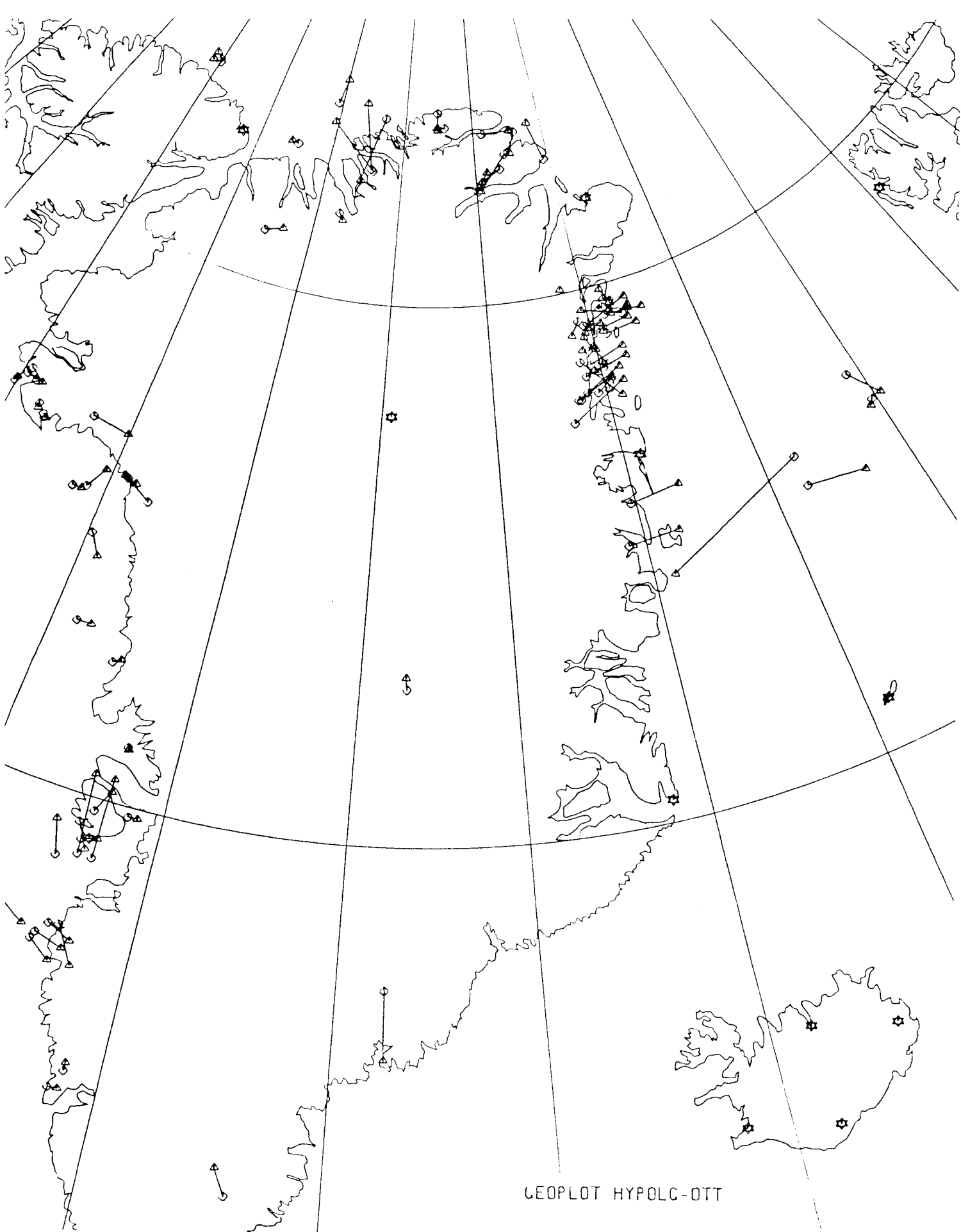
Andre lokaliserings metoder En stor del af de jordskælv der er medtaget på fig 1 er lokaliseret både med HYPOLG programmet og i Canada (f.eks Wetmiller 1977) Ialt 81 af de 132 jordskælv er lokaliseret af begge. Dette giver en mulighed for at sammenligne. Fig 7.

Den canadiske lokalisering (OTT) bruger samme metode som HYPOLG og samme model (Stevens 1972), men der kan være stor forskel på hvilke stationer der er blevet brugt. De meget store forskelle (lange streger) på fig 7 skyldes at nye oplysninger fra de grønlandske stationer er taget med i HYPOLG lokaliseringen eller at nogle oplysninger brugt i OTT lokaliseringen ikke har været tilgængelige.

F.eks. jordskælvet d 6/1 1967 på 67° N 37° V OTT lokaliseringen er baseret på 5 faser fra 3 stationer hvorimod HYPOLG lokaliseringen er baseret på 9 faser fra 4 stationer hvoraf de 3 faser også er brugt i OTT lokaliseringen. Som regel vil HYPOLG lokaliseringen have flere grønlandske aflæsninger med end de canadiske lokaliseringer. Der er en forskel på 142 km mellem de to positioner.

I Nordøst Grønland hvor der er en stor gruppe jordskælv, er der en tendens til at OTT lokaliseringen er ca. 70 km længere vestpå end HYPOLG lokaliseringen. (fig 8)

I dette område er positionsbestemmelsen meget følsom over



GEOPLLOT HYPOLC-OTT

★ FILE: Stationer

△ FILE: HYPOLC

◇ FILE: OTT

Fig 7 Sammenligning af 2 forskellige lokaliseringer. Stregerne forbinder det samme jordskælvs positioner som fundet ved de 2 lokaliseringer.

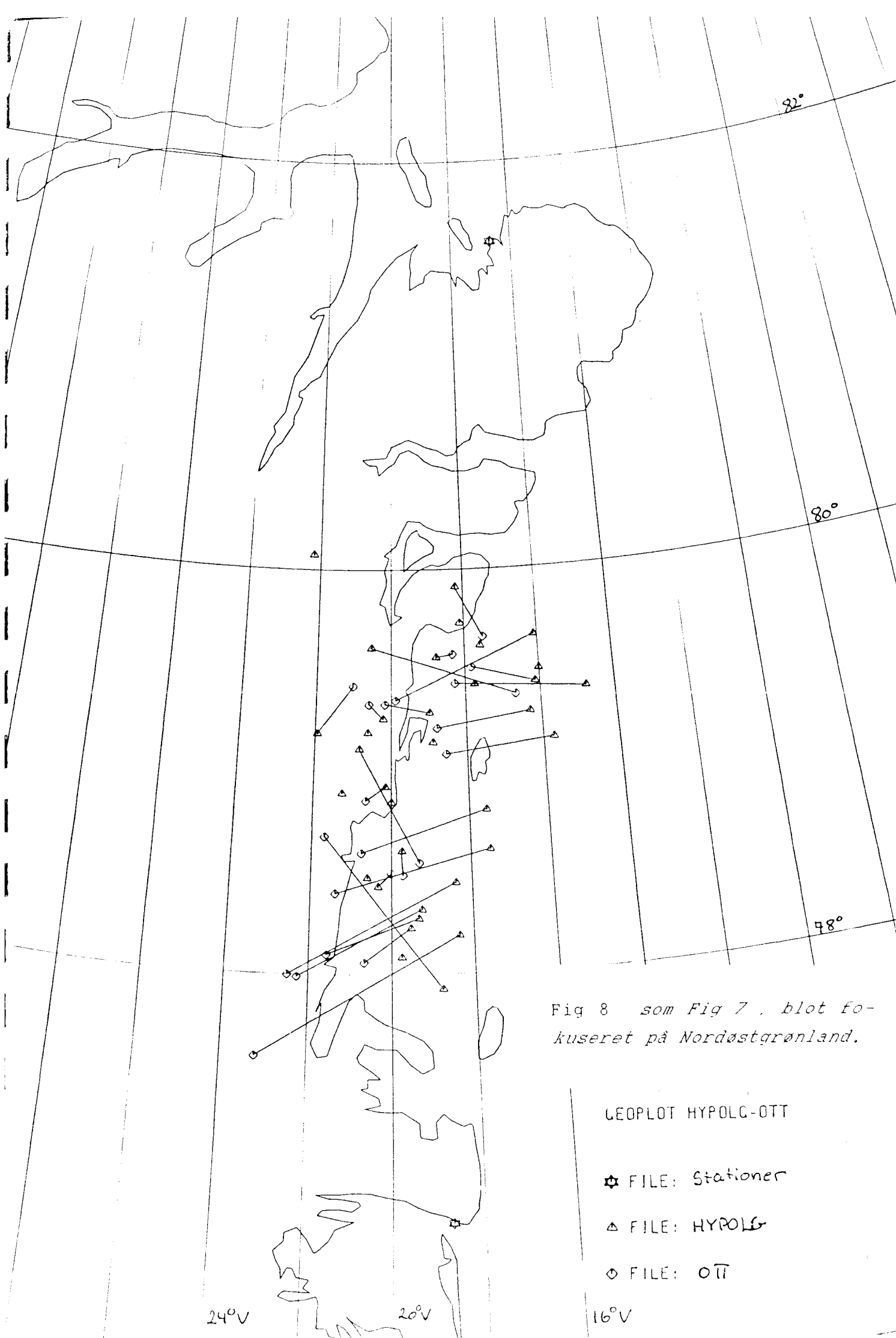


Fig 8 som Fig 7 , blot fokuseret på Nordøstgrønland.

GEOPLOT HYPOLC-OTT

★ FILE: Stationer

△ FILE: HYPOLC

○ FILE: OTT

24°V

20°V

16°V

for nye oplysninger fra de seismiske stationer i Østgrønland.

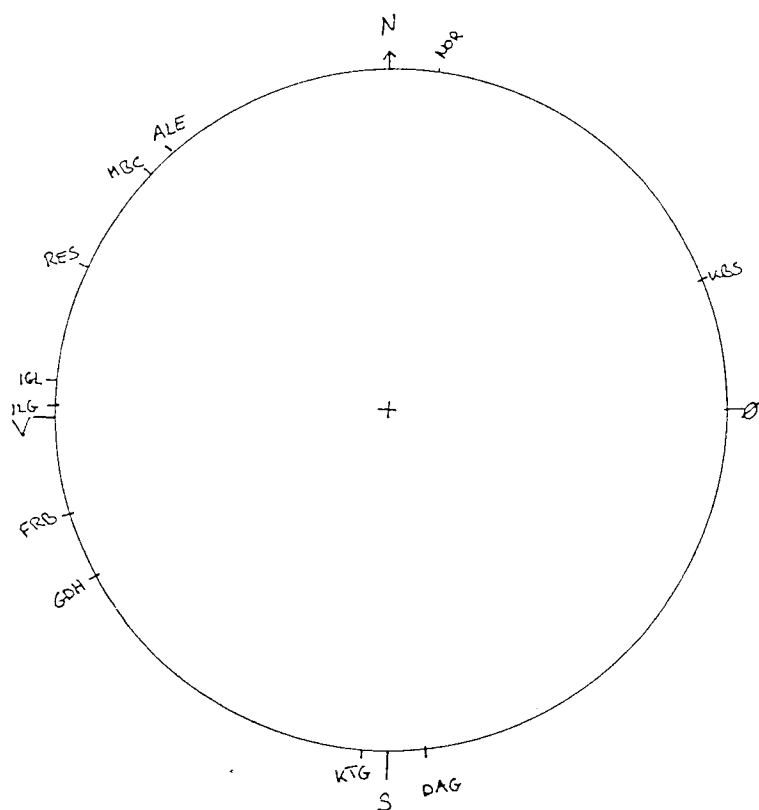


Fig 9 Azimuth fordeling af stationer for et jordskælv i den nordøstgrønlandske gruppe.

pos. $\sim 78^{\circ}30' \times 19^{\circ}30'$

Der vil ofte være nye oplysninger i N - S retningen. (station Nord NOR , Danmarkshavn DAG, Kap Tobin KTG, Scoresbysund SCO)

1.3. BESKRIVELSE AF SEISMICITETEN I GRØNLAND

Jordskælvne ligger langs kysterne; der er kun ganske få inde under iskappen. De grønlandske jordskælv er *intraplate jordskælv*, og årsagerne til sådanne er ikke umiddelbare. Sykes (1978) har samlet en oversigt , og konkluderer, at de fleste intraplate jordskælv sker i gamle svaghedszoner: Orogene bælter, gamle suturer, transformzones, og langs

kontinent-ocean margin.

Grønland er til alle sider omgivet af oceanisk skorpe, undtagen ved Nares strædet (Wetmiller 1982 , Menzies 1982). De fleste jordskælv finder sted i Nordøst og Nord Grønland, i caledoniderne og i det nordgrønlandske folde bælte (fig 10)

hvor spændinger forårsaget af spredningen på den midtatlantiske ryg kunne være årsag til jordskælvne. 'Knækket' på midtoceanryggen ud for NOR kan forlænges ind det aktive område i Nordgrønland, og spiller evt. en rolle i opbygningen af spændinger her. En anden kilde til spændings opbygning langs kysterne i Grønland er trykaflastning fra istiden. Dog skal det bemærkes, at Antarktis er næsten fuldstændig aseismisk, her har også været trykaflastning fra istiden . (Sykes 1978)

Udover de jordskælv der er medtaget på fig 1 er der lokaliseret et antal (ca 40) jordskælv som ikke opfylder kriterierne omtalt i afsnit 1.1. Alle disse jordskælv er små og forekommer hovedsaglig i Nord og Nordøst grønland . Desuden registres der på de grønlandske stationer P og S ankomster fra lokale jordskælv, som det ikke er muligt at lokalisere, idet de kun er registreret på 1 station. (Gregersen 1982)

En mulighed for at øge antallet af lokaliserede jordskælv ville være at korrelere rutine aflæsningerne for de grønlandske stationer. Når der er aflæst på 2 eller flere stationer samtidigt, kan registreringerne findes frem og aflæses med henblik på lokale jordskælv. Dette er gjort for en kortere periode (1974 - 76) og bragte 11 jordskælv frem, som ellers ikke ville være blevet fundet.

Dele af Grønland er dårligere dækket af stationer end resten, således at mindre jordskælv simpelt hen ikke bliver opdaget. I Sydøstgrønland rapporteres der der flere gange om året om følte rystelser, som enten kun registreres på en enkelt station, eller slet ikke, og kan derfor ikke kan

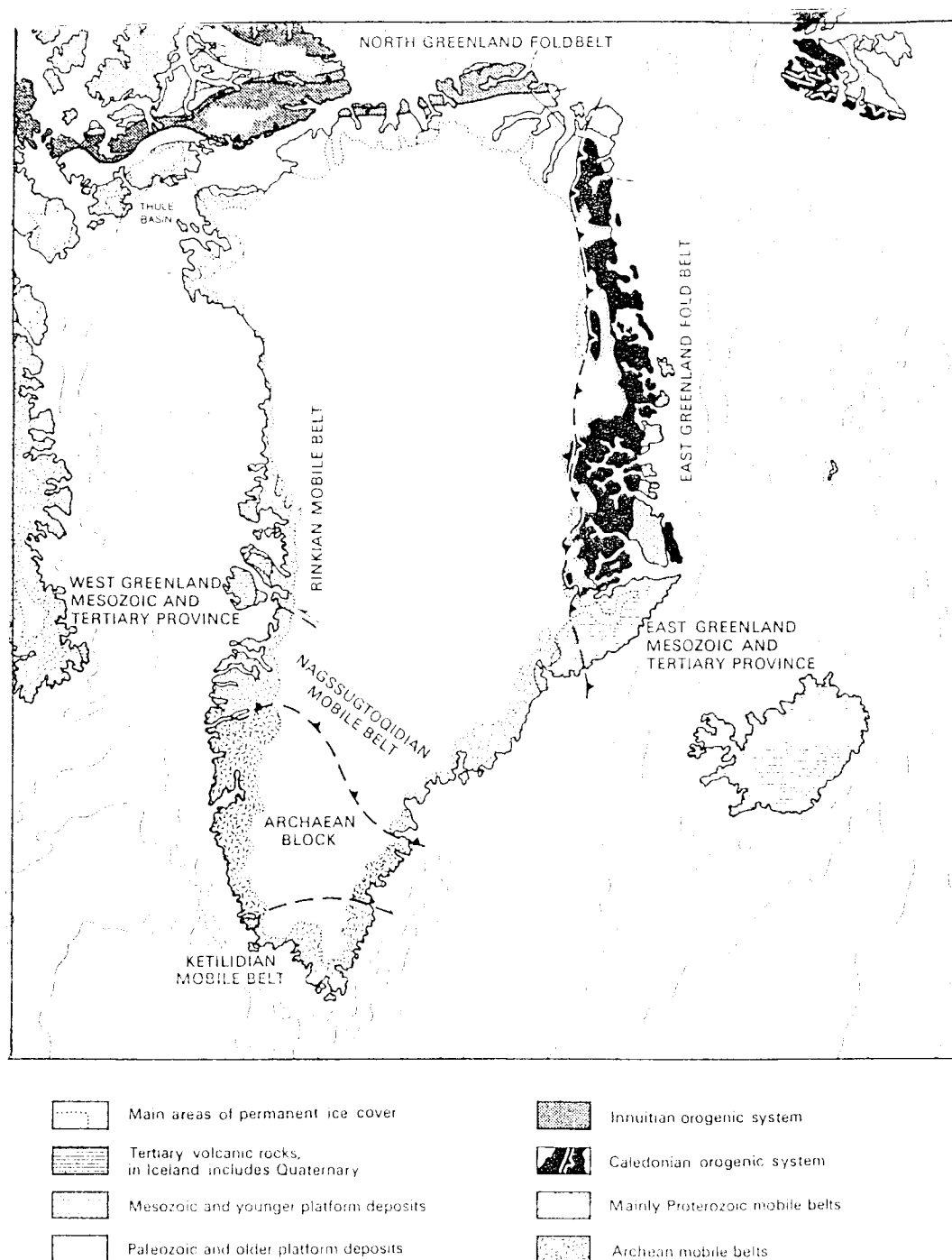


Fig 10 *Geologisk oversigtskort over Grønland.*
Fra Geology of Greenland 1976, GGU

lokaliseres.

Jordskælvene på fig 1 er opdelt i 4 grupper efter magnitude.

$m_5 < 3$	10 styk
$3.0 < m_5 < 4.0$	75 styk
$m_5 \geq 4.0$	31 styk
uden beregnet magnitudo	16 styk

Der er 16 jordskælv på kortet fig 1 hvor det ikke har været muligt at beregne m_6 fordi Lg fasen ikke er observeret på nogen station.

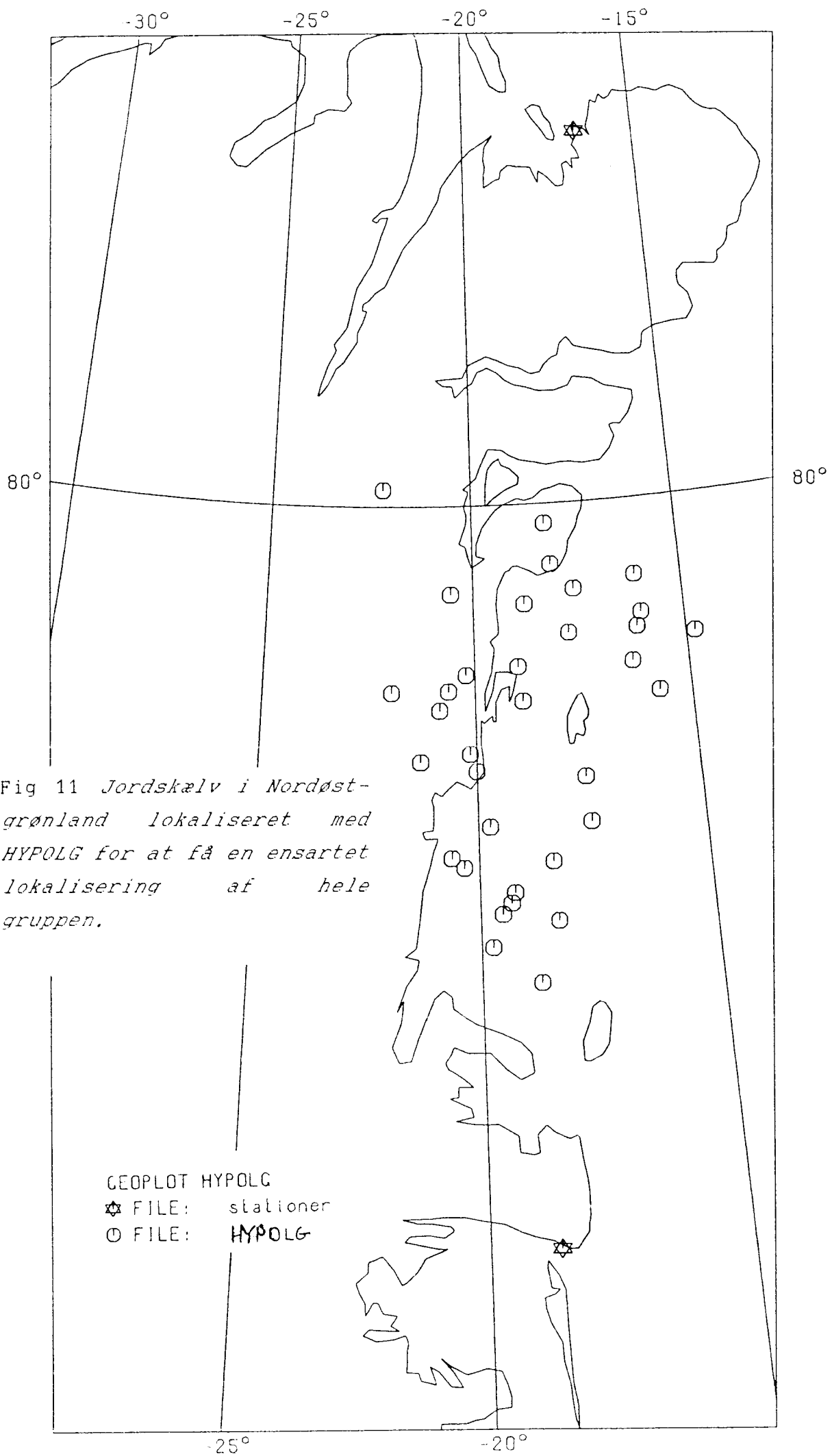
De store jordskælv ($m_6 \geq 4.0$) fordeler sig langs den østlige og nordlige kyst samt ved Thule, hvorimod der i Vestgrønland ikke er registreret nogen. Det største jordskælv var i Nordøstgrønland ($m_6 = 5.3$). Nord for Grønland er det største på $m_6 = 4.9$, ved Scoresbysund $m_6 = 4.8$ og i Thule området $m_6 = 4.7$.

I det sydlige Grønland er der kun lokaliseret få jordskælv ($m_6 = 3.4 \quad 3.4 \quad 4.3 \quad 3.3 \quad 3.4 \quad 4.0$) Dette til trods for der flere gange om året mærkes jordskælv i Angmagssalik distriktet. På grund af den ringere stationsdækning i dette område, er detektionsgrænsen højere end i resten af Grønland.

1.4. NORDØST GRØNLAND

I Nordøstgrønland ved Jøkelbugten mellem 78° N og 80° N ligger ca. 30% af samtlige jordskælv i Grønland koncentreret. Dette område har jeg undersøgt nærmere for at lokalisere de enkelte jordskælv bedre.

Alle jordskælv hvor oplysninger er tilgængelige (29 udaf 39) er lokaliseret med HYPOLG programmet hvilket giver en bedre indbyrdes placering, idet det er en ensartet lokalisering. På det samlede kort (fig 1) er der brugt flere forskellige kilder til lokaliseringerne (afsnit 1.1). HYPOLG lokaliseringerne viser en gruppe ca. 250km lang og 100km bred med længste udstrækning omtrent parallel med kysten. (retning $20-25^\circ$ Ø) De ligger næsten alle ud for



kysten i Jøkelbugten, der er en del af den caledoniske foldekæde. Et geologisk kort over området er kompileret af Haller (1983) baseret på arbejde før 1964 (fig 12) Der er ikke siden foretaget geologiske undersøgelser i dette område.

Det strukturelle trend i dette område er ca. 23° Ø: stort set den samme retning som jordskælvsgruppen. Man kan derfor forestille sig at spændinger udløses i gamle svaghedszoner fra caledoniderne, men hvorfor de koncentrerer netop i Jøkelbugten er svært at sige.

Et enkelt jordskælv i dette område er stort nok til, at det har været muligt at lave en faultplane-solution.

26/11 - 1971 79.4° N 18.0° Ø

strike 10° / dip 52° V eller strike 63° / dip 52° Ø

(Sykes & Sbar 1973) (fig 13)

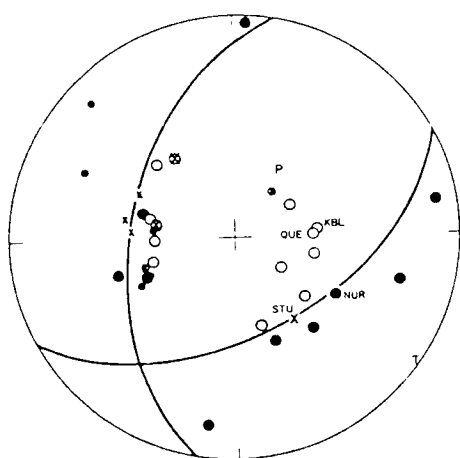
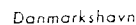


Fig. 2. Focal mechanism (first motion) solution for earthquake near NE coast of Greenland on November 26, 1971. Plot is equal-area projection on lower hemisphere of radiation field. ●, Compressions; ○, dilatations; X, arrivals near nodal plane; P and T are inferred axes of maximum and minimum compressive stress. Large symbols denote more reliable readings. Solution is characterised by a predominance of normal faulting.

Fig 13 Fra Sykes og Sbar
1973

Sykes og Sbar (1973) påpeger at det er en normal forkastning, hvorimod de fleste andre intraplatejordskælv, hvor der eksisterer en faultplane solution, peger på at det er horisontal kompression der er årsag til jordskælvene (Sykes 1978)



1.4.1. RELATIV LOKALISERING

I et forsøg på at forbedre den indbyrdes beligenhed af de nordøstgrønlandske jordskælv, har jeg lavet en relativ lokalisering.

Der eksisterer adskillige metoder til at forbedre en samling jordskælvs lokaliseringer, ved at udnytte flere events på en gang. Den nok mest vidtrækkende metode er at inddrage såvel hypocenterparametre for et antal jordskælv, som parametre for den jordmodel de antages at løbe i (tykkelse af lag, hastighed i lag) i løsningen (Crosson 1976). Joint Hypocenter eller Epicenter lokaliseringer indebærer at modellen antages kendt, og at et antal jordskælv lokaliseres på en gang (Spence 1980, Jordan & Sverdrup 1981). Fælles for de nævnte metoder er, at de kræver et større antal registreringer, samt en bedre azimuth dækning, end der findes for de grønlandske jordskælv. Med for få data bliver de matricer der fremkommer af observationsligningerne ustabile. Den metode jeg har valgt at bruge er *masterevent metoden*. Jordskælvne lokaliseres et ad gangen relativt til en masterevent. Som masterevent vælges det største og/eller bedst bestemte jordskælv. Kravet er da at der findes et velbestemt jordskælv der kan anvendes til master event.

Princippet er at

- vælge en masterevent der er registreret på alle de stationer man gerne vil bruge
- bestemme residuer (observeret $\div$ beregnet løbetid) for mastereventen
- indføre disse residuer som stations delays på de enkelte stationer
- lokalisere de øvrige jordskælv som vanligt med disse stations delays

Det naturlige valg af master event i Nordøstgrønland er det største jordskælv i Grønland med magnitudo $m_s = 5.3$ d 26/11 - 1971. Det er registreret af 117 stationer i WWNSS nettet og er lokaliseret af ISC til

23° 07' 47.3" 79.43° N 18.0° V

Ved at udvælge stationer der ligger nærved og på samme skorpe type som jordskælvet (dvs grønlandske og nogle canadiske) og lokalisere med HYPOLG programmet opnåes position

23° 07' 49.3" 79.43° N 17.8° V

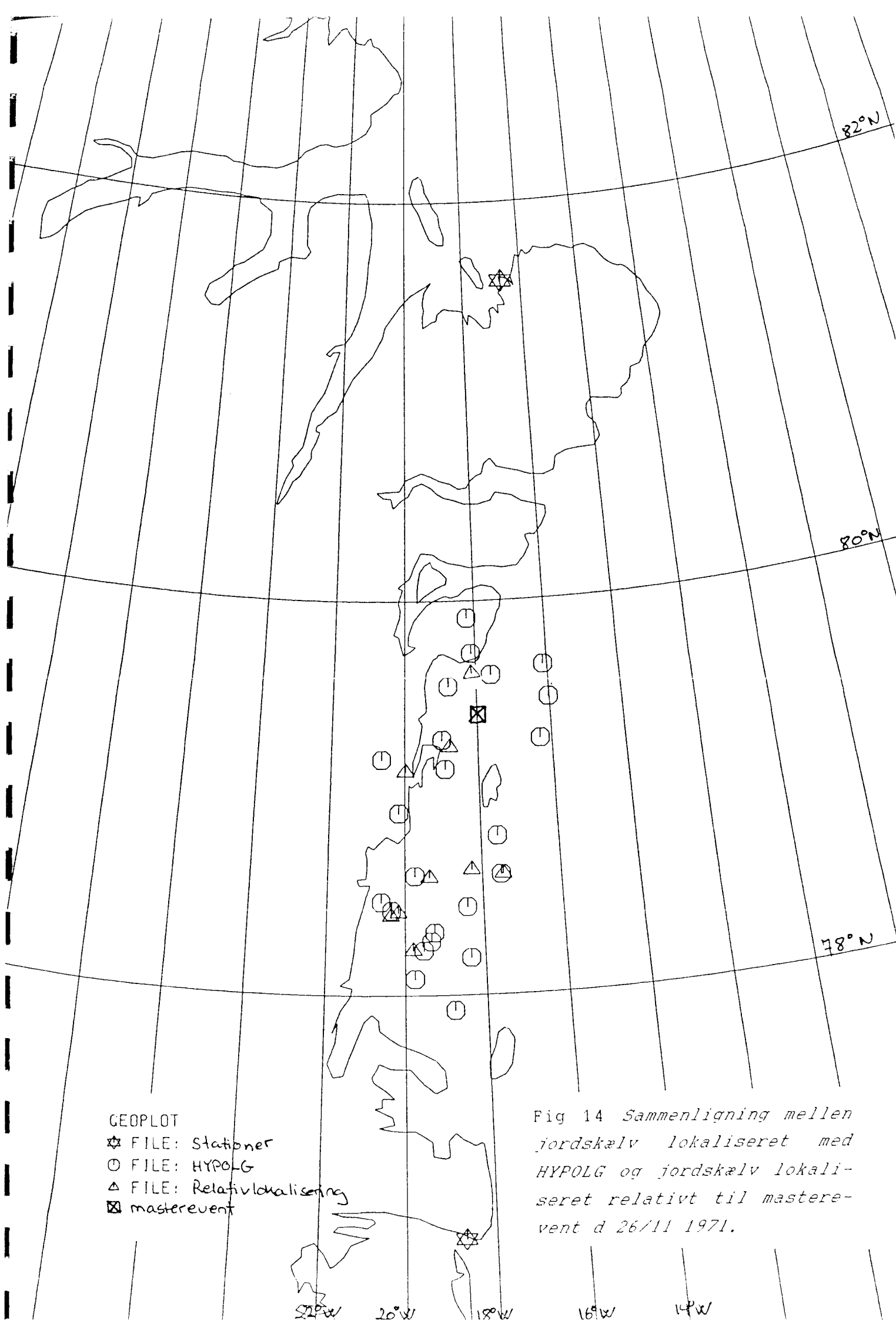
hvilket er 4km fra ISC positionen. I tabellen er vist de delay der fremkom ved lokalisering med HYPOLG samt de anvendte stationers azimuth.

<i>Station</i>	<i>Delay</i>	<i>Azimuth</i>
NOR	0.16 s	4.3°
ALE	-0.94 s	314.5°
KTG	2.31 s	189.0°
GDH	-0.92 s	241.8°
RES	-0.48 s	294.8°
MBC	1.68 s	314.0°
FBC	-6.28 s	251.0°
KBS	-1.78 s	80.6°

KBS er taget med af hensyn til azimuth fordelingen. DAG og ILG var ikke i drift da jordskælvet skete , og kan derfor ikke inddrages. Delay blev aflæst for P-bølgerne, idet et stationsdelay i HYPOLG's beregninger for S-bølger bliver omregnet ved hjælp af det i modellen bestemte forhold V_p/V_s .

Ialt blev 24 jordskælv forsøgt lokaliseret relativt til mastereventen. Fig 14.

Disse er registret på et udvalg af stationerne der har registreret masterevent, og for jordskælv efter 1972 som regel også på Danmarkshavn (DAG) Manglen af en registrering på DAG af jordskælvet d 26/11 1971 (masterevent) vanskeliggør en relativ lokalisering af jordskælv efter 1972 alvorligt, idet registreringer fra DAG må udgå. Med det lille antal sta-



GEOPLOT

- ☆ FILE: Stationer
- FILE: HYPOLG
- △ FILE: Relativlokalisering
- ⊠ masterevent

Fig 14 Sammenligning mellem
jordskælv lokaliseret med
HYPOLG og jordskælv lokali-
seret relativt til mastere-
vent d 26/11 1971.

tioner der som regel er til rådighed for et jordskælv, betyder det en væsentlig forringelse i antallet af aflæste faser og i azimuthdækningen.

Jeg har opstillet et kriterium om, at RMS skal forbedres ved den relative lokalisering gennem en masterevent, og et krav om at selv om DAG - registreringer ikke er med i en relativ lokalisering, så skal de være i overensstemmelse med den fundne position.

Af de 24 jordskælv er de 10 blevet accepteret med en bedre position efter en relativ lokalisering. 5 er kasseret idet RMS blev større, og resten har måttet udgå idet aflæsningerne fra DAG ikke var i overensstemmelse med den fundne position. Her vil jeg henvise til afsnit 2.3, hvor det viser sig at en kraftig P - indsats på KTG 7-10 s *efter* 1. indsatsen ofte er blevet læst som 1. indsats. Dette kan være grunden til, at det ofte ved den relative lokalisering, kan være svært at få DAG registreringerne til at passe, idet KTG er den eneste anden station i N-S retningen.

Jordskælvene er ved denne proces ikke blevet flyttet særlig meget (10km), de fleste mod SSØ. (fig 14) Det er vigtigt at huske, at det kun er jordskælvenes placering indbyrdes som berøres af den relative lokalisering. Det er lokaliseringen af masterevent der er afgørende for hvor hele gruppen ligger. Da placeringen af masterevent ikke ændres betydeligt ved HYPOLG lokalisering med et lille udvalg af de stationer der ligger til grund for ISC lokaliseringen, kan gruppens beliggenhed nok ikke bestemmes bedre end på fig 11.

dato		alm. lok.				RMS	rel. lok				RMS	
		° N	° V			s	° N	° V			s	
12/6	79	75	14.4	17	28.1	1.94	75	12.6	17	11.6	1.83	ok
1/2	78	78	55.6	20	09.6	3.80	ikke stabil					÷
10/2	78	78	11.4	18	21.9	1.76	ikke stabil					÷
3/3	76	78	13.7	19	32.6	3.57	78	12.6	20	00.1	3.62	÷
27/12	69	78	36.5	19	45.0	2.39	78	36.0	19	33.1	0.47	ok
9/5	67	79	11.9	20	37.9	2.77	79	08.2	19	58.8	1.17	ok
13/8	67	78	26.0	20	20.4	2.35	79	24.3	20	21.2	1.78	ok
5/12	67	79	54.8	18	13.7	1.48	79	54.6	17	37.4	2.39	÷
24/1	64	78	28.6	20	36.8	2.76	78	25.3	20	10.0	2.46	ok
5/5	82	78	16.5	19	21.0	3.34	78	13.8	19	48.4	2.49	ok
3/1	79	79	17.5	16	18.7	2.56	79	11.6	16	42.6	2.64	÷
14/12	78	78	36.8	17	32.2	1.52	78	36.8	17	29.2	0.98	ok
30/6	77	78	48.5	17	35.7	3.41	78	30.8	21	27.1	1.98	÷ DAG
1/1	78	78	19.2	19	16.2	3.00	78	16.3	18	04.0	3.13	÷ DAG
17/4	79	79	30.0	16	01.0	3.57	79	17.2	15	57.0	2.80	÷ DAG
11/4	73	79	44.1	18	07.8	1.65	79	38.3	18	16.9	1.07	ok
15/2	79	79	39.9	16	06.6	1.66	79	38.1	13	50.7	0.63	÷ DAG
20/7	74	78	05.1	19	46.0	2.27	ikke stabil					÷
2/12	74	79	37.4	17	35.8	1.43	ikke stabil					÷
27/1	75	79	17.8	19	00.0	3.32	79	15.6	18	47.7	3.25	ok
9/12	73	78	27.0	18	25.1	3.44	78	28.7	17	56.4	2.58	ok
28/6	72	79	08.9	18	55.5	5.73	79	09.3	16	33.4	4.84	÷ begge lok.
31/6	67	79	34.1	18	47.9	1.64	79	32.3	18	30.4	1.91	÷
18/8	66	77	55.4	18	47.7	3.38	77	47.9	17	18.5	3.72	÷

Jordskælv lokaliseret relativt til masterevent 26/11 71.
 Alm. lok bruger alle tilgængelige stationer, mens rel. lok.
 kun bruger de stationer der også har registret masterevent.

2. HASTIGHEDER

Der eksisterer kun temmelig sparsomme oplysninger om skorpe-tykkelser og hastigheder i og lige under skorpen i Grønland. Nogle oplysninger kan fås fra de grønlandske jordskælv, idet løbetider mellem jordskælvet og de seismiske stationer kan give oplysninger om hastigheder i det medie bølgerne løber i. Det må nødvendigvis blive regionale værdier, midlet over større områder, idet der jo ikke altid er et jordskælv og en station lige netop der hvor man gerne vil have dem. En begrænsning ligger også i, at man for at kunne beregne løbetider og afstande, der kan give oplysninger om hastigheder, må lokalisere jordskælvene ved hjælp af en model. Denne model specificerer netop de hastigheder man gennem løbetiderne gerne vil bestemme.

2.1. HVAD VIDES DER OM HASTIGHEDER I GRØNLAND

Den model der bruges ved lokaliseringer i HYPOLG er identisk med den model der bruges til lokalisering af canadiske jordskælv (f.ex Wetmiller 1977) se fig 5.

Gregersen (1970) har lavet et studie af overfladebølgers dispersion, og finder den model der er vist i fig 15. Denne metode er mest følsom over for ændringer i S - hastighederne. Disse målinger viste, at Grønlands skorpe i gennemsnit ligner det canadiske skjold, hvorfor den model der benyttes til canadiske jordskælv også bruges i Grønland.

Ud fra den østgrønlandske kyst er der lavet refraktionsprofiler ved hjælp af sonarbøjer. På de sydlige profiler kan P_n ankomster skelnes, og aflæses til 8.3 km/s. Profil 12 (se fig 16) tyder på 8.3 km/s i 10 km dybde (ude på ocean skorpe) (Oplysninger fra Steinunn S. Jakobsdottir, der laver speciale om disse profiler)

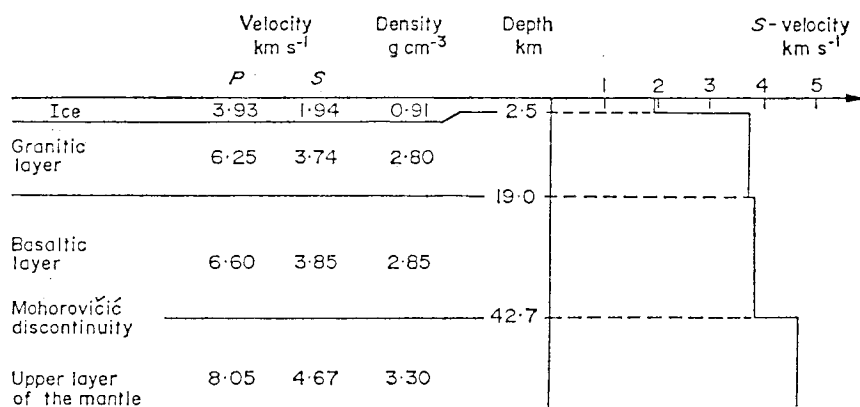


fig 15 Model for skorpen under Grønland ud-
fra dispersion af overfladebølger. Fra Gre-
gersen 1970

I Gregersen (1982) og Gregersen (under udgivelse) påpeges det, at der kan ligge nogle dybe strukturer i skorpen i det sedimentære bassin i Nordøstgrønland.

2.2. P - LØBETIDER

En stor del af de grønlandske jordskælv er lokaliseret med HYPOLG (108 ud af 132), og ud af disse lokaliseringer er P_n - løbetider til de grønlandske stationer (og Alert ALE) trukket ud. D.v.s jordskælvs - stations baner der løber i Grønland.

Disse løbetider er så indtegnet i et Δ, t koordinatsystem, og en "bedste rette linie" er tegnet ind. Linien er beregnet ved et mindste kvadraters krav.

Hældningen $1/V$ beregnes som

$$1/V = \frac{(\sum \Delta_i)^2 / N - \sum \Delta_i^2}{\sum \Delta_i \sum t_i / N - \sum \Delta_i t_i}$$

og skæring med t-aksen

$$\tau = \frac{\sum t_i - \sum \Delta_i / V}{N}$$

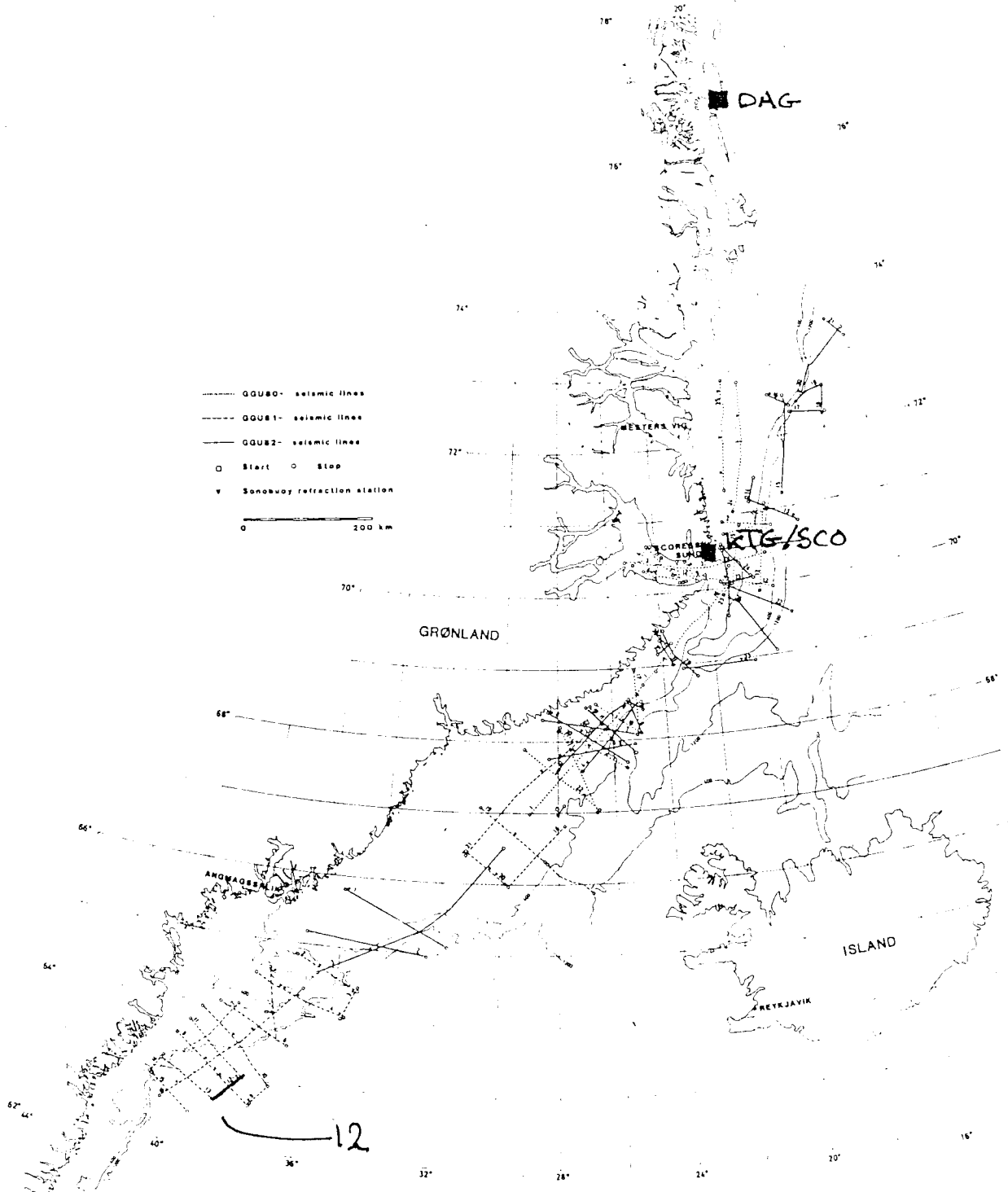


Fig 16 Linier langs hvilke der er lavet re-fraktions undersøgelser ud fra Grønlands øst-kyst. På den fremhævede profil kan P_n sig-naler skelnes med hastighed 8.3 km/s.

med usikkerheden på hastigheden

$$\sigma^2(V) = \frac{V^2 \sigma^2(\Delta)}{N \sum \Delta_i^2 - (\sum \Delta_i)^2}$$

$i = 1, \dots, N$, hvor N er antallet af punkter.
og $\sigma^2(\Delta)$ er kvadratet på usikkerheden på afstanden.

Alle løbetiderne er tillagt samme vægt, og løbetider fra stationer nærmere end 150 km er ikke medtaget, således at skorpe faser ikke bliver taget med (f.ex P_0). P - løbetiderne er plottet i flere omgange, først for baner i regioner i Grønland, dernæst alle løbetiderne sammen. Fig 17 viser

a) Nordgrønland. Det indeholder løbetider fra jordskælv langs Nordgrønlands kyst, registreret på Station Nord (NOR) og Alert (ALE). Hastighed 8.44 ± 0.29 km/s

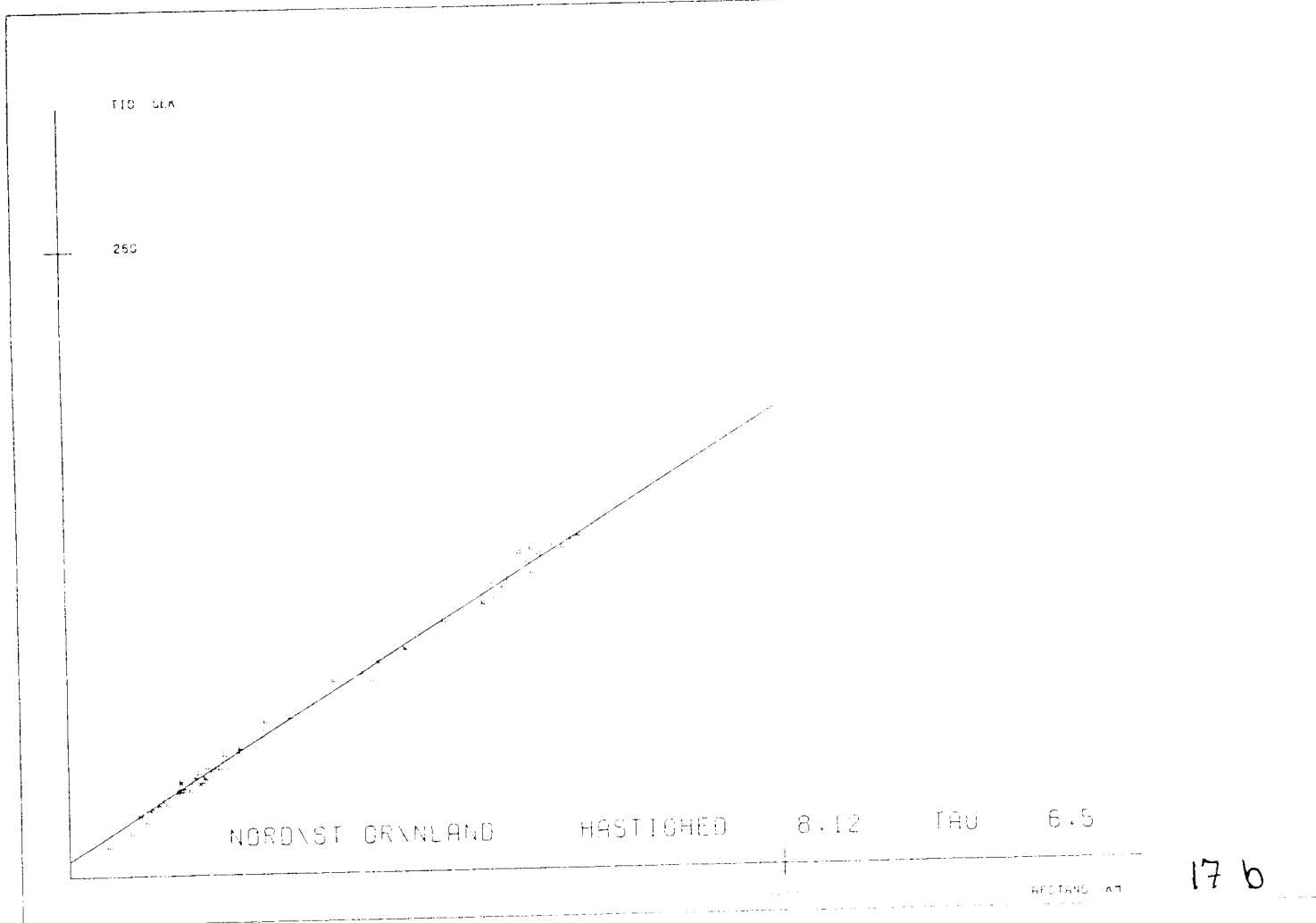
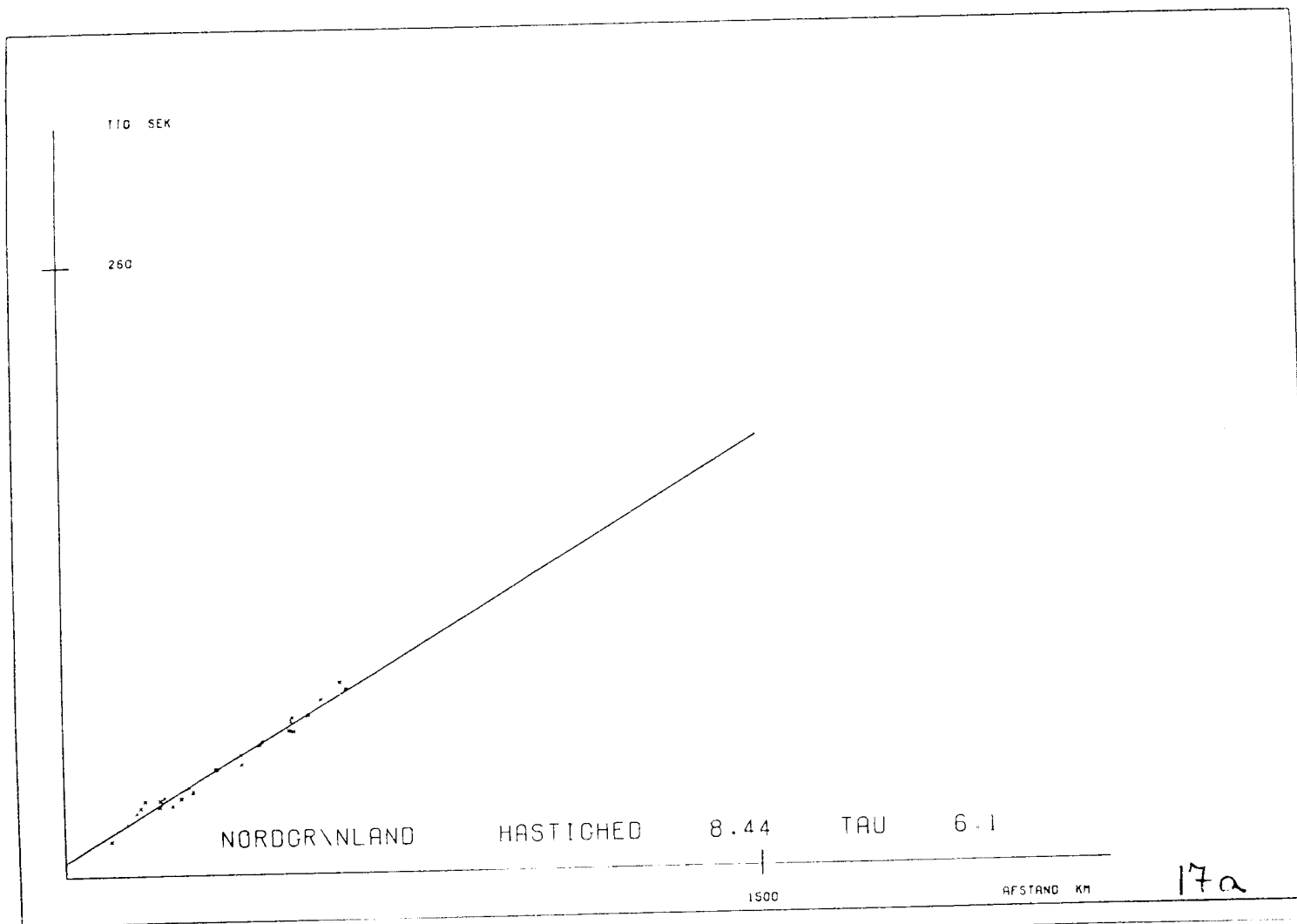
b) Nordøstgrønland. Jordskælv langs kysten fra Scoresbysund til Station Nord, registreret på Danmarkshavn (DAG). Station Nord (NOR) og Kap Tobin (KTG). Hastighed 8.13 ± 0.07 km/s (se afsnit 2.3 om dette område)

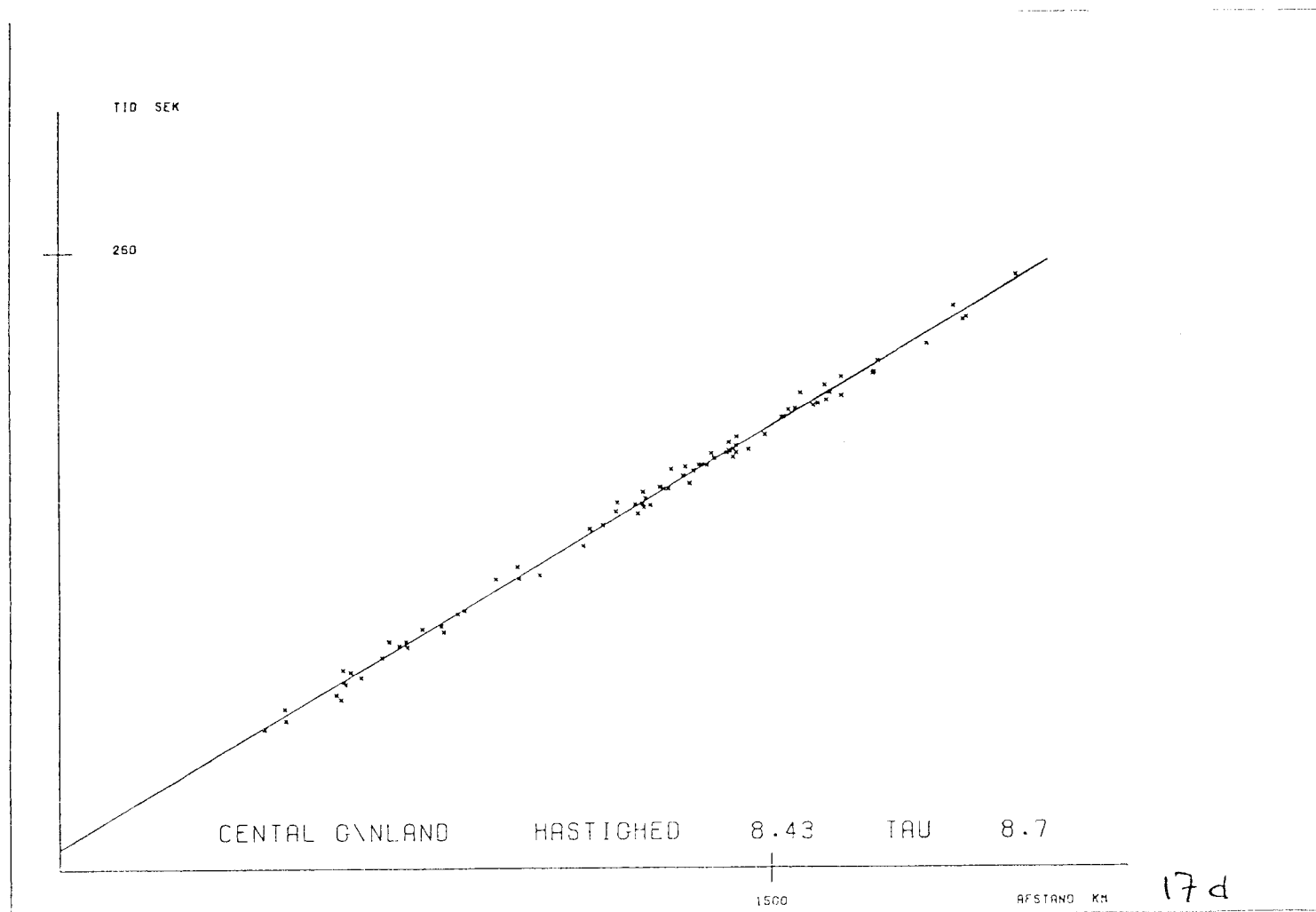
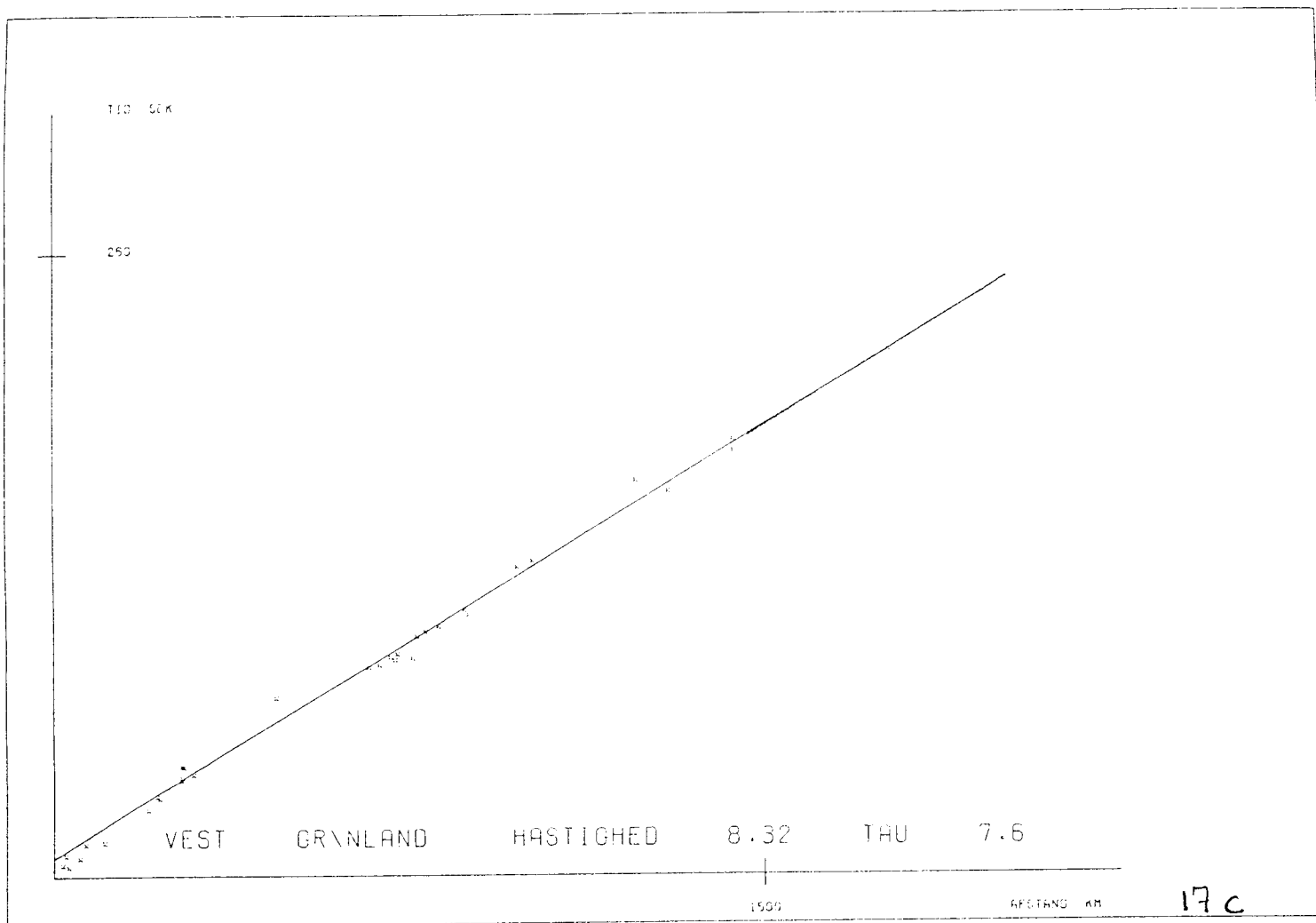
c) Vestgrønland. Jordskælv langs hele vestkysten registreret på Godhavn (GDH) og på Alert (ALE) Hastighed 8.33 ± 0.09 km/s

d) Centralgrønland. Jordskælv på den ene side af Grønland registreret på den anden side. F.ex et jordskælv i NØ-Grønland registreret i Godhavn (GDH) hastighed 8.43 ± 0.06 km/s

e) Alle løbetider fra grønlandske jordskælv til de grønlandske stationer Godhavn (GDH), Station Nord (NOR), Danmarkshavn (DAG), Kap Tobin (KTG), Inge Lehman station Array (ILG) samt på Alert (ALE). Hastighed 8.32 ± 0.03 km/s

Intercept tiden τ er vist på løbetidsdiagrammerne, men er afhængig af den model, der er brugt til at lokalisere jordskælvne med. Derfor er det ikke muligt på denne måde at få oplysninger om tykkelser ud af P_0 - løbetiderne, kun hastigheder. Modellen har også indflydelse på hastighederne (se fig 18)





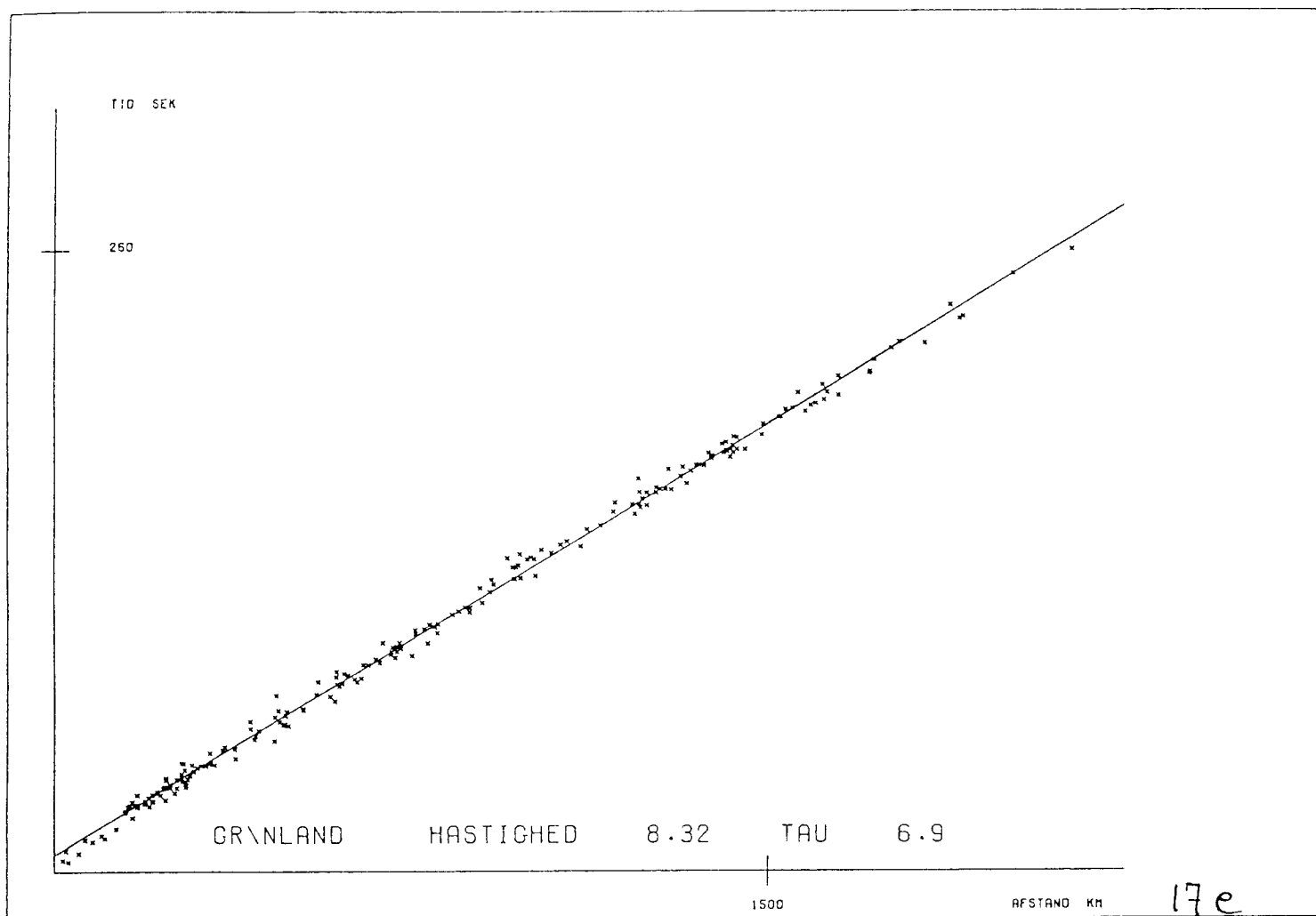


Fig 17 P - løbetider i forskellige regioner i Grønland (a, b, c, d) samt alle aflæste P - løbetider i Grønland (e).

Løbetiderne for alle P_n ankomsterne (fig 17 e) giver som nævnt en hastighed på 8.32 ± 0.03 km/s. , hvilket er højere end fundet ved overfladebølgers dispersion (Gregersen 1970) og højere end brugt for det canadiske skjold (Stevens 1966) Punkterne viser ikke tendens til afbøjning ved de største afstande, så værdien må betragtes som en P_n hastighed alene. Værdien for det centrale Grønland (fig 17 d) er endnu højere, men der er ikke oplysninger nok til med sikkerhed at opdele Grønland i regioner med forskellige hastigheder.

2.3. NORDØSTGRØNLAND

I dette område er der som nævnt i afsnit 1.4 mange jordskælv, og fordelingen af seismiske stationer og jordskælv er

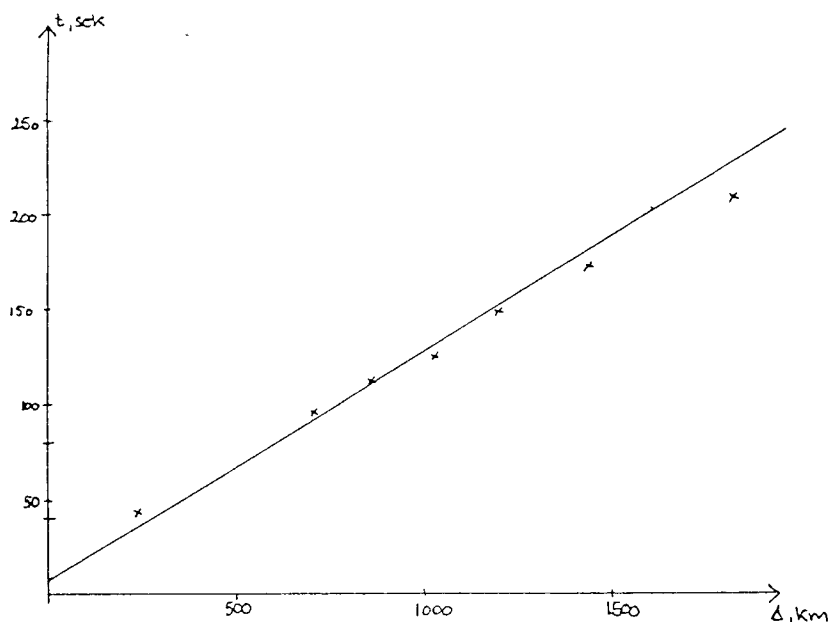


Fig 18 Hvis man forsøger at tilpasse løbetider til en model med en for lav hastighed, kan en løsning findes gennem mindste kvadraters metode ved at rykke hele samlingen af punkter op og ned. Derved bliver intercepttiden τ afhængig af modellen, mens løbetiderne stadigvæk indeholder information om den struktur bølgerne løber igennem.

desuden så heldig, at det er muligt at lave en reel måling af hastigheden.

Hvis et jordskælv i gruppen i NØ-Grønland er blevet registreret både på DAG og KTG vil forskellen i ankomsttiden for en bølge divideret med afstanden mellem de to stationer give en hastigheden, der ikke er påvirket af en lidt fejlagtig lokalisering af jordskælvet. Intercept tiden τ vil derimod være afhængig af lokaliseringsfejl.

Der findes 4 jordskælv i gruppen der opfylder betingelsen. (fig 19). Gennemsnittet af de beregnede hastigheder er 7.9 km/s, hvilket er betydeligt lavere end den værdi der er beregnet for det øvrige Grønland. Denne lave hastighed kan

skyldes flere ting.

- der er en lav P_n hastighed mellem DAG og KTG
- det er ikke P_n ankomster der er aflæst men en anden fase
- stationsanomalier - men de skal være u-sandsynligt store
- den P_n hastighed der er beregnet for det øvrige Grønland er ikke korrekt, men ifølge argumenter i afsnit 2.2 vil jeg betragte den som god nok

En undersøgelse af det eneste store jordskælv i Nordøstgrønland og dets registrering på KTG afslører en kraftig P - indsats ca 11 s efter 1. indsatsen. (P_n indsatsen er beregnet til 33 s efter 1. indsats) En oplagt mulighed er da, at det er denne kraftige anden P indsats der er blevet læst som P_n istedet for - den meget svagere - 1. indsats. Se fig 20

Den 14 & 15/6 1984 blev der følt jordskælv på Danneborg De er registreret på de 3 grønlandske stationer i drift på det tidspunkt, DAG, GDH og SCO, der ligger tæt ved den seismiske station KTG. Det største var d 14/6 med $m_s = 4.3$, og både på DAG og SCO ses en kraftig 2. P - indsats. (fig 20) På DAG er det formentlig P_n , men det kan det ikke være på SCO. Det har ikke været muligt at finde tilsvarende kraftige 2. indsatser på andre stationer fra jordskælv i tilsvarende afstande.

Et forslag er da, at det *ikke* er P_n hastigheden de 4 målinger i fig 19 viser. Det er formentlig den kraftige 2. P indsats der er læst og brugt i beregningerne.

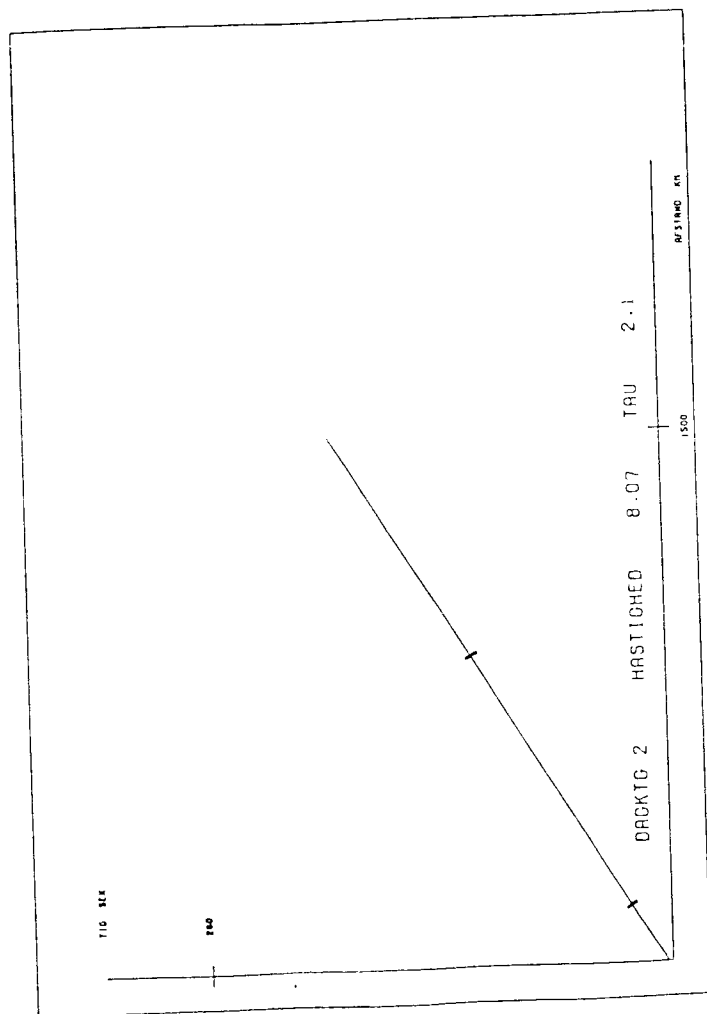
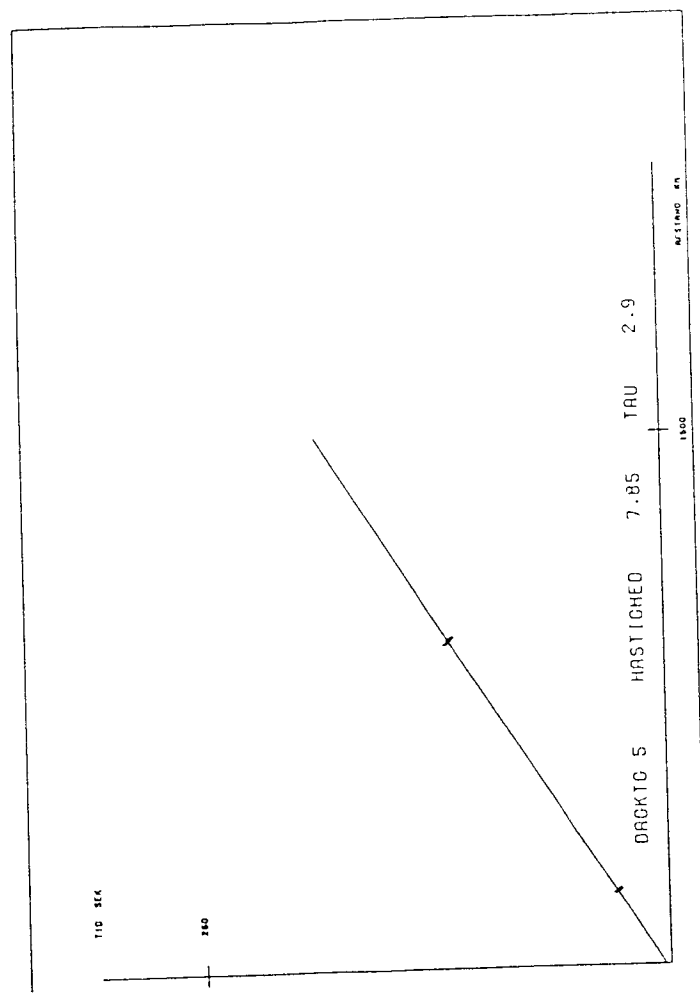
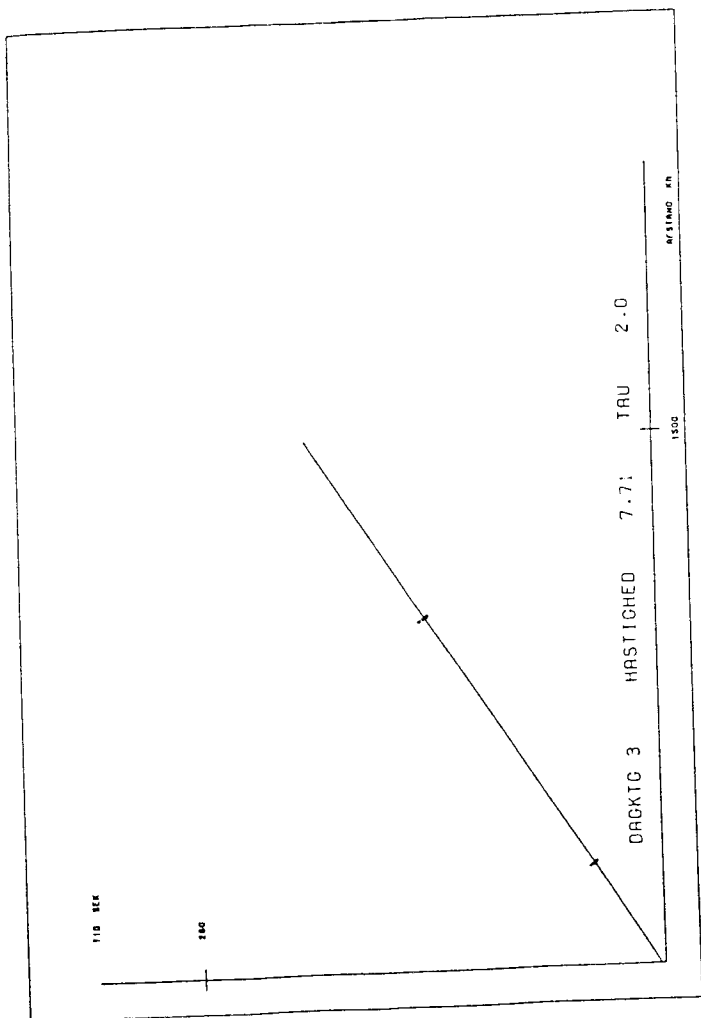
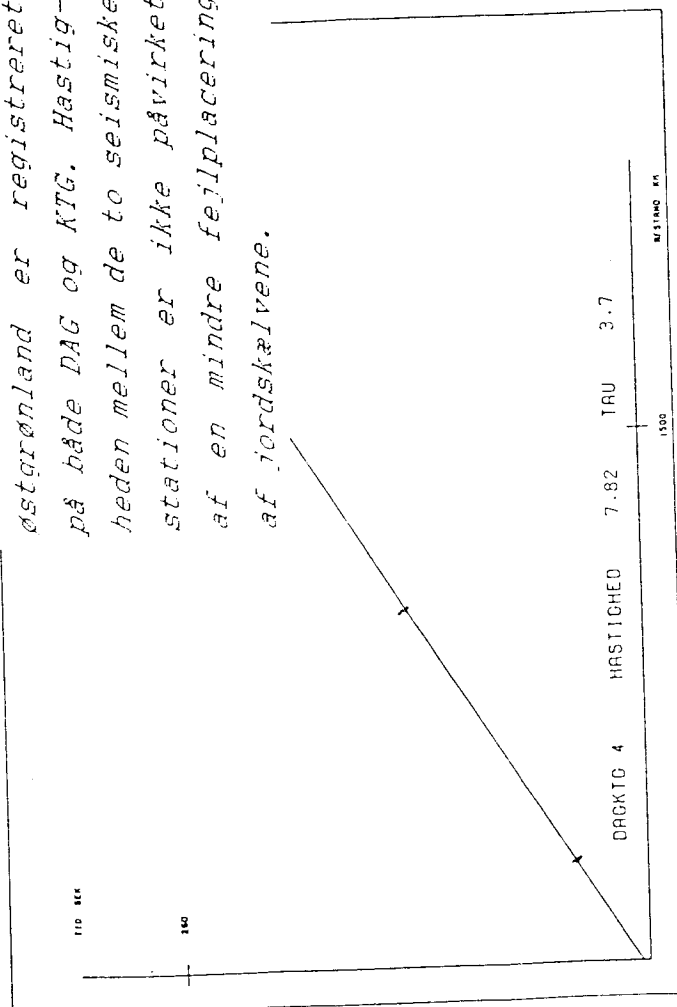


Fig 19 4 jordskælv i Nord-
østgrønland er registreret
på både DAG og KTG. Hastig-
heden mellem de to seismiske
stationer er ikke påvirket
af en mindre fejlplacering
af jordskælvene.



SCO 14/6-84

SP2 ↑up

19^h 37^m



P_n

P_g

DAG 14/6-84

SPE ↑E

19^h 36^m



P_n

P_g

DAG 15/6-84

01^h 41^m

SPN ↑N



P_n

P_g

KTG 26/11-71

SP2 ↑up

23^h 10^m



P_n

P_g

09^h 45^m

SCO 24/11-57

Grenet 2



P_n

P_g

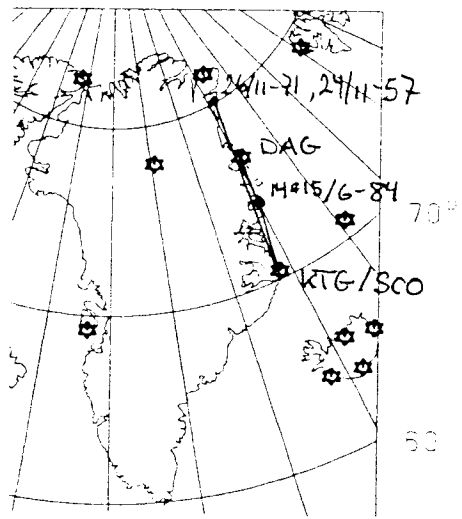


Fig 20 Seismogrammer der viser 2 P-indsatser. Forventet P_g ankomsttid er markeret.

En forklaring på udseendet af denne indsats kunne være, at der må eksistere et område med en skarp stigning til en høj hastighed ovenover MOHO diskontinuiteten. Denne hastighed må være lidt højere eller lig den beregnede hastighed på 7.9 km/s, idet det ikke er klart hvad det er for en fase der aflæst på DAG, blot at det er 1. indsatsen, se fig 21

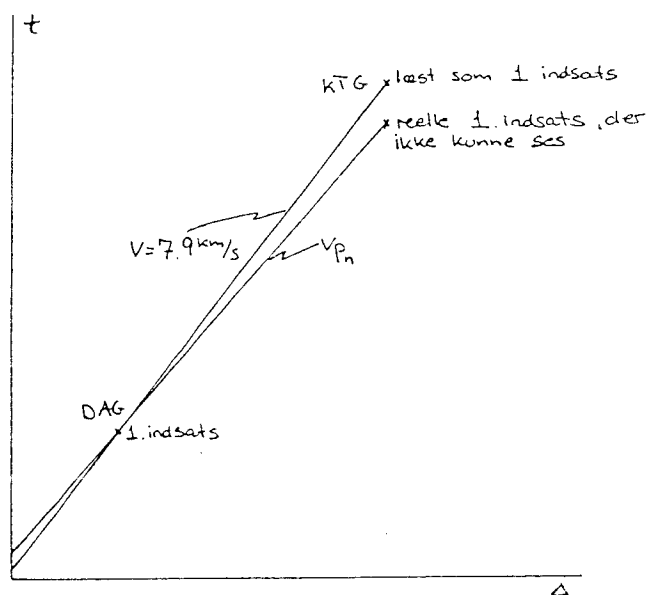


Fig 21 På KTG er den aflæste P-ankomst formentlig ikke 1.-indsatsen. Aflæsningen på DAG er 1.-indsatsen, så der må eksistere et område i skorpen med en hastighed mellem den apparente hastighed 7.9 km/s og den eksisterende P_n -hastighed.

Præcis hvad det er, der er årsag til den kraftige 2. P-fase er svært at sige, men netop området mellem KTG og DAG skiller sig ud på grund af det store sedimentære bassin der findes der. (ref i Geology og Greenland). Området skiller sig også ud med hensyn til Lg-bølger, idet absorptionen her er større end ellers. I Gregersen (1982) og Gregersen (under udgivelse) argumenteres der for, at det er dybe strukturer i skorpen der er årsag til absorptionen af Lg-bølgen. Det er nærliggende at tænke sig, at det er de

samme strukturer der ligger til grund for den højere hastighed i skorpen her.

Til slut kan man konstatere, at den lavere hastighed i fig 17 b for Nordøstgrønland i forhold til de øvrige regioner kan skyldes at der gentagne gange er læst en synlig 2. P indsats istedet for den for svage 1. indsats. Dette giver netop den effekt at trække hastigheden ned.

2.4. "UAFHÆNGIG" BEREGNING AF H-TID

Det tidspunkt et jordskælv fandt sted - kaldet H-tiden - kan beregnes sammen med de øvrige parametre om jordskælvet (positionen). Dette gøres f.ex i HYPOLG programmet. H tiden kan også beregnes direkte fra forskellen mellem ankomsttiderne for S og P bølgen. Dette giver mulighed for en diskussion af *forholdet* mellem V_P og V_S , idet det er den eneste modelparameter der indgår.

$$\begin{aligned}
 & \begin{cases} H = P_n - \tau_P + \Delta/V_P \\ H = S_n - \tau_S + \Delta/V_S \end{cases} \\
 & \Downarrow \\
 & \begin{cases} H = P_n - \tau_P + \Delta/V_P \\ S_n - P_n = (\tau_P - \tau_S) + \Delta(1/V_S - 1/V_P) \end{cases} \\
 & \Downarrow \\
 & \begin{cases} H = P_n - \tau_P + \Delta/V_P \\ \Delta = T_{S-P} - \tau_P (V_P/V_S - 1) \frac{1}{1/V_S - 1/V_P} \end{cases} \\
 & \text{idet } \tau_S = \tau_P V_P/V_S \\
 & \Downarrow \\
 & H = P_n - \left(\tau_P + \frac{T_{S-P} - \tau_P (V_P/V_S - 1)}{V_P (1/V_S - 1/V_P)} \right) \\
 & = P_n - \left(\tau_P + \frac{T_{S-P}}{V_P/V_S - 1} - \tau_P \right)
 \end{aligned}$$

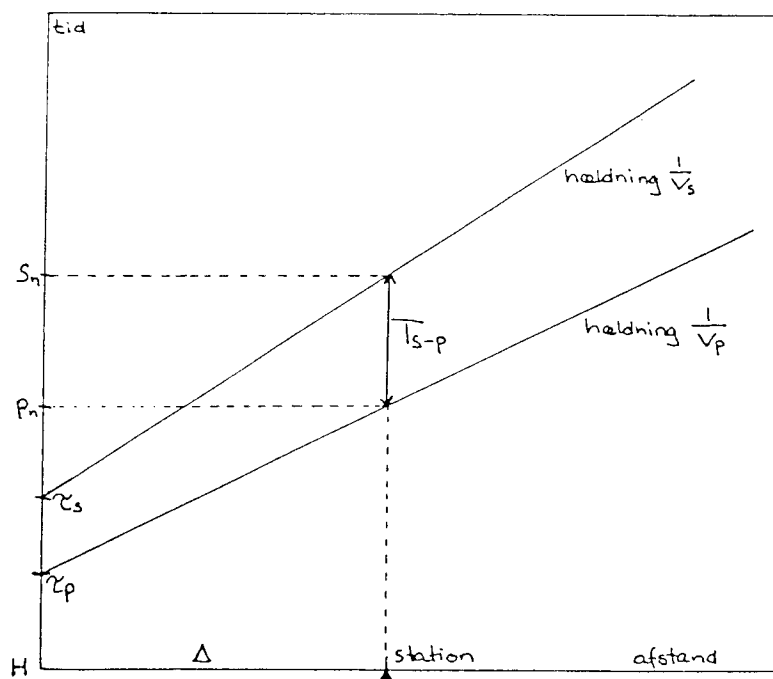


Fig 22 Betegnelser til beregning af H-tid udfra P- og S-ankomsttider.

$$= P_n - \frac{T_{S-P}}{V_P/V_S - 1}$$

Der er lavet H tidsberegninger på denne måde for 26 jordskælv over hele Grønland. For hver station der både har registreret P og S ankomster beregnes en H - tid, og gennemsnittet beregnes for hvert jordskælv, for så vidt muligt at jævne aflæsningsfejl ud. Ved at bruge $V_P/V_S = 1.73$ som i den model der er brugt ved lokalisering med HYPOLG fås generelt H tider der er tidligere end den tid der fremkommer ved almindelig lokalisering med HYPOLG. En fornyet HYPOLG lokalisering, hvor H tiden var fixeret på den værdi der var beregnet udfra T_{S-P} gav samme position som ellers. (blot med stor RMS) hvilket viser, at positionen er god nok, mens hastighederne, der ligger til grund for H - tidsberegningerne, ikke er korrekte..

At H tiden beregnet udfra T_{s-p} er tidligere end HYPOLG beregnet tider beror på, at V_p/V_s er for lille. Dette kan skyldes at V_p er for lille, V_s er for stor, eller eventuelt at begge hastigheder er undervurderet.

S hastigheder under MOHO findes der oplysninger om gennem overflade bølgestudier både i Canada (Brune & Dorman 1963) og i Grønland (Gregersen 1970), hvorimod den metode ikke er særlig følsom over for P hastigheder. Et skøn på P hastigheden kan være 8.32 km/s, som beregnet udfra P_n - løbetider i afsnit 2.2.

Jeg har valgt at beholde S hastigheden og øge P hastigheden til 8.32km/s, hvilket giver $V_p/V_s = 1.76$. Alle 26 jordskælv i tabellen er blevet lokaliseret igen med HYPOLG, men med den ændrede P hastighed. H tiden er også beregnet igen udfra T_{s-p} med den nye værdi for $V_p/V_s = 1.76$. Hermed fås en bedre overensstemmelse mellem de to metoder at beregne H tid. Desuden er RMS ved lokaliseringerne med den nye model (fig 23) generelt mindre.

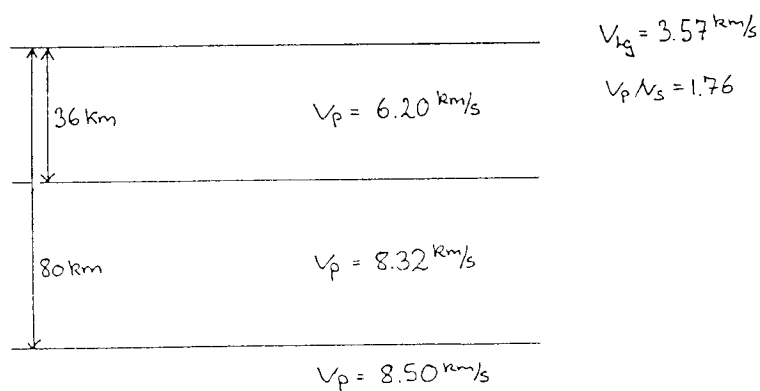


Fig 23 Model der inddrager den P_n -hastighed i Grønland på 8.32 km/s der fremtræder gennem P - løbetiderne.

H-tidsberegninger med
 P_n -hastighed 8.20 km/s og $V_p/V_s = 1.73$

<i>DATO</i>	<i>H-tid</i> <i>fra T_{3-P}</i>		<i>H-tid</i> <i>fra HYPOLG</i>		<i>Diff.</i>	<i>RMS</i>	<i>Antal</i> <i>stationer</i>
	m	s	m	s	s	s	
28/3 -77	48	44.3	48	35.2	+9.1	3.03	2
21/2 -77	32	14.7	32	17.6	-2.9	3.89	5
20/12-78	23	56.7	24	01.2	-4.5	3.75	6
22/2 -78	33	14.9	33	22.0	-7.1	3.56	4
18/1 -78	05	50.4	06	01.0	-10.6	3.08	2
8/1 -78	13	29.8	13	29.7	+0.1	4.61	4
4/1 -78	02	00.6	02	10.7	-10.1	3.81	3
7/10-79	02	17.9	02	20.9	-3.0	1.84	4
16/8 -79	50	10.6	50	11.1	-0.5	2.99	4
5/5 -82	50	50.8	51	01.7	-10.9	3.34	3
3/1 -79	07	47.1	07	53.8	-6.7	2.56	3
17/4 -79	43	05.6	43	09.9	-4.3	3.57	4
14/12-78	06	00.1	06	03.1	-3.0	1.52	3
30/6 -77	01	50.6	02	00.1	-9.5	2.90	3
11/4 -73	24	30.4	24	30.2	-0.8	1.65	3
20/7 -74	28	19.1	28	18.8	+0.3	2.27	2
27/1 -75	07	18.9	07	20.1	-1.2	3.32	2
15/2 -79	08	17.0	08	16.2	+0.8	1.66	3
9/12-73	27	17.0	27	21.1	-4.1	3.44	3
31/5 -67	15	08.2	15	11.2	-3.0	1.64	4
18/8 -66	17	48.7	17	41.6	+7.1	3.28	3
					middel	middel	
					-3.1	2.94	

H-tidsberegninger med
 P_n -hastighed 8.32 km/s og $V_p/V_s = 1.76$

<i>DATO</i>	<i>H-tid</i> <i>fra T_{S-P}</i>		<i>H-tid</i> <i>fra HYPOLG</i>		<i>Diff.</i>	<i>RMS</i>	<i>Antal</i> <i>stationer</i>
	m	s	m	s	s	s	
28/3 -77	48	46.4	48	35.9	+10.5	3.07	2
21/2 -77	32	21.5	32	21.5	0.0	3.09	5
20/12-78	24	01.5	23	58.1	+3.4	2.91	6
22/2 -78	33	19.4	33	18.5	-0.9	1.51	4
18/1 -78	05	53.5	06	01.1	-7.6	3.01	2
8/1 -78	13	33.8	13	28.3	+5.5	3.19	4
4/1 -78	02	04.2	02	11.2	-7.0	2.87	3
7/10-79	02	22.1	02	20.7	+1.4		4
16/8 -79	50	16.3	50	14.5	+1.8	1.64	4
5/5 -82	51	03.6	51	05.0	-1.4	2.35	3
3/1 -79	07	52.1	07	52.9	-0.8	1.68	3
17/4 -79	43	09.6	43	09.4	+0.2	2.89	4
14/12-78	06	03.0	06	06.0	-3.0	1.54	3
30/6 -77	01	55.3	01	49.1	+6.2	2.74	3
11/4 -73	24	35.6	24	32.5	+3.1	1.91	3
20/7 -74	28	21.7	28	19.3	+2.4	1.44	2
27/1 -75	07	21.6	07	17.3	+4.3	2.64	2
15/2 -79	08	21.7	08	20.0	+1.7	1.26	3
9/12-73	27	21.8	27	19.5	+2.3	1.51	3
31/5 -67	15	11.4	15	11.6	-0.2	1.92	4
18/8 -66	17	50.9	17	45.3	+5.6	3.48	3
					middel	middel	
					+1.3	2.23	

3. KONKLUDERENDE BEMÆRKNINGER

Et resultat af dette specialearbejde er kortet over jordskælvsfordelingen i Grønland (fig 1). Det viser et vurderet billede af de kendte jordskælv i området, langt de fleste med magnitudo. Det viser også, at fordelingen af de seismiske stationer ikke er ligegyldig. Manglen på især små jordskælv i Sydgrønland er formentlig en effekt af den dårligere stationsdækning.

Den mest iøjnefaldende samling af jordskælv i Nordøstgrønland er gennem flere forskellige metoder blevet fastlagt så godt som det kan lade sig gøre med det datamateriale der er.

Jordskælvene finder næsten alle sted ved kysterne. De områder hvor der er flest (Nord og Nordøst) er i gamle foldebælter. For at få et indblik i, om jordskælvene udløses i specielle geologiske strukturer, der er synlige på overfladen (f.ex forkastninger) kræves en langt mere nøjagtig lokalisering end det er muligt at opnå for de grønlandske jordskælv.

Arsagerne til jordskælvene er svære at bestemme på grundlag af materialet her alene. Hen ad vejen: *når* der er mulighed for en nøjagtigere lokalisering (gennem flere stationer - et evigt krav...); *når* der foreligger flere 'faultplane' analyser; *når* det globale billede af intraplatejordskælv bliver klarere. *Så* kan det blive mulig at få nærmere viden om hvorfor jordskælv - også i Grønland - finder sted præcis hvor de gør.

P-løbetiderne for alle de grønlandske jordskælv viser at hastigheden lige under MOHO er større end antaget tidligere. Modellen vist i fig 23 er i overensstemmelse med P-løbetiderne, og giver større intern konsistens ved lokalisering af jordskælv i Grønland.

Området mellem Danmarkshavn (DAG) og Kap Tobin (KTG) er værd opmærksomhed - idet den heldige fordeling af stationer og jordskælv muliggør målingen af en hastighed. Denne måling gør det klart at der er tegn på at skorpe strukturen her er anderledes, idet der er et område med hastighed 7.9 km/s eller lidt derover dybt inde i skorpen. Set i relation til undersøgelser af Lg-bølgers absorption i dette og tilsvarende områder, kan en sammenhæng med dybe sedimentbassiner og dybe skorpestrukturer fremkomme.

4. APPENDIX

REFERENCELISTE

KENDTE JORDSKÆLV I GRØNLAND

Referencer:

- Basham, P.W., Forsyth, D.A. & Wetmiller, R.J. 1977 a:
The seismicity of northern Canada. Can. J. Earth Sci.
14:1646-1667.
- Basham, P.W., Horner, R.B., Wetmiller, R.J., Stevens, A.E.
& Leblanc, G. 1977 b: Canadian earthquakes - 1972.
Earth Phys. Br. Seism. Ser. no. 76: 48p.
- Brune, J. & Dorman, J. 1963: Seismic waves and earth structure
in the Canadian Shield. Bull. Seism. Soc. Am. vol. 53 no. 1:
167-210.
- Buland, R. 1976: The mechanics of locating earthquakes. Bull.
Seism. Soc. Am. vol. 66 no. 1:173-187.
- Crosson, S.R. 1976: Crustal structure modelling of earthquake data
1. Simultaneous least square estimation of hypocentre and
velocity parameters.
- Dawes, P.R. 1976: Precambrian to Tertiary of northern Greenland
in Escher, A. & Watt, W.S.: Geology of Greenland. Geological
Survey of Greenland:248-303.
- Dawes, P.R. & Peel, J.S. 1981: The northern margin of Greenland
from Baffin Bay to the Greenland Sea. in The ocean basins
and margins vol. 5. (editors: Nairn, A.E.M., Churkin, M.,
Stehli, F.G.) Plenum Publishing Company.
- Draper, N.R. & Smith, H. 1966: Applied regression analysis:407 p.
John Wiley & Sons, New York.
- Eaton, J.P. 1969: HYPOLAYR, a computer program for determining
hypocenters of local earthquakes in an earth consisting
of uniform flat layers over a half space. Open file report,
U.S. Geological Survey: 155 p.
- Escher, A., Henriksen, N., Daves, P.R. & Weidick, A. 1970:
Tectonic/Geological Map of Greenland. Geological Survey
of Greenland.
- Escher, A. & Watt, W.S. 1976: Geology of Greenland. Geological Survey of
Greenland: 603 p.
- Forsyth, D. 1973: Compressive stress between two mid-ocean ridges.
Nature 243:78-79.
- Gregersen, S. 1970: Surface wave dispersion and crustal structure in
Greenland. Geophys. J. Roy. astr. Soc. 22:29-39.
- Gregersen, S. 1977: P wave travel time residuals caused by a dipping
plate in the Aegean Arc in Greece. Tectonophysics 37:83-93.

- Gregersen, S. 1979: Intraplate earthquake swarms in Greenland and adjacent continental regions. *Nature* 281:661-662.
- Gregersen, S. 1982: Seismicity and observations of Lg wave attenuation in Greenland. *Tectonophysics*. 89:77-93
- Gregersen, S. 1982: Earthquakes in Greenland. *Bull. geol. soc. Denmark*. vol. 31:11-27.
- Gregersen, S. (in press) Crustal structure anomalies detected with Lg waves in grabens near continental margin in Greenland and in the north sea. (Marine Geophysical Researches)
- Grønlie, G. & Talwani, M. 1977: Bathymetry of the Norwegian-Greenland Seas. Printed by Emil Moestue A/S. Oslo, Norway.
- Haller, J. 1983: Geological map of Northeast Greenland 75-82N lat. *Meddelelser om Grønland* bd. 200 nr. 5.
- Henderson, G. 1976: Petroleum geology in Geology of Greenland (ed. Escher, A. & Watt, W.S.). Geological Survey of Greenland: 488-505.
- Hodgson, J.H., Båth, M., Jensen, H., Kvale, A., Linden, N.A., Murphy, L.M., Shebalin, N.V., Tryggvason, E. & Vesanen, E. 1965: Seismicity of the Arctic. *Ann.Int.Geophys.* Year 30:33-66.
- Horner, R.B., Milne, W.G. & McMechan, G.A. 1974: Canadian earthquakes - 1969. *Earth Phys.Br.Seism.Ser.* no. 67:44p.
- Horner, R.B., Milne, W.G. & McMechan, G.A. 1975: Canadian earthquakes - 1970. *Earth Phys.Br.Seism.Ser.* no. 69:43p.
- Horner, R.B., Milne, W.G. & McMechan, G.A. 1976: Canadian earthquakes - 1971. *Earth Phys.Br.Seism.Ser.* no 74:45 p.
- Horner, R.B., Stevens, A.E. & Wetmiller, R.J. 1979a: Canadian earthquakes - 1977. *EarthPhys.Br.Seism.Ser.* no.81:58p.
- Horner, R.B., Stevens, A.E. & Wetmiller, R.J., 1979b: Canadian earthquakes - 1978. *Earth Phys.Br.Seism.Ser.* no. 83:54p.
- Husebye, E.S., Gjøystdal, H., Bungum, H & Eldholm, O. 1975: The seismicity of the Norwegian and Greenland Seas and adjacent continental shelf areas. *Tectonohysics* 26:55-70.
- Jordan, T.H. & Svadруп, K.A. 1981: Teleseismic location Techniques and their application to earthquake clusters in the south-central Pacific. *Bull.Seism.Soc.Am.* vol 71 no. 4:pp 1105-1130.
- Larsen, H.C. 1980: Geological perspectives of the East Greenland continental margin. *Bull.geol.Soc. Denmark* 29:77-101.

- Lee, W.H.K. 1970: Hypo 70 (version 1): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geological Survey report.
- Linden, V.A. 1961: Seismicity of the Arctic region. Ann.Int. Geophys. Year 11:375-387.
- Menzies, A.W. 1982: Crustal History and Basin development of Baffin Bay. Meddr.Grønland. Geoscience 8: 295-312.
- Panagiotopoulos, P.G. & Papazachos, B.C. (in press). Travel times of Pn-waves in the Aegean and surrounding areas. Geophys.Journal. of the R.A.S.
- Press, F. & Ewing, M. 1952: Two slow surface waves across north America. Bull.Seism.Soc.Am. 42:219-228.
- Quamar, A. 1974: Seismicity of the Baffin Bay region. Bull.Seism. Soc.Am. 64:87-98.
- Sobczak, L.W. 1978: Arctic Bathymetry in Arctic Geophysical review (ed. J.F. Sweeney). Publ.Earth.Phys.Br. 45, no.4:7-14.
- Spence, W. 1980: Relative epicenter determination using P-wave arrival time differences. Bull.Seism.Soc.Am. vol. 70 no. 1: pp 171-183.
- Stevens, A.E., Milne, W.G., Horner, R.B., Wetmiller, R.J., Leblanc, G. & McMechan, G.A. 1976: Canadian earthquakes - 1968. Earth Phys. Br.Seism.Ser. no. 71:39p
- Stevens, A.E., Milne, W.G., Wetmiller, R.J. & Horner, R.B. 1972: Canadian earthquakes - 1966. Earth Phys.Br.Seism.Ser. no.62:55p.
- Stevens, A.E., Milne, W.G., Wetmiller, R.J. & Leblanc, G. 1973: Canadian earthquakes - 1967. Earth Phys.Br.Seism.Ser. no. 65:65p.
- Stewart, I.C.F. 1980: Arctic lithospheric structure from delays of teleseismic P-wave reflections. Tectonophysics 69:37-62.
- Surlyk, F. 1978: Jurassic basin evolution of East Greenland. Nature 274:130-133.
- Sykes, L.R. 1965: The seismicity of the Arctic. Bull.Seism.Soc.Am. 55:501-517.
- Sykes, L.R. & Sbar, M.L. 1973: Intraplate earthquakes, lithospheric stresses and the driving mechanism of plate tectonics. Nature 245:298-302.
- Sykes, L.R. 1978: Intraplate Seismicity, Reactivation of Preexisting zones of weakness, Alkaline Magnetism, and other Tectonism Postdating Continental Fragmentation. Rev.Geophysics. and Space Physics vol. 16 no. 4:621-688.

- Talwani, M. & Eldholm, O. 1977: Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. Geol. Soc. Am. Bull. 88:969-999.
- Vogt, P.R. 1978: Long-wavelength gravity anomalies and intraplate seismicity. Earth Planet. Sci. Lett. 37:465-475.
- Weidick, A. 1976: Glaciation and the Quaternary of Greenland, in Geology of Greenland (ed. Escher, A. & Watt, W.S.). Geological Survey of Greenland: 430-458.
- Wetmiller, R.J. 1974: Crustal structure of Baffin Bay from the earthquake-generated Lg phase. Can. J. Earth. Sci. 11:123-130.
- Wetmiller, R.J. 1976a: Canadian earthquakes - 1973. Earth Phys. Br. Seism. Ser. no. 72:51 p.
- Wetmiller, R.J. 1976b: Canadian earthquakes - 1974. Earth Phys. Br. Seism. Ser. no. 73:62p.
- Wetmiller, R.J. 1977: Canadian earthquakes - 1975. Earth Phys. Br. Seism. Ser. no. 77: 71 p.
- Wetmiller, R.J. & Forsyth, D.A. 1978: Seismicity of the Arctic. 1908-1975 in Arctic geophysical review (ed. J.F. Sweeney). Publ. Earth Phys. Br. 45 no. 4:15-24.
- Wetmiller, R.J. & Forsyth, D.A. 1982: Review of seismicity and other geophysical data near Nares Strait, in Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics. (ed. Dawes, P.R. & Kerr, J.W.). Meddr. Grønland 8: 261-274.
- Wetmiller, R.J. & Horner, R.B. 1978: Canadian earthquakes - 1976. Earth Phys. Br. Seism. Ser. no. 79: 75 p.

Liste over kendte jordskælv i Grønland.

Et eksempel: 22 april N Grønland $m_s = 3.1$ (DAG)

HYPOLG 12 47 45.9 83.65N 46.25W MAP 3(1)

Der har d 22 april været et jordskælv i Nord Grønland af magnitude $m_s = 3.1$ bestemt udfra L_s registreringer på DAG. Positionen er bestemt ved lokalisering med HYPOLG og er kl 12^h 47^m 45.9^s GMT på 83.65°N x 46.25°W. Jordskælvet er godkendt og er med på kortet (MAP) i fig 1. Det er observeret på 3 stationer, heraf (1) grønlandsk.

1940

23 juni SSØ for DAG

HYPOLG 06 55 36.4 75.6N 13.2W MAP

1945

8 november vest for NOR

HYPOLG 09 05 28 81.67N 15.64W MAP

1951

22 april vest for Thule

HYPOLG 12 35 15.5 76.0N 73.2W MAP

1957

20 september NØ fGrønland

HYPOLG 062835.9 81.63N 17.74W MAP 20(2)

24 november NØ Grønland

Sykes(1965) 09 43 36.3 78.33N 19.80W MAP 18(2)

2 december N Grønland

Sykes(1965) 23 58 50.7 83.02N 27.65W MAP mange(213)

1958

4 februar syd for Grønland

Sykes(1965) 08 06 33.8 57.95N 52.41W MAP 19(2)

1959

26 februar NV for Scoresbysund

Sykes (1965) 07 00 05 72.11N 26.56W MAP mange(2)

8 juli vest for KTG

Sykes(1965) 02 03 57 70.57N 19.51W MAP mange(2)

1963

3 februar NØ Grønland

HYPOLG 14 25 32.3 79.3N 20.4W MAP 9(2)

1964

24 januar NØ Grønland mg=4.2(KTG,GDH)

ISC 03 35 39 78.3N 21.3W MAP 12(3)

1965

13 oktober vest for KTG mg=4.8(KTG,GDH)

ISC 03 53 17 71.28N 19.9W MAP mange(3)

1966

21 marts N Grønlands kyst mg=4.1(KTG,GDH)

USCGS 01 48 16 82.9N 32.9W MAP 19(3)

23 april SØ Grønland mg=4.0(KTG,NOR,GDH)

ISC 13 23 11 66.3N 37.5W MAP mange(3)

9 august NØ Grønland ingen læst LG

HYPOLG 02 31 21 79.38N 19.66W MAP 3(2)

1 august Inland Melville Bugt mg=3.9(ALE)

OTT 16 59 27 73.86N 54.62W MAP 3(2)

18 august NØ Grønland mg=3.2(NOR,GDH)

HYPOLG 04 17 43 77.76N 19.90W MAP 5(4)

7 september v. Thule mg=4.2(NOR,ILG)
HYPOLG 18 02 47 75.50N 65.43W MAP mange(3)

13 september nord for Grønland mg=3.8(KTG,GDH,ILG)
ISC 03 12 08 83.1N 31.1W MAP 13(4)

9 november nordlige Melville Bugt mg=3.05(NOR,ILG)
HYPOLG 12 36 59 74.20N 58.78W MAP ?(2)

1967

6 januar SØ Grønland mg=3.35(NOR,GDH,KTG)
OTT 11 01 08 67.33N 37.66W MAP ?(3)

11 januar Baffin Bugt usikker
OTT 03 46 55 76.00N 72.00W ?(2)

14 marts NØ Grønland mg=3.2(KTG)
OTT 09 55 43 79.15N 18.30W MAP ?(2)

16 marts NØ Grønland mg=3.2(GDH,KTG)
OTT 20 04 31 78.92N 19.50W MAP ?(4)

29 marts NØ Grønland
05 47 meget usikker lokalisering ?(1)

7 april midt ocean ryg (nordlige)
HYPOLG 06 42 41 83 54.9N 10 15.81W MAP 3(3)

9 maj NØ Grønland mg=3.8(ILG,KTG,GDH)
USCGS 08 04 84 78.9N 20.8W MAP mange(4)

31 maj NØ Grønland mg=3.8(KTG,ALE)
HYPOLG 19 15 13.3 79.17N 19.11W MAP 6(4)

9 juni Allernordligste Grønland mg=3.1(ILG,NOR)
OTT 01 45 39 83.57N 35.12W MAP 4(2)

15 juni nord Grønland kyst mg=2.5(ILG,NOR)
OTT 06 02 06 83.30N 34.12W MAP 3(2)

9 august NØ Grønland mg=2.84(ALE)
OTT 18 55 05 79.34N 20.59W MAP 3(2)

13 august NØ Grønland mg=3.6(ILG,NOR,KTG)
OTT 19 02 41 78.41N 21.15W MAP 6(4)

22 august Melville Bugt mg=3.2(NOR,ILG)
OTT 08 30 11 75.33N 61.39W MAP 4(2)

8 september Baffin Bay mg=3.4(KTG,GDH)
OTT 14 43 41 68.24N 62.0W MAP mange(3)
ISC 69.67N 62.4W

10 september form. Davis stræde
ingen lokalisering ?(1)

13 november v Thule usikker
dårlig lokalisering 3(1)

11 september Disko Bugt mg=3.4(NOR)
HYPOLG 08 35 13 71.76N 51.05W MAP 4(3)

15 september Inland v. Melville Bugt mg=3.0(NOR)
HYPOLG 04 21 27 73.60N 54.19W MAP 3(2)

25 september N Grønland usikker
ingen lokalisering ?(1)

9 oktober v. NOR
OTT 00 26 26 81.25N 17.00W MAP ?(1)

13 november
15 h ingen lokalisering, form. N-Canada (2)

6 december NØ Grønland mg=3.9(KTG)
HYPOLG 06 09 20 80.07N 22.20W MAP 5(3)

30 december Baffin Bay usikker
08 h ingen lokalisering (evt 1)

1968
4 januar NØ Grønland mg=3.3(NOR,KTG)
OTT 19 43 08 79.52N 17.83W MAP ?(2)

27 januar NØ Grønland/Oceanryg -NOR for tæt til mg bestemmelse
HYPOLG 21 31 21 80.47N 11.24W MAP 6(3)

13 marts N for Grønland mg=3.2(NOR)
OTT 18 11 36 83.09N 51.74W MAP ?(3)

18 maj NØ Grønland usikker, evt.NOR.
OTT 06 25 05 83.03N 12.09W ?(3)

23 juni nær Nord NOR for tæt på til mg bestemmelse
OTT 13 23 30 81.5N 17.2W MAP ?(3)

13 august w Baffin Bay
OTT 19 13 17 70.58W 65.38N MAP ?(2)

29 juli NØ Grønland usikker
OTT 23 15 19 79.31N 20.65W ?(1)

1 oktober N for Grønland mg=4.18(NOR,GDH,KTG)
ISC 23 10 27 83.3N 47.7W MAP 19(3)

9 december Øst-Grønland mg=3.0(NOR,KTG)
HYPOLG 19 53 15 76.05N 16.51W MAP 4(2)

1969
12 april nord for Nord usikker
OTT 01 37 44 83.30N 15.80W ?(1)

28 april lige S for KTG mg=3.3(GDH,NOR)
ISC 16 55 32 69.39N 22.4W MAP 12(3)

1 maj NØ Grønland usikker
OTT 00 38 50 86.36N 13.77W ?(1)

16 juni SV for GDH mg=3.6(NOR,KTG)
HYPOLG 23 08 22 67.37N 55.43W MAP 9(3)

5 december NØ Grønland intet Lg
HYPOLG 11 02 05.0 81.11N 19.20W 7(2)

27 december NØ Grønland mg=3.6(NOR,GDH)
HYPOLG 10 36 15 78.72N 22.72W MAP ?(3)

27 december NØ Grønland usikker mg=3.2(KTG)
OTT 15 00 40 78.24N 21.09W ?(1 evt 2)

1970
21 januar NØ Grønland mg=3.2(GDH,KTG,ALE)
HYPOLG 17 11 55 79.19N 21.95W MAP 4(2)

22 marts v. Holsteinsborg mg=2.9(GDH,KTG,NOR)
kl. 15 ingen lokalisering (3)

13 april tæt v. NOR usikker
OTT 06 22 35 82.22N 18.75W ?(1)

3 maj NW Grønland på land
HYPOLG 09 07 48 81.06N 53.25W MAP 4(1)

11 maj tæt v. NOR/NØ-Grønland
15 56 03 82.3N 10W 18(3)

11 maj ud for NØ Grønlands kyst usikker
OTT 20 43 13 79.77N 8.72W ?(1)

31 maj NØ Grønland usikker
OTT 06 50 25 81.81N 25.90W ?(1)

14 maj NØ Grønland usikker
OTT 22 06 11 80.51N 16.34W ?(1)

9 juni NW Grønland meget usikker
OTT 11 45 27 78.91N 58.38W ?(evt 1)

16 august NØ Grønland mg=3.5(KTG)
OTT 11 56 08 79.25N 19.20W MAP ?(3)

2 oktober N Grønlands kyst
OTT 05 29 39 82.53N 24.53W MAP ?(2)

15 oktober ud for kysten på NØ Grønland usikker ingen Lg
OTT 19 23 17 79.69N 4.60W ?(2)

12 december NNV Grønland mg=2.9(NOR)
HYPOLG 15 00 46 82.64N 55.64W MAP 4(2)

31 december NØ Grønland tæt v. NOR usikker intet Lg læst
21 22 24 80.42N 18.25W

1971
1 januar intet Lg
OTT 01 05... evt NØ Grønland el. midt ocean ryg

8 januar N kyst ved Grønland usikker mg=2.5(NOR)
OTT 20 39... 81.81N 54.30W ?(1)

30 januar NØ Grønland mg=3.3(KTG)
OTT 15 49 57 79.44N 18.28W MAP ?(2)

12 februar et stykke N for Grønland mg=1.9(svag Lg fra Nord)
OTT 14 52 11 86.29N 40.06W MAP ?(1)

5 april v. Thule mg=3.3(NOR)
OTT 15 09 18 76.54N 63.18W MAP ?(2)

18 maj v. Thule mg=2.9(NOR)
HYPOLG 00 37 32 75.78N 59.07W MAP 4(1)

31 maj v. Godhavn mg=3.4(KTG,NOR)
HYPOLG 04 59 08 70.42N 54.26W MAP ?(3)

2 juni S for Thule mg=4.3(NOR)
OTT 20 47 49 74.92N 67.56W MAP ?(3)

4 juli v. Godhavn mg=3.3(KTG,NOR)
HYPOLG 05 33 9 70.42N 54.37W MAP ?(3)

23 juli Grønlandshavet ingen Lg
HYPOLG 08 03 17 75.83N 0.42W MAP ?(3)

8 august Baffin Bugt usikker
OTT 23 45 38 70.73N 65.69W ?(2)

1 november N for Grønland usikker mg=2.4(NOR)
OTT 05 09 20 83.33N 57.06W ?(1)

26 november NØ Grønland (Mb=5.1) mg=5.3(KTG,NOR)
ISC 23 07 47 79.43N 18.0W MAP dybde 18 km 115(3)

18 november v. Holsteinsborg mg=2.8(GDH,NOR)?
ikke lokaliseret 2(2)

7 december godt syd for Grønland mb=5.4 intet Lg
ISC 12 04 18 55.05N 54.45W mange(1)

1972

31 marts N-kyst af Grønland mg=4.1(ALE,KTG,GDH)
ISC 13 53 01 82.1N 29.8N MAP 14(3)

25 marts ud for SV-Grønlands kyst ingen Lg
OTT 14 08 18 64.57N 60.95W MAP ?(2)

15 april Melville Bugt v. Kysten mg=3.1(NOR,KTG)
HYPOLG 14 29 58.1 72.56N 54.93W MAP ?(3)

28 maj vest for Thule ma=3.1
OTT 23 08 03 76.16N 72.30W MAP ?(2)

30 maj Baffin Bugt ingen Lg
OTT 19 47 26 71.66N 64.91W MAP ?(1)

28 juni NØ Grønland mg=3.7(KTG)
ISC 13 57 57 79.6N 17.5W MAP 10(2)

4 juni N Baffin Bugt
meget usikker (0)

30 juli N for Grønland mg=4.02(KTG)
OTT 18 13 18 83.28N 43.94W MAP ?(1)

21 oktober NØ Grønland
10 18 27 80.5N 14.0W (usikker) 5(1)

22 november NØ Grønland mg=2.69(KTG)
HYPOLG 11 31 06 76.03N 19.52W dårlig lokalisering 11(1)

1973
20 januar SV for Disko bugt mg=4.0(KTG,DAG)
OTT 00 24 17 68.53N 59.63W MAP ?(2)

11 april NØ Grønland mg=3.7 (KTG)
ISC 12 24 26 79.6N 19.3W MAP 8(2)

9 december NØ Grønland mg=3.3(KTG)
OTT 18 27 22 78.22N 21.36W MAP 4(2)

1974
16 april meget usikker
dårlig lokalisering 3(3)

21 april Ø Grønland mg=3.4(DAG,KTG,GDH)
ISC 15 32 41.4 74.57N 19.30W MAP 9(3)

24 april N kyst af Grønland mg=4.1(DAG)
HYPOLG 04 49 05.5 83.21N 50.44W MAP 6(3)

25 maj Baffin Bugt
OTT 05 12 58 71.30N 67.21W MAP ?(0)

25 maj NØ Grønland mg=4.0(DAG,GDH)
ISC 20 13 25.0 71.11N 20.85W MAP mange(3)

30 juni syd for Thule
HYPOLG 06 39 02 74.84N 69.24W MAP 4(1)

20 juli NØ Grønland mg=3.4(KTG)
HYPOLG 14 28 19.5 78.02N 20.65W MAP 4(3)

2 december NØ Grønland mg=3.8(KTG)
ISC 04 39 47 79.8N 17.8W MAP 10(2)

4 december NØ Grønland mg=2.7(DAG)
HYPOLG 01 28 14 79.16N 15.74W MAP 4(1)

30 december Ø Grønland mg=3.3(DAG,GDH,KTG)
HYPOLG 05 45 10.0 68.58N 32.82W MAP 3(3)

1975
4 januar Ø Grønland meget usikker
HYPOLG 22 39 33 70.20N 29.64W 3(3)

27 januar NØ Grønland mg=3.5(GDH,DAG,KTG)
OTT 19 07 18 79.34N 20.16W MAP 5(3)

4 februar NØ Grønland mg=3.3(KTG,GDH)
HYPOLG 21 49 43 78.90N 21.30W MAP 3(3)

20 februar Baffin Bugt i vandet
OTT 00 56 27 70.86N 65.41W MAP ?(0)

22 februar Holsteinsborg mg=2.8(GDH,KTG,DAG)
HYPOLG 18 47 03.3 67.13N 53.29W MAP 4(3)

5 marts v. Egedesminde mg=3.1(KTG,DAG)
HYPOLG 03 48 19.5 68.7N 52.9W MAP 3(3)

29 april midt på Sydgrønland mg=4.3(GDH,KTG)
OTT 02 00 14 63.27N 43.94W MAP 16(3)

12 juni Disko Bugt mg=3.2(KTG,DAG)
HYPOLG 04 06 23.4 69.58N 53.68W MAP 3(3)

15 juni vest Grønland/Baffin Bugt
usikker bestemmelse

24 juni vest for KTG mg=2.4(KTG,DAG,GDH)
HYPOLG 19 14 08 71.60N 32.79W MAP 3(3)

1 juli vest for KTG mg=3.03(KTG,DAG,GDH)
HYPOLG 14 37 18.3 70.25N 28.80W MAP 3(3)

20 juli ved Thule mg=4.1(DAG,KTG)
HYPOLG 06 28 41 75.24N 61.72W MAP 9(3)

13 december SSV for Grønlands sydspids
ISC 09 24 22.7 58.0N 52.1W MAP 22(3)

1976

10 januar nord for Grønland mg=3.49(DAG,GDH)
HYPOLG 14 26 22 82.74N 25.09W MAP 5(3)

3 marts NØ Grønland mg=3.3(KTG,GDH)
OTT 19 18 57 78.06N 20.66W MAP 5(3)

4 april ved Godhavn mg=3.41(KTG,DAG)
HYPOLG 03 04 30 69.42N 55.44W MAP 9(3)

4 april Jan Mayen
ISC 07 04 1.8 71.44N 9.1?W

26 juli N for Grønland
OTT 10 27 20 82.91N 22.41W 3(1)

2 november N for Grønland mg=3.6(DAG)
OTT 08 17 13 83.15N 28.72W MAP 4(1)

2 november Godhavn mg=3.80(KTG)
HYPOLG 13 30 01.7 70.18N 53.11W MAP 8(2)

1977

21 februar N for Grønland mg=3.8(DAG,GDH,KTG)
OTT 12 32 18 83.55N 50.62W MAP 8(3)

28 marts N for Grønlands kyst mg=3.6(DAG,GDH)
ISC 18 48 29 82.01N 45.06W MAP 5(2)

23 april midt på isen mg=2.6(DAG,GDH,KTG)
HYPOLG 03 16 09 73.15N 37.11W MAP 5(3)

1 juni Disko Bugt mg=3.12(DAG,KTG)
HYPOLG 05 27 30 69.28N 53.11W MAP 7(3)

30 juni NØ Grønland mg=3.2(KTG)
HYPOLG 21 01 48 78.75N 19.08W MAP 4(2)

5 december Disko Bugt mg=3.2(DAG,KTG)
HYPOLG 10 39 41 67.31N 52.99W MAP 6(3)

1978

1 januar NØ Grønland mg=3.2(DAG)
ISC 04 56 26 78.03N 22.0W MAP 5(2)

4 januar N for Grønland mg=4.9(GDH,KTG)
ISC 14 52 09 85.71N 23.09W h=36 +-8 km MAP

8 januar Grønlandshavet (øst f. Grønland) i vandet
OTT 15 13 34 76.55N 1.01W MAP 10(2)

18 januar N Grønland mg=3.8(DAG,GDH,KTG)
OTT 18 55 53 82.73N 25.74W MAP 6(3)

1 februar NØ Grønland mg=3.2(DAG,GDH,KTG)
OTT 00 18 32 78.88N 20.65W MAP 5(3)

10 februar NØ Grønland mg=3.2(KTG)
HYPOLG 11 55 37.4 78.19N 18.37W MAP 5(2)

22 februar N Grønlands kyst USIKKER
OTT 02 18 17 83.61N 22.31W 3(1)

22 februar nord for Godhavn mg=3.3(KTG)
OTT 13 33 19 71.08N 52.94W MAP 5(2)

10 maj Baffin Bugt mg=3.1(KTG)
HYPOLG 07 10 36.7 72.99N 57.5W MAP 6(3)

28 august Nordgrønlands kyst mg=3.6(DAG)USIKKER
OTT 04 41 13 83.22N 36.70W 3(1)

27 oktober N Grønland mg=3.4(DAG)
HYPOLG 19 35 14.6 82.27N 29.33W MAP 5(2)

31 oktober N Grønland mg=3.5(DAG)
HYPOLG 06 19 29.5 83.22N 22.04W MAP 5(2)

4 november ved Holsteinsborg meget lille (1)

20 november SV Grønland mg=3.4(DAG,KTG,GDH)
OTT 13 55 47 64.96N 51.61W MAP 8(3)

14 december NØ Grønlands kyst mg=3.4(KTG,DAG)
OTT 09 56 05 78.40N 21.39W MAP 4(2)

20 december Thule mg=3.9(KTG,DAG)
OTT 16 23 58 76.44N 70.16W MAP 6(2)

1979

3 januar NØ Grønland mg=4.0(DAG,KTG)
OTT 08 07 54.1 79.22N 18.79W MAP 6(2)

15 februar NØ Grønland mg=3.3(DAG)
HYPOLG 19 08 22.16 79.50N 20.57W MAP 4(2)

24 februar Disko Bugt mg=3.5(DAG)
HYPOLG 02 00 34.5 66.88N 52.67W MAP 6(2)

9 april langt ud fra NØ Grønlands kyst
HYPOLG 20 34 38.1 74.89N 3.42W MAP 4(3)

17 april NØ Grønland mg=3.7(DAG)
HYPOLG 10 43 12.59 79.48N 18.91W MAP 7(3)

22 april SW Grønlands kyst mg=3.4
HYPOLG 09 20 29.96 64.60N 51.69W MAP 10(4)

12 juni NØ Grønland syd for DAG mg=3.6(KTG)
HYPOLG 02 17 56.82 75.24N 17.42W MAP 6(3)

16 august v. Holsteinsborg mg= 3.7(ALE)
OTT 01 50 17 67.19N 54.99W MAP 4(1)

7 oktober Thule mg=3.4(DAG)
OTT 13 02 21.1 76.29N 67.51W MAP 5(1)

1980

18 marts NØ Grønland
HYPOLG 16 05 51.60 78.87N 20.02W 3(1)

16 april Melville bugt mg=3.18(DAG)
HYPOLG 16 09 30.04 75.70N 58.11W MAP 4(1)

22 april v. Godhavn ingen gr. mag. ML=3.9
HYPOLG 19 07 55.35 69.04N 53.60W MAP 6(3)

25 juni Disko Bugt mg=3.1(DAG,KTG)
HYPOLG 23 42 20.75 69.84N 51.37W MAP 6(4)

20 august NØ Grønland mb=4.5(can.best.)
6 34 39.10 75.20N 2.83W MAP 33(2)

1981

4 januar v. Thule mg=4.7(DAG)
HYPOLG 14 47 02.06 76.11N 66.59W MAP 8(2)

22 april N Grønlands kyst mg=3.1(DAG)
HYPOLG 12 47 45.88 83.65N 46.25W 3(1)

22 oktober Baffin Bugt (ingen gr. reg.)
OTT 20 38 44 68.23N 61.86W 14(0)

1982

21 januar NØ Grønland mg= 3.4(DAG)
HYPOLG 16 31 24.9 79.49N 19.52W 3(1)

24 januar NW for Alert begge mn=3.7

HYPOLG 16 07 14.7 83.49N 71.20W MAP 4(1)

HYPOLG 16 14 24.9 83.35N 71.19W MAP 4(1)

18 marts Melville Bugt mg=3.2(DAG)

HYPOLG 17 23 31.10 76.64N 68.76W MAP 4(1)

30 maj N Centralgrønland mg=3.4(DAG)

HYPOLG 14 05 19.6 81.46N 46.69W MAP 4(1)

10 august lige S for Thule mg=3.5(DAG)

HYPOLG 15 03 33.10 76.64N 68.19W MAP 4(1)

1983

5 maj NØ Grønland mg=4.4(GDH)

OTT 04 51 04.0 78.10N 21.58W MAP 7(2)