

jordskælv, *hvordan fungerer de?*

af P.V.Sharma

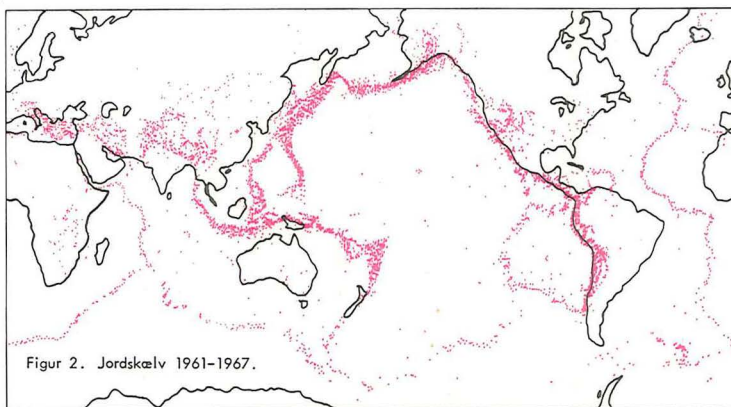
Jordskælv er utvivlsomt et af de mest interessante og samtidig mest skæbnesvangre fænomener på Jorden. I to henseender er jordskælv af særlig værdi for geologer og geofysikere: for det første får man information om dybde og sted for jordskælvet samt om den bevægelsesproces inde i Jorden, der har forårsaget jordskælvet. For det andet bringer de jordskælvsbølger der går gennem Jordens indre ad forskellige veje - når de når jordoverfladen oplysninger om Jordens indre struktur. Denne viden er grundlaget for den nuværende opdeling af Jorden i skorpe, kappe og kerne. Her vil vi kun beskæftige os med det første aspekt, det vil sige, samspillet mellem jordskælv og tektoniske processer, der forårsager skorpebevægelser.

Takket være de fintmærkende seismografer, der registrerer amplitude og frekvens af jordskorpessvingningerne, kan man finde fokus, som er det sted inde i Jorden, hvor jordskælvet finder sted, og samtidig kan man placere epicentrum, der ligger i jordoverfladen lodret over fokus.



Figur 1. Forskydning i jordoverfladen straks efter jordskælvet den 22. juli 1967 i Vesttyrkiet (foto N.Pavoni).

Figur 1 viser et billede af landskabet i det vestlige Tyrkiet, med vej og vejtræer brat forskudt et par meter i horisontal retning. Denne bevægelse blev bemærket umiddelbart efter et jordskælv, der fandt sted her den 22. juli 1967. Senere, natten mellem 26. og 27. juli blev nogle områder i det østlige Tyrkiet også ramt af alvorlige jordskælv, der forårsagede bemærkelsesværdige revner og deformationer i jordoverfladen. Ud fra seismografernes målinger lå epicentrene for disse rystelser i den nordanatoliske forkastningszone, der er blevet bekendt i de senere årtier på grund af gentagne jordskælvs katastrofer. Det er ikke blot tilfældigt, at visse områder som Nordanatolien gentagne gange rammes af jordskælv. Før vi kommer nærmere ind på det punkt, vil vi se hvad der sker andre steder i verden.



Figur 2. Jordskælv 1961-1967.

JORDENS SEISMICITET

Udtrykket "seismicitet" bruges for at beskrive jordskælvenes geografi, særlig deres udbredelse og hyppighed i forhold til overfladens geologiske struktur. Figur 2 viser udbredelsen over hele verden af jordskælvs-epicentre for perioden 1961-1967. Af kortet fremgår det, at jordskælvszonerne ikke er tilfældigt fordelt, men derimod fremtræder som bæltelignende mønstre. Det bælte af øbuer, dybe kløfter og bjergkæder der går gennem Stillehavet rammes af cirka 80% af de overfladenære jordskælv (dybden til fokus mindre end 70 km), 90% af de intermedieære jordskælv (dybden til fokus fra 70-300 km) og næsten alle dybe jordskælv (dybden til fokus mere end 300 km). De fleste af de øvrige store jordskælv forekommer i det alpine foldebælte, der strækker sig fra Azorerne gennem Europa og Asien for at slutte sig til Stillehavsområdet i New Guinea. Foruden disse to hovedzoner følger et betydningsfuldt bælte af mindre, overfladenære jordskælv langs kanten af de undersøiske rygssystemer og strækker sig langs det østafrikanske gravsænkningsystem. Talrige små jordskælv forekommer ganske vist andre steder, men energiudfoldelsen fra disse er uden betydning. Overfladiske rystelser bemærkes hyppigt i nærheden af vulkaner, og nogle af dem, men ikke alle, har forbindelse med vulkanudbrud.

I overensstemmelse med den moderne opfattelse af "pladetektonik" angiver jordskælvbælterne groft taget grænserne for jordskorpeplader, der let kan bevæge sig oven på det forholdsvis varmere og blødere materiale i den øvre kappe (asthenosfæren). Drivkraften for pladebevægelserne menes at komme fra et system af konvektionsstrømme i den øvre kappe (se Varv, 1972, 4). Når skorpepladerne støder mod hinanden eller forskydes horisontalt i forhold til hinanden, opstår overfladiske jordskælv. På den anden side forekommer der dybe jordskælv, hvor en jordskorpeplade skydes ind under en naboplade og dermed kan nå dybt ned i kappen. For eksempel har fokus for jordskælv i Tonga øbue-området (se figur 3) en tilbøjelighed

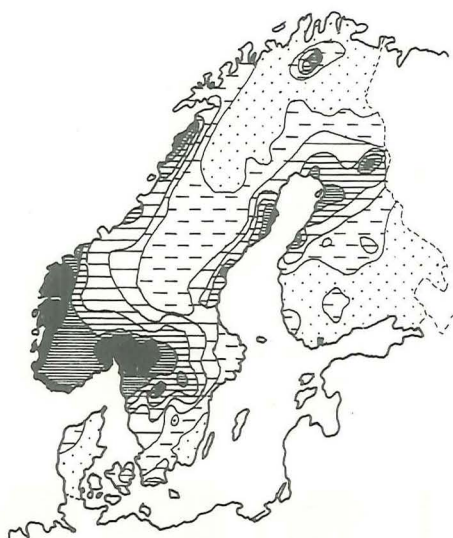


Figur 3. Lodret snit gennem Tonga-dybgraven visende zonen med dybe jordskælv ("Benioff zonen"). Den dybtliggende jordskælvsaktivitet skyldes, at en jordskorpeplade (fra højre) underskydes og når dybt ned i kappen.

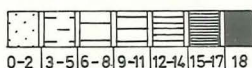
til at ligge dybere og dybere jo længere epicentrene kommer vest for øbuen, indtil en maksimal fokusdybde på cirka 600 km er nået. Fokusfordelingen viser en jordskælvszone, der dykker i en vinkel på cirka 45° mod buens landvendte side. Jordskælvsaktiviteter langs denne dykkende zone, der undertiden benævnes "Benioff-zonen", kan forklares ved at randen af en jordskorpeplade her skyder dybt ned i kappen. Denne teori, som er afgørende for opfattelsen af oceanbundsspredning, har fået den største støtte netop gennem seismiske studier.

SEISMISK AKTIVITET I SKANDINAVIEN

I sammenligning med andre seismisk aktive zoner i verden er Skandinaviens seismiske aktivitet yderst ringe. Det bliver mere klart af den kendsgerning, at et enkelt jordskælv med stor intensitet, som det der almindeligvis forekommer i Japan, udløser energi af en størrelsesorden på 10^{24} erg - svarende til energien fra en 10 megaton atombombe, hvilket er tusinde gange mere end den totale energi, der er udløst af jordskælv i Skandinavien i dette århundrede. Ikke desto mindre har skandinavisk seismicitet betydelig interesse, især i forbindelse med dens mulige forhold til



Jordskælvsudbredelse i Skandinavien 1600-1925



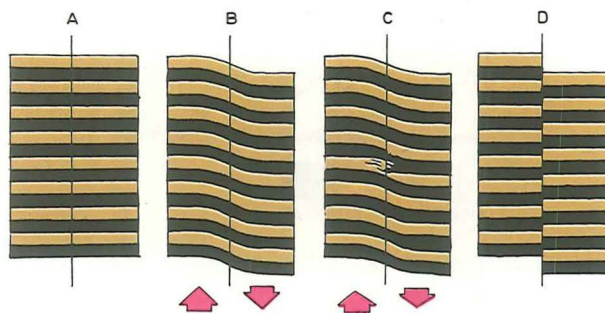
Figur 4. Jordskælvsudbredelsen i Skandinavien i perioden 1600 - 1925 (modificeret efter Sahlström).

landets postglaciale hævnning, hvor den maksimale hævnning er registreret rundt om den Botniske Bugt (se Varv, 1972, 3).

Figur 4 viser hyppighed og udbredelse af jordskælv i Skandinavien i perioden 1600 - 1925, hovedsagelig samlet fra historiske optegnelser. Den mest betydningsfulde aktivitet er lokaliseret i tre områder, nemlig langs Norges vestkyst, rundt om Oslo gravsænkingen og i det område der støder op til den Botniske Bugt. Den seismiske aktivitet i Danmark er sammenlignet med de øvrige skandinaviske lande forholdsvis meget mindre. Her er de små jordskælvszoner begrænset til området med opskydende saltstrukturer i det nordvestlige Jyllands undergrund, samt nogle steder på Sjælland. Det er klart, at alle disse spredte områders seismicitet ikke alene kan tilskrives den stadige landhævning efter bortsmeltningen af Kvartærtidens ismasser. Det er muligt, at andre faktorer som for eksempel den gradvise indsynkning af Nordsø-bassinet, den delvise genoplivelse af det "slumrende" forkastningssystem i Oslo gravsænkingen og salttektunik i det danske bassin spiller en mere afgørende rolle i opbygningen af lokaliserede elastiske stress, der senere resulterer i jordskælv. Før vi går i detaljer med hensyn til de mulige årsager, vil vi først prøve at forestille os, hvad det egentlig er der sker på arnestedet (fokus), hvor jordskælvet begynder.

JORDSKÆLVSMEKANISMEN

Meget af vor viden om hvad der sker i nærheden af et jordskælvs fokus stammer fra en teori, der blev formuleret af H.F.Reid efter det store jordskælv i San Francisco i 1906. Ifølge teorien skyldes jordskælv den stadige ophobning af elastisk spændingsenergi i geologisk urolige områder efterfulgt af den pludselige udløsning af den ophobede energi ved forkastning, når bjergarternes brudstyrke overskrides (figur 5). Et stort overfladenært jordskælv ledsages almindeligvis af betydelig deformation (brud) af jordoverfladen over hundreder af kilometer, og det siger noget om rumfanget af den bjergarts masse, hvorfra den elastiske spænding udløses. Det katastrofale jordskælv i San Francisco i 1906 blev ledsaget af revnedannelser i jordoverfladen langs San Andreas forkastningen over mere end 300 km. Forskydningen efter forkastningen var rent horisontal, idet Stillehavs-siden brat bevægede sig cirka 7 meter mod nord i forhold til fastlandssiden.



Figur 5. Deformation og forkastning resulterende i jordskælv-forskydninger kan både foregå i horisontal og vertikal retning. A: strukturel ro. B: deformation. C: pludseligt brud og forskydning som kan udløse jordskælv. D: strukturel ro efter forskydning. (modificeret efter Reid).

Figur 5 viser deformation og forskydning langs en forkastning, der både kan foregå i horisontal (sideværts) eller vertikal retning - eller der kan være en koordination af vertikal og horisontal forskydning. Man kender hastigheden for ophobning af elastisk spændingsenergi ved San Andreas forkastningen, som er en sideværts forkastning. Nyere geodætiske målinger viser, at forkastningsblokkene bevæger sig cirka 2-3 cm om året i forhold til hinanden. Denne bevægelse, hvor uanselig den end er, er virkelig stor efter geologisk målestok. I betragtning af forkastningens alder på cirka 20 millioner år kan der her være tale om en totalbevægelse i en størrelsesorden af flere hundrede kilometer.

Ideen med fremkomsten af brud efterfulgt af pludselig forkastning resulterende i jordskælv er kun sandsynlig for de overfladenære rystelser. Brudteorien for forkastning er utilstrækkelig til at forklare de dybereliggende jordskælv, fordi gnidningsmodstanden i dybder større end en snes km er så stor, at der dårligt kan foregå en "tør" friktionsglidning.

Man har foreslået forskellige udveje for at komme ud over denne vanskelighed. En mulighed har udgangspunkt i bjergarternes plastiske egen-skaber i de pågældende dybder, hvor der kunne ske et pludseligt sammenbrud af en vis bjergartsmasse ved fokus på grund af en faseforandring eller en tættere pakning af materialerne. Tomrummet udfyldes brat ved hurtig indsynkning af de overlejrende bjergarter, og et jordskælv opstår. Ved jordskælvet i Peru i 1966 (fokusdybde omkring 600 km) viste seismograferne en nedadrettet bevægelse i jordoverfladen ved epicentret.

De skandinaviske jordskælv rundt om den Botniske Bugt har sandsynligvis forbindelse med en plastisk flydning af materiale i Kappen hen imod centrum for den postglaciale hævnning.

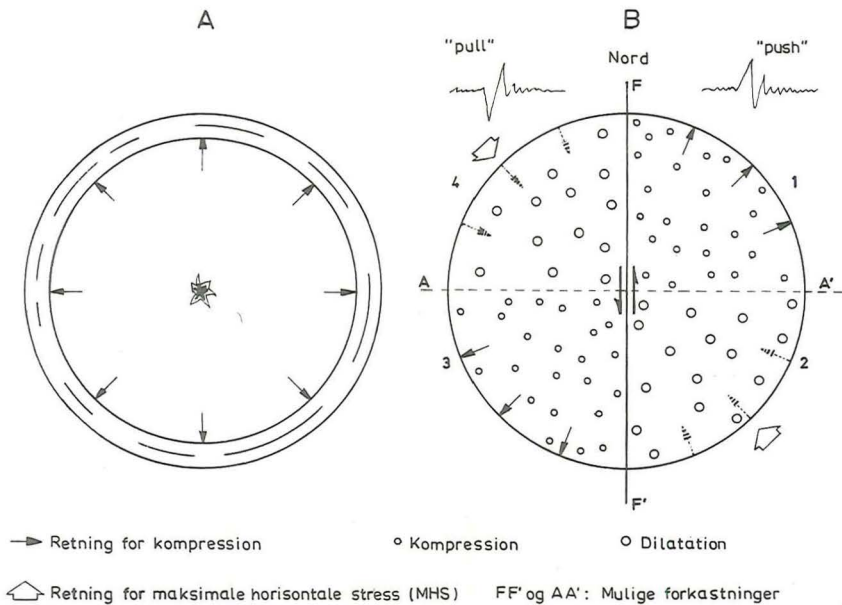
En anden teori til forklaring af de dybere rystelser er, at der alligevel sker en forkastning ved fokus, idet porevæske under højt tryk lokalt kan nedsætte gnidningsmodstanden, hvilket i dybe lag muliggøres uden iøvrigt at afspænde de deformerende kræfter i området udenom. Til støtte for denne teori tjener observationer af en tydelig forøgelse af lokal overfladenær jordskælvsaktivitet, hvor højtryksvæsker er blevet pumpet ned i dybe affaldsbrønde. De fleste bjergarter i de øvre dele af jordskorpen indeholder vand, og dybere nede kan vandet frigøres ved forskellige afvandingsprocesser. Også i kappen kan delvis smeltning af kappemateriale give en porevæske, som opfører sig på omtrent samme måde. Den observerede koncentration af dybe jordskælv langs med hvad man - ifølge teorien om "pladetektonik" - anser for at være indsynkende rande af jordskorpeplader ved visse kontinentgrænser tyder også på, at afvandingsreaktioner muligvis stadig finder sted helt ned til dybder på 700 km.

Problemet med de fysiske kræfter der forårsager intermedieære og dybe jordskælv er langt fra løst. Men trods disse usikkerhedsmomenter har man lært meget om forskydningsmønstrene ved jordskælvenes fokus.

FORKASTNINGSDYNAMIK OG SEISMOTEKTONIK

Den mest iøjnefaldende struktur i forbindelse med de fleste jordskælv er et forkastningsplan, som de tilstødende bjergarter glider langs. Ved studier af seismogrammer er det muligt at lokalisere jordskælvet's fokus, det vil sige det punkt hvor forskydningen starter. I de sidste årtier er der udviklet snilde metoder til at bestemme orienteringen af den forkastning der har forårsaget jordskælvet og også forkastningsbølgebøen.

Udsvingsretningen for den første svingning ("first motion"), der breder sig ud fra chokcentret giver os oplysninger om chokmekanismen på arnestedet. For eksempel viser figur 6A det karakteristiske mønster af "first motion" udsving bort fra et punktformet arnested - det kan være underjordiske sprængninger af dynamit eller atombomber. Den første P-bølge (primær-bølge), som når ud til jordoverfladen vil have karakter af en kompression ("push"), idet trykket udbredes ensartet udad til alle sider. De første

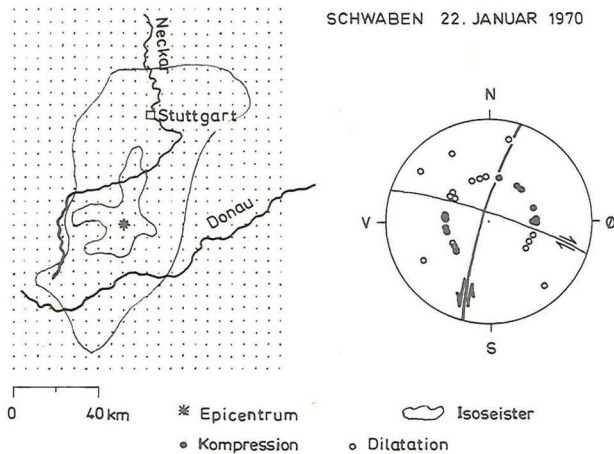


Figur 6. Retningen af jordskælvenes første primærbølgeudsving, som de tegner sig på seismograferne ved chokmekanismer af forskellig natur. 6A: I et homogent elastisk medium vil de seismiske forstyrrelser fra en punktførm kilde (eks. underjordisk atombombesprængning) bevirke et radiært udadrettet tryk ("push"), sådan at det første P-bølgeudsving vil være borte fra arnestedet. 6B: Når et jordskælv skyldes en pludselig sideværts forskydning langs et forkastningsplan FF', vil det første P-bølgeudsving i kvadrant 1 og 3 være en kompression ("push") bort fra fokus, hvorimod det første udsving i kvadrant 2 og 4 vil svare til en spredning eller dilatation ("pull") - det vil sige, at udsvinget vil være rettet mod arnestedet. Ud for kvadrant 1 og 4 er de første P-bølgeudsving vist, som de rent skematisk vil blive registreret på seismograferne.

P-bølger vil te sig helt anderledes, når chokmekanismen for jordskælvet skyldes forkastning langs et plan (figur 6B).

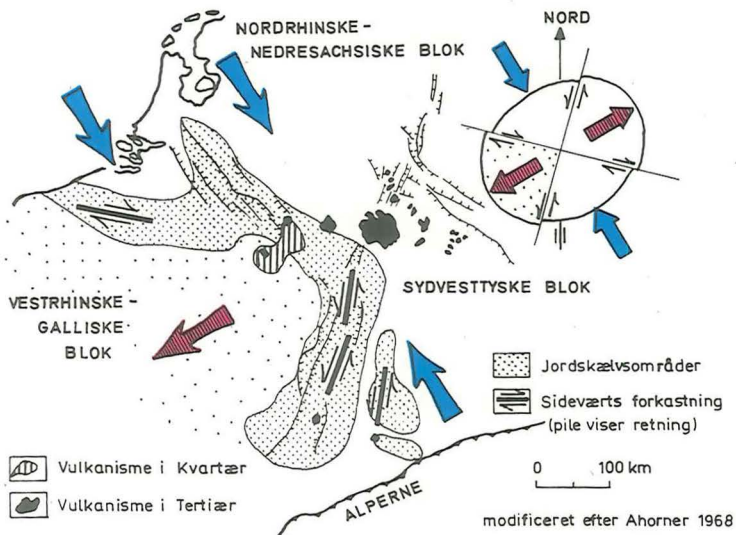
Den sædvanlige metode til at studere forskydningsmønstret ved fokus er at observere retningen af den første bevægelse ("first motion"), i det nu P-bølgerne (primærbølgerne) ankommer til seismografstationer spredt over hele Jordens overflade. Det er klart, at små jordskælv kun registreres på nærliggende stationer. For hver station noteres det, om det første P-bølgepulsslag svarer til en kompression ("push") eller spredning ("pull"). Resultaterne fra alle stationer indsættes så på et kort. Figur 6 B viser et tænkt eksempel på fordelingen af de første bevægelser i forbindelse med en sideværts bevægelse langs en nord-syd rettet forkastning langs et vertikalt plan (FF'). Skønt retningen af det maksimale horisontale stress (MHS) kan beregnes entydigt ud fra fordelingen af de første bevægelser mod epi-

centret, er der to mulige retninger (FF' og AA') for forkastningen, og vi kan ikke alene ud fra primærbølgerne afgøre, hvilket af de to planer (FF' eller AA') der repræsenterer den virkelige forkastning. Nogle gange kan man få hjælp ved en geologisk kartering ved epicentret eller ved studier af S-bølgerne (sekundærbølger, som på grund af en anden natur af svingningerne ankommer senere til seismograferne end primærbølgerne). Under tiden kan også isoseister (linier eller kurver gennem punkter med samme seismiske intensitet) lavet ud fra observerede forstyrrelser rundt om jordskælvs-epicentret give en nøgle til at bestemme forkastningens retning.



Figur 7. Jordskælvet i Schwaben 1970. Til venstre: kort over placeringen af epicentret. Bemærk NNØ-SSV udstrækningen af isoseisterne. Til højre: beregning af forkastningens retning ud fra retningen af primærbølgernes første pulsslæg på seismograferne.

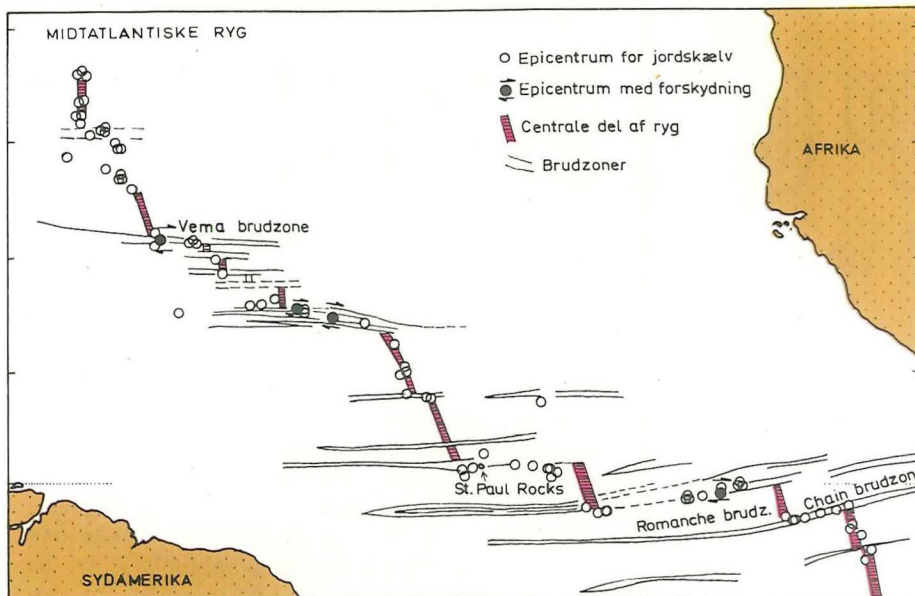
Som et eksempel viser figur 7 de virkelige observationer fra jordskælvet i januar 1970 i Schwaben i Sydtykland. Diagrammet viser, at det første pulsslæg er en kompression ("push" type) i ØNØ og VSV kvadranterne og spredning ("pull" type) i de to andre kvadranter. Pilene er tilføjet i overensstemmelse med kompressioner og udvidelser. Forløbet af isoseisterne rundt om epicentret i kortskitsen angiver klart, at forkastningen er i NNØ-SSV retning. Af forkastningsdynamikken kan vi endvidere udlede, at bevægelsen er næsten horisontal og venstrettet (sinistral) som vist med pile ved forkastningen. Retningen for det maksimale horisontale stress (MHS) bestemt ud fra studierne af retningen for det første pulsslæg ("first motion") er groft sat til NV-SØ, og det stemmer udmærket med gennemsnittet for de tektoniske trykretninger i Rhin-området (figur 8).



Figur 8. Seismisk-tektonisk skitse over nordvestlige Europa. Pilene angiver de nuværende stressområder og mulige sideværts blokbevægelser. Modificeret efter Ahorner 1968.

Den her skitserede teknik har vist sig at være et meget nyttigt redskab inden for seismologien til at opnå værdifulde oplysninger vedrørende jordskorpens nuværende tektoniske aktivitet. Den mest spændende og aktuelle anvendelse af metoden finder sted inden for de oceaniske områder. De jordskælv man går ud fra er dem, der har tilknytning til kystregioner og midtoceaniske højderygge, og resultaterne er af stor betydning for studiet af oceanbundstektonik. Sådanne studier viser klart, at de tværgående forkastninger på den midatlantiske ryg er såkaldt transforme forkastninger (figur 9), med bevægelsesretninger der er i overensstemmelse med hypotesen om oceanbundsspredning og pladetektonik (se Varv, 1972, 3).

Når stormagterne taler om at kontrollere, at atombombeforsøg ikke finder sted, ved at placere "sorte kasser" på sikre steder i enkelte lande, så drejer det sig om at opstille seismografer, der vil kunne registrere selv mindre sprængninger.



Figur 9. Beliggenheden af jordskælvenes epicentre (åbne cirkler) langs den midatlantiske ryg i nærheden af ækvator. Ved 4 af epicentrene (udfyldte cirkler) er vist de jordskælvsfremkaldende forskydninger langs øst-vestgående brudzoner, idet forskydningsretningerne er tolket ud fra studier af de første P-bølgeudsving efter metoden skitseret i figur 6. (Efter Sykes).

VARV har ved flere lejligheder og i forskellig sammenhæng omtalt jordskælv - deres årsager og virkninger, danske jordskælv og så videre. Allerede i VARV's første årgang - nr 3, 1964 - omtalte vi jordskælv som et apropos til det ødelæggende jordskælv i Alaska samme år. Nye læsere kunne måske have lyst til også at eje de gamle årgange - som alle kan fås endnu for 18 kroner per årgang ved indsendelse af beløbet på giro 68880. Jordskælv er kun ét af de mange emner, som VARV har taget op i de forløbne 9 år - tænk, Peter-dyret har snart 10 års fødselsdag! Takket være de pæne kassetter har man lejlighed til at samle en slags geologisk leksikon.

Har De iøvrigt tænkt på, at VARV's samlekassetter, plakater og ekskursionsførere, se for eksempel nummer 2, 1972, kunne være en udmærket ide til en overkommelig julegave - i et prisleje fra 8 - 20 kr. Af "større" sager kan VARV tilbyde "Den lille tektoniker" (se indersiden af omslaget) til 44 kr. og "Historisk geologi: Palæozoikum" (230 illustrerede sider om Jordens historie i tidsrummet Kambrium til Perm) til 30 kr. Alle priser omfatter forsendelse - De skal ikke gøre andet end at udfylde girokortet.