

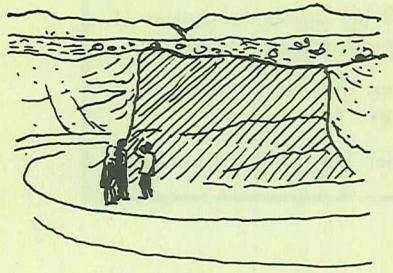
Grænsen mellem sort og lyst tværs gennem billedet markerer randen af udbrudsspalten. Den røde del af lavafontænerne kan nå op i 700 meters højde. Den sorte sky til venstre dannes ved, at den mere end 1000° varme lava løber i havet, hvorved der dannes gentagne eksplosioner. De tre fotos er optaget af professor Arne Noe-Nygaard den 24. januar kl. 16, et døgn efter at udbruddet var begyndt på Vestmannaøerne.

FAIR-PRINT AS
4000 ROSKILDE

VARV

NR.1 BLADET MED DE ÆLDSTE NYHEDER 1973



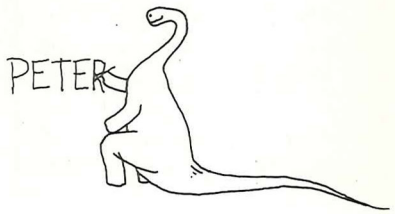


DER KAN STADIGVÆK GØRES ISTIDS-GEOLOGISKE OPDAGELSER. I EN GRUSGRAV I NORD-ØST-SJÆLLAND BLEV SIDSTE FORÅR FUNDET EN EJENDOMMELIG FOREKOMST AF STENHOLDIGT LER, DER STOD SOM EN PROP OP GENNEM FOLDEDE SANDLAG. DA BILLEDET BLEV TAGET VAR DET MESTE AF "LERPROPPEN" DESVÆRRE BORTGRAVET. DENNE INTRUSIVE LERDIAPIR ER DEN FØRSTE OG HIDTIL ENESTE AF SIN ART I DANMARK.

PETER ønsker alle læsere "Godt Nytår" - og beklager at alle de kendte årsager til prisstigninger desværre også rammer VARV, men De kan stadig få bladet på den nemmeste måde ved at indsende beløbet direkte på giro 68880.

VARV har lavet en ny plakat - svarende til billedet side 4. Den koster 10 kr. frit tilsendt. For at markere, at det er d e n plakat De ønsker, mærkes talonen på girokortet "plakat, Nordøst-Sjælland".

Nogle VARV-læsere kunne måske have glæde af en lige udkommet lærebogsoversigt over Jordens historie i den Palæozoiske Æra (Kambrium - Perm) - det er 230 sider i off-set illustreret med 200 tegninger. Der er heri lagt vægt på ny viden om Danmark og Grønland. Indbundet i karton koster oversigten 30 kr. - talonen mærkes "Palæozoikum".



VARV

Postadresse: Tidsskriftet VARV, Mineralogisk Museum, Øster Voldgade 5-7, 1350 København K. (tlf. (01) 135001).

Redaktion: Valdemar Poulsen (ansvarshavende), Mona Hansen, Erling Bondesen, Søren Floris.

VARV udkommer fire gange om året. Prisen er 18.00 kr i abonnement. Abonnement tegnes ved indsendelse af beløbet til VARV, postgiro 68880.

VARV's plakater (10 kr), postkort i farver (8 for 7 kr), ekskursionsførere (Bornholm 14 kr, Stevns-Fakse-Møn 20 kr) og samlekasetter (til 6 årgange 8 kr) fås ved at indsende beløbet på postgiro 68880.

Alle henvendelser vedrørende adresseforandring, fejl ved bladets levering, og lignende bedes rettet til postvæsenet.

© 1973 VARV. Eftertryk af tekst og billeder kun efter tilladelse.

Kun den største ø, Heimaey, har en længere geologisk historie. Ældst er den nordlige del, Heimaklettur, der består af vekslende lag af lava og vulkansk aske, der måske er kommet til udbrud under den sidste istid for mere end 10000 år siden.

Flere tusinde år senere dannedes vulkanen Stórhöfði på øens sydspids. Lavastrømmene fra Stórhöfði blev dækket af tørv, der igen blev dækket af et tykt lag vulkansk aske fra det store sprængkrater Sæfjall, der med en diameter på 1 km er det største på Vestmannaøerne. Aske fra dette udbrud kan stadig findes over hele Heimaey. Fra kraterets nordlige rand strømmede lava op og dannede vulkanen Helgafjall.

Det begravede tørvelag kan ved hjælp af kulstof-14 metoden dateres til 5400 år.

Hvad er årsagen til de mange vulkanudbrud?

Jordens yderste skal består af en halv snes store, stive plader, der "svømmer" på et blødere lag 150 km under jordoverfladen (Varv nr. 3, 1972).

Pladerne bevæger sig i forhold til hinanden. Nogle steder glider en plade hen over en anden. Andre steder bevæger to plader sig bort fra hinanden. Dette er tilfældet i en zone ned gennem Atlanterhavet - den midtatlantiske højderyg. Den plade, hvor Nordamerika ligger bevæger sig mod vest sammenlignet med den plade, hvor Europa ligger. Samtidig strømmer smeltede stenmasser op fra det bløde lag under pladerne og udfylder den tomme plads mellem dem.

Det er årsagen til, at der i en zone på bunden af Atlanterhavet sker talrige vulkanudbrud. De fleste af disse opdager vi aldrig. Kun få steder er lavaopstrømningen så kraftig og så langvarig, at udbrudsprodukterne når op over havniveau.

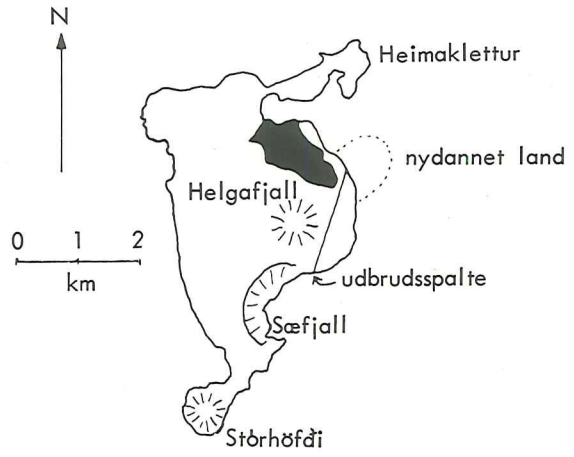
Det er sket på Island. De ældste oversøiske vulkaner opstod i Tertiær-tiden. Vulkanerne er siden fulgt med de stive plader mod vest eller øst, mens ny lava kom til udbrud i midterzonen. Det er denne proces, der stadig foregår: Østisland og Vestisland bevæger sig bort fra hinanden, jordskorpen revner som på Heimaey, og nye vulkaner opstår.

Hvor lang tid vil det nye udbrud vare ved? Mellem to måneder og to år gætter nogle på. Men der kan let komme nye overraskelser. Man behøver blot at tænke på Surtsey, hvor der dannedes flere nye udbrudsspalter i løbet af de $3\frac{1}{2}$ år, hvor denne vulkan var aktiv.

Niels Hald

31-1-1973

HEIMAEY



af Niels Hald

Vulkanudbruddet på Heimaey begyndte tidligt om morgenen den 23' januar 1973. En spalte åbnede sig på østsiden af den gamle vulkan Helgafjall.

Lava strømmer stadig ud og løber ned mod havet. Ved eksplosioner i krateret slynges glødende lavastumper og aske bort fra vulkanen og har ved nedfaldet antændt flere af byens huse, hvoraf de nærmeste kun ligger 300 meter fra spalten. Desuden er en del bygninger sunket sammen under vægten af den vulkanske aske.

Men hvad er den geologiske baggrund for vulkanudbruddet? Vestmannaøerne er undersøgt af den islandske geolog Sveinn Jakobsson, der tidligere har skrevet om Surtsey (Varv nr. 1, 1966).

Øerne er stort set dannet på samme måde. En spalte har åbnet sig på havbunden. Ved mødet mellem lava og havvand er der sket store eksplosioner og finfordelt lava er faldet ned som vulkansk aske. På de fleste øer, for eksempel Surtsey, er denne eksplosive fase afløst af en mere rolig fase, hvor der foruden aske også er dannet lavastrømme. Disse øer består derfor nederst af vulkansk aske og øverst af vekslende lag af størknet lava og aske.

Skriften på væggen

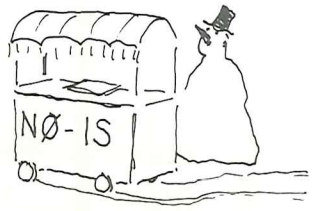


af Asger Berthelsen

Under sidste istid, den såkaldte Weichsel istid, blev Nordøst-Sjælland overskredet af flere isstrømme. Den yngste isstrøm, den ungbaltiske is, kom fra en sydlig eller sydøstlig retning. Den næstyngste isstrøm kom fra en nordøstlig til øst-nordøstlig retning, og denne is kalder svenskerne for Nordøst-isen eller Smålands-isen. Den bredte sig langt vestover - helt frem til hovedopholdslinien i Jylland, hvor den midtjyske højderyg dannedes under dens "ophold". På sin vej frem mod Jylland bredte Nordøst-isen sig ud over Øerne i flere tempi, med skiftende småophold og fremrykninger. Under opholdene dannedes hedesletter med smeltevandsaflejringer foran isranden. Under fremstødene bredte isen sig ud over disse smeltevandsaflejringer. Langs visse fremstødslinier skubbede isfronten sandlagene op og foldede dem, hvorefter isstrømmen overskred de netop foldede lag og høvlede toppen af dem. Sandlagene opførte sig ved opskubningen og foldningen som hærdnede bjergarter, da vandet mellem sandskornene var frosset til is. Da de blev begravet dybt under den fremrykkende ismasse, blev de godt isolerede mod kuldepåvirkninger ovenfra, men ikke mod jordvarmen nedefra. Langsomt - for opsmeltningen brugte jo meget varme - tøede de bundfrosne sandlag op. Vægten af den overliggende is kunne nu, da sandlagenes styrke nedsattes ved smeltningen, presse lagene mere sammen og de først dannede folder blev kraftigt fladtrykte. Underliggende vandmættede lag af stenholdigt ler blev i stand til at trænge op som propper eller diapirer gennem sandlagene. En sådan lerdiapir er fundet i Bakkevold grusgrav, men den er desværre allerede bortgravet. Lerproppen havde en diameter på 10 - 15 meter, og dens højde var mindst lige så stor.

Sammenholdt med observationer af skurestriber og stenorienteringen i morænen, giver studiet af istryk-strukturerne vigtige oplysninger om de forskellige isstrømmes bevægelsesretninger. Nyere undersøgelser tyder på, at visse "israndslinier", for eksempel Gribskov-linien, der tidligere blev opfattet som dannet af den sidste is på stedet, i virkeligheden er dannet ved den næstsidste isstrøms fremrykning. Det er derfor ikke muligt alene ud fra bakkeformerne at udrede nedisningsforløbet. Landskabets "indmad", som kan ses i grusgrave og klinter, giver ofte langt mere værdifulde oplysninger for forståelsen af hændelsesforløbet.

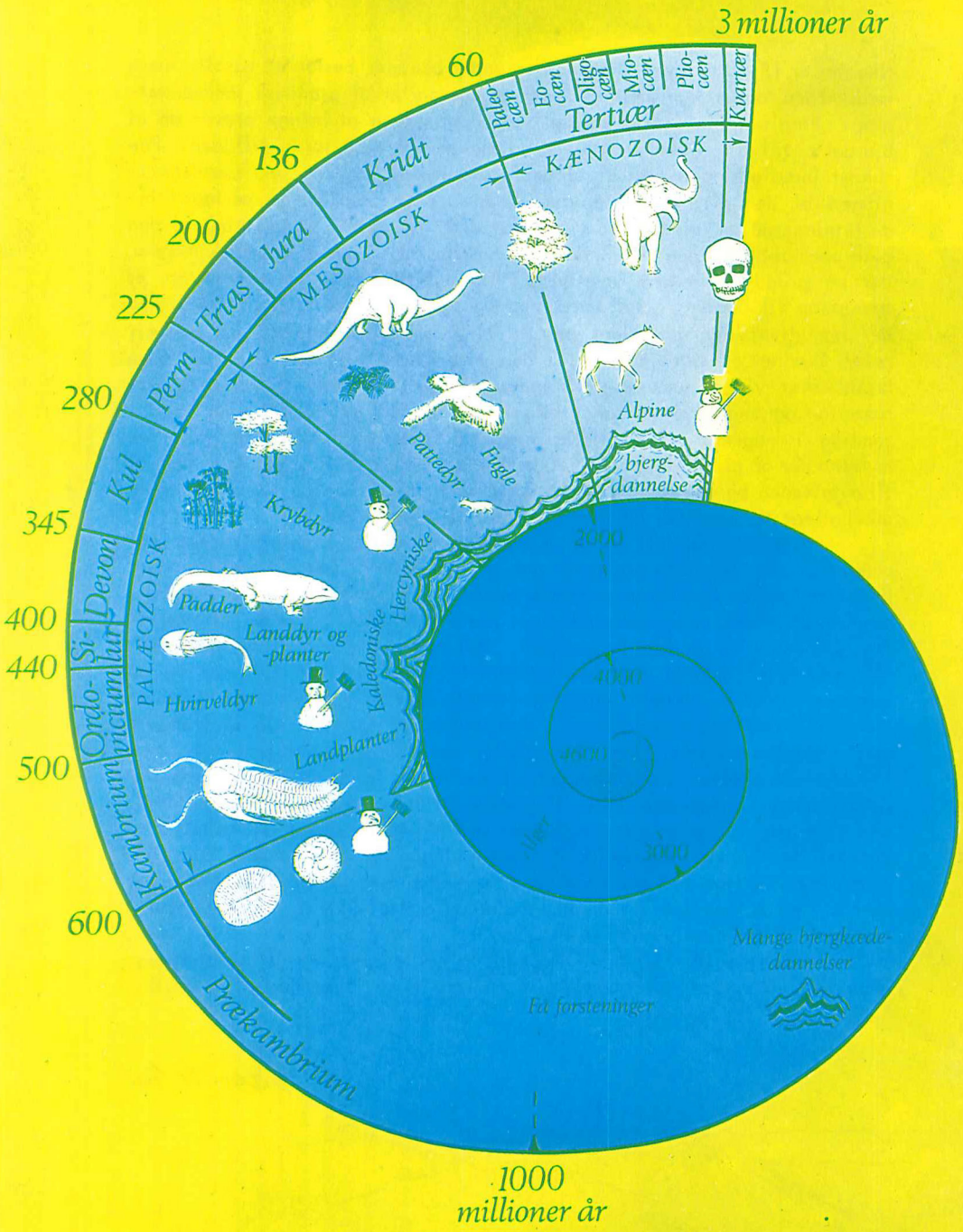
Næsten hver eneste grusgrav i Nordøst-Sjælland har sin egen historie at berette, når man lærer at læse skriften på væggen!



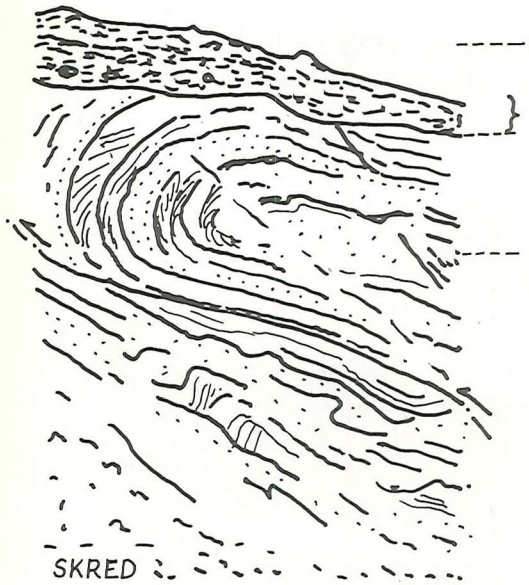




Heymaey den 24. januar 1973. De sorte skyer er askefyldte, de lyse er damp, som dannes ved at der sker en lokal opvarmning af havvand.



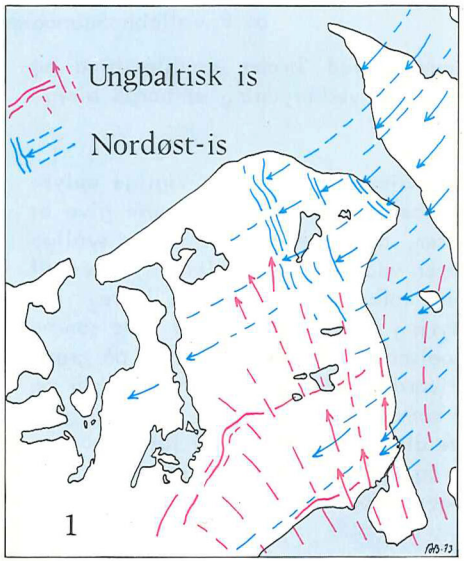
© Tidsskriftet VARV, Mineralogisk Museum, Øster Voldgade 5-7, 1350 København K. repro Scan-Lith - tegning Christian Rasmussen



Den ungbaltiske moræne er bortgravet.

Nordøst-isens moræneler

Smeltevandssand aflejret foran den fremrykkende Nordøst-is, og foldet ved Nordøst-isens videre fremrykning.



Hvis den i figur 1 viste tolkning af alderen af de istrykbetingede bakkestrøg i Nordøst-Sjælland er rigtig, har der aldrig eksisteret en selvstændig Øresundsgletscher hen mod slutningen af Weichsel-istiden. Den ungbaltiske isrand i Skåne, som hidtil er blevet opfattet som angivende Øresundsgletscherens østflanke, kan være blevet dannet samtidig med, at den ungbaltiske is dækkede Øerne og nåede frem til den østjyske israndslinie.

Asger Ruthelsen

chokerende



af P. Vallabh Sharma

Figur 1 viser en dynamitsprængning ved Strøby sandstensbrud på Bornholm. Sprængning er en almindelig teknik ved brydning af hårde bjergarter - men det var ikke sagen her.

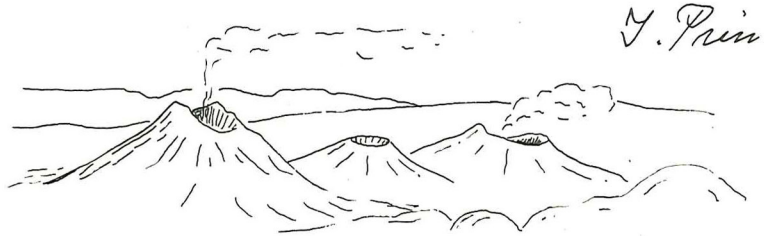
Hvorfor så sprænge hul i Jorden ?

Svaret er, at ved sådanne eksplosioner kan man få vigtige oplysninger om bjergarternes elastiske egenskaber, og de kan yderligere give et billede af de dybere liggende strukturer, der ikke er umiddelbart synlige for en geolog. Chokbølger fremkommer ved jordskælv eller for eksempel atombombesprængninger og er vigtige for tolkningen af Jordens indre, men bølgerne kan også frembringes ved affyring af sprængladninger. De samme principper benyttes iøvrigt ved undersøgelser af Månens opbygning på grund af chokbølgerne fra meteoritnedslag. Hvordan får man disse oplysninger og hvordan registreres de? Hvilken dybde kommer de fra? Og i hvor høj grad er de pålidelige? For at kunne besvare disse spørgsmål må vi først have en fornemmelse af grundlaget for brydning og tilbagekastning af seismiske bølger, som er en slags lydbølger med lav frekvens.

tinenter er 15-30 km tyk. Jordskorpen under oceaner består af basalt, mens jordskorpen under kontinenter består af bjergarter af granitisk sammensætning. Basalten har mulighed for ved udbruddene at bringe prøver op af bjergarter fra alle niveauer mellem magmakammeret og jordoverfladen. Peridotit indeslutningerne er et af de få vidnesbyrd man har om sammensætningen af den øvre del af Jordens kappe. Man antager, at peridotit indeslutningerne er opstået som en rest efter en delvis opsmeltning af den øvre oprindelige kappe. Den dannede smelte har givet et basaltisk magma, der på grund af sin lave vægtfylde i forhold til omgivende bjergarter, er trængt op til Jordens overflade. Ved en senere opsmeltning på større dyb, der har givet den jurassiske basalt, har dette nye magma på sin vej revet stykker af sidebjergarten i den øvre kappe med op og det er disse brudstykker vi ser som peridotit indeslutninger. Enkeltkrystallerne og pyroxeniter og anorthosit er sandsynligvis dannet ved en nedsynkning og ansamling i magmaet af de tidligt udskilte mineraler. Disse bjergarter og brudstykker af grundfjeldet er ved magmaets videre opstigning ført med op til overfladen og forekommer derfor også som indeslutninger. Gabbro er en ækvivalent til basalten dannet ved krystallisation i dybet.

Hvis man har lyst til at se nærmere på dette gamle vulkanske område kan det let lade sig gøre ved en søndagstur. Det vil være en tur, hvor man både kan se en mængde geologi og samtidig nyde en pragtfuld og fra et dansk synspunkt særpræget natur. Jeg kan anbefale at tage til Frostavallen 4 km nord for byen Höör. Her har "Skid och Friluftförbundet" et naturfredet område med en restaurant. Man kan slå sig ned her og spadsere rundt i området langs de udlagte løjper. Her kan man spadsere frem til Bjäret og Stenkilstorp. Ved Bjäret ser man et udfyldt kraterrør med udviklede søjler. Ved Stenkilstorp ser man et langt kraterrør, hvor basalten indeholder indeslutninger af peridotit. Ønsker man at køre lidt rundt i området, kan man køre til Göbnehall hvor man finder et stenbrud, der viser søjler, og hvordan vulkanen ser ud indeni. Ved Göbnehall findes desuden en mængde peridotit indeslutninger og store smukke krystaller af mineraler dannet ud fra vandige opløsninger medens basalten endnu var varm. Ved Bolmarehus ses smukke basaltsøjler (se figur 4). Ved Djupadal kan man se tuf med plantefossiler.

Mineralogisk Museum i København har en pæn udstilling af bjergarter fra området - hvis man skulle få lyst til at få et hurtigt overblik.



Man har tidligere antaget, at den skånske basalt var dannet i den ældre del af Tertiær (Eocæn, 50 millioner år) udfra den antagelse, at basalterne måtte være dannet samtidig med askelagene i moleret i Limfjordsområdet. Man har prøvet at datere vulkanismen ud fra indesluttede planterester i tuf - de kunne bestemmes til slægten Cederoxylon, der kendes fra Jura til Kvartær. Man kunne altså derved kun få en minimums- og maksimumsalder, men ingen nøjagtig datering. Man så på den tektoniske virksomhed i området og kunne se, at der har været bevægelser langs horstene i Tertiær og denne viden kunne tilsyneladende støtte en ældre Tertiær alder. Man kender kun få steder underlaget for basalten, som de fleste steder vides at ligge på kaoliniseret grundfjeld (forvitret gnejs), men enkelte steder hviler basalten på Jura-sedimenter. Ved en radiometrisk aldersbestemmelse efter kalium/argon metoden foretaget for nylig herhjemme fik man på de første få lokaliteter en alder svarende til Nedre Kridt. Ved datering på nye lokaliteter viste det sig, at i hvert fald en del af vulkanerne har været aktive i Jura (150 millioner år), og at en del af de yngre aldre fra de første prøver måske skyldes det høje glasindhold i de daterede bjergarter. Metoden bygger på, at en radioaktiv kalium-isotop i tidens løb nedbrydes til argon. Hvis bjergarten indeholder glas, som er et yderst ustabilt materiale, vil denne glas i tidens løb krystallisere (devitrificere). Ved devitrificationen vil bjergarten, der har det meste af dens kalium bundet i glassen, miste den radioaktivt producerede argon og den beregnede alder bliver for lav. De nye dateringer bevirkede at det blev nødvendigt at se nærmere på de forskellige sedimenter fra Jura i Skåne. Her havde svenske geologer fundet vulkansk glas i nogle sedimenter ved Fyledal, og i en boring i Jura sedimenterne i basaltområdet havde andre geologer fundet et vulkansk agglomerat mellem to Juralag. Disse oplysninger bekræfter altså den jurassiske alder på basalten.

Den vulkanske aktivitet er altså cirka 150 millioner år gammel og har produceret bjergarterne basalt, tuf og agglomerat. Der har formodentlig været kraftige jordskorpebevægelser i forbindelse med vulkanismen. At basalten er glasrig og forekommer sammen med tuf og agglomerat tyder på, at erosionen ikke har fjernet ret meget selv om egentlig lava ikke findes. Indeslutningerne i basalten kan fortælle om jordskorpens opbygning nedenunder området. Man finder enkeltkorn og hele bjergarter opbygget af de tidligst udskilte mineraler (anorthosit og pyroxenit). Man finder bjergarter fra jordskorpen (grundfjeld og sedimenter). Ved undersøgelse af de forskellige mineralers sammensætning får man mulighed for at bestemme ændringer i magmaets kemiske udvikling gennem tiden. Peridotit-indeslutningerne fortæller om de dybere dele af Jorden.

Jorden er opbygget af kerne, kappe og skorpe (figur 10). Fra indeslutningerne kan man få oplysning om jordskorpen og den øvre kappe. Man regner med, at skorpen under oceaner er 5-10 km tyk, mens den under kon-

KORTLÆGNING VED HJÆLP AF BRYDNINGSMETODEN (REFRAKTION)

Det fysiske grundlag for det seismiske brydningsfænomen er, at der er forskelle mellem chokbølgers hastighed i forskellige materialer eller bjergarter. Hastigheden for lydbølger eller chokbølger i luft er cirka 330 m/sek., i vand cirka 1450 m/sek., i løse aflejringer, for eksempel fra 400 til 2500 m/sek., i faste sedimenter fra 2000 til 4500 m/sek. (alt afhængig af alder og dybde under overfladen), og i krystallinske bjergarter fra 4000 til 6000 m/sek.

Den seismiske brydningsmetode gør brug af det forhold, at når en chokbølge på dens vej ned i jorden rammer en grænseflade, hvor der er en markeret og skarp ændring i de elastiske egneskaber, så brydes bølgen i overensstemmelse med simple optiske love, (som når lyset brydes). Hvis det underliggende lag er mere kompakt og har en højere seismisk hastighed, brydes bølgen mod det horisontale plan (se figur 2a). Mellem chokbølgens indfaldsvinkel (i) og brydningsvinkel (r = refraktion) samt de seismiske hastigheder (V_1 og V_2) består det simple forhold:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2}$$

For at få brydningsvinklen r på 90°, må sin i være lig med V_1/V_2. Det er denne brydning langs og parallelt med grænsefladen der er at grundlæggende betydning i den seismiske brydningsmetode. Det sker hver gang en bølge rammer grænsefladen under den kritiske vinkel i_k (se figur 2b). Den brudte bølge bevæger sig langs grænsefladen med hastigheden V_2, men på forskellige punkter langs grænsefladen som for eksempel B_1, B_2 og så videre trænger den igen op i det øvre lag langs baner, der danner samme vinkel i_k. Sådanne dobbelt brudte bølger når op til jordoverfladen, og det er ved at registrere dem, at man får oplysninger om grænsefladens dybde og form. Læserne må ikke blive forskrækkede over ligningerne i teksten - de skal først og fremmest vise, at de tilhørende udregninger principielt er meget enkle.

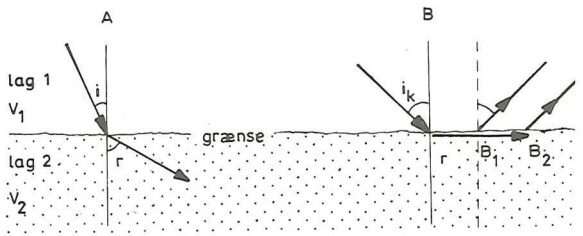
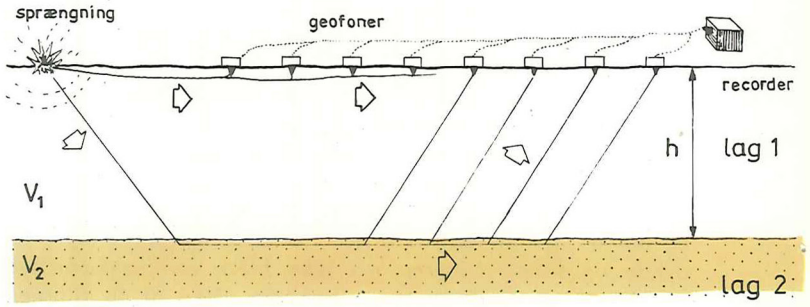


Fig. 2. Brydning (refraktion) af en seismisk chokbølge ved grænsen mellem to forskellige bjergarter. i = indfaldsvinkel. r = brydningsvinkel. B_{1-2} = punkter hvor bølgerne kommer op ved dobbeltbrydning. V_{1-2} = seismiske hastigheder i lag 1 og 2.

DYBDEBESTEMMELSE VED BRYDNINGSMETODEN

Hvis vi anbringer et antal måleinstrumenter - såkaldte geofoner - der er følsomme for jordbundsvibrationer langs en ret linie fra sprængstedet (se figur 3), vil den første impuls der kommer til de nærmeste geofoner være den direkte bølge, som bevæger sig langs overfladen med hastigheden V_1. Men ved de fjernere geofoner vil den bølge, der kommer først, være den dobbelt brudte bølge, simpelthen fordi den på en del af strækningen bevæger sig med den højere hastighed V_2 i det dybere mere kompakte lag og således indhenter den direkte bølge. Hvis vi derfor sammenligner tiderne for første ankomst med afstanden mellem sprængsted og geofon (se figur 4), vil de første ankomsttider falde på en ret linie og resten på en anden ret linie, idet hældningen af linierne afhænger af hastighederne V_1 og V_2, som direkte kan bestemmes ud fra liniehældningerne. Efter på denne måde at have bestemt hastighederne ud fra tid/afstand kurven, får vi det øvre lags tykkelse fra det "knæk" hvor de to tidslinier skærer hinanden. Hvis x_c er afstanden af knækpunktet fra skuddet, kan tykkelsen h fås af:

$$h = \frac{X_c}{2}\sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$



Figur 3. Opstilling af geofoner i forhold til sprængsted ved opmåling af et refraktionsprofil.

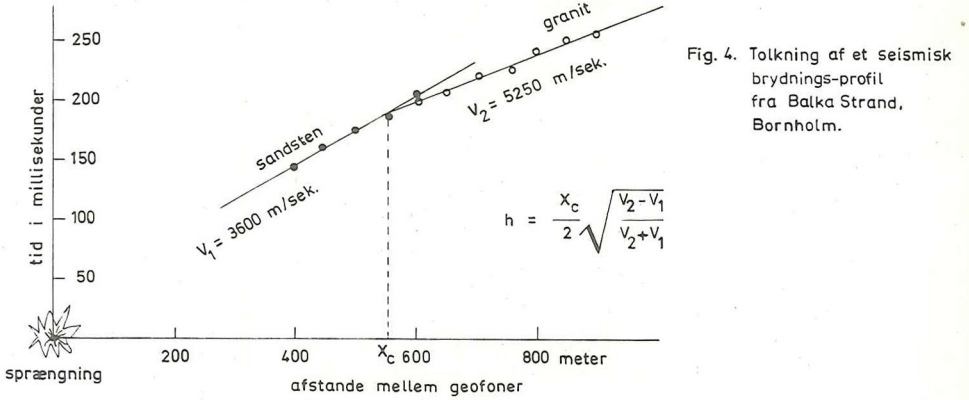
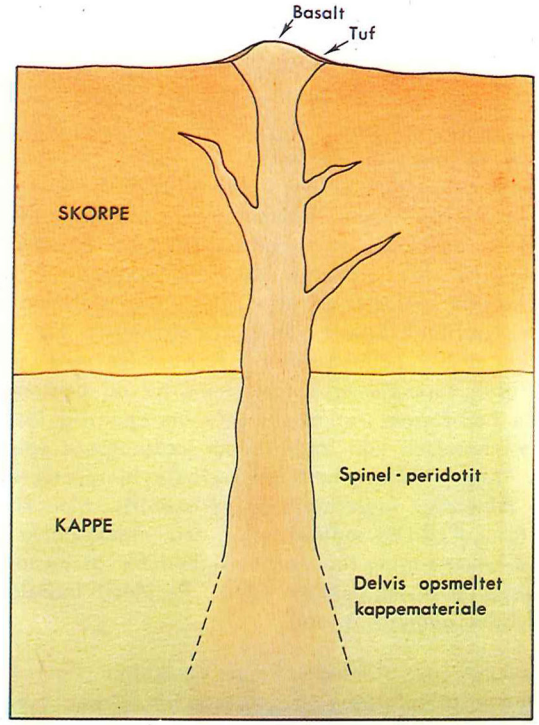


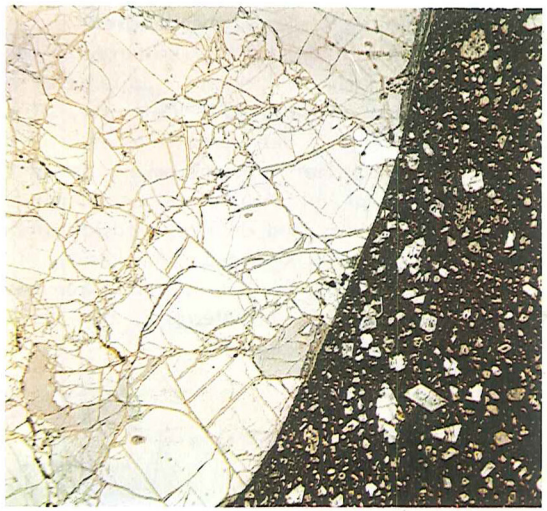
Fig. 4. Tolkning af et seismisk brydnings-profil fra Balka Strand, Bornholm.

I basalten selv finder man indeslutninger af en del andre bjergarter blandt andet gnejs- og granitblokke, der ofte er delvis smeltet. Desuden forekommer blokke af bjergarter, der næsten udelukkende består af feldspaten plagioklas (anorthosit), eller bjergarter, der næsten udelukkende består af pyroxen. Basalten indeholder desuden blokke af gabbro, der er en grovkornet bjergart af basaltisk sammensætning størknet på større dybder. Man kan lejlighedsvis finde meget store enkeltkrystaller af pyroxen og feldspat.

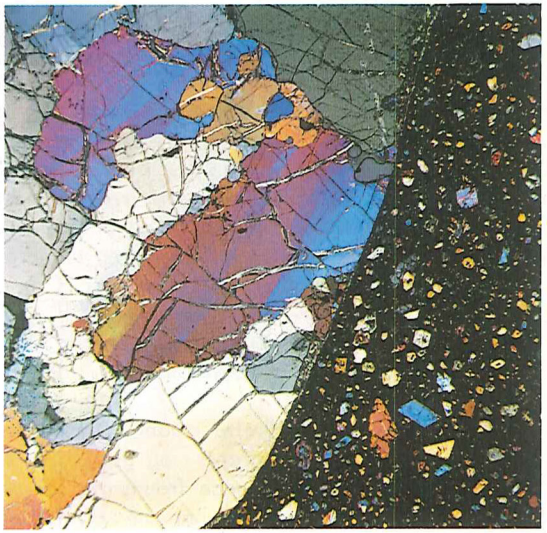
Den sidste bjergart, der bør nævnes blandt indeslutningerne, er peridotit (se figur 8 og 9). Peridotit er en bjergart, der er meget rig på mineralet olivin. I Skåne finder man en peridotit, der består af meget magnesiumrig olivin, en magnesiumrig pyroxen (der danner krystaller af en anden form end pyroxenerne i selve basalten), en chromrig pyroxen og en rødbrun spinel også rig på chrom. Nogle af mineralerne har kinklameller - det vil sige strukturelle uregelmæssigheder, der skyldes højtryksdeformation af krystalgitteret (se figur 9). Ved eksperimenter har man påvist, at dette mineralselskab kun kan dannes ved meget højt tryk.



Figur 10. Snit gennem Jorden.



Figur 8. Peridotitinklusion i basalt. Basalten er porfyrisk med strøkorn af olivin og pyroxen. I grundmassen ses feldspatlister, sort malm, pyroxen og brun glas. Inklusionen indeholder olivin (farveløs), pyroxen (svagt brun) og små rødbrune korn af spinel. Forstørret 75 gange.

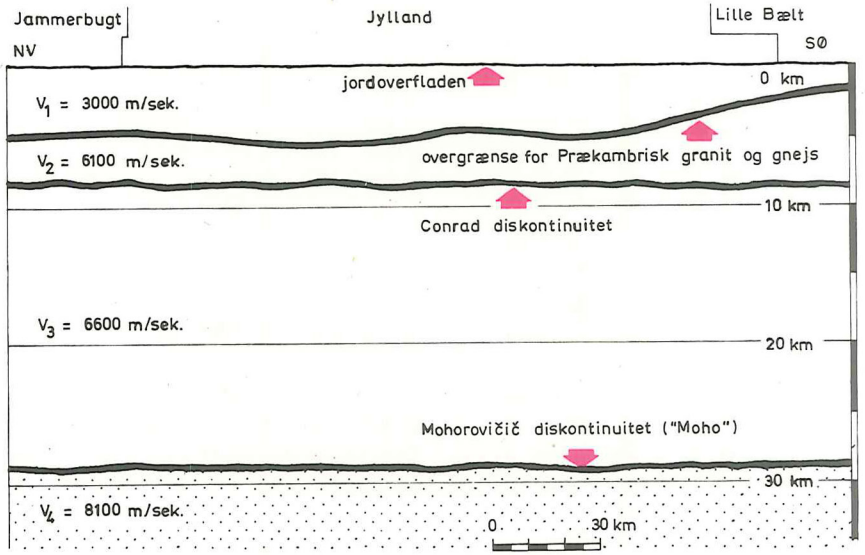


Figur 9. Polariseret lys. Olivinkornene har interferensfarver i striber (kinklameller). Forstørret 75 gange.

Figur 4 viser et eksempel på tolkningen af et brydningsprofil målt på Balka strand på Bornholm. Den beregnede dybde på 130 m til overfladen af granitunderlaget angiver den samlede tykkelse af den overliggende Nexø- og Balkasandsten. Et brydningsprofil laves sædvanligvis på grundlag af sprængninger ved begge ender af geofon-linien. Hældningen af tidlinierne for den "omvendte" sprængning angiver om grænsefladen hælder eller ikke. Hvis grænsefladen hælder, vil tidliniernes hældninger ved måling den ene og den anden vej afvige, således at en større afvigelse svarer til en større hældning af grænsefladen. Men hvis man tager gennemsnittet af de to linier i forhold til hastigheden V_2, kan man bestemme både den rigtige hastighed og hældningen af det underliggende lag.

BRYDNINGSMÅLINGER PÅ STØRRE DYBDER

I princippet kan brydningsmetoden anvendes på et hvilket som helst lag i forskellige dybder, så længe der er stigende seismiske bølgehastigheder i de følgende dybereliggende lag. I virkeligheden er Jordklodens strukturelle opbygning i skorpe, kappe og kerne netop blevet afsløret ved denne metode med naturlige jordskælv som energikilde. Ved at bruge kun-



Figur 5. Strukturforholdene i den dybere jordskorpe i et nordvest-sydøst profil gennem Jylland fra Jammerbugt til Lille Bælt. For at fremhæve de små højdeforskelle er dybdemålestokken forstørret 5 gange. Diskontinuiteter er grænser, hvor der sker springvise ændringer af de seismiske hastigheder, fordi bjergarterne får en anden sammensætning. Mohorovicic diskontinuiteten, der for nemheds skyld internationalt ofte bare betegnes som "Moho", repræsenterer grænsen mellem Jordens skorpe og kappe.

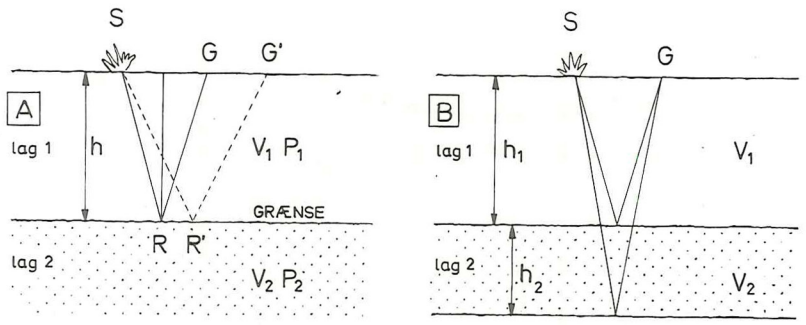
(modificeret efter Hirschleber m.fl. 1966)

stige energikilder, som dynamiteksplosioner, er det kun muligt at nå ned til omkring 50 km's dybde, og afstandene mellem sprængsted og geofoner er da oppe på 150 - 200 km. Figur 5 viser strukturen af jordskorpen i det nordlige Danmark bestemt ved den seismiske brydningsmetode.

PRINCIPPET FOR REFLEKTIONSMETODEN

I princippet er tilbagekastning eller reflektion af seismiske bølger det samme som for almindelige lydbølger. Den energimængde, der reflekteres fra en grænseflade afhænger af "den akustiske impedans" af de to medier ved grænsen mellem dem. Ved en næsten lodret tilbagekastning (se figur 6a) når den reflekterede energi E_r et maksimum og kan udtrykkes som en brøkdel af den oprindelige energi E_i:

$$\frac{E_r}{E_i} = \left(\frac{V_2P_2 - V_1P_1}{V_2P_2 + V_2P_1} \right)^2$$

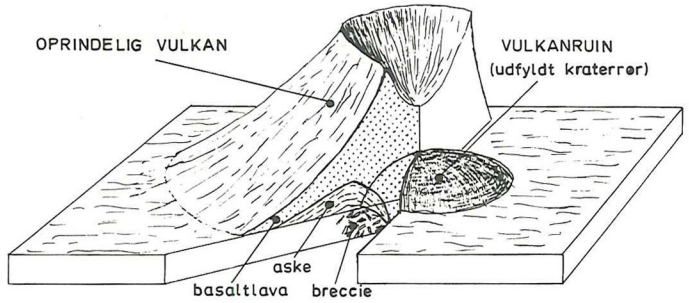


Figur 6. Princippet i målinger ved den seismiske reflektionsmetode (tilbagekastning). A: Forholdene ved en enkelt reflekterende grænseflade. B: To reflekterende grænseflader. V_{1-2} = Den seismiske hastighed i de pågældende lag. P_{1-2} = Vægtfylden af de pågældende lag. h_{1-2} = lagtykkelser. S = sprængsted. G = Geofon.

En chokbølge, der starter fra sprængningen S tilbagekastes ved et punkt R på grænsefladen mellem de to lag og kommer til geofonen G. Hvis h er tykkelsen på det øvre lag og t er den tid den tilbagekastede bølge er om at komme til G, så er

$$t = \frac{2\,\overline{SR}}{V} \approx \frac{2h}{V}$$

Studier i felten viser udfyldte kraterrør som langstrakte rygge fra nordøst mod sydvest. Det er ret typisk at de udfyldte kraterrør er højest mod nordøst og her danner en temmelig stejl skrænt. Søjlerne er her rettet skråt mod nordøst med en hældning på cirka 45°. Det viser, at centret for udbruddet formodentlig har ligget i den nordøstlige ende af den nuværende vulkanruin. Man kan finde hærdnet vulkansk aske i den sydvestlige ende, og forholdene tyder da på, at vulkanruinernes nuværende form skyldes erosion af kvartærtidens indlandsis med en stejl stødside af basalt med søjler rettet skråt frem mod isen og en morænedækket læside, hvor løsere vulkanske produkter er blevet bevaret. Vulkanresterne er kun bevaret på grund af den hårde modstandsdygtige basalt i kraterrøret, og i læ kan man endnu se spor af den oprindelige vulkan (figur 7).



Figur 7. Forholdet mellem den oprindelige vulkan og de nutidige ruiner.

Den dominerende vulkanske bjergart er en basalt, der er relativt fattig på grundstoffet silicium i forhold til metaller som natrium, kalium og calcium. Bjergarten indeholder store strøkorn i en mere finkornet grundmasse. Strøkornene består af grøn olivin og sort pyroxen, der er de første mineraler, som udkrystalliserede fra det flydende basaltmagma, og det er sket inden udbruddet. Da disse mineraler begge er tungere end magmaet vil de have en tilbøjelighed til at synke i magmaet. Grundmassen består af pyroxen samt en del glas. En kemisk analyse af bjergarten viser, at glasmassen er meget rig på natrium og kalium og derfor ville have dannet mineralet nefelin, hvis afkølingen havde været tilpas langsom til at tillade krystallisation.

Den basaltiske aske findes enkelte steder i området. I den hærdnede vulkanske aske findes blokke af granit- og gnejsbjergarter, sedimenter og basalt. Herudover finder man mange fragmenter af planter som regel vedrester af nåletræer. Plantefossilerne kan medvirke til at angive udbrudstidspunktet.

I Skåne er det vulkanske område nedsænket mellem de store skånske horste Söderåsen, Hallandsåsen, Linderödsåsen og Nävlingeåsen. Disse horste, der misvisende har fået navnet åse, er ikke smeltevandsaflejringer fra istiden, men fremkom ved opskydning og nedsænkning af store blokke. Den uro i jordskorpen, som er ansvarlig for dannelsen af horstene, startede i Perm (250 millioner år) og fortsatte indtil i hvert fald Tertiær (50 millioner år). Den vulkanske virksomhed hænger sikkert nøje sammen med forskydningerne. I Perm kender man vulkanske bjergarter af basalt, som findes i gennemskærende lodrette gange der løber fra NV til SØ - samme retning som de dominerende brudzoner eller forkastninger, der begrænser horstene. Gangene har i mange tilfælde været tilførselskanaler for den basaltiske lava til vulkaner, som idag er fuldstændigt borteroderet. Også den senere vulkanske virksomhed, der dannede de vulkaner, hvis udfyldte kraterrør er bevaret, har været bestemt af den tektoniske aktivitet. Formodentlig står selve nedsænkningen af det vulkanske område direkte i forbindelse med vulkanismen, idet en kraftig udtømning af lava giver et masseunderskud i dybere niveauer - resulterende i en indsynkning af området - ofte langs i forvejen aktive forkastninger.

Man finder i Skåne ikke lava fra selve vulkanerne, men kun basalten der er størknet i kraterrøret. Hvis man finder hærdnet vulkansk aske (tuf) eller blandede produkter fra en stærkt eksplosiv vulkanisme (agglomerat) er det kun i områder, som har ligget i læ - ofte bag det udfyldte kraterrør. Tilstedeværelsen af tuf og agglomerat viser, at erosionen ikke kan have været særlig kraftig, da disse bjergarter dannes på jordoverfladen. De udfyldte kraterrør består næsten udelukkende af basalt, som ofte er stærkt opsprækket i et mønster af tætstillede søjler. Søjlerne opstår ved at basalten, der efter størkning stadig er 1000° C varm, under yderligere afkøling trækker sig sammen. Temperaturen er ikke jævnt fordelt i basaltlegemet men er højest i den centrale del og aftager udefter mod omgivelserne. Søjledannelsen starter på overfladen, hvor der opstår mange kontraktionscentre jævnt fordelt over hele overfladen. Ved sammentrækning omkring centrene bliver overfladen til et puslespil af 5-7-kantede brikker, der ved den videre afkøling vokser indad og derved danner 5-7-sidede prismer, som stråler ud fra de varmeste områder i basaltlegemet (figur 4 - 5 - 6).



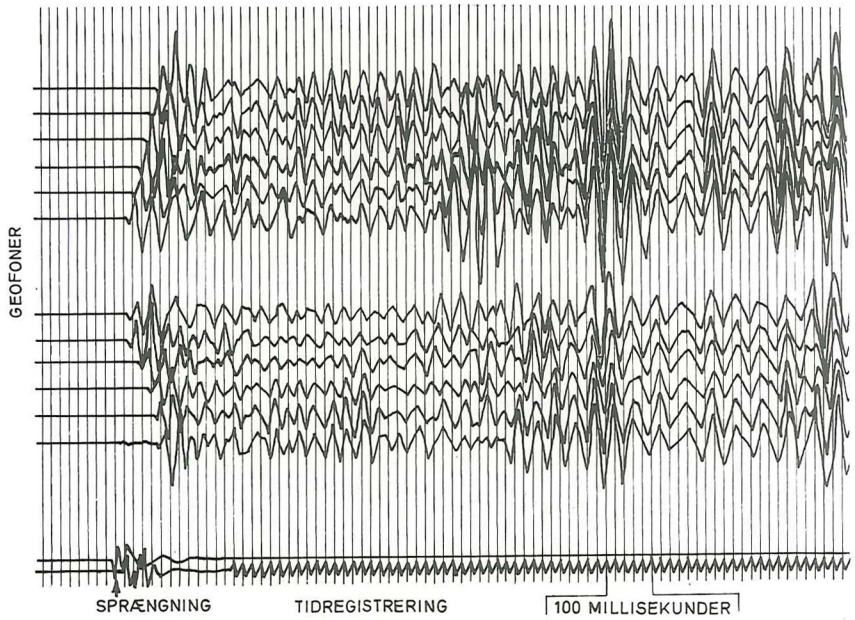
Figur 6. Dannelse af søjlestruktur i basalt ved sammentrækning under afkøling.

Dette tilnærmede forhold gælder kun, hvis afstanden fra sprængsted til geofon (SG) er lille i forhold til dybden (h) af den grænseflade, som reflekterer bølgen. I praksis anbringes en række geofoner, illustreret ved GG' i figur 6a, i en relativt kort afstand fra sprængstedet. Størrelsen af den underjordiske grænseflade, der kan kortlægges ved denne opstilling af geofoner, vil være afstanden RR' som vist i figur 6a. Ved trinvis flytning af hele sprængsted/geofon rækkens opstilling kan man lave en kontinuert kortlægning af reflektionshorisonten.

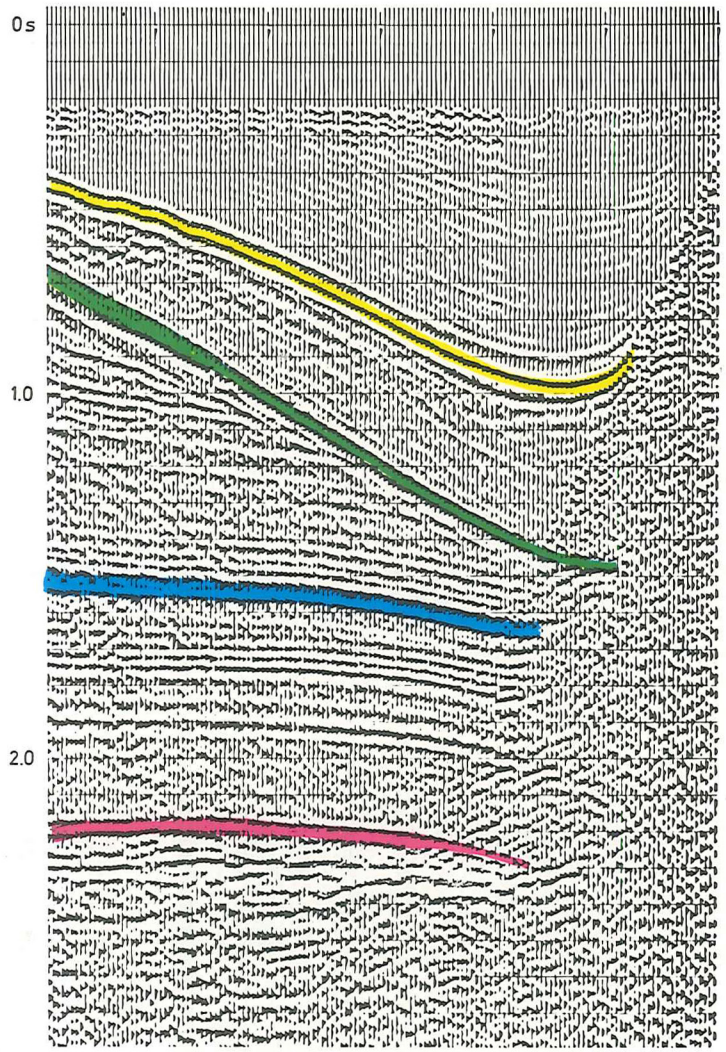
Hvis der er to grænseflader, som vist i figur 6b, er de tilsvarende reflektionstider givet ved

$$t_1 \approx 2h_1 / V_1 \qquad t_2 \approx 2\left(\frac{h_1}{V_1} + \frac{h_2}{V_2}\right)$$

Hvis hastighederne V_1 og V_2 er kendt, kan lagtykkelserne h_1 og h_2 beregnes. Tiderne t_1 og t_2 aflæses på reflektionsseismogrammet. Et typisk reflektionsseismogram vises på figur 7, hvor tydelige reflektionshorisonter angives ved en karakteristisk koncentration af signaler med store udsving. Man kan opnå sammenhængende tidsserier for reflektionshorisonterne ved sammenligning af en serie seismogrammer opnået gennem en kontinuert profiltagning. Figur 8 viser et tidsprofil for de forskellige reflektionshorisonter i et aflejringsbassin i Nordsøen. Det er tydeligt, at sådanne tidsafsnit giver et direkte billede af de geologiske strukturer under overfladen.



Figur 7. Typisk reflektionsseismogram optaget af en recorder med indgange for 12 geofoner.



Figur 8. Seismisk reflektionsprofil, som viser de geologiske strukturer i Nordsøen i randen af en opskudt salthorst (til højre). Grænsen mellem aflejringer fra forskellige perioder er vist med farver: Undergrænsen for Trias = rød. Undergrænsen for Jura = blå. Undergrænsen for Øvre Kridt = grøn. Undergrænsen for Tertiær = gul. Tallene til venstre viser tiden i sekunder.



Figur 4. Basaltsøjler ved Bolmarehus.



Figur 5. Basaltsøjler, som stråler ud fra de oprindelig varmeste områder. Göbnehall.



Figur 2. Reliefkort af Skåne.



Figur 3. Vulkanruin (udfyldt kraterrør) i Skåne.

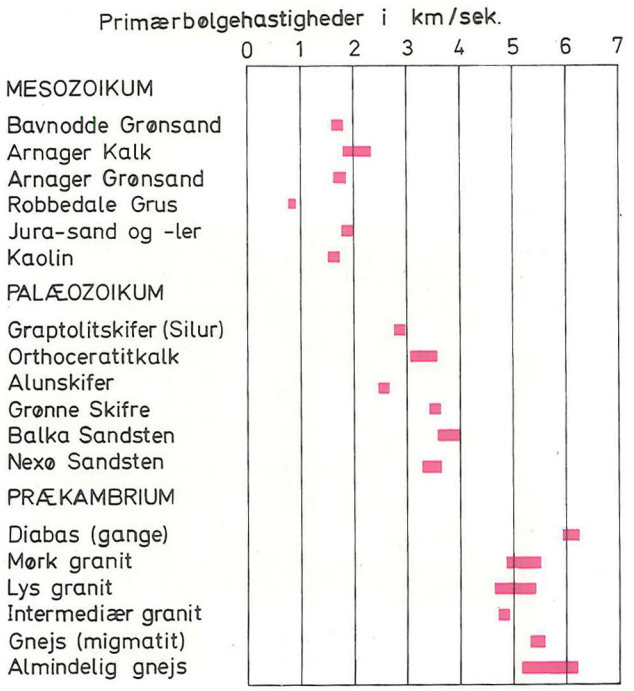
BEHOVET FOR SEISMISKE HASTIGHEDSDATA

For at omsætte seismiske tidsprofiler til dybdeprofiler er det nødvendigt at kende gennemsnitshastighederne i de geologiske dannelser, der ligger mellem de forskellige reflektionshorisonter.

Som hjælp til den geofysiske tolkning er det bedst at måle de seismiske bølgehastigheder på stedet. Hvor det er muligt foretages hastighedsmålingerne i dybe borehuller ved hjælp af et nedsænkbart udstyr, så man opnår en kontinuerlig registrering af hastigheden (CVL) som en funktion af af dybden.

I et ukendt område, hvor der ikke er tilgængelige borehuller, kan man bestemme seismiske hastigheder ud fra målinger foretaget ved jordoverfladen. I et omrdåe, hvor der er gode overfladeblotninger kan man måle hastigheder ved at lave sprængninger nær ved en geofonlinie, der anbringes direkte over blotningerne af de forskellige bjergarter.

Da blotningerne sædvanligvis er dækket af kvartære lag i varierende tykkelser, er det nødvendigt at korrigere hastighedsprofilet ved at sprænge fra begge ender. Ved at bruge denne metode har man fået hastighedsdata fra mange af bjergarterne på Bornholm (se figur 9). Strengt taget



Figur 9. Seismiske chokbølgehastigheder i bjergarter fra Bornholm.

gælder hastighederne kun for selve de lokaliteter, hvor de er målt. Ikke desto mindre kan omfanget af de observerede hastighedsforskelle mellem forskellige bjergartstyper tjene som en almindelig rettesnor for, hvor den seismiske metode kan anvendes som redskab til afsløring af undergrundens struktur. Det er vigtigt at bemærke, at de hastigheder der opnås på denne måde er brydningshastigheder for bølger, der bevæger sig parallelt med lagene, og de er normalt 10-15 % højere end reflektionshastigheder, der gælder for bølger, der bevæger sig vinkelret på lagene.

ENERGIKILDER TIL CHOKBØLGER

Langt den mest almindelige metode til at frembringe seismiske bølger er at sprænge dynamitladninger. Denne metode har den fordel, at den nødvendige energi altid kan opnås ved hjælp af en tilstrækkelig mængde sprængstof. Hvad der taler imod sprængstoffer er, at der må træffes meget strenge sikkerhedsforanstaltninger, og selv når det er gjort, kan sprængstofferne ikke bruges i tæt befolkede områder.

Man har også forsøgt at frembringe seismiske bølger på andre måder, for eksempel ved at lade tunge masser falde. En vægt på 2-3 tons, anbragt på en lastbil, slippes løs fra en højde på cirka 3 m. Metoden har med held været anvendt i Saharas sandede ørkenområder. For overfladiske dybdeundersøgelser med henblik på tekniske konstruktioner kan hammerslag på jordoverfladen være en passende energikilde. Ude over havbunden bruges ofte en elektrisk gnist udladet under vandet som energikilde. For nylig har man også prøvet vibrationskilder med kontinuert bølgeudvikling (se figur 10). Men ingen af disse kilder kan konkurrere med dynamit med hensyn til gennemtrængningsdybde.

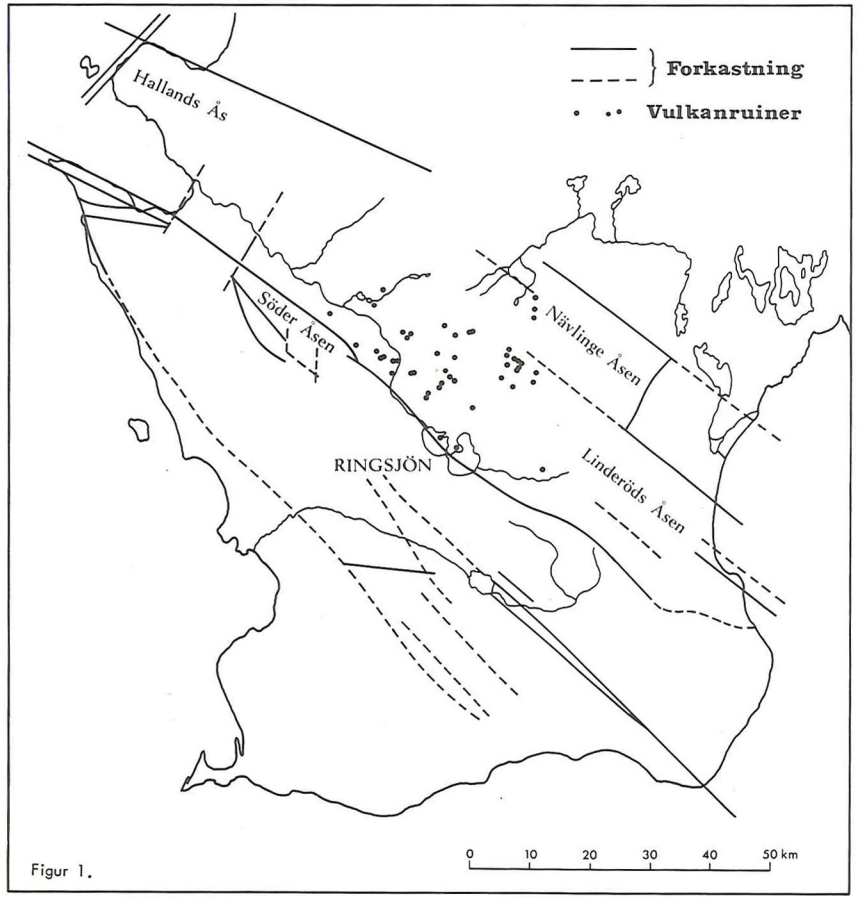


Figur 10. Med en passende stor energi kan en vibrator monteret på en lastbil frembringe en kontinuert serie chokbølger til seismiske undersøgelser af den højereliggende undergrund (Firmaet Prakla, Vesttyskland).

Vulkaner i Skåne .....

af I. Printzlau

På den svenske side af Øresund 60 km fra Landskrona finder man et gammelt vulkansk område. Her findes ruinerne af omkring 25 enkeltvulkaner indenfor et område på 20 x 20 km. En tilsvarende koncentration af vulkansk aktivitet af sådanne dimensioner kan man i dag kun finde i stærkt vulkanske områder som for eksempel Den Østafrikanske Riftzone. Det vulkanske område i Skåne har dog ikke været aktivt i de sidste 100 millioner år. Vulkanruinerne i Skåne er de udfyldte kraterrør først og fremmest bestående af sort basalt-lava, men også hærdnet vulkansk aske og materiale af mere blandet kornstørrelse kan findes. De udfyldte kraterrør rager endnu op i landskabet, fordi de mere kompakte bjergarter her bedre har kunnet modstå de nedbrydende kræfter end de overvejende løse udbrudsprodukter, som i sin tid opbyggede selve vulkankeglerne.



Figur 1.

Hele den inderste ring er udfyldt med bjergarter mindende om hærdnet vulkansk aske, og den indeholder utallige fragmenter af alle bjergarter på stedet. Fragmenterne kan måle op til 50 - 60 meter i tværsnit. Tilsvarende fragmenter findes særdeles hyppigt ud til en afstand af 70 km fra centrum. Dette materiale må derfor betegnes som en kæmpebreccie. Et nærmere studium viser, at grundmaterialet i denne breccie har været opsmeltet og derefter ret hurtigt afkølet. Det ses også i brecciens indhold af fragmenter, som er gennemsat på kryds og tværs af smeltet materiale, der er størknet som glas.

Det meteoritlegeme, der er slået ned her, må have målt mange kilometer i diameter. Da det er kommet med kosmisk hastighed har energiomsætningen ved kollisionen med Jorden været enorm, så enorm at selve legemet er totalt fordampet samtidig med, at tusinder af kubikkilometer bjergartsmateriale er slynget til vejrs som en blanding af fragmenter, bjergartssmelte og -damp. Nogle øjeblikke senere er samme materiale "regnet" ned over eksplosionshullet og omgivelserne. Ved målinger er man kommet frem til, at hullet blev fyldt med et cirka 3 km tykt lag af det omtalte brecciemateriale. En hel del af dette er senere fjernet af erosionskræfter, stedvis så meget, at man har fundet ud af, at der ligger en anden breccietype nedenunder. Den nedre breccie består af en sammensintret masse af Prækambriske gnejser, der stort set er blevet liggende på dannelsesstedet. Denne breccie har en tykkelse på cirka 18 km.

Der er endnu ikke rapporteret spor af meteorlegemet i form af kondensationspartikler, så hvordan kan man da forklare Popigay strukturen som dannet ved et nedslag og ikke ved en vulkansk eksplosion? Det skyldes, at der i samtlige bjergarter i området er konstateret udtalt chokmetamorfose (se Varv 1972, 1). For at opnå de karakteristiske mineralogiske ændringer der kendetegner chokmetamorfose, skal man op på energiniveauer, der ligger cirka 100 gange over de værdier, der kendetgener traditionelle jordiske geologiske processer - herunder vulkanisme.

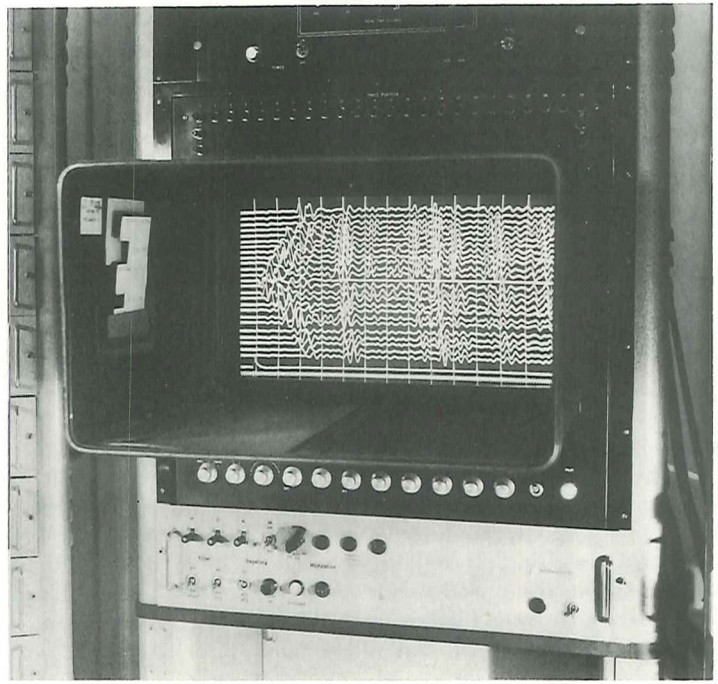
Popigay-nedslaget er ret ungt. Man regner ud fra aldersbestemmelser med, at det er faldet for cirka 28 millioner år siden, altså i Tertiærtiden. Nedslaget er sket i et stabilt, såkaldt skjoldområde med en tyk skorpe af prækambriske bjergarter. Var nedslaget sket i geologisk mere aktive områder, ville man forvente, at det var blevet efterfulgt af vulkansk aktivitet, idet lavaer kan trænge frem gennem det sår, der dannes i skorpen. En sådan mekanisme kendes fra månen, men også fra eksempler her på jorden, blandt andet Sudbury i Canada.

Nu er de klimatiske forhold omkring Popigay af en sådan art, at der nok ikke foreløbig kan ventes en gennemgribende undersøgelser af dette kæmpekrater. Alligevel ved man allerede nu tilstrækkeligt til at fastlægge strukturen som dannet ved en kollision med et udefra kommende legeme, og på basis af de opnåede data kan man regne sig frem til, at energiomsætningen, der blev udløst på mindre end et sekund svarede til sprængkraften i cirka $2{,}4 \times 10^7$ megatons TNT.

Vagn Jensen

INSTRUMENTER TIL PÅVISNING OG REGISTRERING

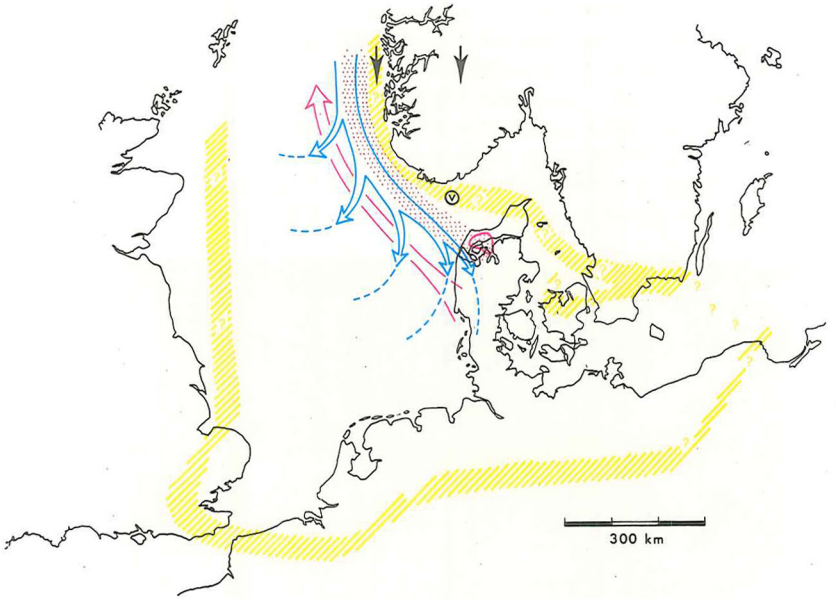
Hvilken energikilde der end benyttes påvises de brudte eller reflekterede seismiske bølger, der når op til jordoverfladen, ved en række geofoner. Kort sagt er en geofon en mikrofon, der "lytter" til Jordens mindste vibrationer - normalt som en timilliontedel mm - som den omdanner til elektriske impulser. Disse impulser forstærkes og sendes ind i en registreringsenhed (se figur 11). Sædvanligvis registreres impulserne på et magnetbånd, akkurat som tale og musik registreres hjemme på en båndoptager. Når man så kører båndet igen, svarer det til at affyre sprængladningen igen. Dette gør det muligt at prøve forskellige filtreringsmetoder for at forbedre signalforholdene. I virkeligheden er det moderne registreringssystem indrettet sådan, at alle de nødvendige forbedringer og rettelser i de opnåede data kan foretages under afspilning af båndet (se figur 11). Datamængden ender sluttelig i en regnemaskine. Resultatet fra regnemaskinen giver så et detaljeret billede af den geologiske struktur under overfladen, og det var netop formålet med den seismiske undersøgelse.



Figur 11. De seismiske data kan optages på magnetbånd og kan derefter som vist på billedet afspilles via en billedskærm til videre analyse af reflektionsseismogrammet.

A. V. Sherwa

om igen



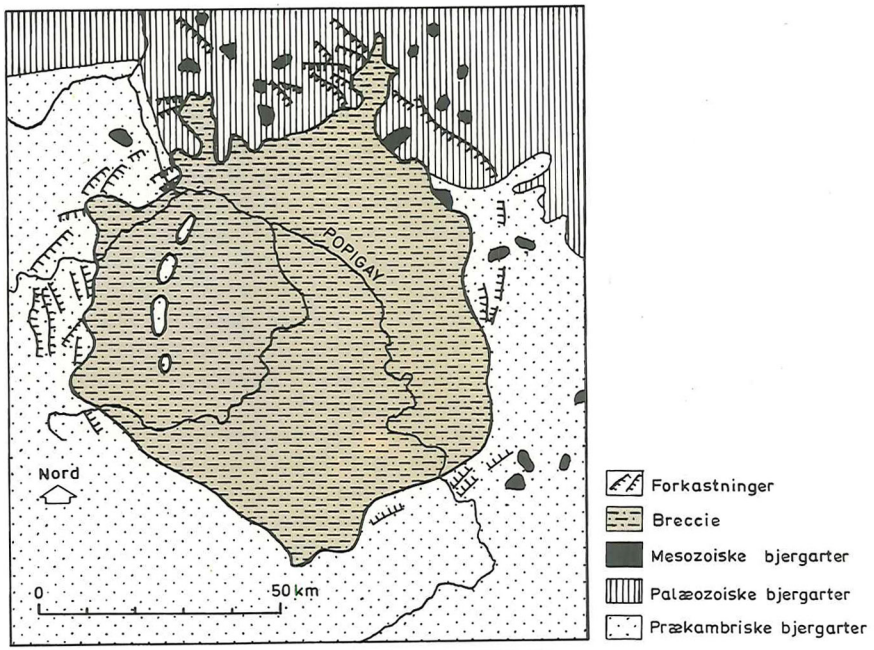
"Nordsøen" i tidligste Eocæntid. Gult: Kysternes omtrentlige forløb. Det kendte moler-område er omkranset med rødt, (v) er den formodede vulkan. Sorte pile angiver retning for de dominerende vinde, der drev en overfladisk, kølig strøm (blå) sydpå langs kysten. Herved dannedes en zone (røde prikker) med upwelling af næringsrigt vand og et bredere bælte med rig planktonproduktion. Den modgående understrøm (rød) bragte vand ud af bassinet, dybere end denne fandtes ret stillestående, iltfattigt vand, og diatomeer og andet aflejredes på den rolige bund.

Ovenstående kort bragtes på side 121 i forrige nummer - men den kolde strøm (blå) var desværre blevet spejlvendt på trykkeriet. Nu løber strømmene rigtigt til glæde for diatomeerne for 50 millioner år siden.

POPIGAY

af Vagn Jensen

Omtrent 500 km vestsydvest for Lena-deltaet i den nordlige del af Sibirien ligger en næsten cirkulær struktur med en diameter på cirka 100 km. Strukturen har navn efter floden Popigay, der løber tværs gennem den.



efter "Meteoritics", bd. 7[1]

I denne del af Sibirien forekommer en hel del vulkanske bjergarter, hovedsagelig fra Mesozoikum og den mest udbredte forklaring på Popigay-strukturen har da også været, at det måtte dreje sig om en indsynkning (caldera) efter en større udtømning af lava. Rent tektoniske forklaringer som en ringformet gravsænkning har også været fremsat.

Fornyede undersøgelser har imidlertid bragt for dagen, at det må dreje sig om en struktur forårsaget af et kæmpemæssigt meteorit-nedslag - det hidtil største kendte på Jorden. Undersøgelserne har vist, at strukturen udadtil er begrænset af en koncentrisk ordnet serie af forkastninger, der hælder ind mod centrum. Indenfor denne ring af forkastninger forekommer nok en ringformet struktur med en diameter på 70 - 80 km. I denne træder områdets ældste bjergarter (fra Prækambrium) lokalt frem. De er således hævet noget i vejret i forhold til omgivelserne. Man kan bedst beskrive de to ringes placering i forhold til hinanden ved at sammenligne dem med to tragte, en større og en mindre, sat oven i hinanden. Denne model går iøvrigt igen i alle meteoritkratre over en vis størrelse.