



OM LAGDELT GABBRO

Lagdelt gabbro fra den øvre del af Skærgård intrusionen, Kangerdlugssuaq, Østgrønland. Lagenes hældning skyldes senere tektoniske bevægelser, idet lagdelingen oprindelig lå vandret.

Denne type lagdeling kaldes rytmisk lagdeling. Hvert lag består af tunge mineraler (jern-titan oxider, olivin og pyroxen) samlet i bunden, mens de lette (og lyse) mineraler (mest plagioklas) er koncentreret i toppen.

De enkelte "lag" er ofte adskilt af normal gabbro, hvori mineralerne ikke har undergået nogen sortering. De rytmiske lagdelte enheders optræden tyder på en tyngdebetinget proces med mineral-sedimentation i et magmakammer med tidvise kraftige hvirvelstrømme.

Den normale, ikke-lagdelte, gabbro er sedimenteret i mere rolige perioder. Disse bjergarter er således en slags sedimenter dannet ved ca. 1100°C.

Foto og tekst C.K.Brooks.



HVAD HAR MODELFLY MED GAMLE JORDSKÆLV AT GØRE ? LÆS OM DET OG OM HVORDAN JORDSKÆLV I DAG PÅ ISLAND BENYTTES TIL VULKANVARSLING. DER BERETTES OGSÅ OM HVORDAN DER KAN VÆRE VENDT OP OG NED PÅ MAGMABJERGARTER, MENS DE STØRKNEDE, OG HVORDAN VERDENSHAVENES ILTINDHOLD HAR SKIFTET GENNEM TIDERNE. ENDELIG FØLGER DEN ANDEN ARTIKEL I SERIEN OM GEOLOGI OG INDUSTRI.



POPULÆRE GEOLOGISKE AKTIVITETER

Lørdag 12. september	kl. 10.30	Ekskursion til Stevns Klint. Indsamling af forsteninger. Mødested oplyses ved tilmelding.
Lørdag 26. september	kl. 13.15	Bestemmelse af forsteninger fra Stevns Klint. Mødested: Øster Voldgade 7.
Lørdag 10. oktober	kl. 13.15	Besøg i Geofysisk Laboratorium. Mødested: Øster Voldgade 10.
Lørdag 24. oktober	kl. 13.15	Menneskets udvikling - omvisning i museets udstilling. Mødested: Øster Voldgade 7.
Lørdag 7. november	kl. 13.15	Malme i mikroskop. Mødested: Øster Voldgade 10.
Lørdag 28. november	kl. 13.15	Graptoliter - en dyregruppe fra Jordens Oldtid. Mødested: Øster Voldgade 10.
Lørdag 12. december	kl. 13.15	Slibning og polering af mineraler. Mødested: Øster Voldgade 7.

Et detaljeret program kan fås på Geologisk Museum fra ca. 15. august 1981.

Af pladshensyn er deltagerantallet begrænset. Tilmelding kan finde sted tidligst 2 uger før mødedagen på tlf. 01-13 50 01.

Niels Hald

Harry Micheelsen

VARV

Adresse: Tidsskriftet VARV, Geologisk Centralinstitut, Øster Voldgade 10, DK-1350 København K. Tlf. 01-11 22 32

Kontor: Anita Thøfner (mandage, tirsdage og torsdage kl. 13-16)

Redaktion: Valdemar Poulsen (ansvarshavende), Erling Bondesen, Asger Berthelsen, Erik Stenestad, Steen Sjørring og Sven Laufeld

Renskrift: Gitte Sjørring

Repro: Scan-Lith ApS, København og C.A. Backhausen A/S, København

Tryk: Fair-Print A/S, Roskilde

VARV udkommer 4 gange om året. Prisen er 42 kr. i abonnement. Abonnement tegnes ved indsendelse af beløbet til VARV, postgiro 9 06 88 80

Adresseændringer eller fejl ved bladets levering bedes meldt til postvæsenet.

© 1981 VARV. Eftertryk af tekst og billeder kun efter tilladelse.

Cementmineralogi

Lige siden cement første gang blev fremstillet, har man søgt at bestemme cementens "kemiske formel", og senere også dens bestanddeles mineralogi og krystallografi. I 1883 undersøgte franskmænd Henri Le Chatelier cementklinker ved hjælp af et polarisationsmikroskop, som dengang var en relativ ny opfindelse. Han fandt, at cementen ikke var en enkel forbindelse, som man tidligere havde troet, men at den bestod af en blanding af mindst fire krystalline emner. Den svenske geolog A.E. Törnebohm bekræftede Le Chateliers resultat og gav yderligere en række data om cementmineralerne, som han gav navnene Alit, Belit, Celit og Felit. I Celit, som er en smeltemasse, findes pænt udkrystalliserede mineraler hvoriblandt Alit altid dominerer. Törnebohms benævnelser, Alit og Belit, bruges stadig til at betegne de vigtigste cementmineraler: tricalciumsilikat og dicalciumsilikat. Smeltemassen dannes af tricalciumaluminat og tetracalciumaluminiumferrit (fig. 4).

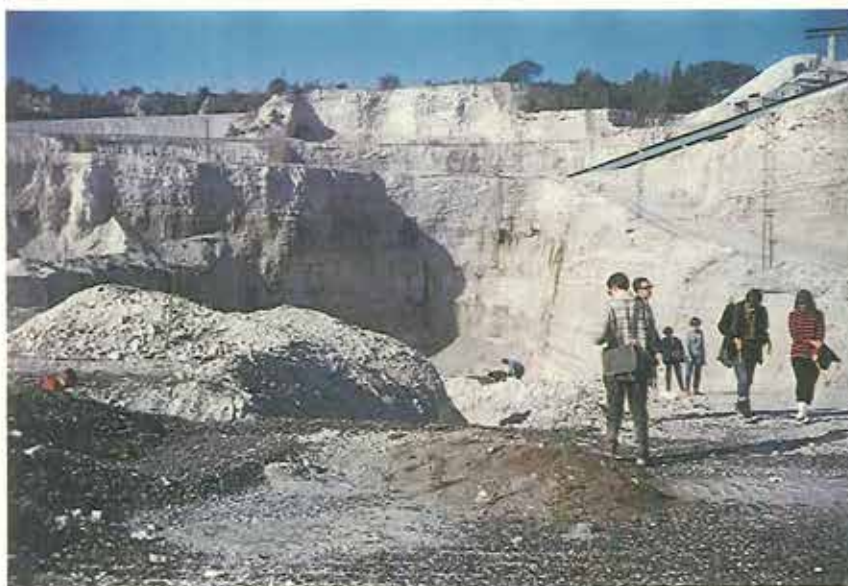


Figur 4. Cementklinkers mineraler. Efter ætsning af et polerslib kan man tydeligt skelne mellem de to vigtigste calciumsilikater. Alit (gul) og Belit (blå), som ligger i en smeltemasse af calcium-jern-aluminat. Belitkrystallerne er omkring 10 µ i diameter.

På Aalborg Portlands fabrik ved Rørdal (ved Aalborg) benyttes skrivekridt fra den højtliggende undergrund - foruden ler, som graves 6 km derfra, ved Hvorup, og som opslemmet i vand pumpes gennem rørledninger til fabrikken. Her blandes 4 dele kridt med 1 del ler, og denne råslam pumpes videre til slammøllerne til formaling. I de seneste år er flyveaske, der fremkommer som et affaldsprodukt fra kulfyrede kraftværker endvidere blevet anvendt ved cementfremstillingen i stedet for ler. Flyveasken blæses direkte ind i roterovnen, hvor det sammen med det formalede slam sintrer til betonklinker. Efter afkøling i klinkerladen formales cementklinkerne i store møller sammen med en smule gips, og den færdige cement føres gennem rør direkte til siloerne ved havnen ved Limfjorden parat til udskibning. I 1980 producerede cementfabrikken ved Rørdal 1.6 millioner ton cement.

red. bemærkn.

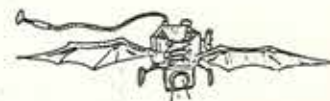
Kridtkalken indeholdt tilstrækkeligt med kiseltsyre i form af flint og kiseltsyreholdig kalksten. Kridtkalken er dog i reglen meget fugtig og svær at anvende i den tør-proces, som de fleste fabrikker nu anvender for at spare energi. På grund af deres lave energiforbrug har moderne ovne med forkalcinerings tilpasset tør-procesmetoden udkonkurreret cementfabrikker bygget til våd-procesmetoden. Den moderne cementfabrik kræver en kalkstensforekomst på 100 millioner ton. Dette krav udelukker mange grundfjeldsforekomster. Dernæst bør en cementfabrik ligge ved en havn for at lette transporten af brændsel, gips og færdig cement. Kalkstensforekomsten bør heller ikke ligge for langt væk fra selve fabrikken. Til den nu nedlagte fabrik i Köping byggede man en 40 km lang tovbane for at transportere kalkstenen fra stenbruddet til fabrikken ved Mälaren. Det ville være utænkeligt i dag.



Figur 3. Kalkbruddet ved den nu nedlagte cementfabrik i Limhamn.

I Slite på Gotland ligger en af verdens mest moderne og energi-rigtige cementfabrikker. Den anvender en teknik, som er udviklet i Japan. Råmaterialet kalcineres eller brændes først så kuldioxid uddrives hvorved brændingskapaciteten i den egentlige ovn omtrent fordobles. Den nye ovn har en kapacitet på 4700 ton klinker i døgnet, hvilket giver 1.4 millioner ton cementklinker om året. Sammenlagt med de to ældre ovne kan Slite producere 2.2 millioner ton cement om året. I 1980 produceredes sammenlagt 2.2 millioner ton cement på fabrikkerne i Slite, Skövde og Degerhamn. Af dette blev 330.000 ton eksporteret, fortrinsvis til Nigeria.

Geologi fra Modelfly



af Sven Stridsberg og Sven Laufeld

Det er slet ingen let opgave, ved hjælp af en radiostyret modelflyver at vise, at der for ca. 410 millioner år siden indtraf et jordskælv i Østersø-området, men vi tror, at det er lykkedes. Lad os begynde med begyndelsen. Det har længe været kendt, at den siluriske Burgsviksandsten på Gotland indeholder mange egendommelige strukturer. Nogle af dem er meget store, og de er af geoteknikeren Roland Pusch blevet tolket som ledsagefænomener til jordskælv. Pusch har offentliggjort styrkeberegninger, som tydeligt viser, at rystelserne fra et jordskælv teoretisk skulle kunne forårsage dannelsen af sådanne strukturer i sandstenen. En forklaring på, at denne tolkning ikke har vundet gehør, kunne være at strukturerne, som Pusch beskrev fra Sydgotlands vestkyst, kun er blottede i en lav klint og ikke fremtræder tredimensionalt. Da to amerikanske geologer i 1974 langs en kyststrækning nord for den Pusch havde beskrevet opdagede lignende strukturer i sandstenen, hvor de kunne studeres tredimensionalt, beslut-



Figur 1. Sedimentfolder i silurisk Burgsviksandsten fra Kulhaken på Sydgotland. Foto Sven Laufeld.



Figur 2. Da Burgsviksanden var halvplastisk, foldedes skiferen under en sandstenslinse op omkring linsens kanter.

tede vi os til at undersøge dem nærmere. Ved blot at gå langs stranden blev man hurtigt klar over, at vældige kræfter havde været i gang (fig. 1) eftersom lagene her er særdeles forstyrrede. Langs stranden findes store sandstens-puder og -linser, hvor den oprindeligt vandrette lagdeling er blevet foldet så kraftigt, at der ikke er den ringeste tvivl om, at deformationen fandt sted, mens lagene endnu var plastiske, altså inden sandet blev til sandsten. Sandstenslinserne hviler på lerskifer, som også er foldet og bøjet rundt om linserne (fig. 2). På steder hvor sandstenspudderne er forsvundne, findes badekarlignende fordybninger i skiferen.

Hvis strukturerne forårsagedes af jordskælvsrystelser i havbunden umiddelbart efter afsætningen af lerskifer og sandsten, ville strukturerne udseende og retning sandsynligvis afspejle havbundens hældningsretning. Eftersom sandet under rystelserne må have bevæget sig ud mod dybere og dybere vand, det vil sige cirka vinkelret på den fortidige havbunds dybdekurver, burde det ved hjælp af målinger af strukturerne længdeudstrækning være muligt at rekonstruere det gamle havbundsrelief. At foretage disse og andre målinger direkte på jorden viste sig dog at være meget tidskrævende, og da en af os havde bygget en meget speciel flyvemaskine til fotografering fra lav højde, anvendte vi denne.

Ved arkæologiske udgravninger tages ofte billeder fra "luften" ved hjælp af et såkaldt fototårn, en slags trebenet metalgiraf. De teleskopiske fototårne er

re grundfjeldsbergarter, været råvaren i de nu nedlagte cementfabrikker i Köping og Stora Vika. Samtlige finske cementfabrikker er baserede på grundfjeldskalksten. Den ordoviciske orthoceratitkalk i Västergötland og på Öland er også en passende råvare eftersom den i lighed med silurkalken på Gotland indeholder ler. For at få den rigtige sammensætning iblandes mindre mængder sandsten.

På vestsiden af Kinnekulle har man brudt orthoceratitkalk til cementfremstilling i Källekis (fig. 2). Cementfabrikken i Skövde er baseret på orthoceratitkalk



Figur 2. Kalkstensbruddet ved den nu nedlagte fabrik i Hällekis ved Kinnekulle i Västergötland.

fra Billingen, og også i Degerhamn på Öland benyttes overvejende orthoceratitkalk. En sandet lerskifer iblandes som "tilslag". I Skåne har der været flere cementfabrikker, der, ligesom de danske, var baseret på kalksten fra Kridttiden. Da denne kalksten savner de nødvendige aluminium- og jernforbindelser har disse ofte været tilført i form af ler, som sammen med den knuste kalksten er blevet blandet til et råslam. Ved den nyligt nedlagte cementfabrik i Limhamn (fig. 3) anvendtes bauxit fra Gräkenland for at forøge aluminiumindholdet. Aske og kul fra Högansselskabets fabriksanlæg er ofte anvendt som aluminiumoxidkomponent. I de sidste 10 år brød man en silurisk lerskifer ved Odarslöv nær Lund til samme formål. Jernkomponenten fik man fra brændt kis - den jernholdige rest af ristet svovlkis.

Ringsted år 1868 og den anden ved Rødvig to år senere. Fabrikken i Rødvig anvendte kalksten fra Stevns Klint og ler fra Lomma i Skåne som råvarer. I 1926 begyndte den danske civilingeniør K. Hindhede fabrikation af færdigblandet beton og han opfandt "betonkanonen", den roterende transportbeholder, som snart efter kørte rundt på lastbiler over hele verden.

Sveriges første cementfabrik byggedes i Lomma i 1872 på grundlag af Lommaleret og kridtkalkstenen ved Limhamn. I Sverige har man haft 14 cementfabrikker, men strukturrationaliseringer har nu mindsket antallet til tre, beliggende i Slite på Gotland, Skövde ved Billingen og Degerhamn på Öland. I Norden har man for øjeblikket 11 cementfabrikker i arbejde, fig. 1.



Figur 1. Cementfabrikker i Norden.

Råmaterialet til cement

Stort set behøves kun fire komponenter til at fremstille cement, nemlig oxider (iltforbindelser) af calcium, silicium, aluminium og jern. Den vigtigste råvare er kalksten, som ved brænding omdannes til calciumoxid. En lerholdig kalksten, der også kaldes en mergelkalksten, kan indeholde alle komponenter. Flere gotlandske cementfabrikker har haft mergelkalksten som eneste råvare. På cementfabrikken i Slite anvendes nu 78 % mergelkalksten, 20 % ren kalksten og 2 % kvartssand.

I Sverige har kalksten fra mange forskellige geologiske perioder været anvendt til cementfremstilling. Grundfjeldskalksten (marmor) har, kombineret med and-

gode til fotografering af 5x5 m kvadrater af jordoverfladen, men det er for tidskrævende at flytte tårnet over større arealer. Store oversigtsbilleder fås bedst fra et almindelig luftfotograferingsfly. Når det gælder detaljer kan man benytte helikopter, men i reglen er det umuligt på grund af de store omkostninger. Så er der kun drage og modellfly tilbage. En drage er svær at manøvrere og dens anvendelse er helt afhængig af vejr og vind. Så er der modellflyet tilbage.

Modellflyet (se forsiden) er en kameraplatform, som er bevægelig i alle retninger. Operationshøjden kan variere fra 5 til 500 m og den største højde begrænses alene af vanskelighederne med at bevare øjenkontakt med flyet og dets bevægelser. Afhængig af højde og valg af objektiv dækker billedet fra ca. 20 m² til næsten 1 km². I det sidste tilfælde må man dog anvende et så kraftigt vidvinkelobjektiv, at perspektivet bliver forvrænget langs kanterne. Det lader sig naturligvis gøre at fotografere med overlappning til stereobilleder.

Teknikken bag flyet er enkel. Motor, radio og kameraudstyr er færdigkøbte dele, som ikke kræver anden tilpasning end selve installationen i flyet. Flyet, som har en spændvidde på 2 m og en totalvægt på 4,5 kg, er bygget om en ramme af balsa. Rundt om kameraet findes 1 mm krydsfiner. Vingebjelkerne er to 5x20 mm birkelister, mens ribber og kropsbeklædningen er af balsa. Såvel vinger, hale og krop (uden på balsabeklædningen) er beklædt med silke for at opnå stor styrke og mindst mulig vægt. Vingen har en kraftig bærende profil (Clark Y). Halepartiet og landingsstellet er fasthæftede med kraftige elastikker for at kunne give efter ved voldsomme landinger. Faste vinger og landingsstel forårsager let deformation eller brud ved hård kontakt med jorden eller vegetationen, hvorimod elastikkerne tillader "landinger" som normalt ellers ville resultere i havari. Landinger i træer og buske eller nyplojede marker eller på rullesten har ikke forårsaget havarier. Flyvningerne har kunnet fortsætte efter at vinger og landingsstel er blevet sat tilbage til normal stilling. Motoren, som er en normal tændrørmotor (OS 40 R/C) på 6,5 cm³, er tilstrækkelig stærk til at få flyet i luften, efter at man har kastet det afsted med tilløb. En større motor giver naturligvis større rækkevidde, men giver på den anden side også kraftigere vibrationer i flykroppen. Kameraet er placeret i en faconskåret skumplastblok for at mindske risikoen for at motorvibrationer skal give uskarpe billeder. Vore erfaringer viser, at rystelserne ikke gør billederne uskarpe ved en eksponeringstid på 1/125 sekund. Under selve fotograferingen flyves mod vindretningen for at bevægelseshastigheden over jorden bliver mindst mulig.

Kameraudrustningen består af et Canon AE-1 24x36 kamera med en optrækkelig udløser samt objektiver med 28, 35 eller 50 mm brændvidde. Til oversigtsbilleder kan vidvinkelobjektiv og stor flyvehøjde kombineres, mens detaljer bedst tages med normal objektiv og fra lav højde. I det sidste tilfælde må man bruge meget kort eksponeringstider eller fotografere i kraftig modvind for at undgå uskarpe billeder. Både eksponering og manøvrering foretages ved hjælp af radio. Eftersom vi har tilstræbt størst mulige egnethed til feltarbejde,

Tekst til forsidebillede: Efter et kort tilløb kastes modellflyet for fuld motorstyrke op i luften. Pilot-fotografen holder radiosenderen i den anden hånd. Læg mærke til fotoåbningen på flyets underside. Foto Anne-Marie Stridsberg.

er flyet ikke forsynet med balanceklapper og styringen foregår alene ved hjælp af højde- og sideror.

Desuden findes en radiokanal til regulering af motoreffekten og en kanal reserveret til anden udrustning, f.eks. en filterskifter til spektralfotografering. Behovet for spektralfotografering opstår frem for alt ved fotografering af genstande beliggende under vandoverfladen, f.eks. ved åmundinger eller andre sedimentationsområder.

Luftfotograferingen af jordskælvsstrukturerne i Burgsviksanden blev foretaget med sort/hvid film, og fotomosaikken blev derefter brugt som grundlag for målingerne. Inden fotograferingen blev 1 og 2 m lange nordpile lagt ud på jorden. Til brug for denne artikel blev der også taget farvefotos af strukturerne (fig. 3).

En analyse af flybillederne viser, at strukturerne længdeakser overvejende løber nordvest-sydøst. Det er tydeligt, at vibrationer i forbindelse med et jordskælv fik porevandet i sedimentet til at vandre opad.

Ustabiliteten medførte små sydøstlige bevægelser i dele af Burgsviksanden og sandet fordeltes i langstrakte linser. Trykket på det halvflydende skiferlag blev størst under linserne, og en plastisk foldning af skiferen fandt sted mellem linserne.

Vi har gjort talrige andre analyser for at bevise virkningerne af dette jordskælv for 410 millioner år siden, men denne artikel skulle jo handle om et lille, radiostyret fotomodelfly.



Figur 3. Luftfoto af jordskælvsstrukturerne ved Kulhaken. Bemærk den foldede skifer mellem sandstenslinserne samt geologen i billedet nederst til venstre. - Flyvehøjde ca. 15 m. Foto Sven Stridsberg.

Møllen Maler Cement



af Erik Högberg

Siden Arilds tid har man anvendt bindemiddel til at sammenføje byggesten. Antikkens ægyptere brændte uren gips for bedre at kunne sammenføje de store sten i pyramiderne. Kalksten har dog været, og er stadig, det vigtigste råmateriale til fremstilling af bindemiddel. Det er ikke vanskeligt at forestille sig, hvorledes opfindelsen gjordes: Et forhistorisk lejrbrål på en kalkstensklippe, en torden-skyllende under hvilken de opvarmede klippestykker blev brudt ned til et hvidt pulver, som blandet med regnen dannede en dejagtig masse. Man iagttog hvorledes denne dej gradvist hærtnede - til hele massen atter var som en sten. Om trent sådan kan man tænke sig oprindelsen til kalkbrænding.

Puzzolan, roman- og portlandcement

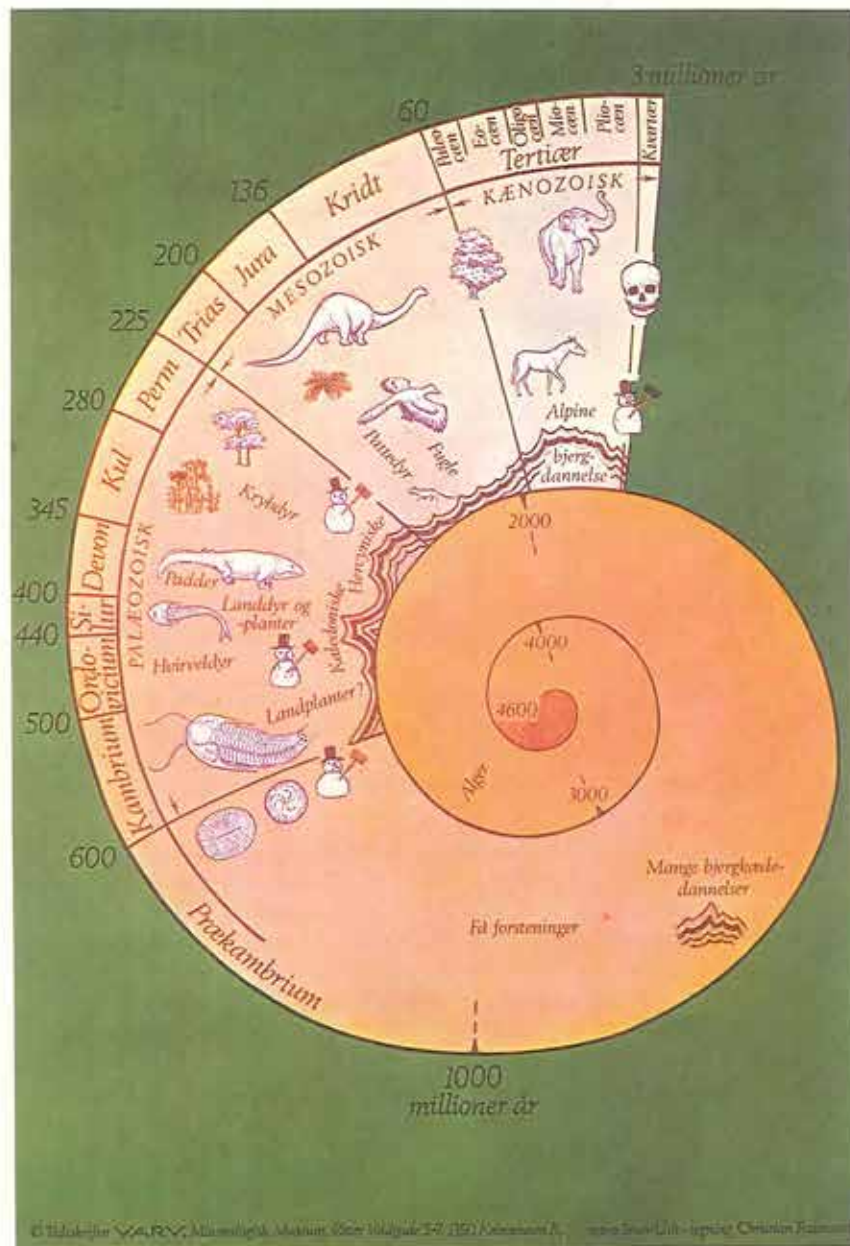
Ved at blande kalk og vulkansk aske, såkaldt PUZZOLAN fik man i tiden omkring Kristi fødsel en mørtel med hydrauliske egenskaber. Det betyder, at mørtelen kan hærde selv under fugtige forhold, ja til og med under vand.

Romerne benyttede denne type bindemiddel ved opførelsen af Colosseum og de velbevarede akvadukter (vandledninger) i Sydfrankrig. Dette bindemiddel kaldes nu for ROMANCEMENT.

År 1718 da Christoffer Polhem bygge Trollhätte sluserne anvendtes også et hydraulisk bindemiddel. I almindelig kalkmørtel blandedes brændt og finmalet alunskifer. Denne type cementfremstilling startede 1779 ved Garphytte alunværk. Også i England havde man i midten af 1700-tallet fundet en metode til at fremstille hydraulisk mørtel uden at tilsætte vulkansk aske. Da fyret på Eddystone blev bygget 1759, anvendtes en meget stærk mørtel, som var fremstillet af en uren kalksten med et vist indhold af kvarts og ler.

Efter lang tids eksperimentering lykkedes det mureren J. Aspdin at fremstille en cement ved at brænde en blanding af kalk og ler ved høj temperatur. Det nye produkt kaldtes PORTLANDCEMENT efter den fortræffelige byggesten på halvøen Portland ved den Engelske Kanal. Denne cement var i virkeligheden ingen rigtig portlandcement. En ingeniør I.C. Johnson, ansat hos en af Aspdins konkurrenter, udsatte 1845 en blanding for så høj brændingstemperatur, at den smeltede. Forsøget betragtedes som mislykket. Efter nogle uger opdagedes imidlertid, at dette affaldsprodukt var størknet og blevet til en cement af hidtil ukendt styrke. Efter en serie nye forsøg fandt man hurtigt frem til en industriel fremstilling af denne portlandcement, som var baseret på brænding og sintring af et bestemt blandingsforhold mellem kalksten og ler. Portlandcement er således udviklet gennem en årrække, og kan ikke betragtes som en enkelt mands værk.

Skandinaviens to første cementfabrikker byggedes i Danmark, den første i



VARVs tidsspiral er udsolgt ! Redaktionen forbereder en ny og revideret.



Vulkanvarsling

af Karl A. Jørgensen

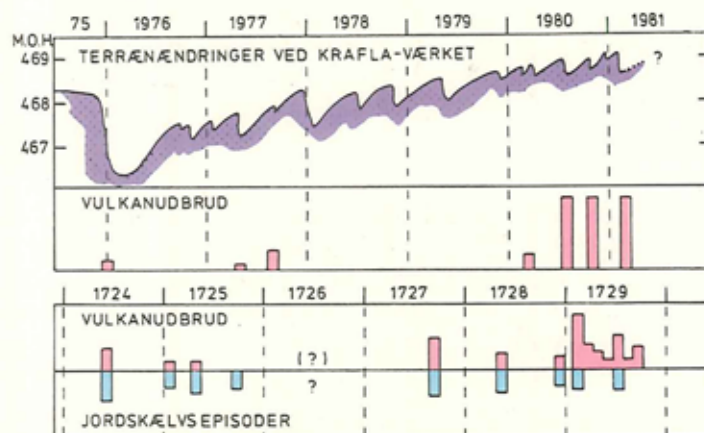
Krafla vulkanen på Nordisland har allerede haft to udbrud siden udbruddet 10. juli 1980 (VARV nr. 4, 1980) og et nyt udbrud kan ventes når som helst.

Disse udbrud indgår i en serie på ialt 7 udbrud siden 1975. Tilsvarende serier af udbrud er indtruffet med mellemrum siden vulkanen efter et meget voldsomt udbrud i sidste mellemistid fik sin nuværende grundform, en bred flad vulkan-kuppel med en stor central, næsten cirkelformet indsynkning, en såkaldt caldera.

Krafla er et af de fire vulkansystemer, der tilsammen udgør den nordlige gren af den tre-delte vulkanzone, der fortsætter den midatlantiske ryg over Island. Studiet af den nuværende udbredsserie har været banebrydende for forståelsen af de vulkanske processer, der foregår overalt på de midtoceaniske rygge. Da udbrudsserien i Krafla truer betydelige økonomiske interesser og den lokale befolkning, er det af stor betydning at få opbygget den bedst mulige vulkanvarsling.



Figur 1. Jordskælvsmålere i jordskælvsvagten i Reykjavík. På væggen alarmknappen til alle distriktets beboere.



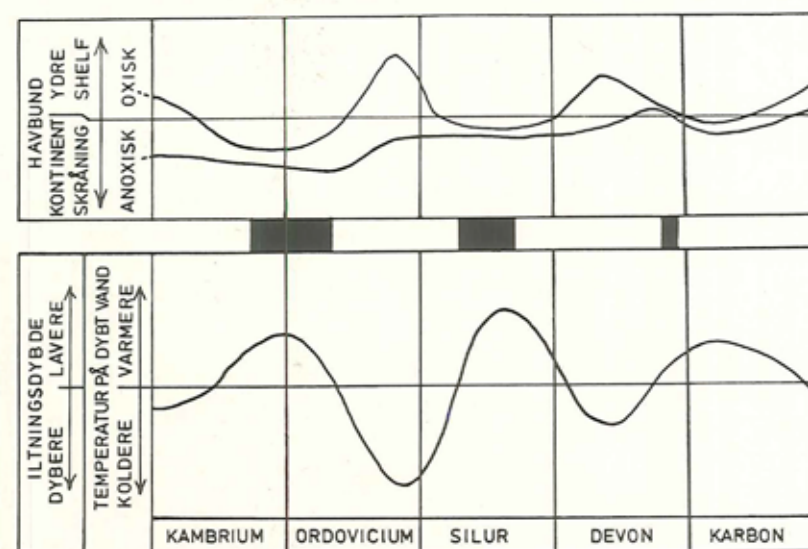
Figur 2. Calderabundens bevægelse i perioden 1975-1981, samt den forholdsmæssige størrelse af de forekommende vulkanudbrud, sammenlignet med udbrudsepisoden 1724-1729.

I dag findes konstant bemandet jordskælvsagt i den lille by Reykjavík på sydvestsiden af vulkanen, fig. 1. Vulkanologer overalt i verden har arbejdet med at finde metoder til at forudsige vulkanudbrud med en rimelig sikkerhed, og en række af disse metoder har været afprøvet og er blevet videreudviklet på Krafla.

Jordskælv og gangdannelse

Når et magma (en smeltetmasse) trænger frem mod overfladen, vil det skubbe til sine omgivelser og fremkalde jordskælv. Islandske vulkan-forskere har derfor i løbet af de sidste 10 år opbygget et tæt net af stationer med jordskælvsmålere (seismografer) over hele Island. Det var dette net, der afslørede, at noget usædvanligt var i gære i Krafla-området, idet mængden af jordskælv her voksede støt i løbet af året 1975 indtil det første udbrud i den nuværende udbredsserie indtraf 20. december, midt i calderaen. Det der derefter skete, var imidlertid ret uventet. Jordskælvscentre begyndte at flytte sig nordpå op gennem spaltesystemet, indtil et voldsomt jordskælv (6.3 på Richterskalaen) væltede en del af den lille by Kopasker, 80 km nord for Krafla. Dette mønster med vandrende jordskælv har siden gentaget sig yderligere 16 gange, de 6 af gangene i forbindelse med vulkanudbrud, fig. 2. Årsagen til disse jordskælvsvandringer er, at magma fra et kammer under calderaen løber ud i spaltesystemet, og jordskælvene viser så, hvor langt magmaet er nået. Når magmaet bremses op og standser, indtræffer særlig mange jordskælv, der koncentrerer sig i de yderste par kilometer af det gennemløbne område. Lægger man disse særlige jordskælvsrige partier sammen dækker de idag hele området fra Axarfjord i nord til ca. 20 km syd for calderaen, ialt et ca. 100 km langt stykke.

faldt i Silur, og her findes mange steder i Skandinavien mørke skifre med graptoliter (figur 2). Endelig ses et mere kortvarigt forløb i Devon, hvorfra der iøvrigt ikke kendes marine aflejringer i Skandinavien.



Figur 5. Skematisk fremstilling af faktorer førende til udbredelse af sortskifer aflejringer i den Palæozoiske Æra. Kurverne angiver kun relative tendenser i forhold til de vandrette linier, der kan repræsentere en tænkt middeltilstand. Sorte felter viser større udbredelse af sortskifer. Se teksten angående tolkning. Stærkt modificeret efter Berry & Wilde.

Kurverne i figur 5 viser samspillet mellem de fire faktorer, som anses for afgørende for fremkomsten af sortskifer. I den øverste ramme ses, at sortskifer aflejringer hænger sammen med, at både den ydre shelf og den øvre del af kontinentalskråningen kom i en anoxisk tilstand. Kurven i den underste ramme viser samtidig den relative dybde for den oxiske vandmasse og den relative temperatur på dybt vand. Det fremgår, at sortskifermiljøet fremmes af et globalt varmt klima med varmt bundvand og migration op efter af niveauet for iltminimum.

Årsagen til sortskifer-regimets ophør fremgår også klart - især i yngre Ordovici-um. De oxiske tilstande fik et opsving, og samtidig ses, at det oceaniske bundvand blev koldt - det falder sammen med en stor istid i yngre Ordovici-um. På overgangen Karbon-Perm følger den næste større nedslusning, som satte et definitivt punktum for dominansen af sortskifer. Fra de følgende perioder Trias, Jura og Kridt kendes sorte skifre lejlighedsvis og stedvis - men altid af mere lokalt omfang.

større tilskud af ilt, og den stadige "regn" af organiske partikler vil ved forrådnelsen bruge en god del af bundvandets ilt. På den anden side vil størsteparten af det organiske stof være blevet omsat, inden det nåede bunden, og det er derfor sandsynligt, at det oceaniske bundvand i varme perioder kun har været lettere anoxisk - eller måske endog har et iltindhold lidt over minimumsgrænsen.

Kan modellen for de varme perioder være rigtig?

Vender vi nu tilbage til de sorte skifre, kan deres fossil indhold løse nogle af gåderne. De sorte skifre er aflejret i shelfområderne og på den øvre del af kontinentalskråningen. Fossilerne er overvejende former, der har levet i de øverste dele af vandmasserne, hvor iltindholdet utvivlsomt har været "normalt". Meget almindeligt ses, at store dele af skifersøjlen er fossiltom, mens enkelte niveauer til gengæld er rene kirkegårde. Man kommer let på den tanke, at organismene har været udsat for en massedød - f.eks. forårsaget af opstrømmende anoxisk vand fra større dybde.

Sådanne opstigende strømme ("upwelling") med anoxisk vand ses idag bl.a. ud for vestkysten af Nordamerika, Sydamerika og Afrika. Det opstrømmende vand har en stor rigdom af uforbrugte næringssalte, og som skitseret i figur 4 har de pelagiske organismer muligvis været koncentreret lige op ad grænsen til det opstrømmende anoxiske vand, som kan være nået helt op til havoverfladen. Et lille skifte i strømningsmønstret ville da være nok til at forårsage massedød af de pågældende organismer.



Figur 4 viser også, at der kun skulle ske små ændringer i havniveauet, før det anoxiske vand kunne trænge langt ind over shelfområdet, hvorved arealerne med aflejring af sort slam voksede.

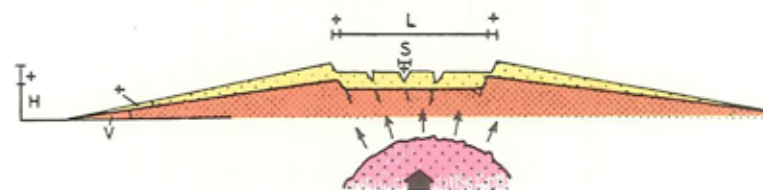
Under istider må det omvendte foregå (figur 3). Havspejlet synker, de oxiske tilstande ved overfladen strækker sig længere ned, den anoxiske vand søjle skrumper i højde, og overgrænsen for denne søjle kommer til at ligge et godt stykke nede ad kontinentalskråningen. Derved frigøres store bundarealer til at huse et bundliv, og med et mere normalt iltindhold løber forrådnelsen til ende, hvorfor de resulterende aflejringer bliver lysere og får en mere normal sammensætning.

Prøver man at vurdere summen af vidnesbyrd om aflejringsmiljøerne i de Palæozoiske aflejringer, kan man nå frem til en syntese som vist i figur 5.

De sorte felter i figur 5 markerer tidsafsnit, hvor sortskiferaflejringer havde en stor udbredelse. Det gælder for Øvre Kambrium - Nedre Ordovicium, hvor den skandinaviske alunskifer kan tages som et eksempel på de sorte skifre der aflejreredes over store dele af Jorden. Næste afsnit med udbredte sortskiferaflejringer

Magmakammerets beliggenhed

Den hastighed hvormed magmaet er løbet under jorden har oftest ligget omkring 1/2 m pr. sekund, og gangdannelsen finder almindeligvis sted i området mellem 2 og 5 km dybde. Jordskælvene har også kunnet give oplysninger om kildeområdets omtrentlige form og udstrækning, idet den type jordskælvsbølger, der kaldes S-bølger, ikke kan trænge igennem væsker. Ved at studere de jordskælv, der mangler S-bølger, har man så kunnet beregne, at det er et magmakammer lige under calderaen, med en diameter på et par km og en dybde af 3-7 km, der "skygger" for jordskælvene. Jordskælvenes karakter kan også vise noget om, hvorvidt faren for et udbrud er overhængende eller ej. Når magmaet begynder at trænge op gennem de sidste par kilometer mod jordoverfladen opstår der uafbrudt små jordskælv, såkaldte "harmoniske" rystelser, der på jordskælvs måleren tegner sig som en tydelig zig-zag linie. Fænomenet er velkendt fra mange vulkaner, og betragtes almindeligvis som et af de mest sikre tegn på, at et udbrud er ved at begynde.



Ved magmaindstømning i et overfladenært magmakammer er observeret:

Forøgelse af	Formindskelse af
højde	vandafstrømning
længde	tyngdefelt
terrænhældning	magnetfelt
spaltebredde	elektrisk modstand
overfladetemperatur	S-bølgehastighed
brintudstrømning	termale damptryk
ædelgasudstrømning	

- idet forøgelsen er vist med tynd streg eller (+).

Figur 3. Fysisk-kemiske ændringer i forbindelse med en vulkansk episode.

Højde, afstand og kipmålinger

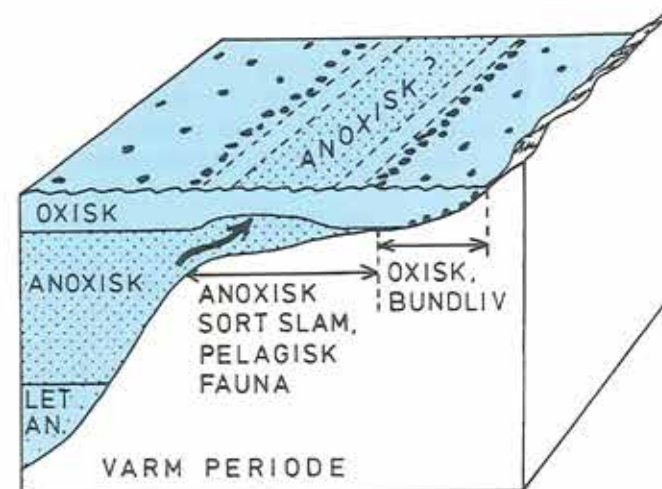
Når et magma trænger op mod overfladen og ind i et magmakammer, presser det på de overliggende lag, der så kan bøje sig ganske lidt eller brække, så jordskælv indtræffer, fig. 3. Hvis de bøjes, vil vulkanens overflade hæve sig ganske lidt. Denne opbulning kan måles med særligt fintfølelse instrumenter, både som en forøgelse af vulkanens højde, en forøgelse af afstande over vulkanen samt som en forøgelse af terrænoverfladens hældning. Måling af de to førstnævnte ting er meget tidskrævende, og foretages derfor kun med mellemrum, medens hældningsændringen, kipningen, kan måles i et hvilket som helst punkt på vulkanens overflade. Man indretter derfor faste opstillinger af kipmålinger, (tiltmeter), der måler denne ændring med korte mellemrum. Mere udviklede kipmålere har automatisk, løbende udskrift.

Ved Krafla måler man alle de nævnte ændringer, idet calderaen samt en rute ned over vulkanen (dækkende ca. 20 km) regelmæssigt opmåles for højdeændringer. Afstandsmålinger med geodimeter og teodolit udføres ligeledes regelmæssigt. De dækker ca. 200 km.

Kipningsmålinger udføres med tre forskellige systemer. For det første et tiltmeter lavet af to vandrør, der er 69 m i N-S retning og 20 m i Ø-V retning, og som aflæses dagligt. Dernæst ved hjælp af 4 elektroniske borehuls-tiltmeter med løbende udskrift, og endelig ved måling af kipningen af et større antal flader



Figur 4. Krafla kraftværket i calderaen, i baggrunden ses Myvatn søen.



Figur 4. Dyreliv og iltforhold i oceanerne i varme perioder. Den høje anoxiske vandsojle bevirker, at størstedelen af kontinentalskråningen ikke kan have et bundliv, og opstrømmende anoxisk vand kan trænge langt ind over shelfområderne. I de øvre vandmasser vil pelagiske organismer have meget gunstige kår lige ved grænsen til det opstrømmende anoxiske vand med dets store indhold af ubrugte næringssalte. Modificeret efter Berry & Wilde.

En model for de varme perioder

Under varme perioder, som der er mange vidnesbyrd om gennem geologisk tid, har der ikke eksisteret havis i polregionerne, og derved er der sket en markant ændring af klimaforholdene. Antallet af storme og formentlig også vindstyrker er aftaget, da temperaturforskellen mellem troperne og polerne blev mindre. Derfor blev omrøringen mindre effektiv, og undergrænsen for den oxiske zone blev forskudt opefter i vandmasserne til 50-100 m under overfladen (figur 4).

Denne udvikling må være blevet styrket yderligere af to forhold: 1) Med den højere temperatur af det overfladenære vand fulgte en lavere iltopløsningssevne, og 2) den højere vandtemperatur fremmede plante- og dyrelivet, hvorved mere organisk stof under forrådnelse kunne forbruge ilt. Som et resultat voksede højden af det anoxiske vandlag i varme perioder og har ligget mellem 50-2000 m under overfladen.

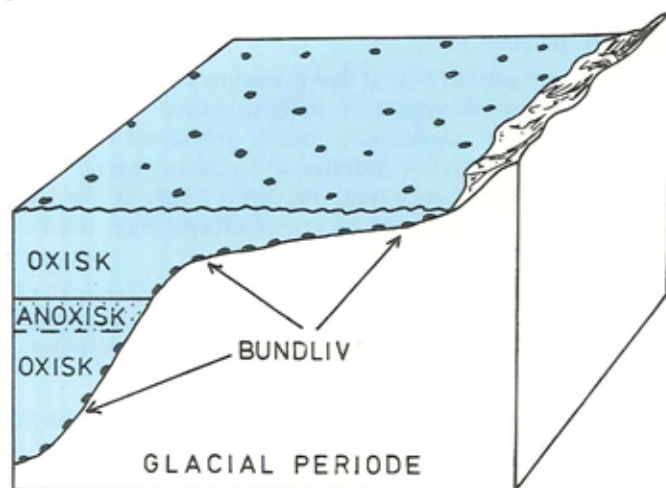
Også på de store oceaniske dybder skete ændringer under de varme perioder. Cirkulationen i dybhavet er som nævnt styret af tyngdeforskellen mellem det iltede, afkølede overfladevand og det underliggende vand i de polare områder. Med manglende polare iskapper vil der ikke opstå strømme af polare vandmasser til at synke ned og give det oceaniske bundvand på de lave breddegrader et

Den oceaniske vandsøjle til forskellig tid

Hvis den primære kilde til opløst ilt i havvandet er atmosfæren, og hvis den primære kilde til atmosfærens ilt stammer fra alge-vegetationens fotosyntese - ja, så må alle oceaner principielt have været anoxiske fra bund til overflade indtil den organiske fotosyntese nåede et niveau, hvor fri ilt kunne afgives til atmosfæren. Det tidspunkt ligger i Prækambrium godt 2000 millioner år tilbage. I den videre udvikling kunne ventilationen af oceanerne skride frem efter de allerede omtalte mekanismer.

Man kunne nu måske tro, at der var tale om en jævn udvikling, hvor oceanerne gradvis blev mere og mere ilttrige - men, der har været store variationer i takt med klimaændringerne gennem Jordens historie.

Den skitserede nutidige situation svarer nogenlunde til tilstandene under istider. Karakteristisk for glaciære perioder er hyppige storme og store vindstyrker på grund af den store temperaturforskel mellem troperne og polarregionerne. Den resulterende kraftige omrøring af de øvre vandmasser under en istid kombineret med, at det afkølede havvand kan opløse mere ilt, fører til, at undergrænsen for den oxiske zone er blevet forskudt til et dybere niveau - dybere end idag. Samtidig er vandstanden faldet på grund af den store vandmængde bundet i ismasserne. Se figur 3.



Figur 3. Dyreliv og iltforhold i oceanerne under istider. Bemærk den lave vandstand. Oxisk angiver ilttrigt vand, anoxisk tilsvarende iltfattigt vand. De sorte prikker viser forekomster af dyreliv, der er jævnt fordelt i vandmasserne, foruden at et bundliv kunne trives over hele shelfen og det meste af Kontinental-skråningen.

rundt omkring på vulkanen ved cirkelnivellering, dvs nivellering fra en centrumstation til punkter i en omgivende "cirkel". Fladerne opmåles regelmæssigt, hvorved oplysningerne fra de faste tiltmetre suppleres.

Virker det ?

De væsentligste resultater af målingerne har været bekræftelsen af, at vulkanen udvider sig støt imellem jordskælvsepisoderne, afbrudt af større eller mindre indsynkninger, størst under december 1975 episoden, hvor bunden af caldera-indsynkningen sænkede sig 2 m, fig. 2.

Det har desuden vist sig, at jordskælvsepisoderne indtræffer, når calderabunden når eller overstiger den højde, den indtog lige før sidste indsynkning.

Udvidelserne og indsynkningerne er afhængige af den mængde magma, der strømmer ind i og ud af magmakammeret, og beregninger viser, at der gennemsnitligt strømmer 5 m³ magma ind i kammeret per sekund, hvilket vil sige, at der i de 6 år episoden nu har været er strømmet ca. 1 km³ magma ind i kammeret.

Derimod var der indtil marts 1980 kun strømmet 1/2 km³ ud af kammeret, hvoraf kun 0.2 % kom op til overfladen. Siden er yderligere 0.1 km³ strømmet ud af kammeret, hvoraf 100 % er nået overfladen. Udstømningsmængden har under episoderne ligget mellem 600 m³ per sekund i rent underjordiske løb til 2000 m³ per sekund under udbrudsperioder.

På grundlag af ændringerne i terrænet har man kunnet beregne dybden til centret i opløftningen til at ligge 2.9 km under overfladen og næsten lige under den lille tufryg Leirhnukur midt i calderaen, fig. 4. Under indsynkningsepisoder skifter centret beliggenhed. Det tyder på, at magmakammerets øverste del består af indbyrdes forbundne småkamre, der tømmes på skift.

Gas og livsfarligt badevand



Under den nuværende udbrudsperiode har også andre målemetoder været benyttet i Krafla, dels for at undersøge deres anvendelighed til vulkanvarsling, dels for at skaffe yderligere oplysninger om de fysisk-kemiske forhold der hersker i et aktivt vulkankompleks. Særlige gode resultater er opnået med tyngdemålinger (gravimetri), medens målinger af det magnetiske felt (magnetometri) og de elektriske modstande i bjergarterne (restivetsmålinger) har givet vanskeligt fortolkelige resultater.

Der har løbende været målt gassammensætninger i udstømningsfelter (fumarolefelter) og i borehullerne, der driver de to geotermale kraftværker i området: Krafla-værket på 47 megawatt i calderaen (fig. 4) og Bjarnarflagi-værket (5 megawatt) i den sydlige spaltezone.

Gasmålingerne har vist systematiske ændringer med tiden, med forøget udstømning af brint, kuldioxid og sulfat før indsynkningsepisoder. Tilsvarende er



Figur 5. Spalter nær grottebadene ved Myvatn. Spalterne skærer igennem moræneryggen i billedets baggrund, og er yngre end 10.000 år.

målt en forøgelse i mængden af kviksølv og ædelgassen radon. Vandtemperaturen i området som helhed er også steget med det resultat, at de kendte grottebade ved Myvatn nu har en vandtemperatur på 62°C, og er derfor livsfarlige at springe i, fig. 5. Med et nyt udbrud op i mente er det i øvrigt heller ikke helt ufarligt at opholde sig i Krafla-området, selv om man afholder sig fra at tage varmt bad.



Det andet miljø med sort slam findes på lav dybde i delvis afsnørede bugter og flodmundinger - her bevirker afsnøringen, at der ikke er en helt fri ventilation, og samtidig er der et meget stort indhold af organisk stof, dels fra de marine organismer og dels bragt ud fra det tilstødende land.

Gennem det meste af vort århundrede har fortidens sortskifer-forekomster været søgt tolket ud fra de lige omtalte miljøer - men de kan ikke forklare tidligere perioders meget store udbredelse af sortskifer. Tærskelafspærrede bassiner er ikke, og kan ikke have været almindelige. Nogle geologer har forestillet sig perioder, hvor der skete markante opsving i havenes biomasse, således at forrådnelse af det store overskud kunne forbruge den tilstedeværende ilt. Mange andre mener dog, at selv om der kan have været variationer i biomassen, kan udsvingene ikke have nået det formodne omfang.

Her kan indskydes, at Østersøen idag er en helt speciel undtagelse. Store arealer af Østersøens bund er helt livløse på grund af iltmangel, og det skyldes, at ilten sluges ved omsætning af de organiske stoffer i den helt abnorme tilførsel af affald fra bysamfundene i de omkringliggende lande.



Hvor kommer ilten fra ?

Idag får de øverste godt 200 m af havets vandmasse tilskud af ilt fra atmosfæren ved "omrøringen" forårsaget af vindsystemerne. Fra havoverfladen, hvor vandet endda kan være overmættet med ilt produceret ved algerne fotosyntese, falder iltkoncentrationen nedefter til en minimumsværdi, der afhænger af forbruget til forrådnelsesprocesserne og dermed også af den tilstedeværende dede biomasse. Den øvre vandmasse er velventileret eller *o x i s k* (fra oxygenium = ilt).

Under det oxiske niveau kan der være en iltfattig eller *a n o x i s k* zone, som kun er 400-500 m mægtig, men derfra nedefter stiger indholdet af opløst ilt hurtigt til en ensartet høj værdi nær mætning på grund af opblanding med vand fra de store dybder.

Det iltrige vand på de store dybder er født i polarområderne - især om vinteren. Ved afkølingen her mod den overliggende havis bliver det overfladenære polvand tungere og synker som en bundstrøm i retning af ækvator. Da bundstrømmenes vand opstår om vinteren er det organiske liv på et minimum og iltforbruget dermed lavt. Derfor vil bundvandet i oceanet være nær mætningspunktet med hensyn til ilt. Denne ilt opretholder et temmelig rigt liv på selv store oceandybder, og aflejringerne viser også, at jern for det meste er tilstede i iltet tilstand.

De skitserede forhold nutidens oceaner viser, at de iltfattige eller anoxiske tilstande er begrænset til en zone omkring 500 meters dybde, og det kan ikke give nogen større udbredelse af aflejringer af sortskifer-type.

Næste skridt bliver at se på forholdene i nutidens have, og her optræder stedvis sort slam, der ved senere sammenpresning og hærkning ville kunne minde en del om de sorte skifer. Sort iltfattigt slam findes idag i to forskellige miljøer.



Det ene er tærskelafspærrede bassiner som Sortehavet og visse norske fjorde. I Norge er tærsklen endemoræner fra istiden. Her kan havvandet frit strømme ind og ud over tærsklen, mens bundvandet, det vil sige vandmassen under tærskelhøjden, er spærret inde. Nedsynkende organiske partikler går i forrådnelse, og det er en iltforbrugende proces. Da der ikke sker nogen fornyelse eller ventilation af bundvandet, vil al ilt snart være opbrugt, hvorefter aflejring af sort slam med et indhold af organisk stof begynder.



Figur 2. Sort lerskifer fra Silur med en graptolit (*Monograptus*), som har levet svævende i havenes øvre vandmasse. Den er her efter aflejring blevet udfyldt af svovlkis, der indeholder reduceret jern. Forstørret 3 gange.

Magmatiske Sedimentstrukturer



af J. Richard Wilson og Peter Thy

Deformationsstrukturer er velkendte fra vandholdige sedimenter. En særlig type, såkaldte sæk-og-pude strukturer (fig. 1), opstår selv i rolige miljøer, hvis der er en instabil vægtfyldefordeling eller forskel i flyde-evne mellem to eller flere vandrette lag.



Figur 1. Sæk-pude strukturer i sedimenter ved Lønstrup Klint. Det lyse er sand og det mørke er ler. Gunnar Larsen foto.

I laboratoriet lader denne type deformation sig let efterprøve ved at anbringe to ikke-blandbare væsker med forskellig vægtfylde og relativt høj flyde-evne i en lille plastikbeholder. Lad væskerne stabilisere sig. Vend derefter hurtigt beholderen om og iagttag, hvordan den lette væske bevæger sig op gennem den tunge væske i en meget karakteristisk form, der bedst kan beskrives som paddehatte. Denne deformation foregår som en række konvektionsceller tværs over grænsefladen mellem de to forskellige lag. Hvor cellerne støder sammen, bevæger den lette væske sig op og den tunge sig ned. Når den lette væske når toppen af det konvektionerende lag, spreder denne sig ud og danner et nyt stabilt lag oven på den tunge væske. Et sådant deformationsmønster er velkendt fra en lang række fysiske og geologiske miljøer (eksempler herpå er salt-domer, visse strukturer i grundfjeldet og storskala-konvektion i jordens kappe).

Nogle magmatiske dybbjergarter - de såkaldte lagdelte intrusioner - har en række lighedspunkter med sedimenter. I disse bjergarter er transportmiddelet ikke vand, men magmaet: en silikatsmelte. I en forenklet situation består de sedimentære partikler af olivin- og plagioklaskrystaller, der synker ned og danner rytmiske eller graderende lag på bunden af magmakammeret (fig. 2).



Figur 2. Lagdelte strukturer i en troctolit med normal graderende fordeling mellem olivin (mørk) og plagioklas (lys).



Det 'døde' Hav

af Valdemar Poulsen

Mange af fortidens havaflejringer kan sammenlignes med et væltet korthus. På en lagflade, som var en tidligere havbund, kan "kortene" findes som en forstøvet fauna af bunddyr blandet med fossilformer, der levede svævende eller svømmende nær havoverfladen. Den væltede bunke spillekort fortæller ikke meget om korthuset, og forsteningerne siger heller ikke noget umiddelbart om naturen af den vand søjle, der stod over havbunden.



Figur 1. Sortskifer fra Øvre Kambrium, Newfoundland. Se også forsiden til VARV 2, 1980. Foto: forfatteren.

Blandt havaflejringerne falder nogle sorte lerskifre i øjnene (figur 1). De havde lejlighedsvis en stor geografisk udbredelse i den Palæozoiske Æra, og findes således også i Norge, Sverige og Danmark. Hvorfor tog deres omfang af efter Karbon-tiden, og hvorfor er de indeholdte forstenede rester næsten udelukkende pelagiske organismer fra havoverfladen (figur 2), og - endelig - hvordan kan det tilsvarende hav have set ud?

Analysen af de sorte skifre viser et betydeligt indhold af kun delvis omdannet organisk stof, og desuden optræder mineralet svovlkis, der indeholder en reduceret form af jern. Konklusionen bliver, at de sorte skifre oprindeligt må være aflejret som sort slam i et miljø uden ilt, eller næsten uden ilt.

dog den mest almindelige, og man har derfor antaget, at den er den normale og primære type. Den omvendt lagdelte type tænkes dannet under specielle og sjældent forekommende betingelser. Lad os imidlertid her foreslå, at det forholder sig omvendt: At det er den sjældne, omvendt lagdelte type, der er den primære, og at den stabile normalt lagdelte type er sekundær og et resultat af en flyde-betinget udligning af oprindeligt ustabile vægtfyldefordelinger, som vi har vist det gennem eksemplet i denne artikel.

Hvorfor er nu deformationsstrukturer så overordentligt sjældne? Forklaringen er nu enkel: Det er de slet ikke. De er faktisk de mest almindeligt optrædende magmatisk-sedimentære strukturer, fordi normale vægtfylde-graderende lag er et resultat af en flyde-deformation der har udlignet en primær ustabilitet. Det næste spørgsmål vil naturligt være: Hvorfor fastfryses deformationen ikke oftere på et tidligere stadium? Forklaringen herpå ligger sandsynligvis i den tid, der er til rådighed. Det tager op mod 1000 år eller mere for en sedimentær krystal-anhobning at fastfryses på bunden af et magmakammer. Tiden er således ikke nogen begrænsende faktor for opnåelse af ligevægtstilstande.

Tolkningen af strukturer i plutoniske bjergarter har beskæftiget petrologer det sidste halve århundrede. Strukturerne ligner til forveksling en lang række strukturer, man finder i sedimenter, der er aflejret i vand. Det er derfor nærliggende at antage, at sedimentationsprocesser også kan foregå i et magmatisk miljø. Måske burde man dog snarere sammenligne dannelsen af lagdelte magmatiske bjergarter med dannelsen af kemiske sedimenter (inddampningsbjergarter) end med dannelsen af klastiske sedimenter. Hovedproblemet er, at vi ikke kan iagttage magmatisk sedimentation i naturen, og heller ikke kan foretage særligt meningsfyldte eksperimenter i laboratoriet. Tolkningen af de magmatisk-sedimentære strukturer er derfor i meget høj grad åben for geologens fantasi.



Figur 3. Rytmsk lagdeling med plagioklas-rige og olivin-rige lag. Olivin er omdannet til serpentin og plagioklas til klorit.

Lad os se nærmere på en almindelig situation på bunden af et magmakammer: Et plagioklas-rigt lag er overlejret af et olivin-rigt lag. Basaltisk silikatsmelte findes imellem krystallerne. En sådan fordeling er dog ustabil, idet det nederste, plagioklas-rige lag er lettere end det overliggende, olivin-rige lag (fig. 3). Vi kan derfor forvente deformationsstrukturer, der svarer til de sæk-og-pude strukturer vi finder i vandholdige sedimenter.

Der er hidtil kun beskrevet et overbevisende eksempel på disse sæk-og-pude strukturer i magmatiske sedimenter. Dette vises på medfølgende billeder fra et lagdelt gabbrokompleks i de centrale dele af den Skandinaviske Fjeldkæde (Fongen-Hyllingen intrusionen). Fig. 3 viser i et snit, vinkelret på lagdelingen, strukturer dannet på et relativt tidligt stadium af deformationen. Fig. 4 viser et "lagplan" med tydelige deformationsceller kort før konvektionen standser. Den lyse farve skyldes plagioklas-, den mørke olivin-krystaller. En tolkning er vist i fig. 5.

Vi ser således, at et plagioklas-rigt lag, liggende under et olivin-rigt lag, er en ustabil fordeling, og at plagioklas vil kunne bevæge sig op over det olivin-rige lag. På denne måde kunne man teoretisk forestille sig, at alle plagioklas-krystaller ville kunne bevæge sig opad og efterhånden samles øverst i magmakammeret. Så enkelt er problemet imidlertid ikke. Og her finder vi netop en af de væsentlige forskelle mellem sedimentation i et vand-miljø og sedimentation i et magma.

Efterhånden som et magmas varme bliver ført bort til koldere omgivelser, og temperaturen falder, vil silikatsmelten i krystal-sedimentet på bunden størkne, og de ustabile fordelinger fastfryses. Det ukonsoliderede lag i toppen af sedimentet behøver kun at være fra nogle få centimeter til metertykkelse.

Et af de største problemer ved tolkningen af magmatiske "sedimenter" har været, og er fortsat, at plagioklas normalt har en vægtfylde, der svarer til eller er



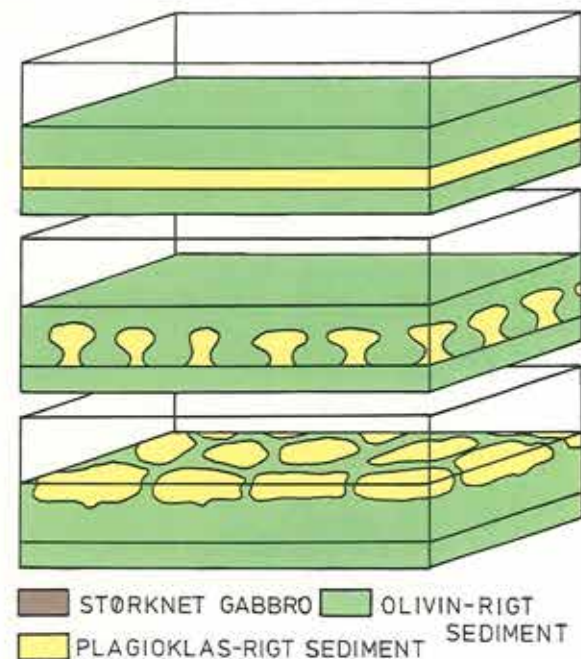
Figur 4. Paddehattelignende deformationsstrukturer - magmatiske sæk-og-pude strukturer, snit vinkelret på lagdelingen. Olivin - mørk. Plagioklas - lys.



Figur 5. Strukturer som i fig. 4, men set i snit parallel med lagplanet.

lettere end en basaltisk silikatsmeltes. Man må derfor forvente, at plagioklas-krystallerne enten vil holde sig flydende eller vil samles langs toppen af magma-kammeret. Det er derfor overraskende, at de strukturer, vi observerer, viser, at plagioklas sammen med olivin har samlet sig på bunden (fig. 2). En forklaring kan være, at mineralerne krystalliserer direkte nede ved bunden. En anden kan være, at strømninger i magmakammeret har tvunget de lette plagioklas-krystaller tilbunds, og at disse bliver fastholdt der af de tungere olivin-krystaller.

Lad os vende tilbage til de lagdelte strukturer i almindelighed. Meget ofte ser man graderinger mellem olivin-krystallerne forneden og plagioklas-krystallerne foroven (fig. 2). Man ser imidlertid også eksempler på det omvendte, dvs en gradering, hvor de letteste krystaller er hyppigst forneden. Den første type er



Figur 6. Skematisk tolkning af strukturerne i figurerne 4 og 5. Fremadskridende deformation fra A til C. Stadium A umiddelbart før deformationen starter, stadium B svarer til fig. 4, stadium C svarer til fig. 5. Næste stadium ville ikke kunne adskilles fra en eventuelt primær, stabil fordeling (plagioklas på toppen af olivin-rikt lag).