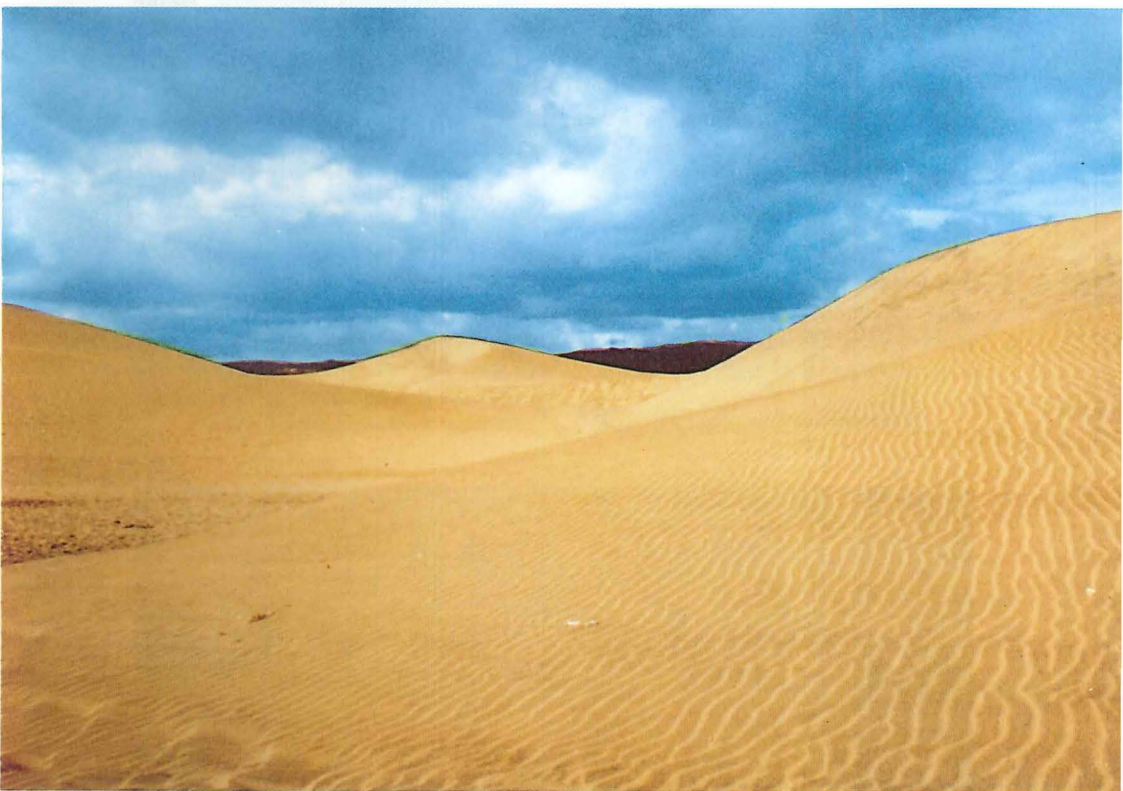


VARV

NR. 3 BLADET MED DE ÆLDSTE NYHEDER 1985



ET BLIK UD OVER ØRKENEN VED MASPALOMAS PÅ GRAN CANARIA. 10 GEOGRAFISTUDERENDE HAR VÆRET PÅ GEOLOGISK EKSKURSION TIL GRAN CANARIA, TO AF DEM FORTÆLLER OM NOGET AF DET, DE HAR SET OG LÆRT. FOR NYLIG BLEV ØRESUNDSREGIONEN RAMT AF ET JORDSKÆLV - VARV FORTÆLLER OM DE NYESTE ERFARINGER OM AT FORUDSIGE HVOR OG HVORNÅR ET JORDSKÆLV VIL FINDE STED. ENDELIG GIVER VARV EN OVERSIGT OVER DE MAGMATISKE BJERGARTERS NAVNE, OG HVAD DE STÅR FOR.

**EKSTRA TILLÆG: FREDNINGSSTYRELSENS FORTEGNELSE:
NATIONALE GEOLOGISKE INTERESSEOMRÅDER.**

En stor del af dette nummer handler om Gran Canaria set med nogle geografi-studerendes øjne. Redaktionen ved, at denne artikel er usædvanlig lang - og i VARV-sammenhæng noget utraditionelt skrevet og vægtet – alligevel håber vi, at læserne vil finde artiklen interessant.

Som omtalt i VARV 1985/2 bringer vi Fredningsstyrelsens fortegnelse: **Nationale geologiske interesseområder**, som ekstra tillæg. Af økonomiske og tekniske grunde er de originale beskrivelser blot indlagt 'på tværs' af den løbende tekst, så den kan tages ud for sig selv. Det tilhørende kort er væsentligt mindre end originalen, men er forhåbentligt læseligt alligevel. Kommentarer vedrørende udvælgelsen af lokaliteter kan med fordel rettes direkte til Fredningsstyrelsen og ikke til VARV.

==== VARV ====

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

Kontor: Anita Ege, mandage kl. 9-16. Andre dage kan henvendelse ske til Steen Sjørring på samme telefon.

Redaktion: Valdemar Poulsen (ansvarshavende), Asger Berthelsen, Jens Konnerup-Madsen, Steen Sjørring og Sven Laufeld (Sverige).

Renskrift: Gitte Sjørring

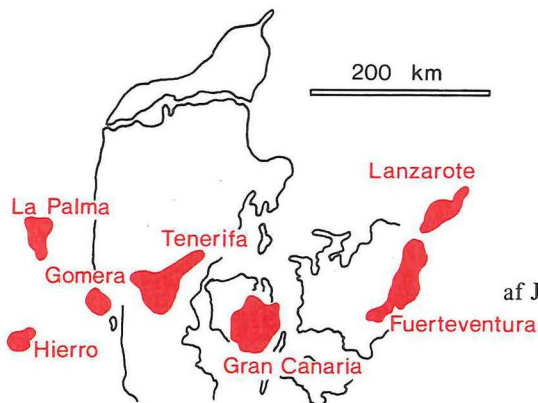
Montage: Jens Konnerup-Madsen og Steen Sjørring

Repro & Tryk: Rosendahls Bogtrykkeri, Esbjerg

VARV udkommer fire gange årligt. Prisen er 60 kr. i abonnement i 1985.

Abonnement tegnes ved at indsende beløbet til VARV. Postgiro 9 06 88 80 eller 50 Skr. til VARVs svenske postgirokontor 4388-5.

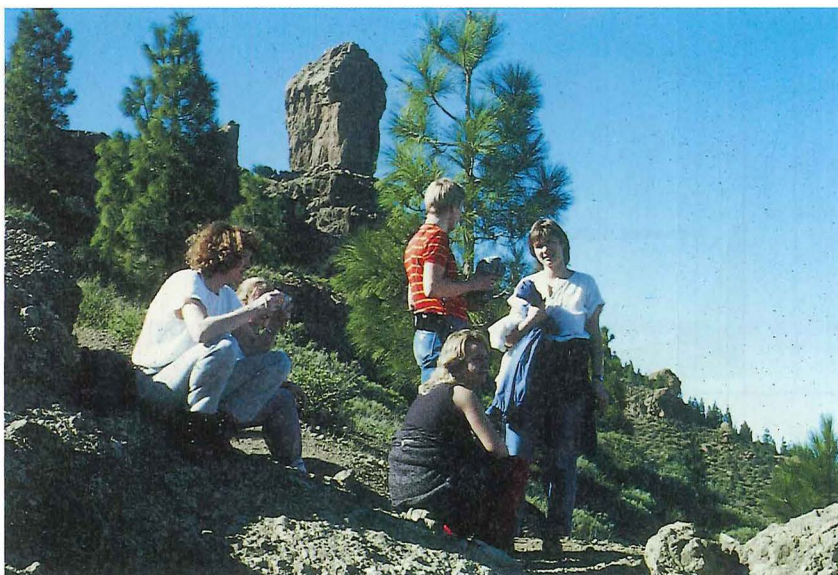
Adresseændringer eller fejl ved bladets levering bedes meddelt postvæsenet.
©1985 VARV. Eftertryk af tekst og billeder kun efter aftale.



Gran Canaria

af Jane Melchior og Birgit Müller

I forbindelse med geologiundervisningen for naturgeografer ved Københavns Universitet har en gruppe på 10 studerende og 2 lærere foretaget en ekskursion til Gran Canaria for nærmere at undersøge øens spændende geologi. To af de studerende viderebringer i dette nummer af VARV en lille del af turens geologiske oplevelser baseret dels på forarbejdet og dels på nogle af de aspekter, man med fordel kan nyde på øen som turist.

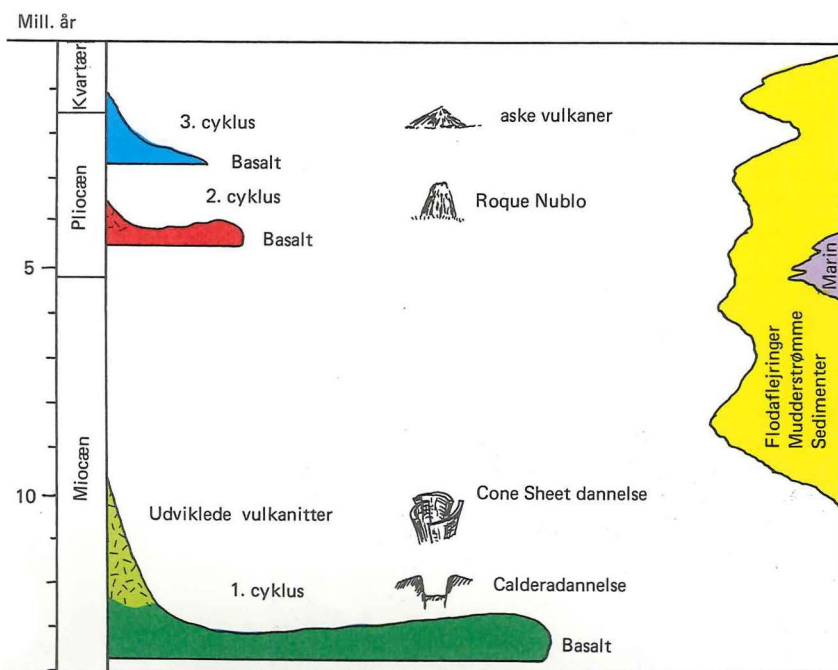


Figur 1. Roque Nublo på det centrale Gran Canaria.

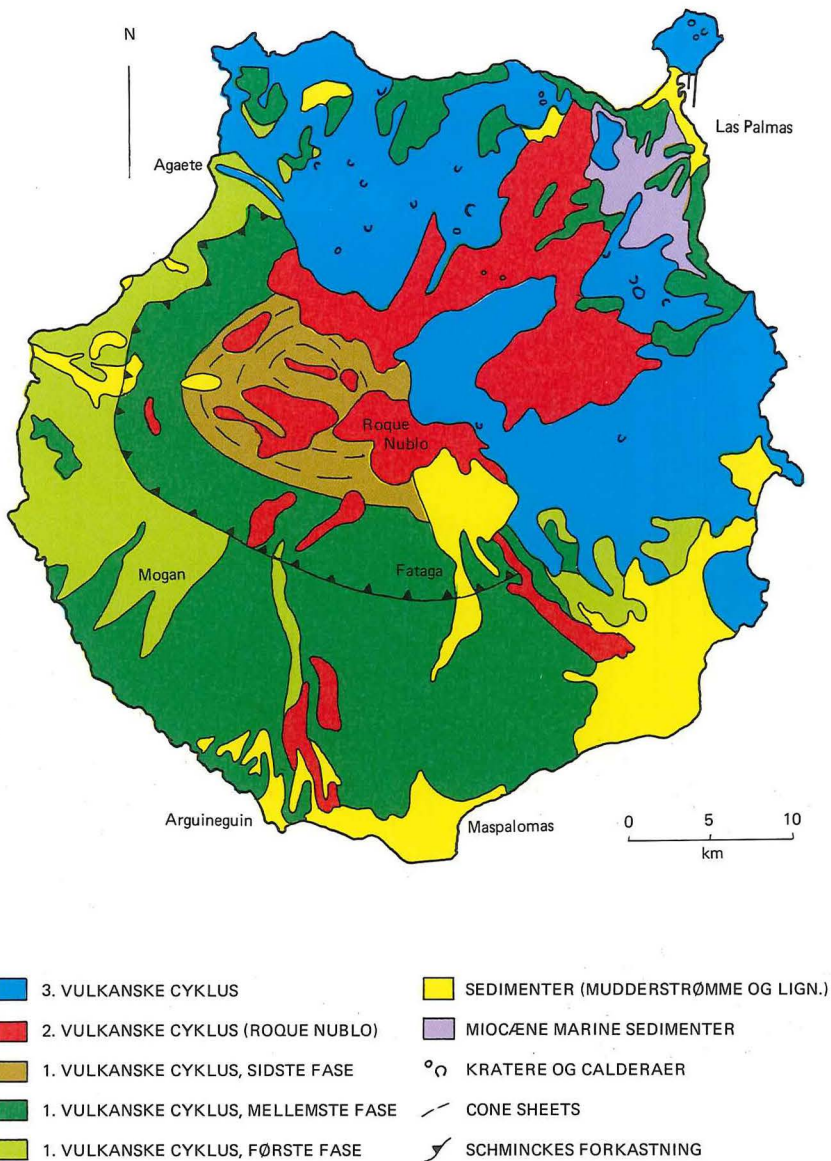
Gran Canaria er en vulkanø. De vulkanske aflejringer kan opdeles i 3 veldefinerede magmacykler adskilt af mellemliggende perioder med erosion, hvor der er dannet *barrancos* (erosionsdale) og opbygget sedimentære terrasser.

Den første magmatiske cyklus henføres til Miocæn, den anden cyklus til Pliocæn, også kaldet *Roque Nublo*-vulkanismen efter den imponerende monolit i den centrale del af øen (fig. 1), og den tredje og sidste cyklus henføres til sen Pliocæn og Kvartær.

Som det fremgår af fig. 2 var udbrudsmængderne størst i initialfaserne og aftagende fra cyklus til cyklus, og udbredelsen af de forskellige cyklers bjergarter er vist på fig. 3.



Figur 2. Oversigt over hændelsesforløbet for Gran Canaria i de sidste ca. 15 millioner år. Til venstre angiver "tungerne" de 3 vulkanske cykler, hvoraf den første var næsten 10 gange større i lavaproduktion end de senere. I midten ses tidspunkterne for calderadannelse, cone sheets og Roque Nublo. Til højre er meget skematisk vist tidsrum for større erosionsfaser med dannelse af sedimentter til følge (jordskred, mudder- og flodstrømme). Et enkelt niveau med marine aflejringer er indlagt. Farverne svarer til de i figur 3 anvendte.



Figur 3. Forenklet geologisk kort over Gran Canaria.

Morfologi

Det mest iøjnefaldende ved overfladeformerne på Gran Canaria er de mange barrancos (erosionsdale), som radierer ud fra øens centrum. Barranco'erne er dannet i forbindelse med intensiv vanderosion, og deres nuværende udseende er naturligvis udformet siden de sidste udbrud. Barrancodannelsen har dog fundet sted i hele øens historie, idet man flere steder kan finde gamle - nu opfyldte barrancos, som senere er blevet gennemskåret af yngre (fig. 4 og 5).



Figur 4. En barranco (erosionsdal) på Gran Canaria. Barranco'erne blev især dannet i tidsrummene mellem de vulkanske cykler, hvor forvitring og vanderosion fjernede det løsnede materiale og skabte dybt nedskårne dale.

Et andet morfologisk fænomen er caldera'er, som vist på fig. 6. En caldera dannes i forbindelse med tømningen af et magmakammer, hvorved der sker en ned-synkning af vulkanens top. Den tyske geolog H. U. Schmincke har således på-



Figur 5. Ældre opfyldt barranco, der gennemskæres af en yngre.



Figur 6. Caldera

stået, at øens centrale del netop er en kæmpecaldera (*Caldera de Tejeda*), men den er - kan man roligt sige - meget vanskelig at få øje på i landskabet. Til støtte for teorien er vel kun den forkastning, 'Schminckes forkastning', som gennemskærer området (fig. 7).

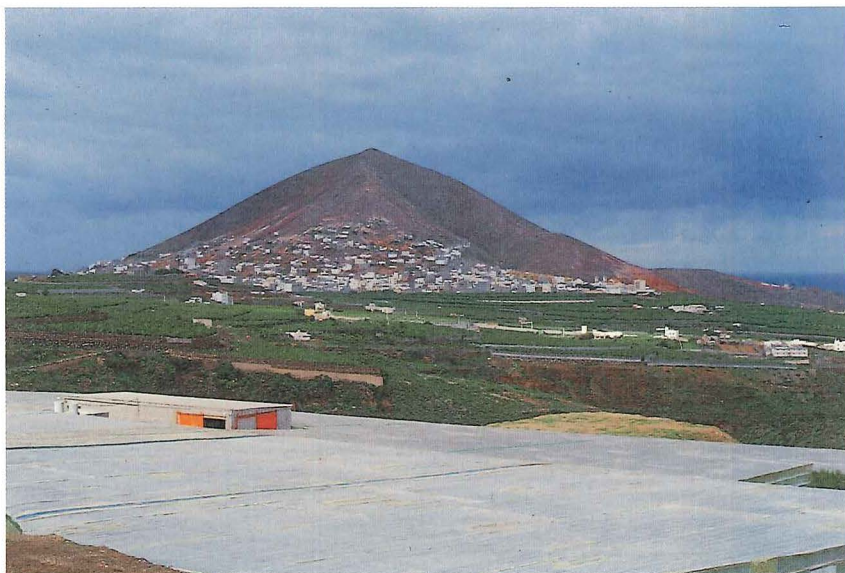


Figur 7. Schminckes forkastning.

Det tredje særegne morfologiske træk kendetegner den nordlige del af øen, nemlig en række 'cinder cones' (askekegler), der er knyttet til den yngste vulkanske aktivitet, og som er vulkankegler opbygget af løse udbrudsprodukter. Disse 'cinder cones' er så unge, at erosionen endnu ikke har formået at fjerne dem, se fig. 8.

Lavadækkernes former

På Gran Canaria er et stort antal varierede lavatyper repræsenteret. Af særlig in-



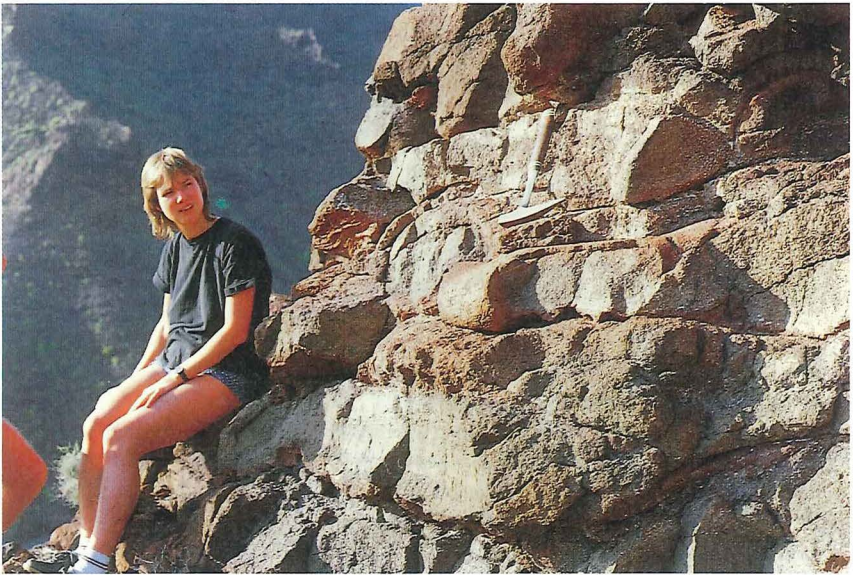
Figur 8. Cinder cone (askekegle), Pico de Galdar.

teresse kan nævnes bloklava (der med den traditionelle betegnelse fra vulkanøen Hawaii kaldes *aa*). Denne lavatype er 'rodet' og 'knudret' og er vist i fig. 9. Pladelava (Hawaii-betegnelse: *pahoehoe*) har ofte en jævnere overflade og er dannet af sejtflydende lava, der har bevæget sig som på 'larvefødder' oven på sit eget materiale. Herved er frontlavaer hele tiden blevet dækket af bagfrakommende lava. Den gasmængde der er i flydende lava søger opad, hvorfor der ofte er særligt mange hulrum efter gasbobler i den øvre del af lavadækkerne. En lille varm lavastrøm kan bryde op gennem sin egen skorpe og sende en tunge ud på den størknede overflade. Det er disse tunger, der har givet lavaen navn ('tovværkslava'), se fig. 10.

En særlig lavatype er pudelava, der er lava, som er størknet under vand. Her foregår afkølingen så hurtigt, at den flydende lava størkner til pude- eller sækkelignende former, der flades ud af vægten af nye overliggende puder. Hver enkelt 'pude' har en glasagtig overflade, mens pudens indre dele er mere bløret. I udseende kan det være svært at skelne pahoehoe-tunger fra pudelava, men pudelava har altid en karakteristisk radierende opsprækning og ofte blærefyldte kerner (fig. 11), mens pladelavaens tunger mangler denne opsprækning. Denne skelnen er betydningsfuld, idet den ene type, pladelavaen, er dannet over havoverfladen, mens den anden, pudelavaen, er størknet under vand.



Figur 9. Bloklava (Aa).



Figur 10. Pladelava af pahoehoe-typen.



Figur 11. Pudelava over marine lag fra *Báhia del Confital*.

Lavadækkernes bjergarter

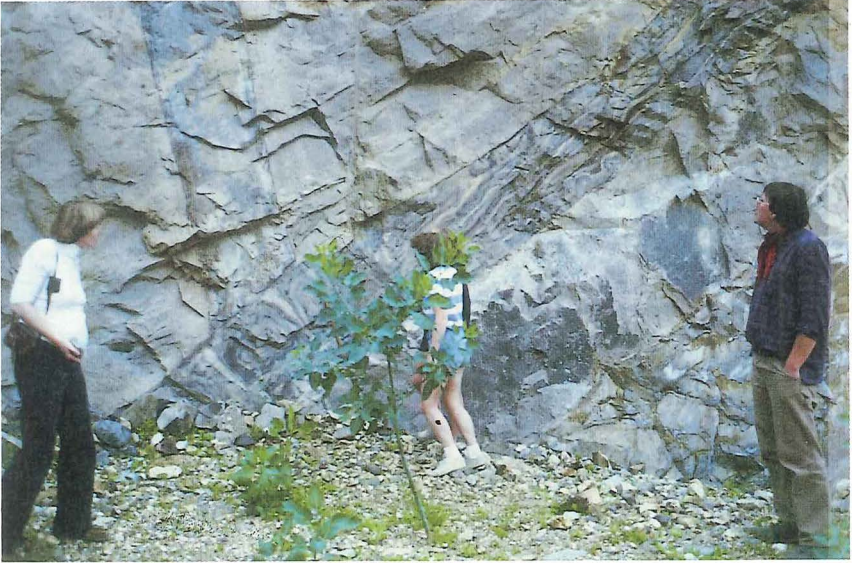
På Gran Canaria er lavadækkernes bjergarter dels de 'mættede' (basalt og trakyt) og dels de 'undermættede' (phonolit og nephelinit), der dominerer, idet kiselsyreindholdet (SiO_2) er relativt beskedent i de fleste af udbrudsserierne, men den SiO_2 -rige bjergart rhyolit findes dog også.

I basalterne ses ofte smukke veludviklede strørkorn af olivin og pyroxen, men som det er karakteristisk for vulkanske bjergarter, der størkner på jordoverfladen, er de enkelte krystaller kun sjældent store. Phonolitbjergarterne har en karakteristisk syngende klokkelyd, når man slår på dem med en hammer. Phonoliter findes blandt andet i *Fataga-dalen* og kan også 'anslås' på spadsereturen op til *Roque Nublo*.

Trakyt-bjergarter kan man finde i de koncentriske sprækkesystemer, der opstod ved dannelsen af *Caldera de Tejeda*. Sprækkerne blev udfyldt med flydende materiale, der blev presset op på samme måde, som indholdet i en fyldt flaske vil presses op, når man stikker en finger ned i flaskehalsen (fig. 12).

De løse udbrudsprodukter

Løse vulkanske udbrudsprodukter findes mange steder på Gran Canaria. De er, i modsætning til lavastrømmene, dannet ved at magma 'sprøjtes' ud af vulkanen ved frigørelse af gasser, og størkningen finder sted ved nedfaldet gennem luften.



Figur 12. Cone sheets.

Der skelnes mellem flere typer løse udbrudsprodukter, blandt andet tuff (kompakteret aske og støv), lapilli (ærtestore stærkt blærede askekorn), slagger og pimpsten (større henholdsvis basaltiske og rhyolitiske blærefyldte udbrudsprodukter) og vulkanske bomber. Blandt andet ved *Pico de Arucas* kan man se hele bjerge af lapilli (fig. 13), og slagger er vidt udbredt ved *la Canaria de las Arenas*.

Ignimbriter

En speciel og for Gran Canaria meget karakteristisk bjergart er *ignimbriter* - også kaldet svejsetuffer. De dannes ved meget voldsomme aske- og gasudbrud, hvor de gasfyldte udbrudsprodukter bevæger sig hen over jordoverfladen med stor hastighed og breder sig ud over store arealer. Ved aflejringen er materialet så varmt, at tuffbestanddelene, faste udbrudsprodukter, fragmenter af sidestenen, glasstumper, pimpsten og lapilli øjeblikkeligt svejses sammen, i modsætning til almindelige tuffer, hvor cementering og kompaktering først sker senere. Ignimbritstrømme er ofte lagdelte med en 'løsere' under- og overside, hvor afkølingen er sket hurtigere end i det mere kompakte midterparti, der tit er meget massivt med flydestrukturer (fig. 14). I grænserne mellem de enkelte ignimbritlag ses undertiden rødlige jordbundshorisonter (laterit-profiler), som er dannet ved forvitring i de øvre dele af den nedre ignimbritstrøm (fig. 15), hvilket vidner om, at der tidsmæssigt har været ophold mellem de enkelte strømme.



Figur 13. Vejprofil visende lapilli ved Pico de Bandama.

Ikke-vulkanske aflejringer

De ikke-vulkanske aflejringer på Gran Canaria består hovedsageligt af forvittringsprodukter fra de vulkanske bjergarter, og de er især aflejret i bunden og langs siderne af barranco'erne. Derudover findes der nogle få marine horisonter, der er dannet ved transgressioner af havet i tiden mellem første og anden magmacyklus. Ved *Báhia del Confital*, på øens nordkyst lige vest for *Las Palmas*, ses dels et marint lag overlejret af pudelava, og dels *Lahars*, der er afsætninger af vulkanske mudderstrømme. Lahars består af forvittringsmateriale i-blandet fragmenter fra vulkanudbrud - bomber, pimpsten og lignende, samt plante- og træstykker fra landjorden. Ofte er det karakteristisk, at de største og tungeste partikler ligger øverst, sandsynligvis fordi bevægelsehastigheden i bunden af den vandfyldte strøm var større, end i de overfladenære lag. Fra nutidige strømme ved man, at hastigheder på op til 25 - 30 km/t ikke er ualmindelige i vulkanske mudderstrømme, der f. eks. kan opstå ved tømning af en kratersø.

Strandsandet på Gran Canaria er meget forskelligt fra det, vi kender fra de danske strande. Som oftest er det sort, gråt eller rødt, idet det overvejende består af pyroxen, feldspat og olivin. Det er altså ikke forurening, der farver sandet, men en anden mineralsammensætning end den danske, hvor kvarts og feldspat dominerer.



Figur 14. Ignimbriter.

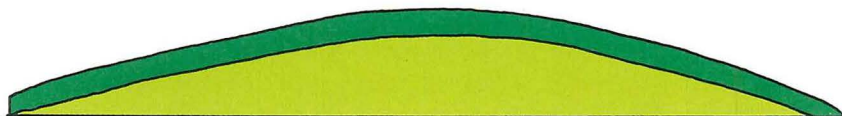


Figur 15. Vejprofil visende ignimbritstrømme. Rødfarvning skyldes laterit.

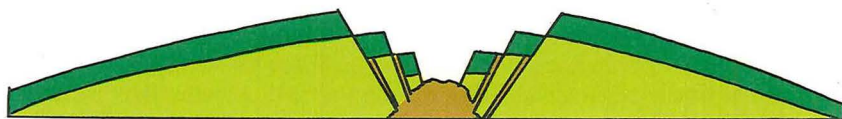
Gran Canarias udviklingshistorie

En sammenstilling af Gran Canarias meget komplekse udvikling vil nødvendigvis være behæftet med en række generaliseringer. Udviklingen søges beskrevet ved hjælp af et 'tænkt' profil fra sydvest mod nordøst:

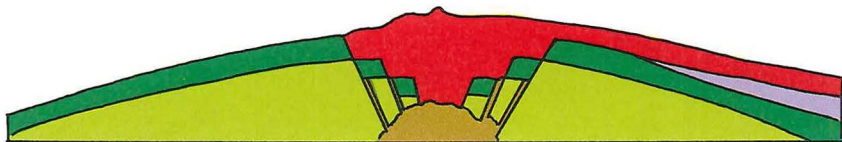
I tidlig Miocæn dannedes en stor skjoldvulkan med basaltisk sammensætning (fig. 16). De ældste bjergarter ses i øens sydvestlige og sydøstlige dele. Over disse gamle basalter ligger der stedvis tykke ignimbritstrømme, der blandt andet kan ses i vejsiderne mellem *Arguineguin* og *Mogan*.



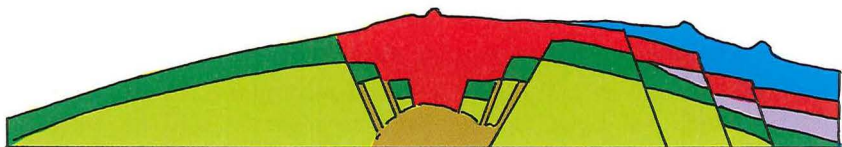
Figur 16



Figur 17



Figur 18



Figur 19

Figur 16 - 19. Idealiserede profiler fra sydvest mod nordøst gennem Gran Canaria, visende hovedstadierne i den vulkanske udviklingshistorie. Farverne er de samme som i figur 3. Forklaring er givet i teksten.

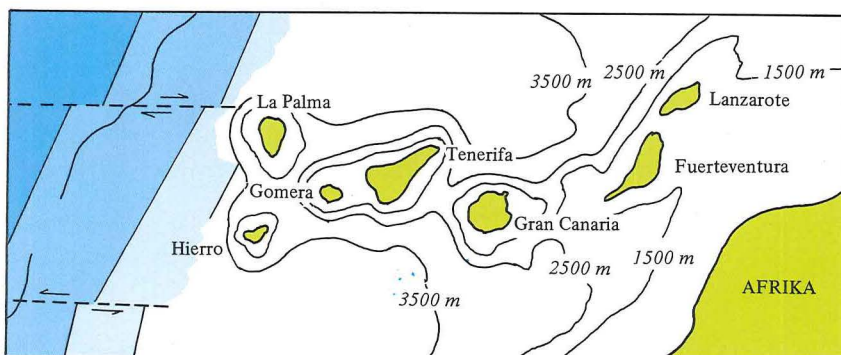
Den centrale del af øen faldt sammen, hvorved Caldera de Tejada blev dannet og de koncentriske sprækker ('cone sheets') udfyldtes med trakytiske materialer (fig. 17). I slutfasen af indsynkningen dannedes der udelukkende lava inde i calderaen, mens der blev afsat lahars og marine sedimenter uden for denne.

Udviklingen fortsatte med den højeksplosive Roque Nublo-vulkanisme (fig. 18), den anden magmacyklus, hvorunder calderaen blev fyldt helt op. I takt hermed sank den nordlige del af øen så meget ind, at der skete flere mindre marine transgressioner, men også lahars tilhørende den senere del af Roque Nublo-vulkanismen, lahars, der er strømmet ud gennem gamle barrancos. I en sen fase flød der også lava ud, som størknede til pudelava.

Indsynkningen af øens nordlige dele fortsatte, og samtidig flyttedes de vulkanske udbrudscentre mod nord. Det er udelukkende på øens nordlige del, at der findes aflejringer fra den tredje magmatiske cyklus (fig. 19). De mange vulkankegler på øens nordlige del er dannet i forbindelse med denne fase.

Geologiske overvejelser

Den foreløbig sidste vulkanske aktivitet på Gran Canaria er dateret til at være omkring 3.500 år gammel, men der har været udbrud på de øvrige Kanariske Øer (med undtagelse af Gomera) i historisk tid (fig. 20). Absolut datering af vulkankomplekset, der er et af de største i oceanerne, har været problemfyldt. Det skyldes blandt andet, at de ældste bjergarter ikke er blottede, man kender dem kun fra borer, der af økonomiske grunde er fåtallige. Man kan således ikke

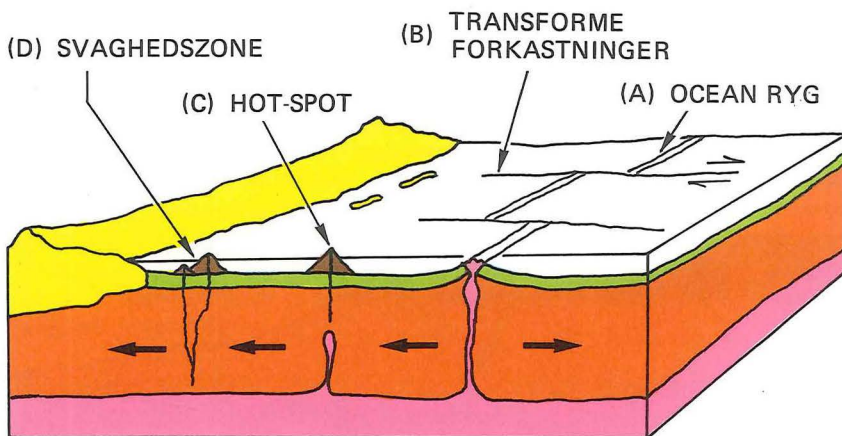


Figur 20. Kort over de Kanariske Øer visende placeringen i forhold til Afrika. I kortets vestlige del er med forskellige nuancer af blå vist alderen på ocean-skorpe på baggrund af geomagnetiske målinger. Den mørkeste blå viser oceanbund yngre end 16 millioner år, mellemste blå farve viser aldre mellem 16 og 22 millioner år, og lyseste blå viser aldre mellem 22 og 25 millioner år. Stiplede linier angiver beliggenheden af kendte transformeforkastninger. Kurverne angiver havdybden i meter.

være sikker på, at man har fået fat i de ældste bjergarter overhovedet, men det synes dog sandsynligt, at alle øerne er dannet inden for de sidste 20 millioner år (fra Miocæn til nu), og de få dateringer synes også at vise, at de vestlige øer er yngre end de østlige.

Spørgsmålet om, hvad der i det hele taget er - eller har været årsag til den vulkanske aktivitet i området har givet anledning til en del diskussion. I det følgende redegøres for nogle af de teorier omkring dannelse af vulkanøer, der har været anvendt i forbindelse med de Kanariske Øer.

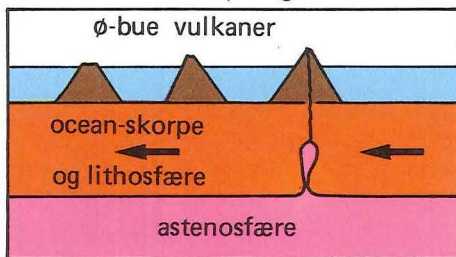
Figur 21 viser fire forskellige teoretiske placeringer af ø-gruppen. Med en placering ved A vil det forudsætte, at de Kanariske Øer er dannet på et meget tidligt tidspunkt for Atlanterhavets dannelse. Spredningszonen, hvorover A ligger, er forårsaget af brud helt ned til astenosfæren, hvorfra olivinrige bjergarter og basalt er trængt op og dannet ny oceanbund langs spredningszonen, og med jævne mellemrum også vulkanøer. Denne model svarer til den måde, som Færøerne og Island er dannet på.



Figur 21. Diagram visende nogle mulige dannelsessteder for vulkanøer som omtalt i teksten. Lysilla farve angiver astenosfæren, orange farve angiver lithosfæren og gul er kontinentalskorpe. Oceanskorpe er vist med grønt. Pilene angiver bevægelsesretningen for oceanskorpe.

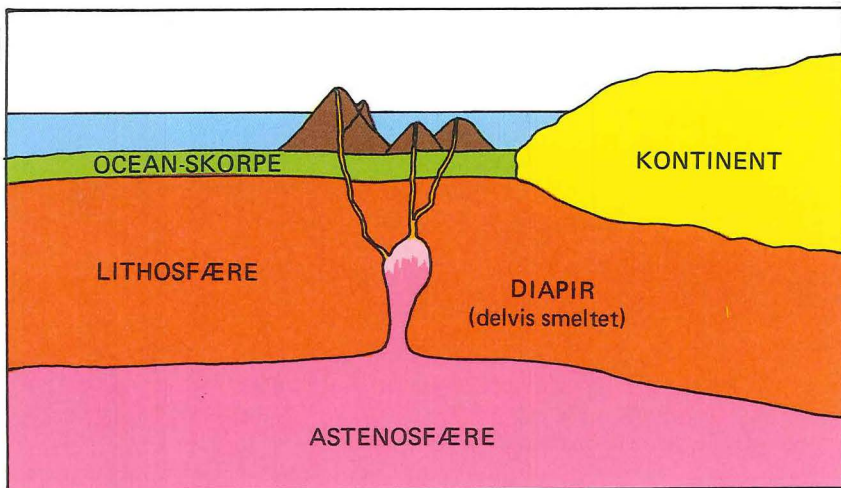
En placering ved punkt B illustrerer en mulig dannelse over en transforme forkastning. Transforme forkastninger ligger på tværs af spredningszonerne og er opstået ved spændinger i jordskorpen som følge af pladernes uensartede bevægeshastigheder. Vulkanisme, der er knyttet til transforme forkastninger, er ofte betinget af opsmeltning i oceanbundsskorpen og ovenliggende sedimenter, så der dannes et magmakammer, der hyppigst giver ophav til bjergarter som rhyolit og andesit.

En model med udgangspunkt i en placering over et 'hot-spot' (C i fig. 21) forudsætter at der lokalt er et meget varmt område i astenosfæren, et område, som ligger stationært i forhold til de bevægende stive plader oven over. Med flytning af pladerne vil de dannede vulkanske aflejringer også blive flyttet i forhold til varmecentret, og der dannes en kæde af vulkanøer, som man mener, det er tilfældet med Hawaii, se fig. 22.



Figur 22. Dannelse af vulkanørække over 'hot-spot'.

Den sidste mulige placering, der er vist i fig. 21 D er ved en svaghedszone, der tænkes opstået i nærheden af grænsen mellem oceanbundsskorpe og kontinentalskorpe på grund af temperaturændringer eller forkastninger i grænsezonen eller en kombination af begge. Her kan magma fra astenosfæren trænge op som diapirer, der fra tid til anden kan give ophav til vulkanudbrud, som vist i fig. 23.



Figur 23. Dannelse af vulkanøer langs opsprækket rand mellem oceanbund og kontinental skorpe.

Et af hovedproblemerne med at afgøre, hvilken af modellerne der passer bedst for de Kanariske Øer er, at man har et manglende kendskab til den underliggende lithosfæreplade, er den kontinental eller er den oceanisk? Ved hjælp af

seismiske undersøgelser er man ikke kommet langt. Oceanbunden omkring de Kanariske Øer er dækket af flere kilometer tykke lag af sedimenter, der gør en bestemmelse af underlagets karakter meget vanskelig. Man har også forsøgt sig med magnetiske målinger, men igen slører det tykke sedimentlag underlagets beskaffenhed. Som det fremgår af figur 20 har det ikke været muligt at registrere magnetiske forskelle (anomalier) i områderne i umiddelbar nærhed af ø-gruppen. Det kan naturligvis skyldes, at der ikke er magnetiske forskelle, hvilket så ville tyde på, at underlaget er kontinentalskorpe, eller at en meget intensiv opsprækning med mange vulkanske tilførselskanaler vanskeliggør en sand tolkning. De manglende magnetiske anomalier gør det også vanskeligt at vide, om de transforme forkastninger (fig. 21 B) fortsætter ind under øerne.

Alt i alt tyder de samlede undersøgelser på, at der under Gran Canaria og de øvrige vestlige øer findes oceanbundsskorpe, mens meget taler for, at der er kontinentalskorpe under de østlige øer - Fuerteventura og Lanzarote, og til trods for manglende sikre seismiske resultater (på grund af de tykke sedimentlag), synes området at være påvirket af et forkastningssystem parallelt med den afrikanske kyst. Hvis nogle af de Kanariske Øer ligger på kontinentalskorpe, kan deres oprindelse ikke sættes direkte i forbindelse med oceanbundsspredning, og bjergartsmæssigt synes der også at være for mange typer, til at de kan passes ind over en spredningszone, hvor man forventer nogenlunde ensartede bjergarter, især af basaltisk sammensætning. Island, der ligger over en spredningszone, har dog også afvigende bjergartstyper, som f. eks. rhyoliter, men de menes at være dannet ved lokal magmatisk differentation i mindre magmakamre. Et yderligere argument imod en sammenhæng mellem en spredningszone og de Kanariske Øer er, at øerne så burde være meget ældre, når den gennemsnitlige spredningshastighed er omkring 2.5 cm/år.

Den magmatiske udvikling, som den er kendt fra Hawaii, der ligger over et 'hot-spot', burde give en bjergartsfølge begyndende med olivinbasalter og sluttende med sure, SiO_2 -holdige alkaline bjergarter. En sådan udvikling synes også at have fundet sted i den første magmacyklus på Gran Canaria, men kun i mindre grad i de to følgende cykler, hvor lavaen generelt har været surere og udbrudsformen mere eksplosiv. Tilstedeværelsen af mere eller mindre samtidige udbrud på alle øerne synes heller ikke at fremme ideen om 'hot-spot'-modellen, hvor den vulkanske aktivitet burde flyttes konsekvent med pladebevægelsen.

Et forkastningssystem parallelt med den afrikanske kyst, omtrent fra Madeira i nord til Cape Verde i syd er antydnet ud fra de seismiske undersøgelser. Det kunne således tænkes, at de Kanariske Øer ligger i en svaghedszone, som angivet i princippet i fig. 21 D. Der har været udbrud på samtlige øer (med undtagelse af Gomera) indenfor de sidste 5000 år, og det kan måske tolkes som resultat af tilstedeværelsen af stabile diapirer, hvorfra magmaet kan dannes. En tilnærmelses-

vis stationær sprækkezone, i hvilken magma trænger op, giver mulighed for at et større vulkansk område kan være aktivt gennem en længere periode.

Den model, der bedst tilfredsstillende den cykliske aktivitet og den store variation i bjergartssammensætningen på Gran Canaria, synes at være den i fig. 21 D viste i en svaghedszone mellem kontinental - og oceanbundsskorpe med mulighed for opsmeltning såvel af underlaget som af de ovenliggende sedimenter. Men øgruppens dannelse er kompleks, mange forskellige faktorer har sikkert haft indflydelse på den rigt varierede form for vulkanisme og lokaliseringen af den.

Vi håber, at denne artikel har øget interessen for at holde ferie på Gran Canaria - af andre grunde end blot sol og strand.

HVORFOR HEDDER BJERGARTER DET DE GØR ?

Man skulle umiddelbart tro, at der blandt geologer var enighed om betydningen af bjergartsnavne som granit, syenit og gabbro. Sådan er det da efterhånden også blevet, men da geologi i slutningen af forrige århundrede udviklede sig i mere videnskabelig retning, var dette langt fra tilfældet. Dengang herskede forskellige 'skoler', for eksempel i Tyskland, USA og Rusland, der hver havde deres systemer til at klassificere og navngive bjergarter efter. Resultatet af dette var, at det for at læse en geologisk afhandling var nødvendigt at vide, hvilken af skolerne forfatteren fulgte. Denne situation var ret uholdbar og havde ofte helt uoverskuelige konsekvenser, når forfatteren skrev i øst og læseren læste i vest. Derfor gjordes da også en del forsøg på at nå frem til en internationalt akcepteret og entydig måde at klassificere bjergarter på, men indtil omkring 1970 havde intet sådant system vundet international anerkendelse og udbredelse.

I midten af 60'erne forsøgte professor Albert Streckeisen fra Bern at skabe et sådant klassifikations-/navngivnings-system for magmatiske bjergarter på grundlag af en spørgeskemasundersøgelse. Resultatet af denne geologiens største opinionsundersøgelse vakte stor opmærksomhed og førte til, at Den Internationale Geologiske Union nedsatte en kommission, hvis opgave det blev at fremlægge forslag til navngivning af magmatiske bjergarter. Kommissionens forslag er løbende blevet offentliggjort i internationale geologiske tidsskrifter til kommentering. I en artikel senere i dette nummer skal vi kort omtale det af de foreslåede klassifikationssystemer, der har vundet mest udbredelse til navngivning af magmatiske bjergarter, nemlig de såkaldte 'Streckeisen diagrammer'.

- se side 94.

Forudsigelse af jordskælv

af Stig Schack Pedersen

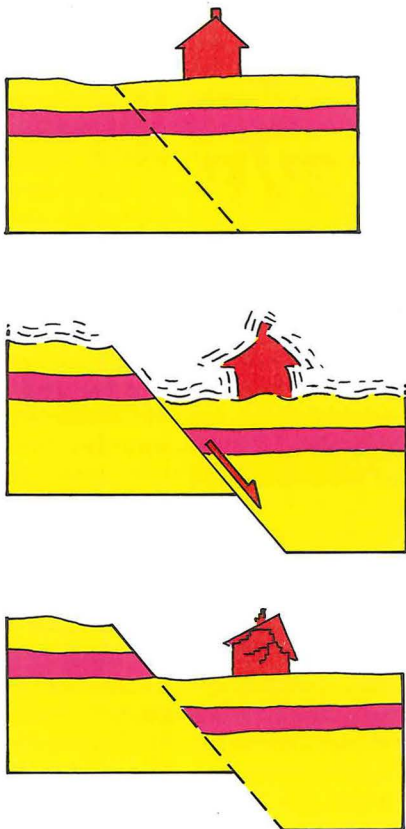
I midten af juni måned 1985 blev Øresundsregionen udsat for et middelstort jordskælv. Flere mennesker oplevede for første gang den ubehagelige fornemmelse af uhygge, en jordskælvsrystelse medfører. Et par dage senere blev geologen Claus Heinberg interviewet i TV om jordskælvsfare - specielt i Øresundsregionen med henblik på den mindre heldige placering af atomkraftværket Barsebäck. Barsebäck ligger rent faktisk inden for den Fennoskandiske randzone, der er karakteriseret af adskillige forkastninger, og chancen for at Barsebäck rammes af en større jordrytelse (større end 5 på Richterskalaen) er mere end 10 % inden for 100 år.

Helt naturligt rejser det spørgsmål sig, om det er muligt at forudsige jordskælv. Svaret på spørgsmålet er ja - med forbehold for hvilken geografisk region, man befinder sig i. Man kan måle og forudsige, at et jordskælv vil indtræffe, og metoden med tilhørende dokumentation til at foretage disse forudsigelser blev sidste år beskrevet af geofysikerne P. Varotsos og K. Alexopoulos fra Athen. Der er nu i Grækenland oprettet et system af målestationer, som med ca. et halvt døgn varsel kan forudsige fremkomsten af større jordskælv.

Hvad er et jordskælv ?

Et jordskælv er den rystelse, der finder sted, når der sker bevægelser langs en forkastning i den sprøde og stive del af jordskorpen (fig. 1). Ofte vil man efter et jordskælv kunne se sprækker i jordoverfladen, sprækker der direkte markerer, hvordan forsætningen har været langs forkastningen (se VARV 1984/4).

Faren ved de fleste jordskælv er ofte de sekundære følger såsom antændelse af brande, udløsning af store jordskred, og langs med kystområder *tsunamis*. En tsunami er en stor bølge på havet, der er opstået som følge af en jordrytelse på havbunden. Bølgen kan være 10-30 meter høj, når den når kysten, og den bevæger sig med en hastighed på omkring 100 km/time. En sådan pludselig bølge, der - på en ellers stille og fredelig dag - skaber totalt kaos ved at kaste både på land og vælte alt omkuld, er i mindre målestok kendt fra Øresundsregionen. Hvis nogen af VARVs læsere har oplevet sådanne begivenheder, vil vi gerne høre om dem.



Figur 1. Jordskælv opstået ved normalforkastning. Størstedelen af denne type jordskælv starter ved basis af den sprøde øverste del af jordskorpen i ca. 6-12 km's dybde, og hyppigst vil forkastningsplanet hælde mellem 30 og 60 grader.

Registrering af Jordskælv

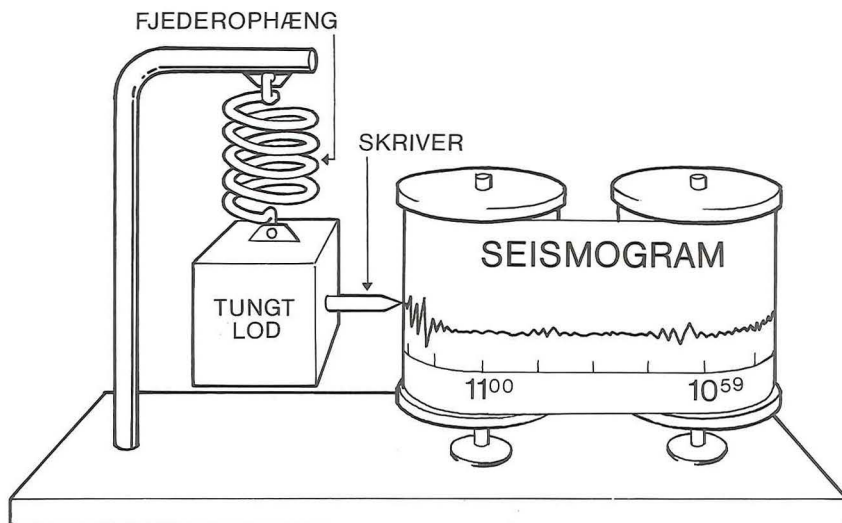
Registrering foretages ved hjælp af en seismograf (fig. 2). Med forskellige måleopstillinger er det muligt at bedømme de forskellige jordskælvsbølgers indbyrdes styrke og hastighed. Desuden kan man ud fra flere seismiske stationers registrering af det samme jordskælv beregne, hvor epicentret ligger, og hvor dybt jordskælvets focus ligger (focus er det sted i jorden, hvor forskydningen finder sted, og epicentret er det punkt på jordoverfladen, der ligger lige over focus).

Naturligvis kan man ud fra registrering af jordskælv beregne sandsynligheden for nye jordskælvs optræden forskellige steder, men hvordan forudsiger man direkte, at et nyt jordskælv vil finde sted ?

Forudsigelse af Jordskælv

Forudsigelsen af jordskælv er baseret på den ide, at det dybtliggende jordelektriske felt undergår målbare forandringer under den gradvise opbygning af det

overtryk, der udløser et jordskælv. Målingen af de dybtliggende elektriske felter er foretaget af russerne i Kamchatka siden 1966. Her har man konstateret en vis sammenhæng med et fald i feltstyrken i 3-16 dage før et større jordskælv, men man har endnu ikke forsøgt at sætte disse målinger i system, så det kan fungere som varslingsystem.



Figur 2. Sådan måles jordskælv: Når jorden skælver, vil hele den viste opstilling ryste med undtagen det tunge lod, der på grund af sin store energi vil hænge stille. Relativt vil det derfor virke, som om lodet hopper op og ned, medens dets udsving aftegnes på papirrullen (seismogrammet).

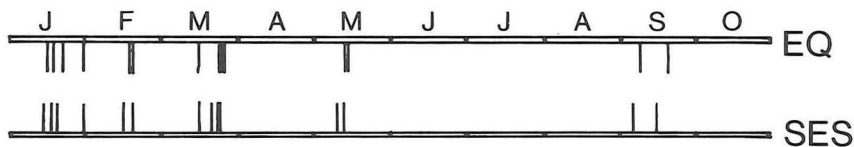
I Japan har man 60 km syd for Tokyo siden 1968 forsøgt at måle forandringer i den elektriske modstand ved at sende strøm gennem jorden mellem to ydre elektroder med få meters afstand. Ved hjælp af to indre elektroder måles potentialeforskellen. Denne metode giver dog kun modstandsvariationen i de øverste jordlag og skulle ikke nå i dybden, men 21 gange ud af 30 har det været muligt at se modstandsfald nogle timer før et jordskælvshock. I Japan har man tillige kunnet måle fald i selvpotentialet og det magnetiske felt, men ingen af disse metoder kan kunnet anvendes som varslingsystem. Derimod har man i Kina siden 1970 været i stand til at måle udsving i jordelektriske strømme, udsving som var sammenfaldende med jordskælv. Denne såkaldte 'kineser effekt' består i et fald i den elektriske jordspænding ca. 5 timer før jordskælvet, og efter jordskælvet opbygges den samme spænding igen.

Den græske metode består i at måle en forbigående forandring i det elektriske

jordfelt, som optræder mange timer før jordskælvet. Metoden betegnes SES, hvilket står for Seismisk Elektrisk Signal, og måleopstillingen er ret simpel, idet man blot begraver to messingelektroder i 2 meters dybde med ca. 100 meters mellemrum og måler spændingen imellem dem.

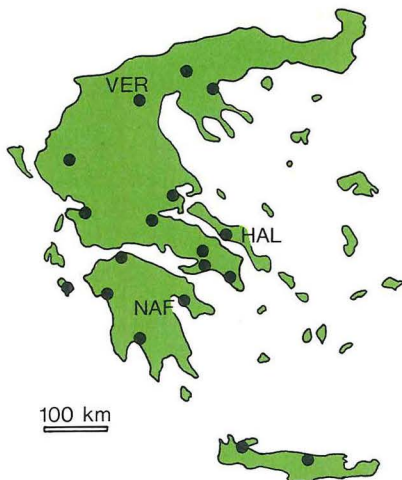
Variationer i Jordens elektriske felt forud for Jordskælv

Siden marts 1981 har man på forskellige målestationer i Grækenland målt den jordelektriske feltstyrke. Efter at have trukket støjen fra forskellige atmosfæriske forstyrrelser fra, har man fundet en systematisk sammenhæng mellem et kortvarigt spændingsfald (SES) og et jordskælv 6 til 115 timer efter (fig. 3).

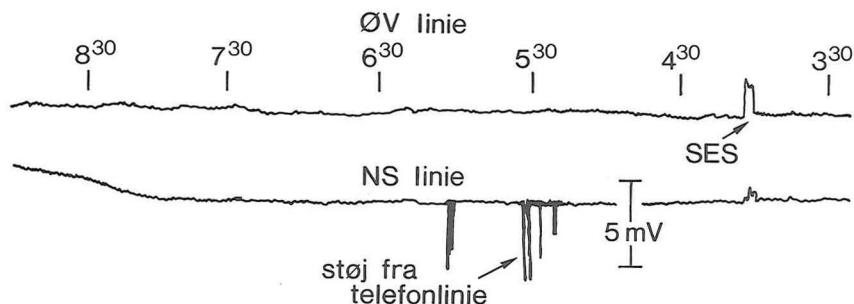


Figur 3. Tidsskema fra en enkelt målestation visende sammenhæng mellem jordskælv (EQ) og registrerede seismiske signaler (SES) for en 10 måneders periode (Januar-Oktober) i 1983. Jordskælvenes styrke er alle større end $M=5$, og SES intensiteterne er større end $\Delta V=0.5$ mV.

Da SES er en forandring af et elektrisk felt sker udbredelsen næsten med lysets hastighed. Man kan derfor forvente at måle det samme signal på samme tid ved forskellige stationer. Derfor har man siden slutningen af 1982 målt SES ved 18 forskellige stationer, der ligger jævnt fordelt ud over Grækenland (fig. 4). Et typisk måleresultat er vist i fig. 5.



Figur 4. Kort over Grækenland, med beliggenheden af målestationerne angivet. De tre senere omtalte stationer er fremhævet med bogstaver.



Figur 5. Et forenklet eksempel på registrering af SES. Bemærk at signalet ved den viste episode er størst på ØV-linien. Samtidig kan det ses, at NS-linien er den mest magnetisk følsomme, da den giver udslag selv for telefonliniens elektromagnetiske felt. Bemærk tillige intensitetsfaldet på NS-linien omkring kl. 8.00. Dette fald kan muligvis fortolkes som 'kineser-effekten' forud for selve jordskælv, der indtrådte kl. 13.30.

Ved hver station måles der både mellem to elektroder opstillet i N-S retning og mellem to i Ø-V retning. Det dybtliggende jordelektriske felts natur er endnu ikke fuldstændigt forstået. For eksempel kan SES tydeligt optræde på en stat-

Størrelsen af Jordskælv

Jordskælvenes styrke (M) kan beregnes fra følgende formel:

$$M = \log \frac{A}{T} + f(\Delta, h)$$

hvor A er jordskælvsbølgens største amplitude (udsving), som måles i micrometer. T er jordskælvsbølgens periode, det vil sige den tid, det tager for en bølgelængde at passere et bestemt punkt. Δ er den epicentrale vinkel, nemlig vinklen mellem målepunktet og jordskælvets epicenter set fra jordskælvets focus. h er dybden fra epicenter til focus.

Seismologen C. F. Richter opstillede i 1935 'Richter skalaen' for målinger af jordskælv fra dybder på ca. 10-20 km i Californien. Seismologen M. Båth fra Sverige har i 1967 foreslået følgende ligning for måling af overfladebølgernes styrke (M_s):

$$M_s = \log \frac{A}{T} + 1.66 \log \Delta + 3.3$$

Denne ligning danner nu basis for den mest almindelige brugte skala til bedømmelse af jordskælvsstyrken. Bemærk at skalaen er logaritmisk, hvilket betyder, at et jordskælv med $M_s = 4$ er 10 gange så kraftigt, som et med $M_s = 3$, og $M_s = 5$ er 100 gange kraftigere end $M_s = 3$.

ions N-S linie, uden at der ses nogen ændring på Ø-V linien, og samtidig kan der mellem 2 stationer, der har registreret SES, optræde en station, hvor der ikke er målt nogen ændring. Ved hver station er ΔV -skalaen blevet kalibreret, og ved til stadighed at sammenligne SES fra de enkelte stationer med jordskælvsstyrken (M_S) og afstanden til epicentret har man fundet en direkte, logaritmisk proportionalitet mellem intensiteten af signalet (SES) og jordskælvsstyrken (M_S), og dermed også med afstanden til epicentret.

Den italienske seismolog G. Mercalli opstillede i 1902 en empirisk skala til bedømmelse af jordskælvsstyrker. Med en focusdybde på omkring 10 km er de beregnede M_S -værdier anført:

Mercalli	Effekt	M_S -værdi
I	Kan ikke skelnes fra en forbigående lastbil	
II	Ophængte lamper og penduler svinger	2.5
III	Vandstrålen fra et brusebad svinger, rystelsen mærkes på bare tæer	3.0
IV	Folk vækkes, biler rokkes og vinduer rasler	3.5
V	Føles af alle	
VI	Puds revner, møbler vælter	
VII	Puds falder af væggene, rystelser mærkes i kørende biler	5.5
VIII	Frie vægge vælter, vandspejl i brønde ændres	6.0
IX	Bygninger ødelægges, jordledninger brækker sprækker i jordoverfladen	7.0
X	Fundamenter beskadiges, jernbaneskiner bøjes	
XI	Kun få bygninger tilbage, forkastninger i overfladen	8.0
XII	Total ødelæggelse, jorden bølger ting kastes rundt i luften	8.8

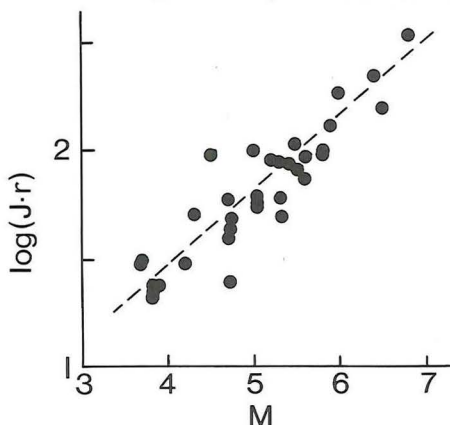
Intensiteten af et jordskælv er blandt andet afhængig af bølgeenergien. Jordskælvsstyrken (M_S) og bølgeenergien (E) sammenknyttes efter følgende formel:

$$\log E = 4.8 + 1.5 M_S$$

Græske erfaringer

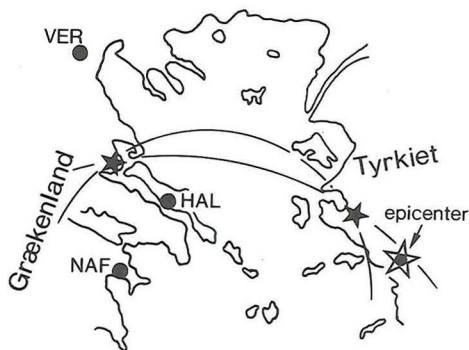
Efter at de 18 målestationer var kalibreret og efter at man havde eftervist den lineære sammenhæng mellem jordskælvsstyrken (M_S) og logaritmen til produktet af signalintensiteten (J) og afstand til epicentret (r), se fig. 6, samt efter at

have indsamlet erfaring om, hvilke jordskælvtyper der gav rimeligt genkendelige signaler, blev man nu i stand til at forudsige jordskælv. Første trin i forudsigelsen er, at man fra flere stationer modtager et SES. Lad os som eksempel antage, at man ved station A modtager et signal med intensiteten $J=0.5$ og ved station B modtager et signal med $J=0.2$. Man kan da beregne, at epicentret må ligge på en apollonisk cirkel (forholdstalscirkel), hvor punkterne på cirklen har en afstand fra A og B i forholdet $0.5/0.2$. Lad os herefter antage, at den apolloniske cirkel har en gennemsnitlig afstand fra A på 40 km, hvilket giver $J \times r = 20$. På figur 6 svarer det til en M_s værdi på ca. 3.7. Eksemplet svarer direkte til en 8 timers forudsigelse af et jordskælv den 28. maj 1983 i det østlige Grækenland.



Figur 6. Sammenhængende værdier af logaritmen til produktet af intensiteten (J) og afstanden (r) fra epicentret, og den målte tilsvarende styrke (M) af jordskælvet.

I figur 7 er der vist et andet eksempel på en jordskælvs forudsigelse. Her kan der konstrueres 2 apolloniske cirkler ud fra 3 stationers registrering af SES. De to cirkler skærer hinanden i 2 punkter, men erfaringsmæssigt kan kun det ene skæringspunkt anses for at være et sandsynligt epicenter. Det lykkedes her i juni 1983 at forudsige et jordskælv i Tyrkiet på $M_s = 4.5$. Hyppigt vil ordlyden



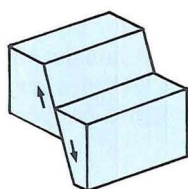
Figur 7. Konstruktion af epicentrets beliggenhed ved hjælp af apolloniske cirkler. De to stjerner viser de to mulige beliggenheder, men ud fra andre typer af erfaringer kunne det forudsiges, at jordskælvet ville forekomme i det vestlige Tyrkiet. Epicentret for jordskælvet den 9. juni 1983 med styrken $M=4,5$ er også vist.

af et telegram med en forudsigelse dog oftest lyde: Et jordskælv med styrken $M = 6.0$ kan forventes med epicenter 300 km vest for Athen eller $M = 5.0$ 170 km vest for Athen.

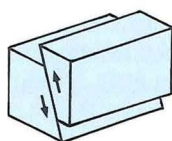
I efteråret 1983 opsummerede grækerne resultaterne fra første prøveår med jordskælvforudsigelser ved hjælp af SES for de 3 største byer: Athen, Thessaloniki og Patras. Ud af 24 jordskælv med en styrke på omkring $M = 5$ var der 18 succesfulde forudsigelser. De resterende 6 jordskælv var ikke indberettet på grund af tekniske fejl eller lignende. I 3 af tilfældene blev SES faktisk registreret, men da stationen ikke var bemannet, kunne der ikke sendes forvarsel. Grækerne er nu så sikre på deres SES system, at de entydigt konkluderer, at før ethvert større jordskælv vil der være et seismisk elektrisk signal, og efter ethvert seismisk elektrisk signal vil der altid komme et jordskælv, hvis størrelse og epicenter nogenlunde kan forudsiges.

Forudsigelse af Jordskælv i Danmark ?

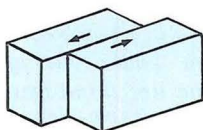
Ville det ikke være en udmærket ide, at få etableret et lignende varslingsystem i Danmark ? Hertil må man nok sige, at vi ikke må miste vor proportionssans. Alene i Grækenlands hovedstad Athen er der tale om gennemsnitlig 6 større jordskælv om året, hvorimod der for Københavns vedkommende kan gå flere 10-år mellem at et jordskælv af samme styrke registreres. Alene at få kalibreret stationerne i Danmark ville tage 25-50 år. Vi må herhjemme 'nøjes med' den glædelige konstatering, at vi faktisk befinder os i et område, der seismisk set er fredeligt og roligt i forhold til de steder i verden, hvor jorden virkelig ryster.



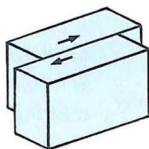
NORMAL



REVERS



SINISTRAL

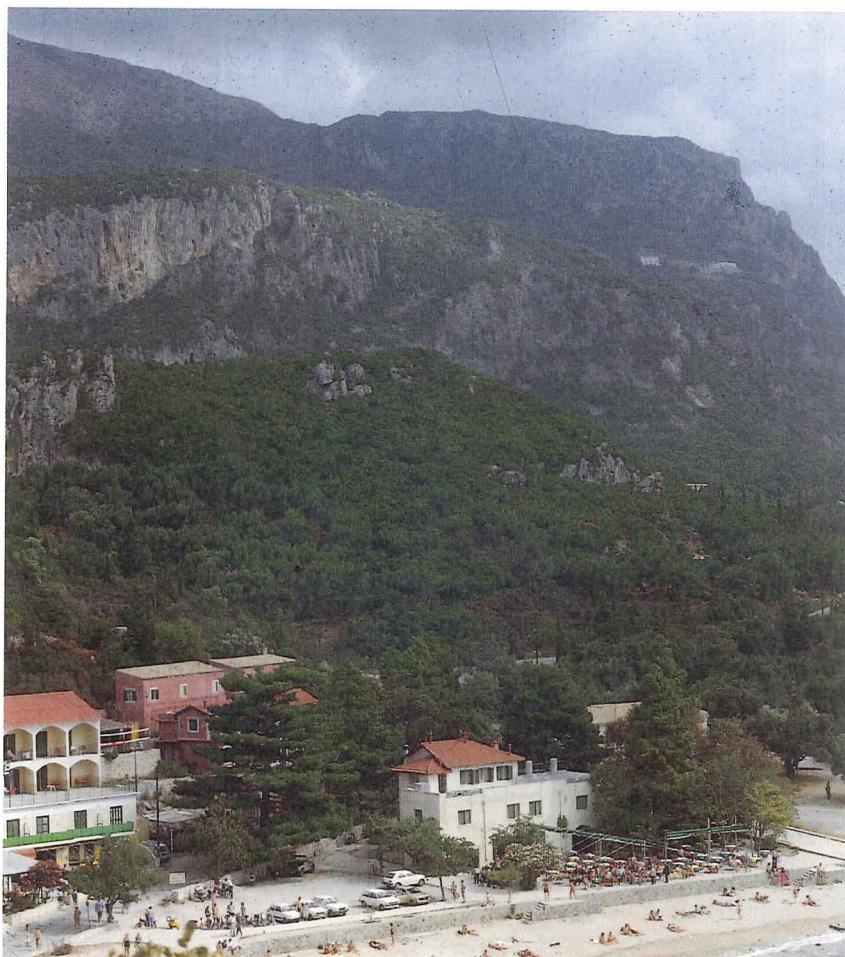


DEXTRAL

En forkastning er et plan eller en smal zone, langs hvilken der er sket en forskydning af bjergarterne.

En normal forkastning fås, når blokken ovenpå forkastningsplanet er sunket i forhold til blokken nedenunder. Er det modsatte sket, fås en revers forkastning.

Forkastninger, hvor bevægelsen har været horisontal benævnes sideværts forkastninger. Man skelner her mellem to typer: venstregående (sinistrale) og højregående (dextrale), hvor man for at følge fortsættelsen af et lag, der løber op til forkastningsplanet, skal gå henholdsvis til venstre og til højre for at finde det samme lags fortsættelse på den anden side af forkastningsplanet.



Figur 8. Forkastningsvæg ('escarpe') ved badebyen Palaeocastritsa på den græske ø Korfu. Den er en af de talrige aktive forkastninger i Grækenland hvorfra de jordskælv udgår, der til stadighed ryster den græske verden. Den stejltstående forkastningsvæg, escarpe, er 200-400 m høj og deler øen Korfu i en nordlig bjergrig egn og et sydligt fladland. Den nordlige del er den dextralt, sideværts forsatte sydlige spids af den alpine bjergkæde Dinariderne, der strækker sig S-N op gennem hele Jugoslavien.. Den sydlige del af Korfu ligger ovenpå en langstrakt salthorst, hvorfra man i toppen bryder gips af horstens kappebjergart ('cap-rock'). Af samme grund er grundvandet på den sydlige del af øen en lille smule salt, hvorimod vandet på nordøen består af det klareste kildevand, der vælder ud af de Mesozoiske kalksten.

Hvad skal bjergarten hedde ?

af Jens Konnerup - Madsen

STRECKEISEN'S DIAGRAMMER TIL NAVNGIVNING AF MAGMATISKE BJERGARTER

Streckeisen's diagrammer (Figur 1 og 2) bruges til navngivning af magmatiske bjergarter, hvis indhold af mafiske (mørke) mineraler er mindre end 90 % af bjergarten. Da bjergarter bestående af mere end 90 % mafiske mineraler er mere ualmindelige - og også vanskeligere at navngive på basis af håndstykker - vil vi gemme deres inddeling til en anden god gang.

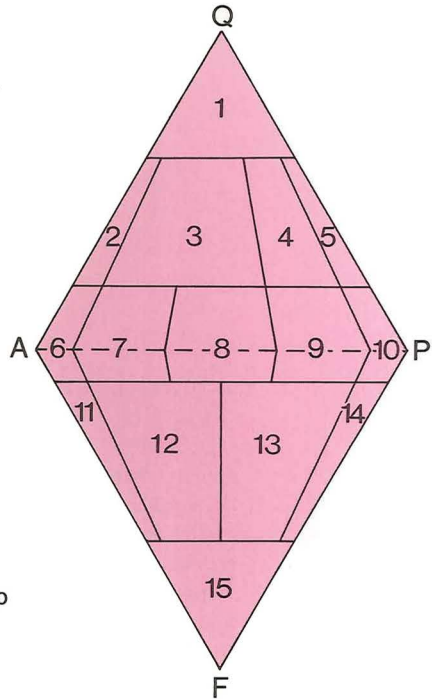
Inddelingen er baseret på en bjergarts indhold af følgende mineraler og mineralgrupper:

- Q Kvarts
- A Alkalifeldspat (dvs. orthoklas, mikroklin, perthit, sanidin, anorthoklas og albit)
- P Plagioklas (dvs. plagioklaser der indeholder mere end 10 % af plagioklas-komponenten anorthit)
- F Feldspatoider eller foider (dvs. mineraler som nefelin, leucit, analcim og sodalit, mineraler der alle er fattigere på siliciumoxid end feldspaterne)
- M Mafiske (mørke) mineraler (dvs. glimmer, amfibol, pyroxen, olivin, malm mineraler, diverse mineraler der kun er tilstede i meget små mængder, de såkaldte accessoriske mineraler, samt andre mineraler som granat, karbonater, osv.

En bjergart navngives således på grundlag af deres relative indhold af lyse mineraler (kvarts, alkalifeldspat, plagioklas og feldspatoider), idet summen af de lyse mineraler først omregnes til 100 %. Der er altså tale om en mineralogisk klassifikation af bjergarter, baseret på deres faktiske mineralindhold. Dette kan for eksempel fås ved at tælle antallet af korn af de forskellige mineraler i et håndstykke eller i et tyndslib af bjergarten. En sådan 'punkttælling' kan let lade sig gøre på plutoniske bjergarter, hvis grovkornethed tillader identifikation af de enkelte mineraler. I vulkanske bjergarter er noget tilsvarende ofte kun i en vis grad muligt, idet vulkanske bjergarter ofte har et indhold af glas eller er så finkornede, at deres faktiske mineralindhold ikke kan bestemmes. For vulkanske bjergarter foretages derfor som regel en beregning af bjergartens 'forventede' mineralindhold ud fra en kemisk analyse af bjergarten, hvorefter det opnåede 'forventede' mineralindhold bruges til at navngive bjergarten med.

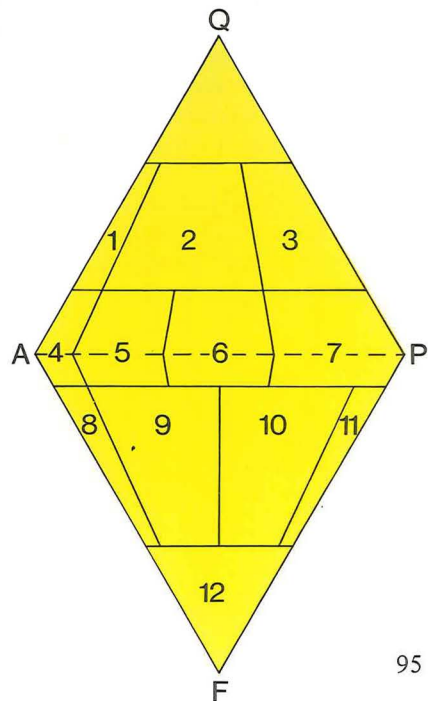
Figur 1. Inddeling af plutoniske bjergarter efter deres faktiske indhold af lyse mineraler, som forklaret i teksten. Bjergarten skal indeholde mindre end 90 % mørke mineraler.

- 1 Kvartsrig granitoid
- 2 Alkalifeldspat-granit
- 3 Granit
- 4 Granodiorit
- 5 Tonalit
- 6 Alkalifeldspat-syenit
- 7 Syenit
- 8 Monzonit
- 9 Monzodiorit/Monzogabbro
- 10 Diorit/Gabbro/Anorthosit
- 11 Foidsyenit (f. eks. Nefelinsyenit)
- 12 Foidmonzosyenit
- 13 Foidmonzodiorit/Foidmonzogabbro
- 14 Foiddiorit/Foidgabbro
- 15 Foidolit



Figur 2. Inddeling af vulkanske bjergarter efter deres faktiske eller beregnede indhold af lyse mineraler. Bjergarten skal indeholde mindre end 90 % mørke mineraler.

- 1 Alkalifeldspat-rhyolit
- 2 Rhyolit
- 3 Dacit
- 4 Alkalifeldspat-trakyt
- 5 Trakyt
- 6 Latit
- 7 Andesit/Basalt
- 8 Phonolit
- 9 Tephritisk phonolit
- 10 Phonolitisk tephrit/basanit
- 11 Tephrit/Basanit
- 12 Foidit (f. eks. Nefelinit)



Inndelingen af plutoniske og vulkanske bjergarter efter deres indhold af lyse mineraler er vist i Figur 1 og 2. Hver af disse figurer er sammensat af to trekanter med hjørnerne Q, A, P og A,P,F. Hvert af hjørnerne repræsenterer 100 % af et mineral, og den overfor liggende side 0 %. Sammensætningen af en bjergart bestående af mineralerne kvarts, alkalifeldspat og plagioklas kan således angives med et punkt i trekanten Q-A-P, medens en bjergart indeholdende de lyse mineraler alkalifeldspat, plagioklas og et feldspatoid (f. eks. nefelin) angives med et punkt i trekanten A-P-F. Da kvarts og feldspatoider ikke kan optræde samtidigt i en bjergart, vil en given magmatisk bjergart derfor kun falde i en af de to sammensatte trekanter.

Bjergarter der falder indenfor samme felt får således samme navn, selvom deres mineralogiske sammensætning godt kan variere lidt. For nogle af felterne i Figur 1 og 2 er angivet mere end et navn (for eksempel feltet 10 i diagrammet for plutoniske bjergarter, Figur 1). Alle tre bjergartstyper (diorit, gabbro og anorthosit) indeholder således mere end 90 % plagioklas, men en yderligere navngivning af bjergarten må foretages ud fra andre supplerende kriterier, der ikke vil blive omtalt i denne artikel.

De her viste klassifikationssystemer har bidraget til at gøre omtalen af magmatiske bjergarter mere sammenlignelig og bidrager til at geologer verden over i højere grad end for blot 20 år siden er klar over, hvad der tales om bjergarts-mæssigt set.

En mere udførlig beskrivelse af principperne for klassifikation og nomenklatur af magmatiske bjergarter kan findes i artiklen 'Hvad skal bjergarterne hedde?', af Henning Sørensen, og offentliggjort i Dansk geologisk Forenings Årsskrift for 1980, side 39-46.