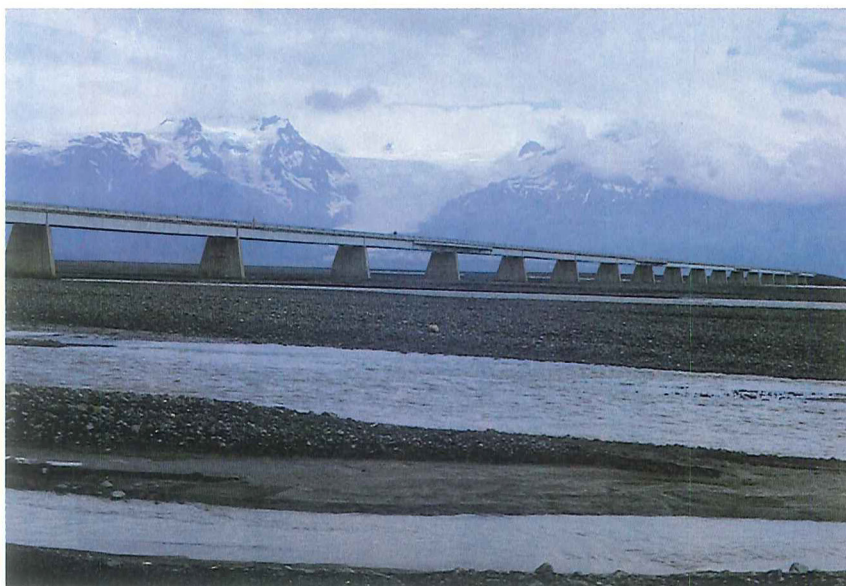




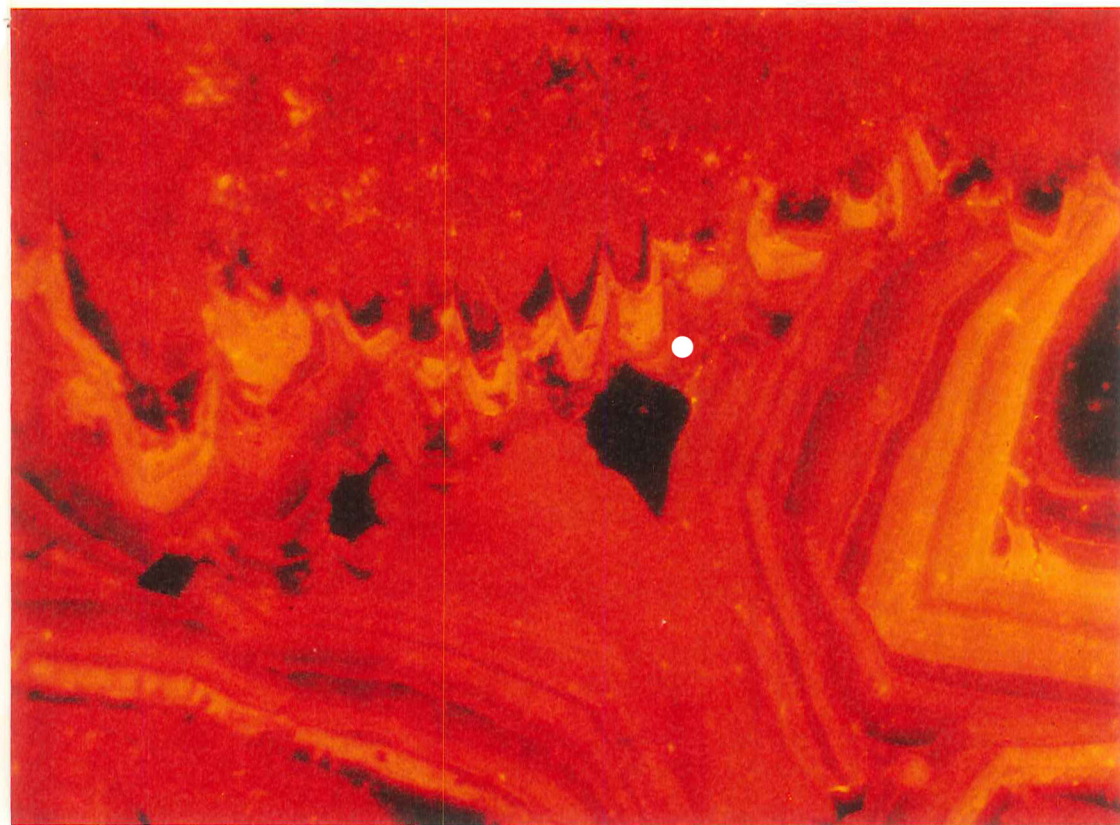
Figur 10. Broen over Skeidarar Sandur.

overvejelser om, i hvor høj grad den geologiske lagsøjle, fra ligegyldigt hvilket aflejringsmiljø, repræsenterer katastroferne snarere end de fremherskende forhold. Disse overvejelser hindrer dog ikke, at en rejse til de flettede floder på Island er en vældig inspiration for forståelsen af de danske smeltevandssedimenter.

I VARV 1985-3, som udkommer i august bringes som tillæg en fortegnelse og et kort over næsten 200 fredningsværdige geologiske lokaliteter i Danmark, udvalgt af en gruppe geologer for Fredningsstyrelsen. Fortegnelsen vil omfatte en meget kort beskrivelse af de enkelte lokaliteter.

VARV

NR. 2 BLADET MED DE ÆLDSTE NYHEDER 1985



BILLEDET VISER ET UDSNIT AF EN SILUR KALKSTEN FRA GOTLAND SET I KATODELUMINISCENS-MIKROSKOP. UDSNITTET ER CA. 3/4 MM BREDT OG VISER DE CALCITKRYSALLER, DER BINDER KALKSTENEN SAMMEN. KRYSTALLERNE, DER ER ZONEREDE, VOKSER UDEFRA OG IND MOD MIDTEN. I DETTE NUMMER AF VARV BEHANDLES AMFIBOLITGANGE PÅ KOSTERØERNE I DEN VESTSVENSK SKÆRGÅRD, VI SER NÆRMERE PÅ 1/2 MILLIARD ÅR GAMLE BLÅGRØNALGER I NORDGRØNLANDSKE KALKSTEN OG FORTÆLLER OM MIDTITALIENS GAMLE VULKANER. ENDELIG UNDERSØGES ISLANDS FLODSYSTEMER, DER LIGNER DE FLODER, SOM HAR LØBET HEN OVER DANMARK I ISTIDEN.

FOLKEUNIVERSITETET

Folkeuniversitetet arrangerer i efterårsferien 12.–18. oktober 1985 et kursus om Geologi og landskab i Vendsyssel og det vestlige Limfjordsområde.

Man finder her en rigt varieret geologi, hvor den geologiske historie præger landskabets udformning i særlig grad. Kurset indledes med en samlet gennemgang af områdets geologiske udvikling, hvorefter de lokale geologiske forhold vil blive demonstreret på de enkelte lokaliteter, der besøges på 3 en-dages ture i bus den 13., 15. og 17. oktober. Den resterende tid vil være til fri disposition. Kurset er åbent for deltagere fra hele landet og kræver ingen specielle forudsætninger.

Indkvarteringen finder sted i moderne fritidshuse i Dansk Folkeferies område ved Vigso ved Vesterhavet 8 km fra Hanstholm. Deltagerne arrangerer selv transport til og fra Vigso og forplejning under opholdet. (Ankomst lørdag den 12. oktober, afrejse fredag den 18. oktober). Prisen for kurset er kr. 950,- og inkluderer ekskursioner og husleje (excl. varme og rengøring).

Yderligere oplysninger og tilmelding ved henvendelse til Folkeuniversitetet, Købmagergade 52, 1150 København K. Tlf.: 01-144827.

Forsidebilledet er fotograferet af Peter Frykman.



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 postgirokonto 4388 - 5.

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



Figur 9. Udsigt over Skeidarar Sandur fra Nupstadir, Islands mindste kirke, delvis opført af græstørv.

På Sydisland udgår de store Sandur'er et storladet monotont landskab, hvor de flettede floder til stadighed ændre deres løb under opbygningen af flade sletter med en svag hældning mod havet (fig. 9). Kun en mindre del af sandur'en er vanddækket, men de enkelte flodarmes stadigt skiftende løb forhindrer enhver plantevækst af betydning og gør det muligt at forestille sig, at således kunne en vestjysk hedeslette have set ud i isafsmeltningsperioden. Figur 10 viser broen over Skeidarar Sandur, som er Islands største sandur. Broen er bygget af træ og hviler på betonpiller, en konstruktion, som er let, billig og som muliggør udskiftning af dele af broen. Byggemåden tager højde for den erfaring, at ingen bro kan modstå et af de større jökelløb, under hvilke en bræddæmning sø tømtes momentant gennem en flodbølge, som kan være flere meter høj. Sådanne jökelløb forekommer jævnligt på Skeidarar Sandur'en, men talrige målestationer giver i vore dage varsel om hastigt stigende vandstand og om forestående jökelløb.

Man må gøre sig klart, at et jökelløb i løbet af timer kan fjerne, omløje eller genaflejre flere års sediment-akkumulation under almindelige forhold, og jökelløbene kan derfor meget vel tænkes at være uforholdsmæssigt hyppigt repræsenteret i den geologiske lagsøjle. Det kan være en forklaring på, at der umiddelbart synes at være mere finkornet sediment i de recente flettede floder end i de tilsvarende subrecente flodaflejringer. Mere generelt åbner det for

kun den sidste istids aflejringer er løse, mens de ældre aflejringer er mere eller mindre lithificerede (hærdnede).



Figur 7. Barre i Skeidarar. Kornstørrelsen ændres over meget kort afstand.

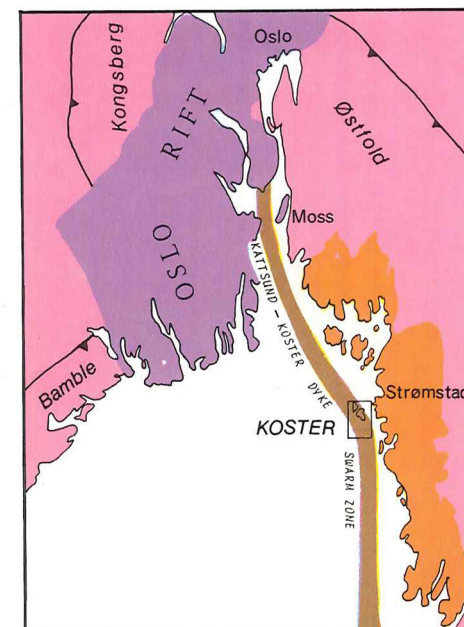


Figur 8. Snit i flodaflejringer vest for Ápavatn.

Hin Hånes harvespor

af Bjørn Hageskov

Figur 1. Oversigtskort visende Kattesund - Koster gangsværmszonens placering (brunligt). Overvejende metamorft grundfjeld er vist med mørk rosa og Bohusgraniten med orange farve. Oslofeltets bjergarter er anført med lilla.



Overnaturlige væsner og underjordiske skabninger har helt sikkert ved deres udfoldelse bidraget til de særeste naturfænomener. At komme ind på blot en del af disse ville være at gå for vidt, men vi sjællændere kan jo dagligt prise os lykkelige for, at Gefion og hendes sønner - på grund af svenskekongens overmod - havde succes med at pløje Sjælland ud af Mälaren og at fragte det til Det danske Rige.

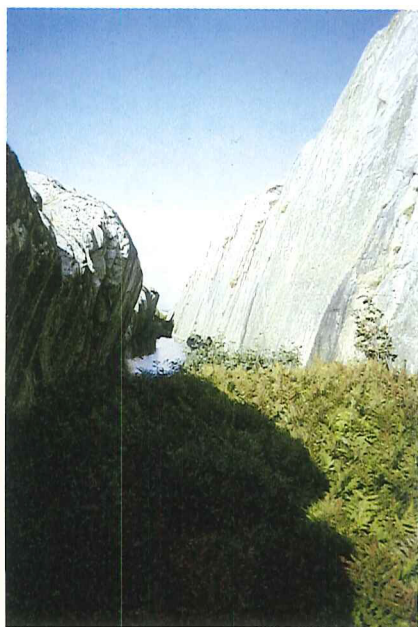
Lidt mere uforståeligt er det, hvorfor Hin Hånes (Fanden) skulle have harvet så intenst og dybt i strøget fra Oslofjorden og ned langs den svenske vestkyst. Ja, det er virkelig rigtigt, at Hin Hånes har harvet i dette strøg. Man kan den dag i dag selv se de op til fem meter brede og meterdybe harvespor på Kosterøerne (Bohus Län) og på sydspidsen af Hurumlandet i Oslofjorden.

Nu er harvespor af nogle få meters dybde vel ingen sag for Hin Hånes, man kunne vel forvente lidt mere. Ser man godt efter i bunden af harvesporene, vil man opdage, at disse har været meget dybere, ja de har gået så dybt i jordskorpen, at Jordens sorte blod (basalt) er trængt op i harvesporene.

Ved at have gjort sig sådanne betragtninger over de tætliggende 'grøfter' på Kosterøerne, har man udvist en hel videnskabelig tankegang. Rigtige videnskabsfolk gør dog normalt de fornærmeligste forsøg på at spolere enhver god sandhed, som f. eks. den om Hin Hånes harvedrag.



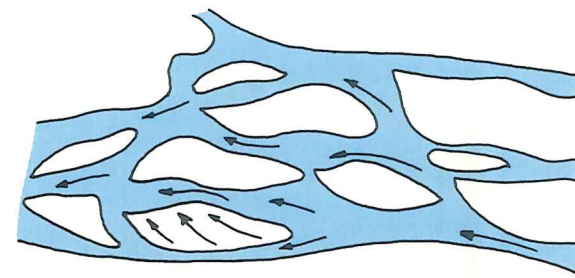
Figur 2. Uderoderet diabasgang eller 'harvespor'.



Figur 3. Udsyn ned gennem en uderoderet diabasgang.

Hvad fandt en videnskabsmand så ud af, da han havde sat sig for at udrede, hvad det nu var med disse harvespor. Han fandt naturligvis ud af, at det med harvesporene ikke var andet end tætliggende dolerit-gange, som på grund af deres mindre bestandighed var forvitret længere ned end den omgivende gnejs. Han bemærkede også, at der kunne være en anden forklaring på, at harvesporene er tillagt Fanden. Enhver, som har forsøgt på at gå på tværs af de N-S forløbende 'grøfter', har også været tvunget til at gå store omveje - de er fandens besværlige at passere, de harvespor.

De uderoderede gange tilhører en intens prækambrisk gangsværmszone, Kattesund - Koster gangsværmszonen, som i dag kan spores over 250 km fra Oslofjorden og ned mod Göteborg. Den strækker sig nok betydelig længere mod syd og ind under Danmark. I nordlig retning afskæres gangsværmszonen af Oslo Rift'en af Permisk alder (ca. 270 mill. år gammel), og den er endnu ikke fundet længere mod nord. Den præcise alder for Kattesund-Koster gangsværmszonen kendes ikke, men den må være mellem 1050 og 1300 mill. år gammel. Den totale bredde af gangsværmszonen kendes heller ikke, men inden for de 8 km, der er blottet på Kosterøerne, findes der ca. 700 doleritgange (Koster



Figur 5. Tegning af en flettet flod med barrer, som dels overskylles, og som dels adskiller mindre flodløb.

hver for sig varierer meget i bredde og i dybde. Flodløbene samles og skilles under opbygning af et system af barrer. Silt, sand og grus flyttes til stadighed langs med og hen over barrerne, hvis position derfor til stadighed ændres (fig. 5). Denne såkaldte migration giver ophav til forskellige typer af storskala krydslejring. Ofte dækkes barrerne af små strømribber, hvis forskellige former afspejler ændringer i flodens strømhastighed (fig. 6).



Figur 6. Detalje af flettet flodsystem syd for Langjökull.

Barrerne i de recente floder viser store kornstørrelsesvariationer over korte afstande (fig. 7), og det samme gør et snit gennem lidt ældre flodaflejringer (fig. 8). Som dansker er man vant til, at smeltevandssand er hvidligt eller gulligt, og at det overvejende består af kvarts. Det tager derfor et par dage at vænne sig til, at de islandske smeltevandssedimenter er sorte og hovedsagelig opbygget af vulkansk glas. Glasset er kemisk ustabil og forvitrer derfor let, hvilket betyder, at



Figur 3. Vadested over flod nord for Eldgjá.



Figur 4. Flettet flodsystem syd for Langjökull.

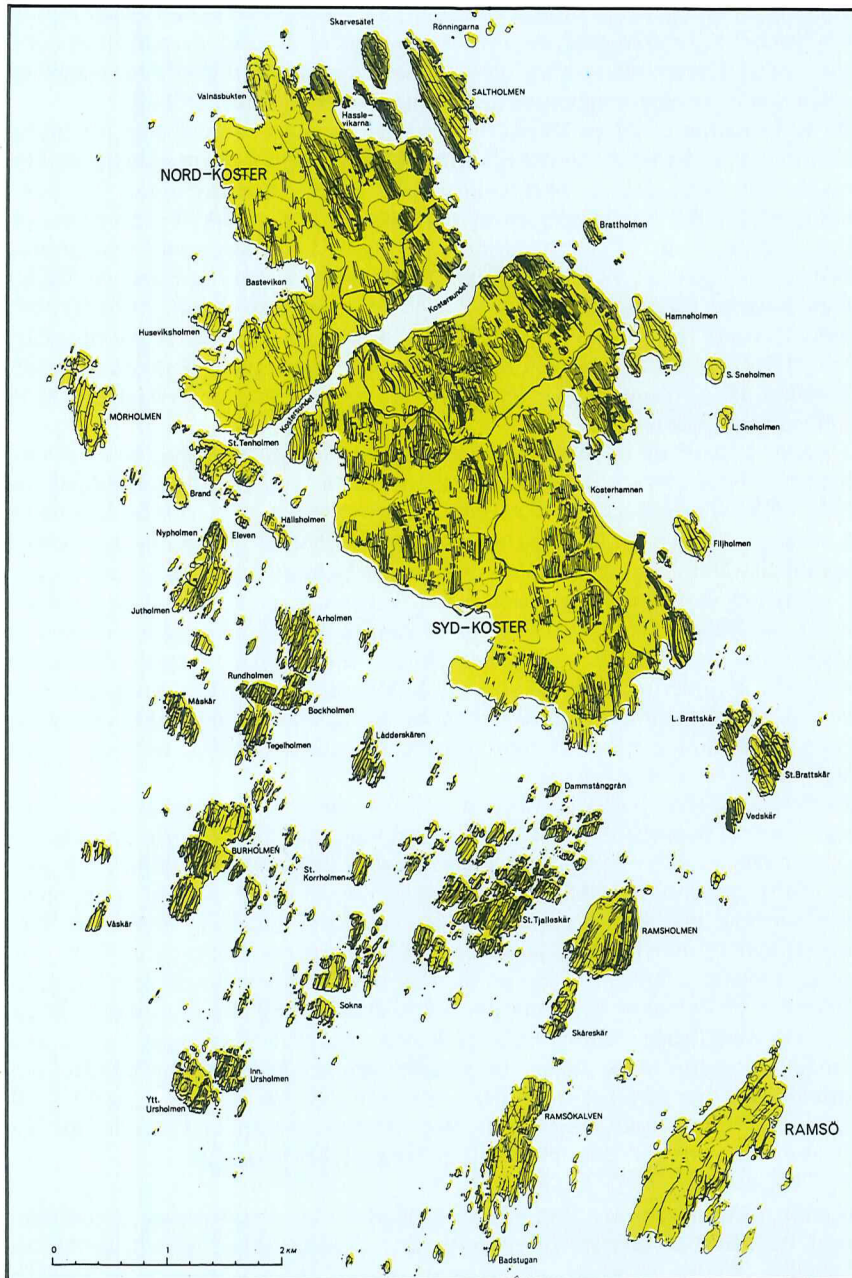
gangene). I Norge er der blottet et udsnit på 2.5 km, hvori der optræder mindst 600 gange, Kattesund-gangene, men disse gange er ligesom gangene i det nordlige del af Koster skærgården blevet meget stærkt deformerede og gangbjergarten dolerit er omkrystalliseret til den metamorfe bjergart amfibolit.

På Kosterøerne er de geologiske forhold helt enestående, idet man har mulighed for at studere den upåvirkede gangsværm og dens deformation og omkrystallisation inden for en såkaldt shear zone. Denne shear zone ses i den nordøstlige del af Koster skærgården og markerer sig ved, at dolerit gangene begynder at dreje mod NV. Samtidig med at gangene i stigende grad er drejet mod NV er der også sket en stigende grad af omkrystallisation i bjergarterne. Følger man gangene fra syd mod nord, vil man se, at i sektor I (fig. 5) findes upåvirkede gange med et NNE-SSV forløb, mens man i sektor II hovedsageligt har et N-S forløb af gangene, der her er mere eller mindre omkrystalliserede. I sektor III er gangene orienteret NV-SE og er totalt omkrystalliserede til linierede amfiboliter.

I sektor I, hvor de upåvirkede gange findes, ses gangsværmen at bestå af tætliggende NNE-SSV forløbende gange, med en gennemsnitlig hældning på 67° VNV. Gangene er i gennemsnit 2.2 meter brede, men enkelte kan nå en bredde på helt op til 30 km. Den totale mægtighed af gangbjergarten dolerit indenfor sektor I er ca. 20 % af den totale bjergarts masse, og da selve gangsværmen er blottet i en bredde af 8 km vil det sige, at 1.5 km af de 8 km udgøres af dolerit. Da doleritgangene er dannet ved, at et basaltisk magma er trængt ind og størknet i sprækker åbnet i jordskorpen, betyder den totale mængde af dolerit, at jordskorpen i Koster-området er blevet udvidet med ca. 20 % ved gangsværmsdannelsen. Åbningen af sprækkerne er sket ved en horisontal strækning i jordskorpen vinkelret på doleritgangenes retning, dvs en strækning i øst-vestlig retning.

Kattesund-Koster gangsværmszonen er ikke dannet på en gang, men er udviklet ved at gangene en efter en er blevet injiceret i jordskorpen. Yngre gange skærer således ældre gange og de yngre gange er igen skåret af endnu yngre gange. Selve gangsværmsdannelsen har fundet sted over en længere tidsperiode, hvis varighed man kan få en fornemmelse af ved at antage, at de kræfter, som har dannet og åbnet gangsprækkerne, har forårsaget en strækning af jordskorpen på mellem 1 mm og 1 cm pr. år. Har strækningen været af denne størrelsesorden vil det have taget mellem 1.500 000 og 150.000 år at danne de ca. 1.5 km doleritgange, som findes på Koster. En gennemsnitsgang på 2.2 m i bredde vil derfor være dannet hvert 2200 år eller hvert 220 år, alt efter om strækningen har været 1 mm eller 1 cm om året. En strækning på 0.1 - 1.0 cm om året er ganske meget, men dog væsentlig mindre end den der ses ved de aktive oceanrygge, hvor strækningsbeløb på 1-15 cm opnås.

Intense gangsværme ses forholdsvis sjældent i den kontinentale jordskorpe, hvor de oftest er knyttet til en tidlig fase i en kontinent adskillelse. Måske fortæller Kattesund-Koster gangsværmszonen, at den daværende baltiske



Figur 2. Udløb af bæk med klart vand i Jökulsá á Fjöllum.

I ældre tider, da færdsel på Island overvejende foregik på hesteryg krævedes både lokalkendskab og erfaring, når floderne skulle krydses. Det får man et indtryk af i følgende skildring af en dansk kvindes første besøg på Island: ” Men der - hun ville næppe tro sine egne øjne. Der red han ud i elven, uden så meget som at vende sig om. Han huskede vel ikke, at hun aldrig havde redet over en elv før ... Hendes hest var allerede ude i elven, som på dette vadested var bred, med en temmelig stærk strøm, men som ikke nåede hesten højere end til knæet ... Fru Alma, som aldrig før havde redet over rindende vand, synes pludselig at hesten fløj sidelæns op mod strømmen. Hun hældede sig uvilkaarligt, for at følge med - stærkere og stærkede hældede hun sig imod strømmen. Sera Ketill, som red et par hestelængder foran, så sig i det øjeblik, hun var ved at falde, tilbage - så at hun var blevet vandsvimmel - vendte sin hest med et ryk, og nåede lige i sidste sekund at gribe hende i armen, og rette hende i sadlen” (G. Gunnarsson, Borgslægtens historie). Vadesteder benyttes dog stadig, når de islandske floder skal krydses. Figur 3 viser et tydeligt markeret vadested, og selv om det gippede i en del af deltagerne i Den nordiske Geoekskursion, kørte den islandske chauffør uden tøven ud i vadestedet, og bragte os derved fra Nordislands geotermalfelter til Sydislands sandur'er.

Figur 4 viser et flettet flodsystem ved sydenden af Langjökull. Denne flodtype karakteriseres af, at vandet er fordelt i talrige mindre løb, som indbyrdes samt

flettede floder

af Gunver Krarup Pedersen

Mange danske smeltevandsaflejringer tolkes som aflejret af flettede floder, på engelsk "braided rivers". Tolkningen baseres på studier af smeltevandsaflejringeres indre opbygning, det vil sige de sedimentære strukturer og deres rækkefølge og fordeling. Med denne viden i baghovedet er det spændende at rejse til Island for der muligvis at kunne se landskaber og flodsystemer, som er sammenlignelige med de naturgivne betingelser i Danmark under isens tilbage-smeltning.



Figur 1. Jökulsá á Fjöllum ved broen til Grímsstadir.

Figur 1 viser vandet i elven Jökulsá á Fjöllum på det tidspunkt, hvor sommerafsmeltningen af Vatnajökull når sit højdepunkt. Vandet er gråt af finkornet sediment, som transporteres i suspension (opslemmet), og en svag rumlende lyd fortæller, at strømstyrken er høj nok til, at sten kan flyttes langs flodbunden. I vandoverfladen flyder en del pimpsten, 1-3 cm i diameter, dannet ved Askjas udbrud i 1875. Floderne modtager dog også klart vand fra mindre vandløb, der næres af kilder samt af sommernedbøren. Figur 2 viser udløbet af sådant klart mørkeblåt vand i en grå, uigennemsigtig smeltevandsflod, og man ser, at de to forskellige vandmasser først efter en tid blandes.

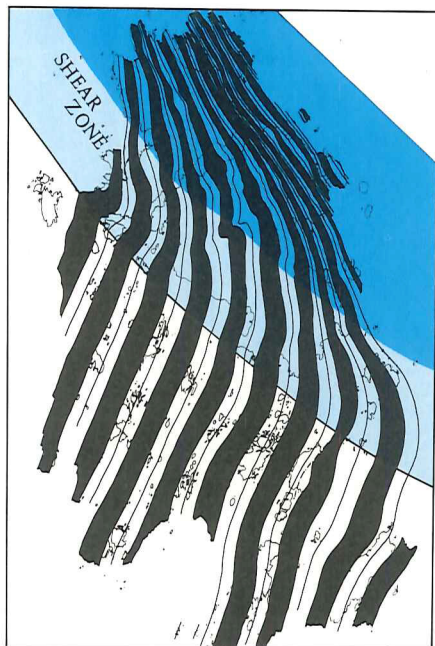


Figur 4. Gangskæringer på Tegelholmen, sydvestlige del af Koster Øerne.

kontinentsskorpe blev eller var ved at blive delt i to kontinentmasser beliggende vest og øst for gangsværmszonen. Måske blev der dannet oceanbunds-skorpe mellem disse to kontinentmasser. Disse "måske'er" er fascinerende, men det er for tidligt at tage dem for videnskabeligt holdbare. Dog kan det konkluderes at: 1) Kattesund-Koster gangsværmszonen er en usædvanlig intens gangsværmszone, hvori den kontinentale jordskorpe har åbnet sig med knapt 20 % og 2) Den type basalt, som er repræsenteret i doleritgangene, er af meget stor lighed med de basalter, der dannes langs de aktive oceanrygge, hvor der sker en åbning og nydannelse af jordskorpe (lithosfære).

Efter dannelsen af gangsværmszonen har Vestsverige og Sydnorge været involveret i den sveconorwegiske bjergkædedannelse, som fandt sted for omkring 1000 mill. år siden. Som et resultat af den deformation og metamorfose (amfibolit facies) der var knyttet til bjergkædedannelsen blev shearzonen i den nordøstlige del af Kusterskærgården udviklet.

En shearzone er en snæver zone i jordskorpen, hvor bjergartsmassen som oftest er blevet meget stærkt deformeret. Shearzonen afgrænses af to parallelle flader, og den kraftige deformation skyldes, at bjergartsmassen på hver side af shearzonen er bevæget i modsatte retninger. Selve bevægelsesretningerne er parallelle med zonens sider. Hvis man som vist på fig. 6 kan følge et lag



Figur 5. Shearzonens placering i området ved Koster Øerne. Det stærkt deformerede bælte i zonen er angivet med en mørkere farve.

eller en gang ubrudt tværs over shearzonen, siger man, at shearzonen er af blød (ductile) type, mens den er af stiv type (brittle), hvis lagene eller gangene brydes og forrykkes. Eksempler på brittle shearzoner er forkastninger og overskydninger.

Shearzonen på Koster er af den bløde type med den svageste deformation langs den sydvestlige afgrænsning. Deformationsgraden stiger mod NØ og i det markerede bælte (fig. 5) er den meget stærk. Dette kan man se ved, at gangene ligger tættere samtidig med, at de er blevet tyndere og har udviklet en kraftig liniation, hvis orientering i nordøstlig retning gradvis bliver mere og mere fladt liggende. Det stærkt deformerede bælte repræsenterer et udsnit af shearzonen, men som det fremgår er den nordøstlige afgrænsning af zonen ikke blotet. Den blottede bredde er 4.5 km, og heraf udgør det stærkt deformerede bælte 3 km. Det vil være at forvente, at shearzonen er mindst 6 km bred, men den kan sagtens være meget bredere.

I det stærkt deformerede bælte har bjergarterne undergået en usædvanlig stærk deformation ved en vandret strækning i NV-SØ retning, og alle tidligere så vel som nydannede strukturer i bjergartsmassen er blevet paralleliseret med denne retning. Deformationens formændring og størrelse kan illustreres ved at se på, hvordan et kugleformet legeme har skiftet facon. Tænker man sig deformationen udført på en kugle med en diameter på 2 cm,

viser, at meget store materialmængder kan slynges ud af et magma kammer. I Toscana ses caldera dannelse tydeligst i den sydlige del, mellem Orivieto og Rom. Byen Latera er således anlagt på bunden af en caldera tæt ved den stejle caldera rand.

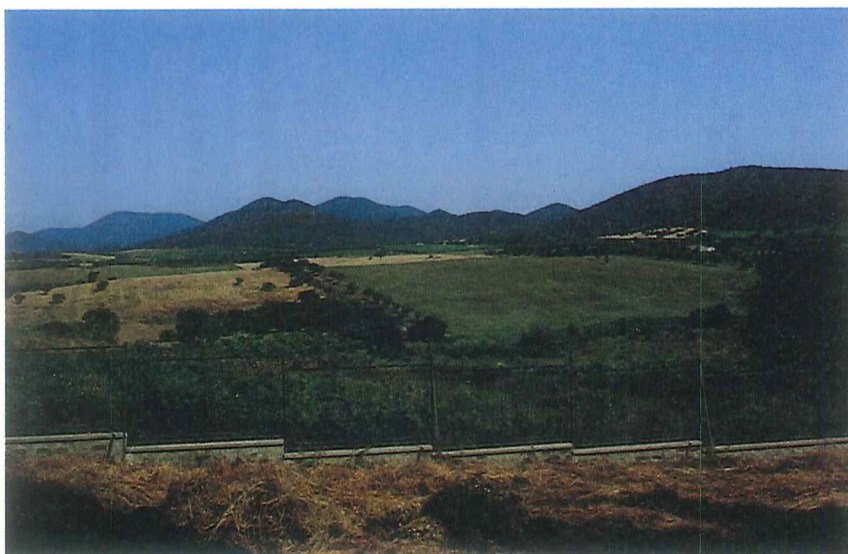
Ofte er indsynkningen ved caldera dannelsen så stor, at caldera bunden kommer til at ligge under grundvandsspejlet, og derved fyldes med vand. Vico og Bracciano søerne (figur 4) er sådanne cirkelrunde caldera søer. I Vico søen er der endvidere sket et nyt vulkanudbrud efter calderaens dannelse, og den nye vulkankegle danner nu en lille ø i den ene side af søen (figur 8).



Figur 8. Vico søen. Randen af calderaen ses i baggrunden og den nye, mindre kegleformede vulkan i midten af billedet.

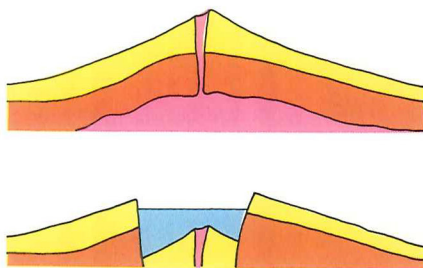
Både for geologer og andre geologisk interesserede frembyder Toscana er rigt varieret og spændende vulkansk område, hvor det stadigt er muligt at få et levende indtryk af de kræfter, der skabte vulkanerne, og som stadigt præger landskabet. Området nåes let fra både Rom og Firenze, og er man blevet træt og tørstig efter dagens geologi, dyrkes der heldigvis mange steder i Toscana både hvide og blå druer, der anvendes til fremstilling af den lokale vin, kendt for sin lette og friske smag. Også på dette område giver Toscana mulighed for, at vulkanske og menneskelige aktiviteter kan danne en behagelig og forfriskende helhed.

som jagt-områder, hvor kun enkelte skovstier og mange patronhylstre vidner om menneskets aktivitet.

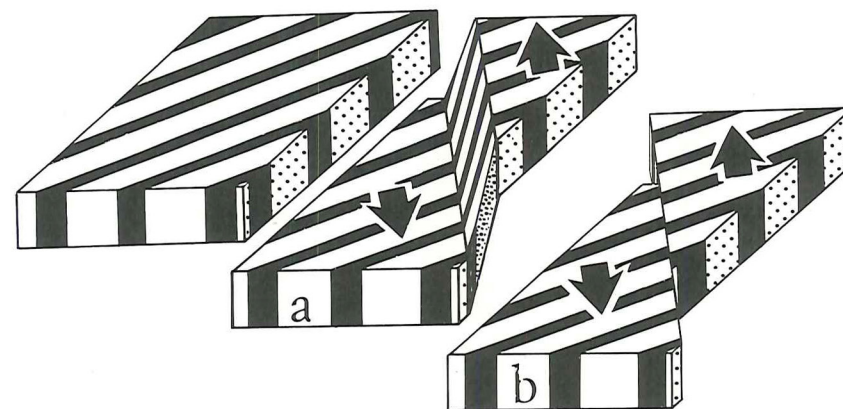


Figur 6. De skovklædte rhyolitdomer omkring Cerveteri.

Medens de SiO_2 -fattige vulkanske bjergarter som nævnt ikke fremstår ligeså tydeligt i landskabet som rhyolitterne, er en meget større og mere markant struktur dog knyttet til disse vulkaner, nemlig calderaer (figur 7). En caldera dannes ved indsynkning af en del af vulkankeglen i forbindelse med et senere, ofte eksplosivt udbrud, hvor den underliggende magmakammer tømmes for materiale. En caldera består derfor af et lavtliggende, cirkelformet område (caldera bunden), der er omgivet af en rand bestående af det ikke nedsunkne vulkankegle. Der kendes calderaer med en diameter på op til 25 km, hvilket



Figur 7. Skematisk fremstilling af caldera dannelse. Øverst ses en keglevulkan under opbygning, med det underliggende magmakammer vist i rosa. Nederst ses den dannede caldera efter at magmakammeret er tømt for lava og nedsynkningen af en del af vulkankeglen har fundet sted. Calderaen er siden blevet fyldt med vand (blåt).

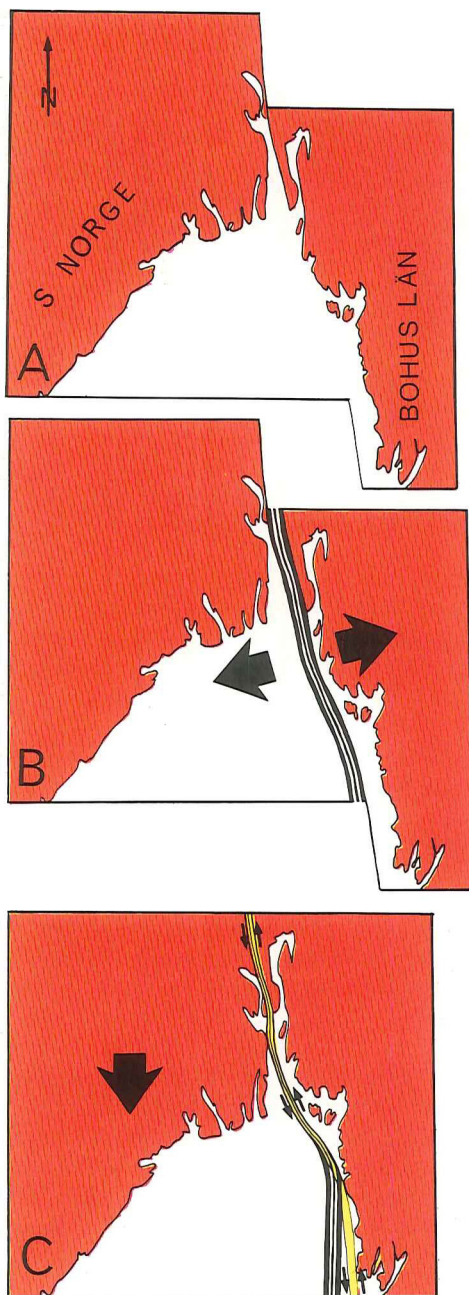


Figur 6. Skitse visende deformationsformer for bjergartsmateriale ved a) en blød shearzone (ductile type) og b) en sideværts forkastning (brittle type).

så vil deformationen have omformet kuglen til en cigarformet ellipsoide med en vandret længste akse på 22.8 cm, mens akserne vinkelret på den længste akse vil være 0.6 cm lange. I det stærkt deformerede bælte er den oprindelige gennemsnitsgangstykkel på 2.2 m blevet reduceret til en gennemsnitsgangstykkel på 0.7 m, hvilket svarer præcist til kuglemodellen.

I regionalgeologisk sammenhæng er det helt spændende spørgsmål, hvor stor forrykkelsen af "blokkene" har været på hver side af shearzonen. Da den NØ-lige del af shearzonen er ukendt, kan der ikke gives noget helt præcist svar på dette. Takket være de utrolige gunstige forhold for strukturgeologiske undersøgelser, kan det dog påvises - ud fra den blottede 4.5 km bredde af shearzonen - at området SV for shearzonen er rykket mindst 35 km mod syd i forhold til området NØ for shearzonen. Da beregningen af forrykkelsen er afhængig af shearzonens bredde, betyder en større bredde en større forrykkelse. Er shearzonen således 9 km bred er forrykkelsen 70 km, mens forrykkelsen vil være 100 km ved en bredde på 12 km.

Kattesund gangsværmen på sydspidsen af Hurumlandet i Oslofjorden har undergået en deformation der er identisk med deformationen på Koster. Der er derfor god grund til at tro, at Kostergangen forløb mod Kattesundgangene ligger indenfor den nordlige forlængelse af shearzonen. Er det tilfældet vil området vest for shearzonen (S Norge) have bevæget sig mindst 100 km mod syd. En sådan størrelsesorden er absolut realistisk ud fra undersøgelserne på Koster. En sydlig forrykkelse af Sydnorge på mindre end 35 km kan på ingen måde komme på tale !



Glemmer vi videnskabsmanden og de videnskabelige 'sandheder' ja, så var det nok alligevel Hin Hånes, der gjorde sit til at skabe splid i Norden ved at adskille Danmark-Norge fra Sverige. Det lykkedes som bekendt ikke. Var det ikke Hin Hånes, som harvede ned langs den svenske vestkyst, så var det helt sikkert Gefion og hendes sønner, som forsøgte at fragte en sydnorsk ø ned til Det danske Rige. Det lykkedes som bekendt heller ikke, men Sydnorge blev da trukket mindst 35 km, og måske mere end 100 km mod syd.

Havde Hin Hånes og Gefion ikke den fulde succes med deres forehavender, så lykkedes det dem dog at efterlade utroligt smukke eksempler på dannelsen af gangsværme og en shearzone - eller harvedrag og slæbespor, som de nu en gang er !

Figur 7. Udviklingen af regionen omkring Koster Øerne.

A) Positionen af Sydnorge i forhold til Bohus Län før dannelsen af gangsværmen.

B) Sprækkedåbning og dannelse af gangsværmszonen.

C) Sydnorge er rykket mod syd til den nuværende position i forbindelse med udviklingen af Koster shearzonen.

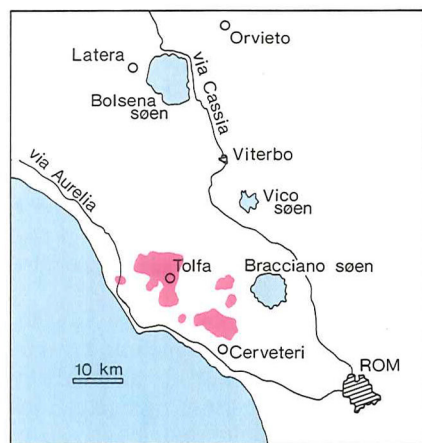


Figur 5. Byen Orvieto er anlagt på toppen af et ignimbrit-plateau.

sig over meget store områder og danne bjergarten ignimbrit. Når ignimbrit forvitrer, danner den næsten lodrette vægge, hvilket gør den let genkendelig i landskabet. Denne egenskab har Toskanas indbyggere udnyttet før i tiden, idet de anlagde deres byer på ignimbrit-plateauer, således at byerne, omgivet som de var af stejle vægge, var vanskelige at erobre. Byen Orvieto er et eksempel herpå (figur 5). Ignimbrit er endvidere en bjergart, der er let at hugge og skære i. For mere end 2000 år siden huggede etruskerne, Toskanas tidligere befolkning, således kunstfærdige gravkamre ud af ignimbrit. Sådanne gravpladser kan ses mange steder i Toscana, og er nogle steder så store, at de danner hele byer. Ignimbitter bliver dannet fra bjergartssmelter meget rige på gas. Jo mere gas en lava indeholder, jo lettere flyder den, og en Nuee ardente er et ekstremt eksempel på dette. En lavas flyde-egenskaber bestemmes dog også af lavaens kemiske sammensætning, så lavaer med et højt indhold af SiO_2 er meget sejtflydende. Derimod er lavaer, der er fattige på SiO_2 , meget mere letflydende og vil ved vulkanudbrud strømme ud over store områder og ikke så let kunne ses i landskabet.

Rhyolit er en bjergart med et højt indhold af SiO_2 og derfor meget sejtflydende. I området vest for Bracciano søen findes flere små områder med rhyolit (figur 4). Lavaen har her været så sejtflydende, at den ikke har kunnet flyde væk fra udbrudscentret, men har dannet små, 100 til 150 m høje toppe, domer (figur 7). Rhyolitdomer er på grund af det høje indhold af SiO_2 ufrugtbare og vanskelige at opdyrke. Derfor er de oftest dækket af skov og bruges

mineralet leucit (VARV 1978/1), medens andre er rige på SiO_2 og kan indeholde lyse feldspat mineraler som plagioklas, anorthoklas og sanidin. Graden af SiO_2 -undermætning af magmaet kan på disse bjergarter bruges som et mål for, hvornår i dets udvikling en bjergart er opstået. De meget SiO_2 -fattige (undermættede) bjergarter menes således at være dannet først, hvorefter smelten bliver lidt rigere på SiO_2 . Dette resulterer i, at de sidste bjergartssmelter fra et magmakammer er omtrent mættede med SiO_2 og kan danne de vulkanske bjergarter trakyt og latit. Den vulsinske vulkanprovins (figur 1) omkring Bolsena søen og byen Latera (figur 4) er et eksempel på et område, hvor der både findes vulkanske bjergarter med cm-store strøkorn af leucit, og senere dannede trakytiske og latitiske vulkanske bjergarter. Den vulsinske provins afgrænses af NV-SØ gående forkastninger dannet i forbindelse med åbningen af det Tyrrenske hav. Bjergartssmelterne, hvorfra disse vulkanske bjergarter er dannet, menes opstået ved opsmeltning af bjergarter på et meget større dyb, i kappen under Toskanas grundfjeld. Den vulkanske aktivitet omkring Vulsini er kun ca. 0.4 til 0.2 millioner år gammel, og altså meget yngre end de rhyolitiske vulkanitter længere nordpå i Toskana. List længere mod syd findes tilsvarende unge vulkanområder af stort set samme alder omkring søerne Vico og Bracciano (figur 4), og endnu længere mod syd ulmør Vesuv stadig.



Figur 4. Lokalitetskort over den sydligste del af Toskana. Med rødt er vist beliggenheden af rhyolitiske domer i området vest for Bracciano søen.

Det toskanske landskab

De millioner af år, der er gået siden den vulkanske aktivitet i Toskana startede, har ikke formået at ændre de landskabsformer der dannedes, og derfor findes i Toskana et rigt udvalg af vulkansk skabte landskabselementer. Store dele af Toskana er dækket af bjergarten ignimbrit, der er dannet ved aflejring af småpartikler og vulkanske fragmenter fra en sky (en Nuee Ardente) der hvirvledes ud over landskabet ved et eksplosivt vulkanudbrud. En sådan sky kan sprede



550 millioner år gamle borende blågrønalger

af Niels H. Larsen



Figur 1. Stjernen markerer findestedet for kalkstenene med de borende alger.

Henson Gletscher Formationen i Nordgrønland er en 60–70 meter tyk kambrisk lagserie bestående af vekslende lag af kalksten, lersten, sand- og siltsten. Tidsmæssigt repræsenterer formationen overgangen mellem Nedre og Mellem Kambrium, d.v.s., at der er tale om 540–550 millioner år gamle aflejringer.

Under Grønlands Geologiske Undersøgelses feltarbejde i Peary Land i sommeren 1979 indsamlede John S. Peel flere hundrede bjergartsprøver, blandt andet en bjergartsprøve ca. 1 m under toppen af Henson Gletscher Formationen tæt ved Hans Tavsens Iskappe. Tilsyneladende er prøven en ganske almindelig gråsort kalksten med lidt småforsteninger på brudfladerne, men skinnets bedrager, eller kan gøre det! I laboratoriet viste prøven sig at være en palæontologisk guldgrube, som trods flere års arbejde næppe er udtømt: Dels er der mange forskellige arter, og dels er der ofte mange individer af hver art.

Forsteningerne findes mest som udfyldninger med fosfatforbindelser i de oprindelige kalkskaller eller i hulheder i kalkkorn. Denne bevaringsform bevirker, at man kan ætse kalken bort med en svag syre uden at ødelægge den mere robuste fosfat, der bliver tilbage som perfekte små afstøbninger, hvis størrelse er fra nogle få millimeter og nedefter.



Figur 2. Kambriske aflejringer ved Nordenskjöld Fjord i den sydvestlige del af Freuchen Land. De mørke lag på midten af fjeldvæggen er Henson Gletscher Formationen. Foto: John S. Peel, 1984.

Alt videre arbejde foregår derfor med en eller anden form for mikroskop som nødvendigt værktøj. For at få et indtryk af forsteningens beliggenhed i bjergarten, skæres stenen i tynde skiver, der slibes ned til en tykkelse af 1/40 millimeter, så den mørke kalksten bliver til at se igennem i et almindeligt mikroskop.

Dengang vor bjergart blev aflejret levede der (ganske som i dag) primitive planter, blågrønalger, som med forkærlighed borede sig ned i kalk, sikkert for at undgå at blive ædt af planteædende dyr, der som mejetærskere har gnasket sig hen over det undersøiske landskab. Imidlertid skal blågrønalger, ganske som alle andre grønne planter, have lys for at kunne leve og vokse. At grave sig ned må nødvendigvis betyde mindre lysmængde og dermed mindre tilvækst, men hvad er bedst: At vokse lavt, langsomt og sikkert — eller højt, hurtigt og usikkert ?

Lad os nu prøve at sammenligne nutidige blågrønalger med forsteningerne fra Nordgrønland. Blågrønalger bør efter deres navn være blågrønne, hvad de som oftest også er som levende organismer. De afviger fra alle andre algegrupper blandt andet ved, at cellerne mangler cellekerner og ved at klorofyllet ('bladgrønt') findes spredt i cellesaften. Disse geologisk set flygtige karakteristika ikke hjælpe os til at indkredse fossilernes tilhørsforhold, og da slet ikke når der i mange tilfælde er tale om sporfossiler, d.v.s. udfyldninger af huller, som

-Italien sted, og som resultat heraf er Toscana nu gennemsat af en række forkastningsbetingede horst og grav systemer, overvejende med en NNØ-SSV'lig retning, men også nogle VNV-ØSØ gående forkastninger. Orienteringen af de dannede forkastninger er således præget af de svaghedszoner i det Hercyniske grundfjeld, der allerede eksisterede under de alpine folder. Forkastninger har nemlig tendens til hellere at aktivere gamle brud og forkastningsretninger. Derfor kan det være svært direkte at sammenholde retningen af disse nye forkastninger med åbningen af det Tyrrenske hav.

Både under det Tyrrenske hav og under den vestlige del af Italien er målt høje varme-udstrømninger. Dette tyder på, at skorpen her må være meget tynd, eller at varmt materiale fra kappen er trængt op i skorpen, så også idag synes Italien at være i bevægelse.

Den vulkanske aktivitet og pladetektonik

Både alderen og den kemiske sammensætning af Toskanas vulkanske (og dybt-størknede: plutoniske) bjergarter er knyttet til de skiftende bevægelser af mikropladerne omkring Italien. Toskanas vulkaner kan groft opdeles i to hovedgrupper: sure rhyolitiske (granitiske) bjergarter, dannet i forbindelse med Sardinien-Korsika's rotation, og mere SiO₂-fattige, såkaldt undermattede, bjergarter (se VARV 1978/1), dannet i forbindelse med Italiens senere rotation. Medens den første gruppe findes både som vulkanske (rhyolitiske) og plutoniske (granitiske) bjergarter, er den sidste gruppe kun tilstede som vulkanske bjergarter.

De sure rhyolitiske og granitiske bjergarter er generelt de ældste, og fra ca. 10 til 0.5 millioner år gamle. De vigtigste forekomster og alderen på denne magmatiske aktivitet i Toscana er vist i figur 1. Sammenlignes aldrene viser det sig, at den magmatiske aktivitet er ældst i den vestlige del (f.eks. ørne Elba og Montecristo) og gradvist bliver yngre mod øst, til vulkanerne Mt. Amiata og Mt. Cimini på fastlandet.

Denne østlige vandring af den magmatiske aktivitet menes at være knyttet til rotationen af Sardinien-Korsika mikropladen og subduktionen af skorpe-materiale under Toscana. Bjergartssmelterne, der er trængt op og størknet enten som granitiske bjergarter i skorpen, eller som rhyolitiske vulkanitter på overfladen, tilhører den såkaldte kalk-alkaline bjergartssuite, og menes dannet ved opsmeltning af de nedre dele af skorpen.

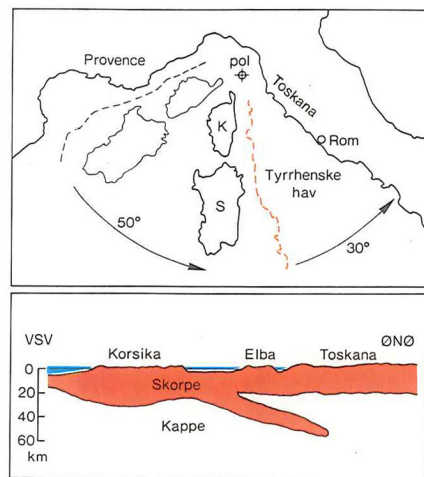
I Syditalien er de aktive vulkaner Etna, Volcano og Stromboli dannet ved tilsvarende processer, hvor dele af den afrikanske plade bliver skudt ind under Sicilien fra sydøst.

Den anden gruppe af vulkanske bjergarter i Toscana indeholder typisk mindre kiselsyre (SiO₂) og mere kalium end den førstnævnte gruppe, og henføres til den såkaldte alkaline bjergartssuite. De vulkanske bjergarter i denne gruppe er meget forskellige. Nogle er meget fattige på SiO₂ og indeholder strøkorn af

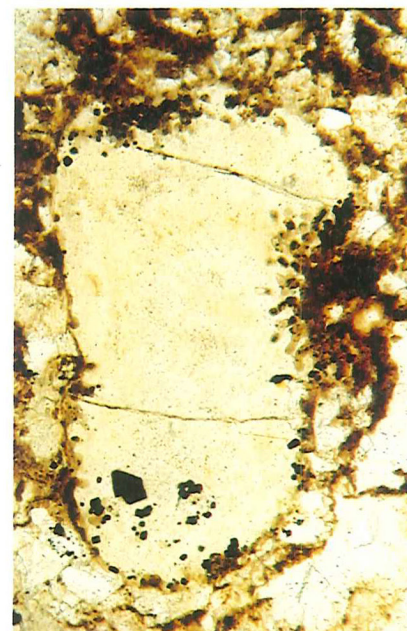
te kontinent begyndte at lukke sig i Trias, fordi den europæiske og den afrikanske plade kolliderede. Mod vest var Atlanterhavet begyndt at åbne sig, og bevægelserne i Middelhavet kan muligvis svare til denne åbning. På et lidt senere tidspunkt løsrev en del af Afrika sig og drejede mod nord, og i midten af Tertiær lå Sardinien-Korsika og Italien placeret næsten parallelt med den spansk-franske kystlinie (figur 2),

For bedre at forstå, hvad der sidenhen er sket i Middelhavsområdet, har geologerne splittet området op i en række mikroplader, det vil sige små plader, der følger bevægelserne af de store plader, de er en del af, men dog har selvstændige og aktive pladegrænser. Nogle forskere mener dog ikke, at der er tale om egentlige selvstændige mikroplader, men at deres afgrænsninger blot afspejler deformationer indenfor den større (europæiske) plade. Således opfattes Sardinien-Korsika eksempelvis som et mikrokontinent. I nedre Oligocæn, for ca. 30 millioner år siden, opstod der en spredningszone, med dannelse af ny oceanbund, mellem den franske kystlinie og Sardinien-Korsika, således at denne mikroplade bevægede sig ca. 50° mod uret (figur 3). Dette bevirkede til gengæld, at skorpen mellem Sardinien-Korsika og Italien blev kilet ned under Italien, så der i dag under Elba og Toscana findes en dobbelt skorpe med lidt kappemateriale imellem (figur 3). Den ældste vulkanske aktivitet i Toscana menes at være knyttet til denne pladetektoniske begivenhed, der betegnes subduktion.

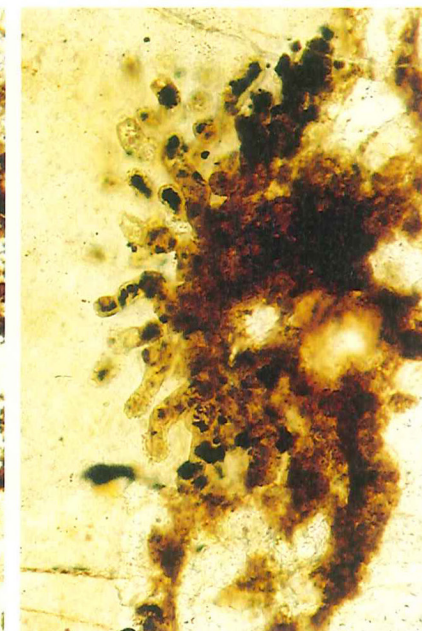
I øvre Miocæn, for ca. 5-10 millioner år siden, opstod så en ny pladetektonisk situation, og det Tyrrhenske hav begyndte at åbne sig, så den italienske støvle drejede sig 30° mod uret til sin nuværende beliggenhed, medens Sardinien-Korsika denne gang blev liggende stille (figur 3). I forbindelse med denne åbning fandt først en opdoming og lidt senere en nedsynkning af Midt-



Figur 3. Øverst er vist rotationen af Sardinien-Korsika mikropladen, samt den pol, som rotationen menes at være foregået omkring. Beliggenheden af Italien, da denne rotation sluttede, er vist med orange stiplede linie. Den senere rotation af Italien mod uret er også vist. Nederst er vist et tværsnit af skorpen og kappen fra Korsika til Toscana, som det ser ud i dag.



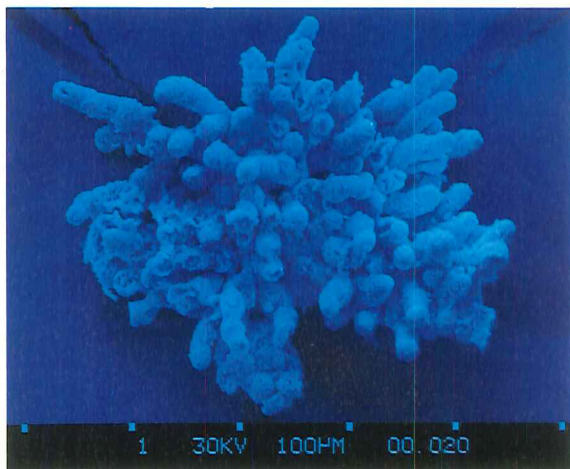
Figur 3. Borende organisme, svarende til den nutidige blågrønsælgslægts Hyella, i tyndslib fra Henson Gletscher Formationen. Mange ret korte tråde stikker ned i et kalkkorn. Forgreningsmønsteret fortæller sig i det ensartede mørkebrune område. (x ca. 70).



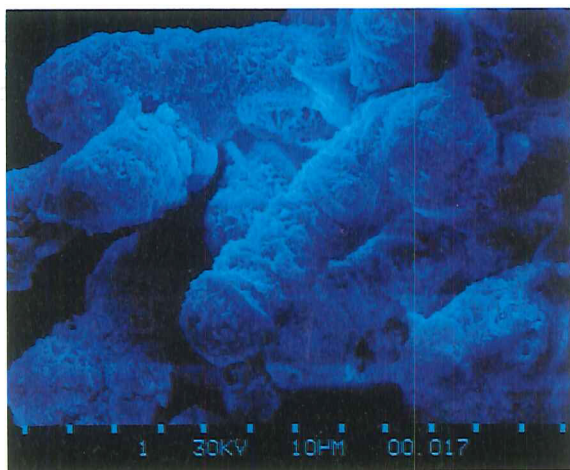
Figur 4. Samme alge som i fig. 3, men ved højere forstørrelse. Inde i trådene kan man visse steder se strukturer, som med lidt god vilje kan opfattes som celler. Hvis det faktisk er celler, er der tale om en ægte forstening og ikke kun et sporfossil. (x ca. 180).

algerne har dannet. Kun de grovere bygningstræk som størrelse og forgreningsmåde er tilbage til sammenligning med moderne blågrønalger, men så er der i vort tilfælde også tale om en næsten fuldstændig overensstemmelse med den nutidige slægt *Hyella*.

Arterne i *Hyella*-slægten findes først og fremmest i havet, hvor de danner ganske fine celletråde, der typisk er 1/100–1/50 millimeter tykke og op til 1/3–1/2 millimeter lange. Celletrådene kan være mere eller mindre forgrenede. Slægten *Hyella* er i nutiden kendt fra næsten alle tempererede og tropiske havområder på både den nordlige og sydlige halvkugle. Alle steder vokser de på forholdsvis lavt vand, fra tidevandszonen og ud til højst 100 meters dybde, men sædvanligvis på havdybder mindre end 50 meter. Voksestedet er meget ofte kalk, lige fra faste kalkklipper til små muslingeskaller, som de fine celle-



Figur 5. Scanning elektron mikrofoto af fossil 'Hyella' af samme type som i fig. 3 og fig. 4. Algen er set lidt skråt nedefra. På nogle af algetrådene ses nogle ganske fine, tynde tråde. Det er sikkert rester af svampe, der har levet i tæt kontakt med algen i hulrummet mellem algen og substratet. Algen og svampen har sandsynligvis levet i symbiose, et fænomen der er meget almindeligt i nutiden. (Afstand mellem punkterne er 1/10 mm).

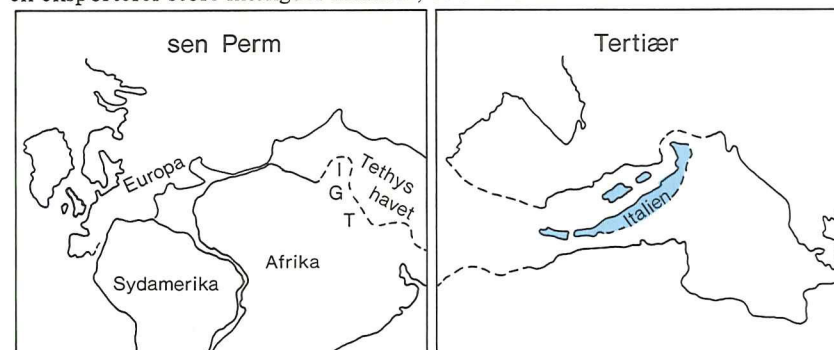


Figur 6. Samme som i fig. 5, men ved højere forstørrelse. De tykke algetråde, der 'omklamres' af de tynde svampetråde, ses meget tydeligt.

Toskana og et pladetektonisk puslespil

For at forstå, hvad der startede for små 10 millioner år siden, er det nødvendigt at se lidt på, hvad Toskana består af under vulkanerne. Denne viden er ikke alene hentet udfra geologiske iagttagelser i felten, men også fra borer, geofysiske undersøgelser, og fra undersøgelser af fragmenter af grundfjeldet bragt med op fra undergrunden af lavaer.

Den ældste, og nederste del af Toskanas grundfjeld består af granitiske metamorfe og magmatiske bjergarter, dannet i forbindelse med den Hercyniske bjergkædedannelse for ca. 300 millioner år siden. Ovenpå dette nederoderede grundfjeld aflejredes en serie sedimentære bjergarter, der under den senere Alpine bjergkædedannelse blev foldet i store liggende folder (napper). Disse napper har en NV-SØ'lig foldeakse, hvilket afspejler sig i topografien og danner det, vi i dag kalder Appeninerne. Bjergarterne i Appeninerne er overvejende metamorfoserede oceaniske sedimenter. Der er hovedsageligt tale om flysch (et erosionsprodukt) sandsten-kvartsit og kalksten samt marmor. Italien eksporterer store mængder marmor, bl.a. til Danmark.



Figur 2. Rekonstruktion af Middelhavsområdet i sen Perm (til venstre) og i Tertiær (til højre). I, G og T viser den formodede beliggenhed af Italien, Grækenland og Tyrkiet før de løsrev sig fra den afrikanske plade.

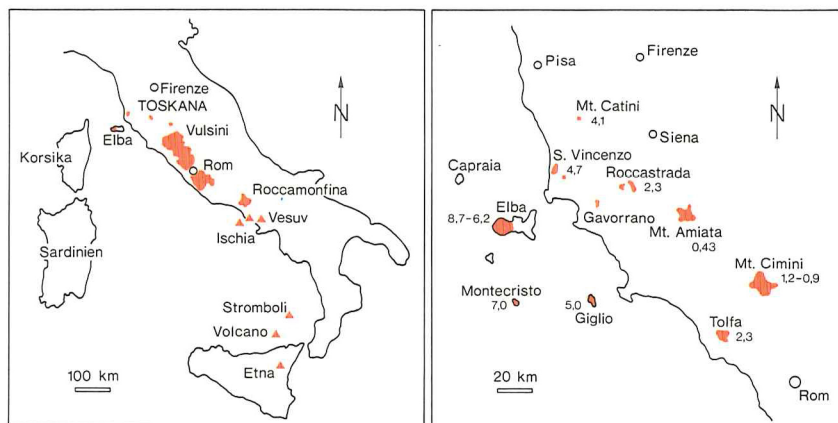
Både den Hercyniske og Alpine bjergkædedannelse er et resultat af de pladetektoniske processer (VARV 1978/1), der er foregået i Middelhavsområdet, og som er knyttet ikke alene til kollisionen mellem den afrikanske og den europæiske plade (se figur 2), men også til åbningen af Atlanterhavet (VARV 1978/3). Da Middelhavsområdet ligger klemmt inde mellem Europa og Afrika, har det ofte været genstand for pladetektoniske ændringer. Italien har heller ikke ligget stille, og gennem tiderne har den italienske stovle været vidt omkring i verden. Man mener således, at både Italien, Grækenland og Tyrkiet indtil for ca. 200 millioner år siden var en del af den afrikanske plade. En rekonstruktion af Middelhavsområdet i perioden Perm, hvor alle landmasserne var samlet i et super-kontinent, Pangea, er vist i figur 2. Tethyshavet øst for det

TOSKANA

- vin, varme og vulkaner

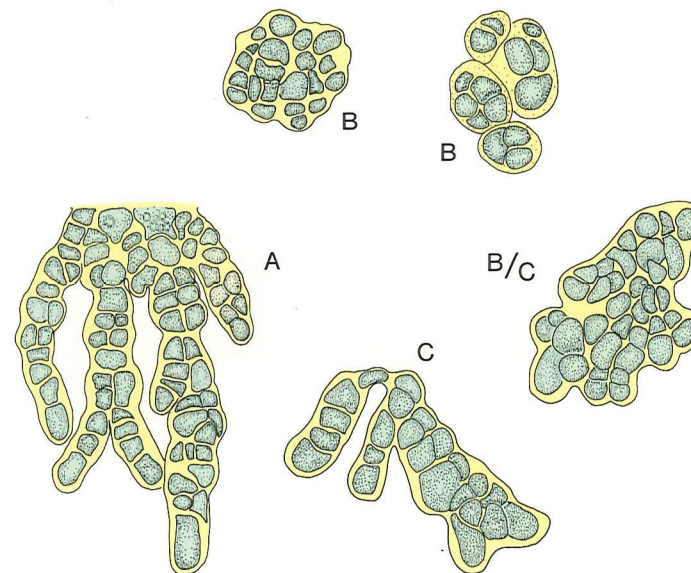
af Charlotte Clausen & Eva Carstensen Egeberg

Italien er hjemsted for en række vulkanske områder, af hvilke nogle har været uddøde de sidste par millioner år, medens andre stadig i dag er aktive (figur 1). Denne vulkanske aktivitet har i høj grad været med til at præge det italienske landskab, ligesom den i nogle områder har dannet baggrund for forskellige former for økonomisk udnyttelse, minedrift og energi-udvinning (VARV 1980/2). Vi skal i denne artikel se lidt på den geologiske baggrund for den vulkanske aktivitet i Toskana, området mellem Rom og Firenze, hvor de første vulkaner dannedes for ca. 10 millioner år siden, og hvor aktiviteten er fortsat siden og først nu er ved at klinge ud. Endelig skal vi se lidt på landskabsformer, denne vulkanske aktivitet dannede, og som fremstår tydeligt i landskabet den dag i dag.



Figur 1. Kortet til venstre viser (med orange) de vigtigste vulkanske områder i Italien. Trekkanterne angiver steder med aktiv vulkanisme. Kortet til højre viser beliggenheden og alderen på den tidlige sure magmatiske aktivitet i Toskana.

tråde vokser ind i. Tit findes algerne i meget store mængder (mange tusinde celletråde per kubikmillimeter). Hvorledes de er i stand til at trænge ned i kalken er ikke endelig afklaret.

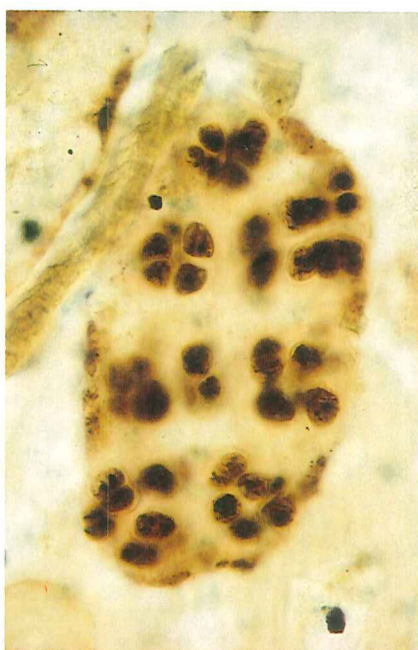
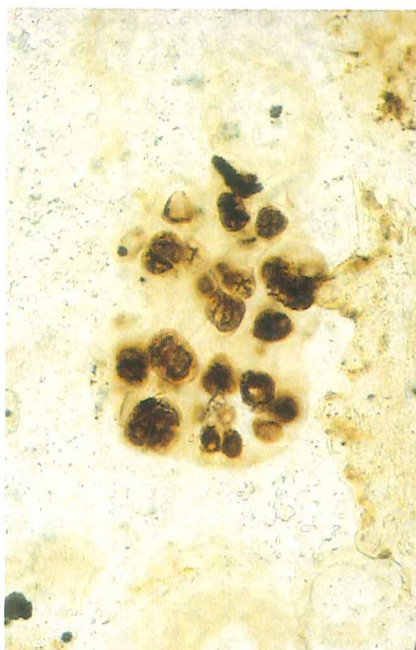


Figur 7. Skematisk tegning af forskellige faser i udviklingen hos den nulevende *Hyella balani* fra Middelhavet. A: Fuldt udviklet *Hyella balani*. B: Det gloeocapsoid stadium. C: Det pleurocapsoid stadium. (Figurerne er tegnet efter fotografier af T. LeCampion-Alsumard).

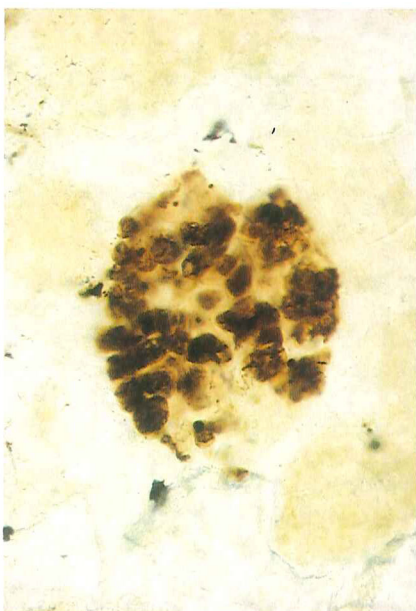
Der er god grund til at antage, at de mellem-kambriske former kunne formere sig og spredes på samme måde.

Hyella formerer sig ved, at der inde i nogle af de øverstliggende celler dannes mange små celler (endo-spore), som på et tidspunkt frigøres fra moderplanten. Endo-sporene bevæger sig ikke aktivt i vandet, men spredes med havstrømmene i de omgivende vandmasser. Da cellerne er tungere end vand, vil de på et tidspunkt synke til bunden, og hvis det er på passende lavt vand, og hvis forholdene ellers er gunstige, vil de dele sig i alle retninger til kugleformede kolonier af runde eller afrundede celler. Der findes ingen lighed med moderplanten, hverken hvad angår udseende eller levevis. Denne fase kaldes for det gloeocapsoid udviklingsstadium, da kolonierne til forveksling ligner en anden blågrønalgeslægt, *Gloeocapsa*.

På et tidspunkt vil nogle af cellerne dele sig, men nu kun i en retning, så der



Figur 8. Tyndslib af det gloeocapsoid stadium fra Henson Gletscher Formationen. Kolonien blev holdt sammen af en fælles slimkappe.



Figur 9. Det gloeocapsoid stadium med begyndende udvikling af det pleurocapsoid stadium i randen af kolonien. Cellerne er ved at organisere sig i korte tykke tråde, der efterhånden vil danne længere og tyndere tråde. Henson Gletscher Formationen.

Figur 10. Det pleurocapsoid stadium. De tykke tråde er veludviklede, og begyndende forgrening kan ses. Henson Gletscher Formationen.

Alle billeder er forstørret ca. 300 gange

dannes korte, men ret tykke tråde. Hermed er algen kommet i det pleurocapsoid udviklingsstadium, som er opkaldt efter endnu en blågrønalgeslægt, *Pleurocapsa*. Efterhånden vil algen danne længere og tyndere tråde, alt mens den vokser ind i kalken. Hermed er ringen sluttet, og en 'ægte' *Hyella* er dannet, som så kan begynde forfra med at danne endo-sporene o.s.v., o.s.v.

Sammenhængen i en sådan 'livs-cyklus' kan naturligvis kun påvises ved omhyggelige kulturforsøg med levende materiale, så hvorvidt de 'stadier', vi finder i Henson Gletscher Formationen overhovedet har noget med hinanden at gøre, må henligge på fantasiens overdrev, men det er dog en fascinerende tanke, at *Hyella* har 'cyklet' sig gennem 1/2 milliard år.



Figur 11. 'Hyella' med meget lange, borende tråde fra Henson Gletscher Formationen. Denne type forekommer kun sparsomt i prøven. Typen kendes i nutiden kun fra Florida og Bermuda. Den blev beskrevet som en ny art af 'Hyella' i december 1984, men det ser ud til, at denne type har eksisteret uforandret igennem 1/2 milliard år. (x ca. 100).

Algefossilerne kan hjælpe os til at lære lidt om det hav, hvori bjergarten blev dannet. Da algerne som nævnt skal have lys for at eksistere, og da de borende stadier ikke blot har levet på, men i havbunden, må der have været temmelig lavvandet, antagelig omkring 50 meter dybt, og i så fald må det have været meget klart vand.

Lad os til slut atter se på det gloeocapsoid stadium. Som omtalt kan dette stadium ikke skelnes fra slægten *Gloeocapsa*, der dog aldrig danner borende alger. *Gloeocapsa*-lignende organismer blev i 1916 - under navnet *Gloeocapsomorpha* - beskrevet fra en ordovicisk olieholdig aflejrings, 'Kukersit', i Letland. Man antager, at olien netop er dannet ud fra *Gloeocapsomorpha* og andre alger. Det er jo så interessant, at netop Henson Gletscher Formationen er en af de lagserier i Nordgrønland, der for tiden har oliegeologernes interesse.