

Vulkanismens faser i Trondheimsfeltet.

Av

THOROLF VOGT

(Foredrag på Høgtidsdagen 26de februar 1946)

Med vulkanisme forstår en for det første de prosesser som henger direkte sammen med vulkaner. Vi kan tenke på lavaene som strømmer opp fra dypet og på de fragmenter av lava som kastes ut fra vulkaner ved eksplosjoner; vi har vulkansk støv og vulkansk aske, som er det fineste materiale, lapilli, det noe grovere, av størrelse som fra erter til valnøtter, og vulkanske bomber, det groveste. Mens vulkankeglen selv jevnes ut og forsvinner i tidens løp, blir disse vulkanske lavaene og tuffene tilbake og gir et håndgripelig bevis på at det engang har eksistert vulkaner i området.

Men til vulkanisme i videre forstand hører også prosesser som foregår i større eller mindre dyp nede i jordskorpen og som ikke direkte manifesterer seg på overflaten. Fra dyptliggende deler av jordskorpen, kan en si, trenger det smeltemasser, det vi kaller magmaer, opp til øvre deler av jordskorpen. Magmaene når ikke helt opp til overflaten, men danner ofte store bassenger et stykke nede i jordskorpen. De holder seg åpenbart flytende i lange tidsrom og krystalliserer meget langsomt. Vulkanene på overflaten er bare en sidevirkning fra disse dypereliggende bassenger; de henger åpenbart sammen med gassarter som avgis under krystalliseringen i dypet og som sprenger seg vei opp til overflaten. Disse dypereliggende manifestasjoner av vulkanisme kan vi også studere, siden bekker og elver, forvitring og erosjon, har fjernet de overliggende fjellmasser. I løpet av endel hundre millioner år kan en regne med at det er fjernet steinmasser av størrelsesorden fra 1 til 5 km's tykkelse.

Trondheimsfeltet er i dag et av de roligste og mest stabile områder på jorden. Men engang har vi også her hatt en livlig vulkanisme, langt tilbake i tiden. Det vulkanske materialet som dengang ble dannet, har gått igjennom mange prosesser: først

ble det dekket over med mektige lag av leire, sand og grus. Så ble alle disse bergartene foldet under en stor fjellkjedefoldning og kom under innvirkning av øket temperatur og trykk. Derved ble de omvandlet, metamorfosert, ofte nesten til det ukjennelige. Bergartene må så å si dechiffreres; men de forteller til slutt sin historie. Og jeg skal da her i aften gi en liten oversikt over vulkanismens historie i Trondheimsfeltet så langt en kan søke å tyde den i dag.

1. Prekambriske lavaer.

I de aller eldste tider, langt tilbake i prekambrium eller grunnfjelllets tid, var vulkanismen alminnelig utbredt nesten overalt hvor bergarter fra denne tiden er blottet og studert. I disse fjerne tider, kanskje for omlag 12—1500 millioner år siden, var vulkanismen ikke så sterkt begrenset til bestemte vulkanstrøk som senere i jordens historie, men var mere alment regional. Vi har noen bergarter i Trøndelag som jeg inntil videre henfører til dette aller eldste tidsrom. Det er finkornige bergarter som delvis kan betegnes som leptitter, d. v. s. lavaer og tuffer av bestemte typer og av en bestemt alder. De finnes bl. a. inne i Malm i Beitstaden. De har delvis vært henført til prekambrium, mens andre har ment at de var av yngre alder. Det er åpenbart ting som taler for at de bør henføres til den eldste del av prekambrium, til den egentlige leptittformasjon, den eldste formasjon vi kjenner i jordens historie her i Skandinavia. Man kunde tro at denne formasjonen representerte jordens opprinnelige størkningsskorpe. Men det er ikke tilfelle. Alt dengang ble det avsatt leire og sand og kalkstein som viser at vi hadde land og hav, forvitring og sedimentasjon dengang som nå. En gruppe med leptitter, kalksteiner osv. inne i Malm regner jeg inntil videre til disse aller eldste lagene.

Sammen med de gamle leptitter i Malm opptrer det rike og store jernmalforekomster, Fosdalens jernmalmfelt, som derved også skyves langt tilbake i tiden når det gjelder deres dannelses. De blir omtrent samtidige i alder med de kjente svenske jernforekomster av typen Kiruna-Gällivare-Grängesberg. Det er delvis nokså store forskjelligheter mellom Fosdalen og de nevnte svenske jernforekomster, men det finnes påfallende likheter også. Jeg mener det er meget som taler for at de ikke bare er omtrent samtidige, men at de er genetisk beslektet også. Jeg skal imidlertid ikke oppholde meg nærmere ved disse i og for seg interessante spørsmål, men hoppe langt fram i tiden, mere enn halvveis fram til nutiden.

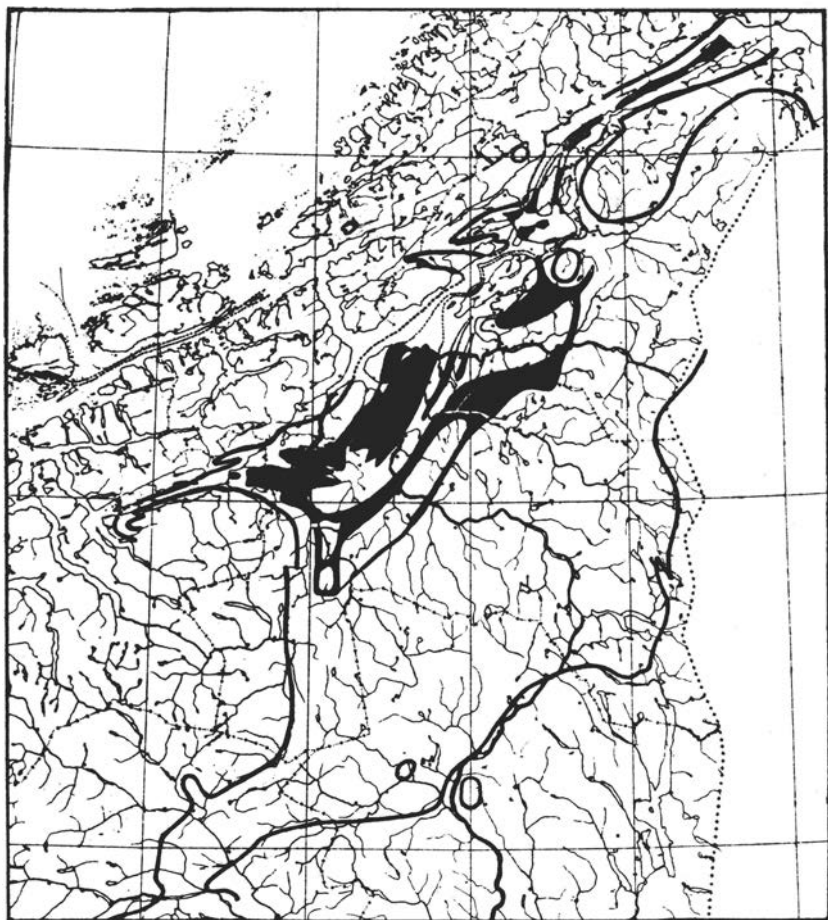


Fig. 1. Kartet viser den omtrentlige utbredelse av Størenggrønnsteinen (svart) i Trondheimsfeltet. Størenggrønnsteinen er omvandlede basaltiske lavaer og tuffer fra den undre del av ordovicium (skiddavian). Grensene for den kambro-siluriske del av Trondheimsfeltet er trukket opp med en linje.

2. Størenlavaene fra under-ordovicium.

På et kart over det vi kaller Trondheimsfeltet i innskrenket betydning (Fig. 1), vil en se at det er avsatt langstrakte felter med grønnstein i den nordvestlige del av feltet. Disse grønnsteiner har vært undersøkt i stor utstrekning av tidligere for-



Fig. 2. Alle åsene på den andre siden av vatnet (Grøtvatnet på Hølanda) består av Størengrønnstein. Den store gården er Grøtan, som ligger på en endemorene. I forgrunnen jordene til Ven (kalkstein og skifer). Th. V. fot. 1943

skere; jeg skal nevne Hans Reusch, svensken A. G. Törnebohm, Per Schei, Carl Bugge, C. W. Carstens, og i de siste år også av meg selv (Th. Vogt 1945). Deres dannelse er ganske godt oppklart. De representerer basalter, opprinnelig omtrent svarte lavaer med tuffer, som nå er svært omvandlet, så de er blitt grønnfarvet av nydannete mineraler. De har vært kalt Størengrønnsteiner eller Bymark-grønnsteiner, etter to lokaliteter hvor de opptrer i typisk utvikling. Grønnsteinen danner gjerne skogåser eller lave fjell, se fig. 2 og 3. Bergarten er kalkholdig, og granskogen som vokser på den, er typisk av første bonitet.

I disse lavaene finner en undertiden noen eiendommelige grovstrukturer, som forlengst er tydet og som forteller oss under hvilke ytre omstendigheter lavaene ble dannet. Det er putene i de såkalte putelavaer (pillow lavas). Putelavaene består av rundaktige, nærmest uregelmessig ellipsoidiske grønnsteinsputer, opp til noe over 1 m i diameter, som ligger tett sammen. Man har sammenlignet dem med tett pakket ullsekker. Det kan henvises til fotografiene fig. 5 og 6. Det har vist seg at sånne putelavaer dannes når smeltet basalt strømmer ut i vann, eller under vann. Den britiske vulkanologen og legen Tempest Anderson iakttok

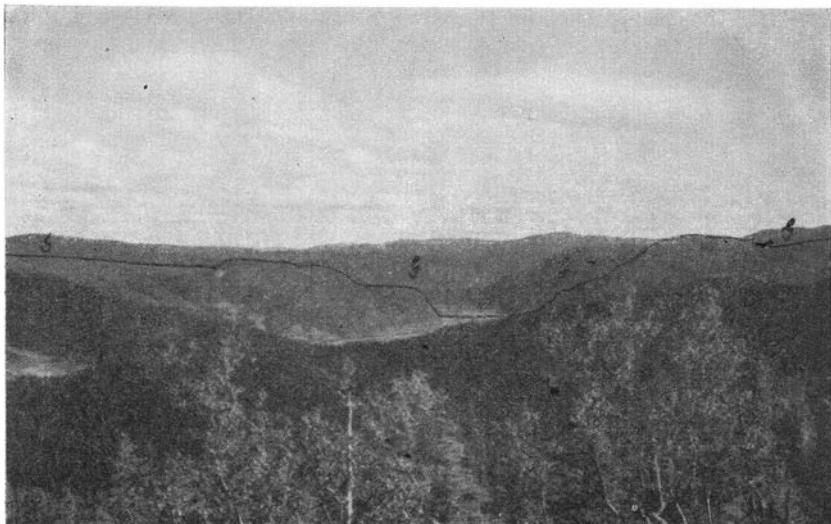


Fig. 3. Trakten mellom Støren og Hovin sett fra nordvest. Tvers over Gauldalen, på bortsiden av den optrukne linjen, strekker det seg et omkring 3 km bredt belte av Størenggrønnstein (G). Th. V. fot. 1943.

direkte hvordan putene dannet seg; det var i 1909 under et vulkansk utbrudd på Savaii i Samoa. Her strømmet basaltisk lava ut i en lagune. Ved avkjølingen mot vannet oppstod en deigformet rødglødende overflate på lavaen. På denne overflaten dannet det seg en eggformig utbuktning, som svulmet opp til en slags knopp med en smal hals. Denne knoppen kunde vokse videre i størrelse og bevegelighet, samtidig med at den ble hvitglødende, til den ble så stor som en vanlig sekk eller pute. Det ser ut til at det ble dannet en hud av plastisk og noenlunde holdfast glass ved avkjølingen mot vannet; prosessen med etterfylning av smeltet lava kan til en viss grad sammenlignes med glassblåserens, når han utvider en glassdråpe til en glassballong ved innblåsning av luft. Analogien ville bli fullstendig hvis en istedenfor å blåse inn luft injiserte en smelte under trykk til utvidelse av ballongen.

En mener at disse grønnsteinslavaene stort sett er submarine, de er rent ut på bunden av et hav. Dette bestyrkes også ved at det finnes marine lag mellom lavastrømmene; vi har laget tuff (anvendt som takskifer, Høveskiferen), jaspis (opprinnelig antakelig radiolarieslam), kalkstein, skifer, ja undertiden også



Fig. 4. Vulkansk tuff i Størenggrønnstein, fra østsiden av Benna på Hølanda. Bergarten består av uregelmessige bruddstykker av grønnstein som er kittet fast sammen. $\frac{1}{7}$ nat. st. Th. V. fot. 1943.

sedimentær svovlkis, som påvist av C. W. Carstens. Kiselsyren til radiolarieslammet og svovlet til den sedimentære svovkisen er sannsynligvis tilført til sjøvannet ved vulkanske termer. Det kan ha raket opp øyer, men antakelig har det meste av disse lavaene vært submarine. Det ser ut til at det har vært noenlunde bratte skråninger omkring disse i det vesentlige undersjøiske vulkanene også, siden det er ting som taler for at det har gått undersjøiske skred. Smale lag av jaspis er f. eks. åpenbart revet opp til uregelmessige bruddstykker snart etter sin dannelse, noe som tyder på glidninger av sedimentene på havbunnen. Det kan nevnes at man kjenner undersjøiske vulkanutbrudd i nutiden også, f. eks. SW for Island.

I disse lavaene finner en undertiden injeksjoner av dypbergarter av omtrent samme sammensetning som lavaene selv. Det er omvandlete gabbroer, såkalte saussuritgabbroer. Det er meget som taler for at disse gabbroene ble injisert nokså snart etter at lavaene ble dannet. Jeg må imidlertid legge til at jeg ikke har funnet noe bevis for at så var tilfelle, ved mine seneste undersøkelser. V. M. Goldschmidt har i sin tid sammenfattet lavaene og gabbroene til en samlet gruppe og kalt dem de grønne lavaers

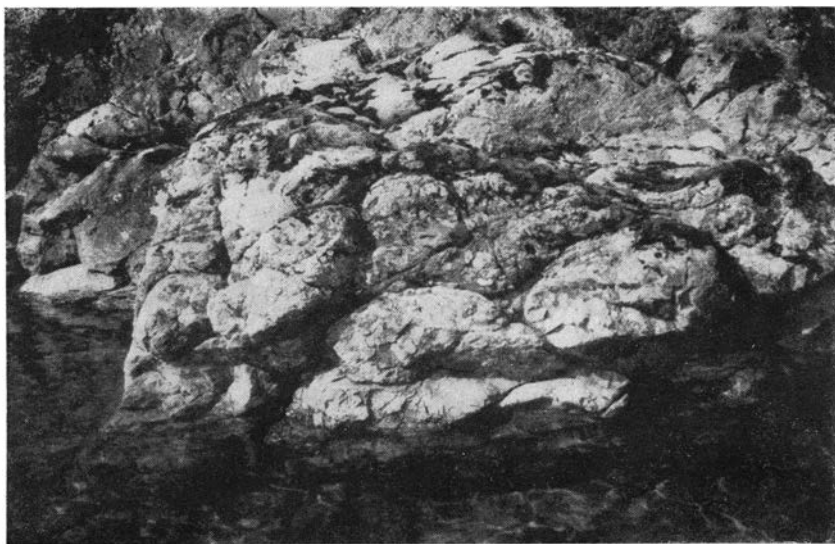


Fig. 5. Putelava i Sterengrønnstein, fra en holme i den nordlige del av Benna, ved Branem i Melhus. Th. V. fot. 1943.

og intrusivers stamme. En har ment at lavaene var injisert med sin egen magma snart etter sin dannelse. Sånne gabbroer har vi f. eks. her i Trondheim, i traktene ved Kuhaugen, og på Løkken. En bestemt type av malmforekomster er knyttet til disse gabbroene, det er kisforekomstene av typen Løkken-Grong. Hvis gabbroene hører nær sammen med grønnsteinene er det vanskelig å unngå den slutning at disse kisforekomstene også er dannet på dette tidlige trin.

Etter at grønnsteinslavaene var dannet, har sjøbunnen hevet seg over havets overflate over ganske store områder, vi får tørt land. Landet dekkes av grus og stein som siden herdner til et konglomerat. Siden senker landet seg, og vi får avsatt mudder og slam oppe på konglomeratet. Det først avsatte mudderet er ofte sterkt rødfarget eller sjokoladefarget, noe som tyder på et varmt semi-arid klima: Det har antakelig hersket et klima med en lang årlig tørkeperiode og en regntid med rikelig nedbør.

Grønnsteiner med putelava, jaspis osv. av helt samme alder og karakter danner et langstrakt, engang sammenhengende belte. Nordover finner vi dem til Grong-traktene og videre opp i svensk Lappmarken. Mot SW finner vi dem i rik utvikling på Vest-

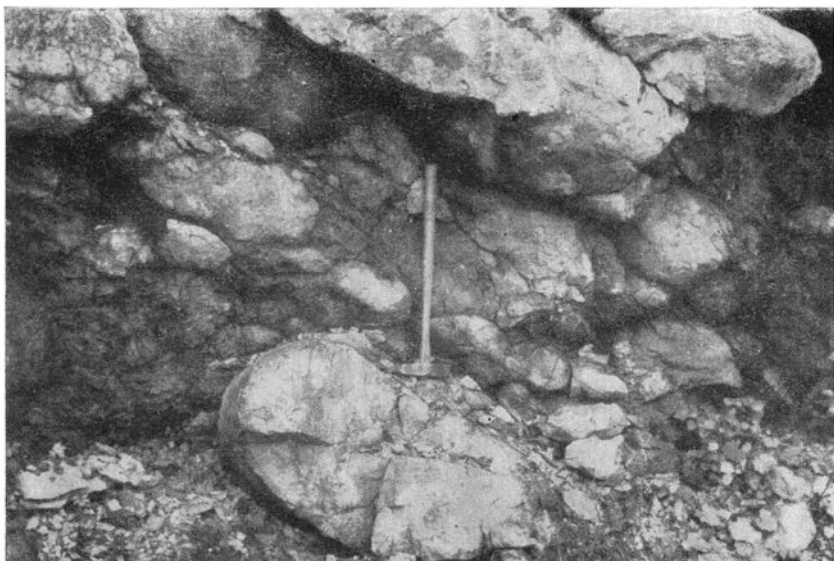


Fig. 6. Putelava i Størengrønnstein, fra veiskjæring på vestsiden av Benna på Hølanda. Se særlig puten som hammeren står på. Th. V. fot. 1944.

landet, og herfra fortsetter beltet over til de britiske øyer. Her finnes de i svær mektighet i the Southern Uplands i Skotland (the Ballantrae Volcanic Rocks) og andre steder. Vi har hatt et norsk-britisk eller skandinavisk-britisk vulkanbelte, antakelig med oppstikkende vulkanøyer, men mest med submarine utbrudd. Nærmest må vel dette vulkanbelte ha lignet Kyriene eller andre rekker av vulkanøyer. Klimaet her kan vi altså også gjøre oss visse forestillinger om. Kartet fig. 7 viser beliggenheten av dette vulkanbeltet.

3. Serpentin-problemet.

På samme tid som det fløt ut svære lavastrømmer og dannet seg mektige lag med vulkanske tuffer i den nordvestlige delen av Trondheimsfeltet, har vi hatt andre forhold i den sydøstlige del. Her er det ikke påvist sikre lavaer eller tuffer, bare små og spredte korn av lavamateriale i sandstein; og de kan være tilført langveis fra. Men vi møter andre og noe vanskeligere tilgjengelige problemer.

Nær den undre grense av de kambro-siluriske sedimentene i sydøst finnes en lang rekke små felter av serpentin, se kartet

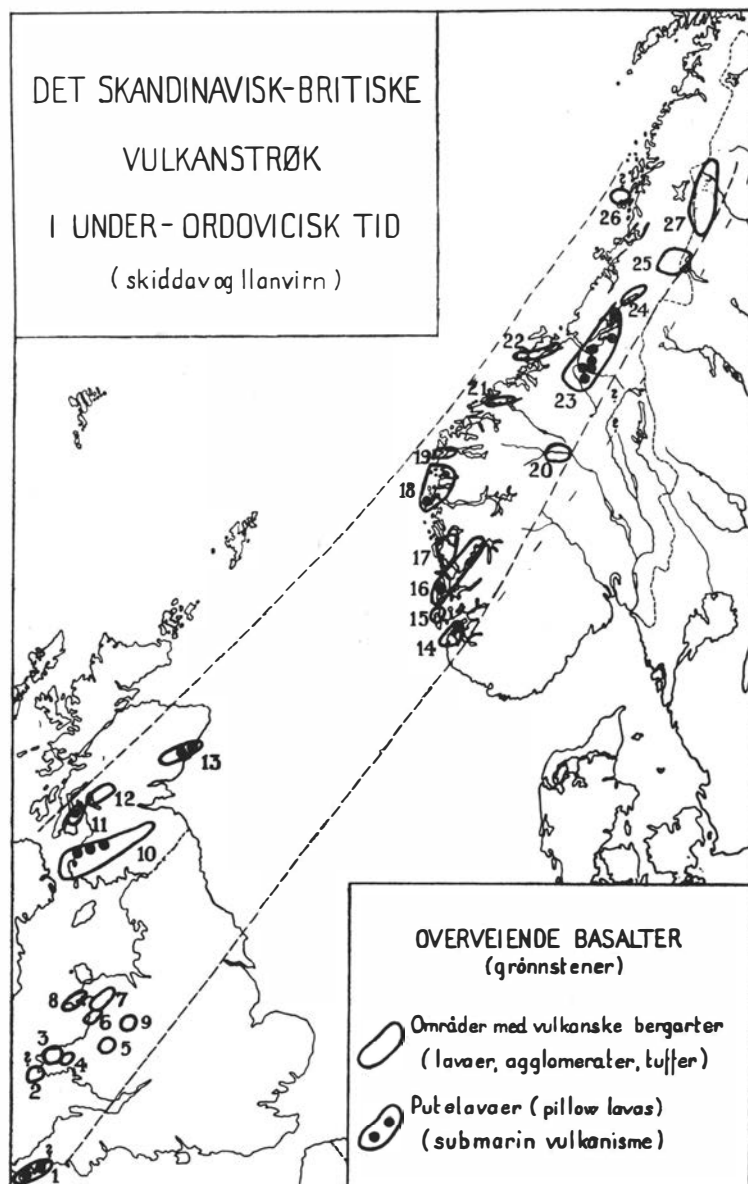


Fig. 7.

fig. 8. Serpentin er en eiendommelig bergart som forvittrer med gulaktig eller oransjefarget forvittringshud, noe som gir foranledning til navner som Rauhammeren osv. Fig. 9 viser et typisk bilde av et serpentinfjell; hvor det ikke finnes morenedekke, er fjellet nesten vegetasjonsløst.

I de samme trakter i SO finner vi også et serpentinkonglomerat. Forholdene ligger slik an at en kan slutte at rullesteinene i dette serpentinkonglomerat skriver seg fra de små serpentinfeltene som finnes eller fantes lavest nede i lagrekken i sydøst. Serpentinfeltene ble dannet ved injeksjon et stykke nede i jordskorpen; når vi finner et konglomerat med rullesteiner av denne bergarten, viser det at det har foregått en landhevning her. Landet kom over havets overflate, og erosjonen grov seg ned på serpentinfeltene. De omgivende leirsedimentene var så løse at de ikke ble oppbevart som rullesteiner; steinene kom utelukkende til å bestå av den hardere serpentin. Nå viser det seg at serpentinkonglomeratet i sydøst er avsatt på praktisk talt samme tid som konglomeratet over grønnsteinslavaene i nordvest. Tidspunktet er ganske nøye fiksert ved fossilfunn på begge steder. Vi har altså hatt en samtidig landhevning i begge disse områdene. Grønnsteinslavaene fra Støren-tiden er den første vulkanisme vi har i det hele tatt i det egentlige Trondheimsfeltet, og vi tør slutte at serpentinen og grønnsteinslavaene ble dannet til omtrent samme tid. Det er det første resultat.

Men vi må gå videre og spørre hvordan dannelsesmekanismen

Fig. 7. Kart over det skandinavisk-britiske vulkanbelte i Størengrønnsteinsens tid, undre ordovicium.

De Britiske Øyer: 1. Sydlige Cornwall (alder usikker). 2. Skomer. 3. Trefgarn. 4. Vestlige Carmarthen (askelag). 5. Builth. 6. Cader Idris. 7. Rhobell Fawr og undre aske i Arenig. 8. Lley-n-halvøya. 9. Shropshire: Stapeley askelag. 10. Southern Uplands: Ballantrae Volcanic Rocks. 11-13. Highland Border med den samme vulkanske serie: 11. Arran. 12. Loch Lomond til Aberfoyle. 13. North Esk til Stonehaven. På grunn av manglende litteratur er denne oversikt ikke helt up to date.

Norge og Sverige: 14. Stavangerfeltet. 15. Karmøy. 16. Bomlo—Stord—Hardanger med særlig mektige og utbredte lavaer. 17. Bergensbuene. 18. Solund-Kinn. 19. Bremanger. 20. Vågå etter upubliserte iakttakelser av Tore Gjelsvik og Trygve Strand. Etter å ha sett feltet sommeren 1946 kan jeg konstatere at bergartene svarer helt ut til Størentypen og at de synes å ligge på omtrent tilsvarende plass i lagrekken. 21. Øyer ved Molde. 22. Smøla. 23. Det egentlige Trondheimsfeltet: Størengrønnsteinen. 24. Snåsa, se Th. Vogt 1925 s. 230 og 1929 s. 58. 25. Grong. 26. Vega; her har Rekstad påvist vulkanske bergarter som inntil videre føres hit, om enn alderen er svært usikker. 27. Västerbottens fjelltrakter i Sverige.

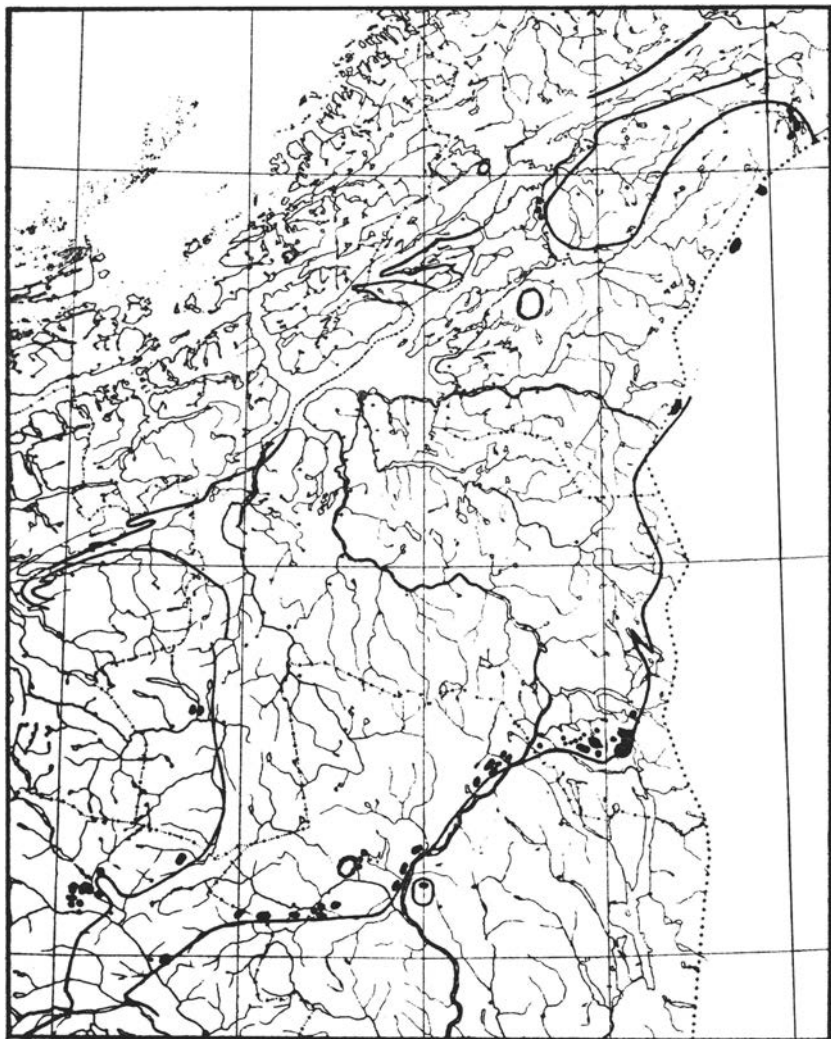


Fig. 8. Kart over serpentinfeltenes beliggenhet i Trondheimsfeltet. Vest for den sydlige del av Trondheimsfeltet ligger serpentinfeltene i sparagmitt eller i gneis som kan være oppstått ved metamorfose av sparagmitt.



Fig. 9. Serpentinfjellet Rauhammaren SO for Røros. Berghammeren tilhøire består av serpentin. Så kommer et smalt skiferlag mellom de to linjene. Toppen dannes av serpentin. Tilvenstre sees små kromittgruber. Th. V. fot. 1943.

for serpentinfeltene egentlig var. Først kan en si at serpentinen er et omvandlingsprodukt av olivinstein. Meget av serpentinkonglomeratene er forøvrig omdannet videre til kleberstein, ved at kiseltsyreholdige oppløsninger har sirkulert gjennom rullesteinsmassen med sine åpne mellomrom. Vi fastholder imidlertid at det opprinnelige mineralet overalt var olivin. Dette mineralet har et svært høit smeltepunkt, der dreier om 1700° med den sammensetning vi har her. Bergartmassen bestod ofte av praktisk talt ren olivin, og hvis denne tenktes injisert i vanlig smeltet tilstand, måtte den ha øvet en voldsom varmekvirkning på omgivelsene. Olivinsteinsfelter viser imidlertid aldri en sånn kontaktkvirkning. Amerikaneren N. L. Bowen trakk derav den slutning at olivinstein generelt blir injisert som en krystallgrøt av fast olivin, ved forholdsvis lav temperatur. Dette stemmer også når det gjelder våre serpentinfelter. Ved Røros har jeg undersøkt selve kontakten, som er meget godt blottet, sommeren 1942, og funnet at det ikke eksisterer spor av ekstra varmekvirk-

ning langs grensene. Vår serpentin har ganske åpenbart kommet inn i lagene som en krystallgrøt av fast olivin.

I Amerika har man gjerne antatt at olivinstein av denne type skriver seg fra et uhyre dypt nivå, fra f. eks. et substratum under 60 km's dyp, hvor alt materiale kan antas å bestå av fast olivin, og at partier herfra er presset nærmere opp mot overflaten i nærmest fast, d.v.s. plastisk tilstand. Vi har imidlertid også en annen mulighet, som passer svært godt på forholdene hos oss og som antakelig har en generell anvendelse. Denne teorien bygger på den kjente såkalte utpressningsteorien (squeeze teorien). En kan tenke seg en flytende basaltmagma som inneholder en mindre mengde med faste olivinkrystaller. En sårn masse vil under visse omstendigheter forholde seg som bær en presser saften ut av: Saften drives ut, men de faste bestanddeler, frøene og skallene, blir igjen, når en setter det hele under press. En må forestille seg at magmaen med sine olivinkrystaller presses fram mellom lagene i sedimentene, omtrent som kvikksølv vil presses fram mellom bladene i en bok en klemmer sammen. Under sånne omstendigheter vil en få den effekt det er tale om her. De faste deler blir retardert i sin bevegelse, mens det flytende presses videre. En vil til slutt få en anrikning av olivinkrystaller som blir liggende så tett at de berører hinannen, og med litt magma i mellomrommene; under påvirkning av stresset vil tilslutt det meste av denne siste magma-resten presses ut. Samtidig vil de faste deler samle seg i adskilte linser som ligger i rekke og rad, som en mere eller mindre ren grøt av olivinkrystaller. Det er flere ting som peker på en slik dannelselse av olivinsteinen i vårt tilfelle. Jeg holder meg da til Rørosfeltet, som er undersøkt svært detaljert, på grunnlag av luftfotografier, under min ledelse i de senere år. Jeg vil gjerne nevne at min assistent Leiv Gjessing utførte det meste av kartlegningsarbeidet i områdene med serpentin. Her er det en overordentlig intim tilknytning mellom serpentinen og visse amfibolitter, som representerer basaltsmelten. Det meste av selve smelten må antas å være presset videre, men noe er altså også blitt igjen.

Videre har vi en kisforekomst, Lossiusfeltet ved Rauhamaren, som er av den vanlige type som ellers er knyttet til gabbroene (basaltmagmaen), men som nå ligger umiddelbart under et serpentinmassiv. Sådanne vanlige kiser, med f. eks. sinkblende og blyglans, er ellers helt fremmed for olivinstein. Kisene synes å være dannet av en gabbromagma som har passert forbi dette stedet. Ofte kan all basaltmagma være presset

videre fram, og da ligger de rene olivinsteinklumpene tilbake som spor etter den magma som har passert forbi her.

Jeg oppfatter altså vulkanismen i nordvest og i sydøst som samtidige, så forskjellige yttringsformer de enn har. I nordvest ser vi bare den helt olivinfri magma som har nådd opp til overflaten som normale basalter. Olivinkrystallene er eventuelt etterlatt i dypet. Mange har ment at basalter av denne normale sammensetning representerer et substratum inne i jorden som er presset opp til overflaten i uforandret tilstand, uten at den kjemiske sammensetning har forandret seg. Det kan imidlertid være meget som taler for at så ikke er tilfelle. Når den overveiende del av jordens basalter har omtrent den samme kjemiske sammensetning, som nesten olivinfri basalter, kan dette komme av at de har etterlatt sine olivinkrystaller i dypet. Det er også tegn som peker i denne retning, bl. a. de såkalte olivinbomber, d.v.s. ofte ganske store bruddstykker av ren fast olivinstein, som er ført med av lavaen fra dypet.

I den sydøstlige delen av Trondheimsfeltet ser vi magmaens forhold nede i jordskorpen, med sine etterlatte olivinsteiner og bare med spor av den flytende olivinfri magma som for det meste er presset videre fram mot øst, og som antakelig aldri nådde opp til overflaten i disse traktene.

Det kan være på sin plass å nevne noen ord om utbredelsen av serpentinfeltene, rundt Trondheimsfeltet. På østsiden av feltet ligger de som nevnt nær basis for den kambrosiluriske lagserie, eller delvis på selve kontakten mellom disse skifrene og den underliggende sparagmitten. Særlig klart er dette i traktene øst for Røros, hvor vi også har områdets største serpentinfelt, ved Feragen. Men en kan følge serpentinfeltene mot nord i omtrent det samme nivået, delvis inne i Sverige, så langt Trondheimsfeltet går, til lagene bøyer om oppe ved Imsdalsfjellet øst for Snåsavatnet. Og vi kan følge dem mot sydvest, langs sydsiden av Foldalen helt til Gudbrandsdalen. Hvor sparagmittunderlaget buler seg opp inne i Trondheimsfeltet selv, som nord for Foldalen og i Sparbu, følger serpentin- eller kleberfeltene med. På vestsiden av Trondheimsfeltet synes imidlertid serpentinfeltene å ligge noe lavere, nemlig nede i sparagmittene selv, eller i gneis som kan betraktes som sterkt metamorfoserte sparagmitter. Dette er tilfelle ved Lesjajorungene, og videre nordover til Opdalsområdet og Trollheimen. Men det må antas at alle disse serpentinfeltene er samtidige. Jeg oppfatter serpentinfeltene i Trondheimsfeltet med omgivelser likefrem som indikatorer på at lagene de ligger i enten tilhører det laveste

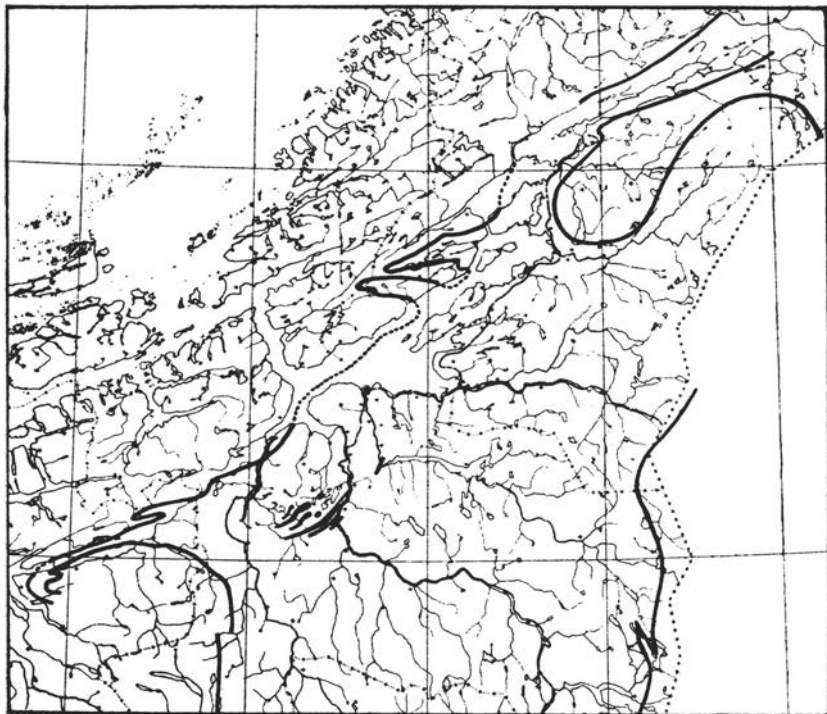


Fig. 10. Kart over yngre lavaer i Trondheimsfeltet. De skriver seg fra mellom-ordovicium, over-ordovicium og fra den underste del av silur, og består av andesitter og rhyolitter.

av den kambro-siluriske serie (kambrium og det aller laveste av ordovicium) eller at de tilhører sparagmittene.

4. Lavaer og tuffer fra mellom-ordovicium til underste silur.

Den vulkanisme som er representert ved Støren-grønnsteinene i NW og serpentinfeltene med sine sammenhørende amfibolitter skriver seg fra den første fase av vulkanisme i det egentlige Trondheimsfeltet. Men vulkanismen fortsetter, om enn i sterkt avtakende grad. Under krigen foretok jeg en nokså detaljert geologisk undersøkelse over en del av området ved Hølonda-Horg. Tidligere er feltet befart av flere geologer, bl. a. av C. W. Carstens. Lagene ligger nokså sterkt foldet, men er lite omvandlet. Det finnes ganske mange forekomster av fossiler

som er beskrevet av professor Johan Kiær og andre forskere. En enkelt ny lokalitet med godt oppbevarte fossiler ble også funnet under krigen. Området danner på sett og vis et nøkkelområde for hele Trondheimsfeltet, fordi en her kan få bestemt alderen av lagene og lavaene ved hjelp av fossiler (se beskrivelse med geologisk kart Th. Vogt 1945).

Underst har vi Støren-grønnsteinen, som nettopp er omtalt. Mektigheten av denne lavaserien er ganske svær, således omkring 2500 m ved Støren. Et stykke over grønnsteinene kommer noen karakteristiske andesitter, Hølanda-porfyrittene, som nesten alltid opptrer i toppen av små bratte åser eller hauger, som gir dette landskapet sin særegne karakter (se fig. 11 og 12). Det er to typer av disse porfyrittene, som er nokså forskjellige, Bergtypen, som sannsynligvis er en lava, og Almåstypen, hvis dannelselse ikke er helt oppklart ennå.

Videre opp i lagrekken kommer noen tuffer av rhyolitt, som er opp til 1700 m mektige. De vulkanske tuffene består av sammenkittet materiale av vulkansk aske og lapilli, som nå er herdet til en overordentlig seig og motstandsdyktig bergart. De ligner sandsteiner, og tuffkarakteren blir en først klar over ved mikroskopiske undersøkelser.

Ennu høyere opp i lagrekken kommer massive rhyolitter, opp til 500 m mektige. Og høyest oppe i serien kommer igjen rhyolitt-tuffer, i den underste del av silur.

Helt sikkert vulkanske er de mektige rhyolitt-tuffene. De andre bergartene som er nevnt er antakelig flytt ut som lavastrømmer. Men en kan kanskje si at det avgjørende bevis ikke foreligger ennå. Hvis de ikke er lavaer, må de ihvertfall være injisert ganske nær under den daværende overflaten.

Kvantitativt spiller denne yngre vulkanisme en forholdsvis underordnet rolle sammenført med de svære grønnsteinslavaer. De kan nok være mektige, men synes etter hva vi vet hittil, å ha en nokså lokal utbredelse (se kartet fig. 10). Men de har sin generelle interesse allikevel. Dette henger for en del sammen med den gradvise forandring av lavaenes kjemiske sammensetning ettersom tiden går. Støren-grønnsteinene representerer, som jeg har nevnt før, opprinnelig mørke og lettflytende basalter, med forholdsvis lite kiseltsyre, de er basiske, som vi sier. Porfyrittene er typiske andesitter, noe lysere og med noe mere kiseltsyre, de er intermediære etter vår terminologi. Og yngst er rhyolittene, det er lyse og kiselsyrerike lavaer, uhyre viskose eller tungtflytende; de er svært sure, som vi sier. Alle disse lavaene er åpenbart kommet fra samme kilde i dypet, en kilde

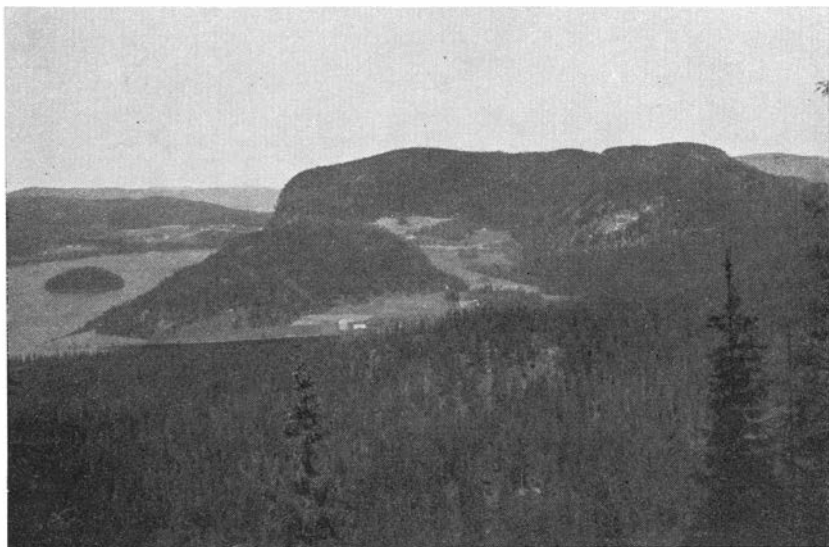


Fig. 11. Toppene av de nærmeste åsene består av Hølundaporfyr, Berg-typen. Fra venstre sees Vikåsen, Ramberget (høyest) og Undun-berget på Hølanda. Tilvenstre Gaustadvatnet. Th. V. fot. 1943.

som har forandret sin sammensetning gradvis under krystallisasjonen, etter lover som vi stort sett kjenner. Våre lavaer følger denne lovmessige utviklingen.

Men det er også en annen interesse som knytter seg til disse yngre vulkanske lavaene og tuffene: De medvirker i høy grad til å demonstrere at det også i denne yngre tid (mellom- og over-ordovicium samt underst i silur) eksisterte et vulkanbelte som forbinder Norge og Skandinavia i det hele med De britiske øyer. Det er ikke så mange holdepunkter vi har her. Alt for mange år siden påviste jeg yngre lavaer (antakelig fra mellom-ordovicium) oppe ved Sulitjelma. Det var sikre lavaer av nærmest andesittisk sammensetning. Senere påviste svenske forskere tilsvarende lavaer av omtrent samme alder fra svensk Lappmarken. Så har vi altså nå de yngre lavaer og tuffer i området Hølanda-Horg. Muligens slutter et felt i Søndhordland seg til denne serien, men det er svært usikkert. I Storbritannia har vi en rik utvikling av vulkaner i denne tiden, og vi får derved en geologisk tilknytning til Storbritannia som vi ikke har vært klar over før. Det er også den likhet med de britiske felter at de yngre lavaer også her

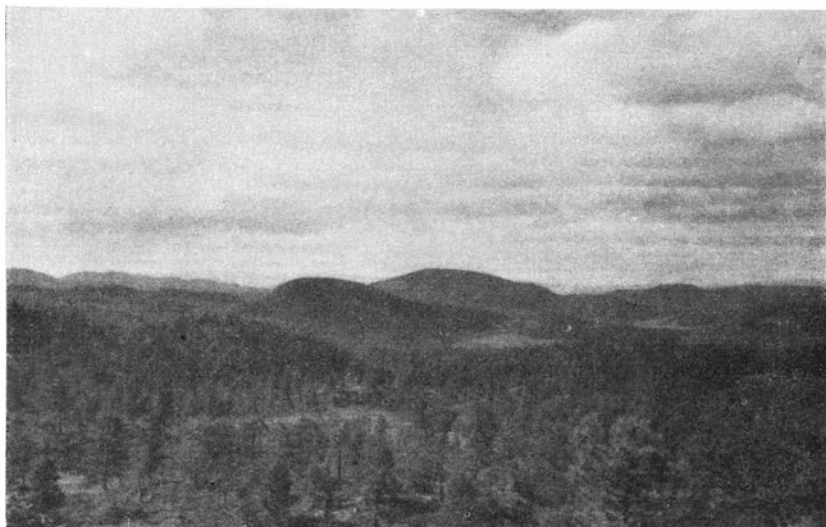


Fig. 12. Toppene av de to åsene midt på bildet består av Hølgåporfyr, Almåstypen. De to åsene er fra venstre Hølgåsen og Langåsen på Hølgå. Th. V. fot. 1943.

gjennomgående er intermediære og sure, mens de eldre var basalter. Vulkanbeltet fra denne tid er fremstillet på fig. 13.

5. Gabbroer fra kaledonisk tid.

Den neste store vulkanisme i Trondheimsfeltet kommer omtrent samtidig med den store kaledoniske fjellkjedefoldningen i vårt område henimot slutten av silurtiden. Denne fjellkjedefoldningen strakte seg på langs gjennom Norge fra Rogaland og til Finnmark. Men innenfor dette foldningskomplekset kan vi skille ut forskjellige strukturelementer. For mange år siden (Th. Vogt 1922 s. 734-739) skilte jeg ut en nedfoldningssone som jeg dengang kalte «den annen fjellkjedesynklinale», som kunne følges hele veien fra Søndhordland bl. a. gjennom Jotunheimen og Trondheimsfeltet til Vestfinnmark. Her skal jeg særskilt fests oppmerksomheten på karakteren av vulkanisme i denne spesielle nedfoldningssonen, hvortil altså Trondheimsfeltet hører. Vi kjenner intet lavamateriale fra denne tiden, men bestemte typer av dypbergarter. Det er bl. a. olivinførende gabbroer, eller undertiden vanlige gabbroer med olivinrike partier som er utskilt ved gravitasjon: olivinkrystallene har samlet

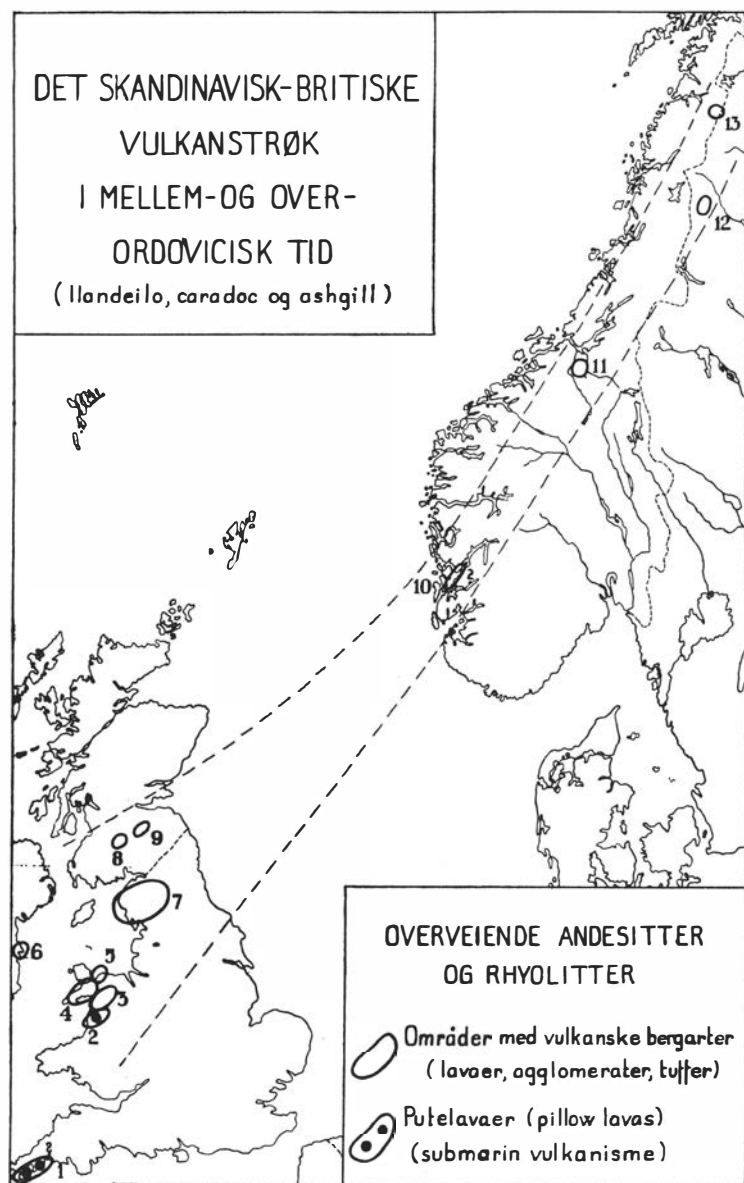


Fig. 13.

seg ved å synke i magmaen (Jotunheimen). V. M. Goldschmidt påviste for mange år siden at magmanene i Jotunheimens svære gabbro-massiv må være trengt opp gjennom en stor brist i jordskorpen under den nedfoldning som har vært kalt Jotungroften.

Det som nærmest svarer til Jotungabbroene i Trondheimsfeltet er Fongenmassivets olivingabbroer (se Th. Vogt 1940). Fongenmassivet er Trondheimsfeltets Jotunheimen i geologisk forstand. Hertil slutter seg antakelig et gabbrofelt ved Øiungen. Fig. 14. viser beliggenheten av disse og andre gabbrofelter (amfibolitter og saussuritt-gabbroer) i Trondheimsfeltet.

Videre mot nord har vi tilsvarende gabbroer ved Sulitjelma, ved Råna i Ofoten, i Lyngen og Vaddas m. v. i Troms, på Alteidhalvøya eller Alnas Njargga på grensen mellom Troms og Finnmark, og på Stjernøy, Seiland og Sørøya i Vestfinnmark (se fig. 15).

Gabbroene er mere motstandsdyktige mot erosjonen enn de omgivende skifre, derfor kommer disse massivene til å rake opp som høye fjell. Jotunheimen behøver jeg ikke å omtale, Galdhøpiggen og Glittertind og alle de høyeste toppene over 2000 m ligger godt inne i gabbromassivet. I Fongenmassivet har vi Fongen selv, 1459 m og dessuten Ruten, Melshogna og Hyllingen. Theodor Kjerulf kalte Fongenmassivet «en av Kjølens formure», det lå foran grensefjellene med Sylene osv. I Sulitjelmamassivet er Stortoppen (1914 m) Nordlands høyeste fjell. I Lyngsalpene er Jæggevarre (1915 m) det høyeste fjell i Troms. Og i Øksfjordsfeltet på Alteidhalvøya er Svartfjelljøkelen (1218 m) det nest-høyeste fjell i Finnmark.

En kan si at det største gjennombrudd ned til et underliggende mobilt substratum fant sted i Jotunheimen, hvor svære gabbromagmaer trengte opp gjennom denne bristen i jordskorpen. I Trondheimsfeltet og i Nordland har vi åpenbart bare hatt mindre gjennombrudd på enkelte steder, mens det igjen må ha vært et stort gjennombrudd lengst nord, i Nord-Troms og Vestfinnmark.

Fig. 13. Kart over det skandinavisk-britiske vulkanbelte i tiden etter Støren-grønnsteinen, fra mellom-ordovicium til underste silur.

De Britiske Øyer: 1. Sydlige Cornwall (alder usikker). 2. Cader Idris. 3. Arenig. 4. Snowdon. 5. Conway. 6. Portrane. 7. Lake District og Cross Fell: Borrowdale, Jarlside og Cross Fell Volcanic Rocks. 8. Sanquar. 9. Peebles-Broughthon.

Norge og Sverige: 10. Huglo (alder usikker). 11. Hølanda-Horg: Hølandaporfyrittene; Hareklett-Esphaug rhyolitt-tuffer; Grimsås rhyolitt; rhyolitt-tuffer ved Gaulfoss (se Th. Vogt 1945). 12. Gilliks-serien i Västerbottens fjelltrakter i Sverige. 13. Sulitjelma (se Th. Vogt 1927 s. 240).

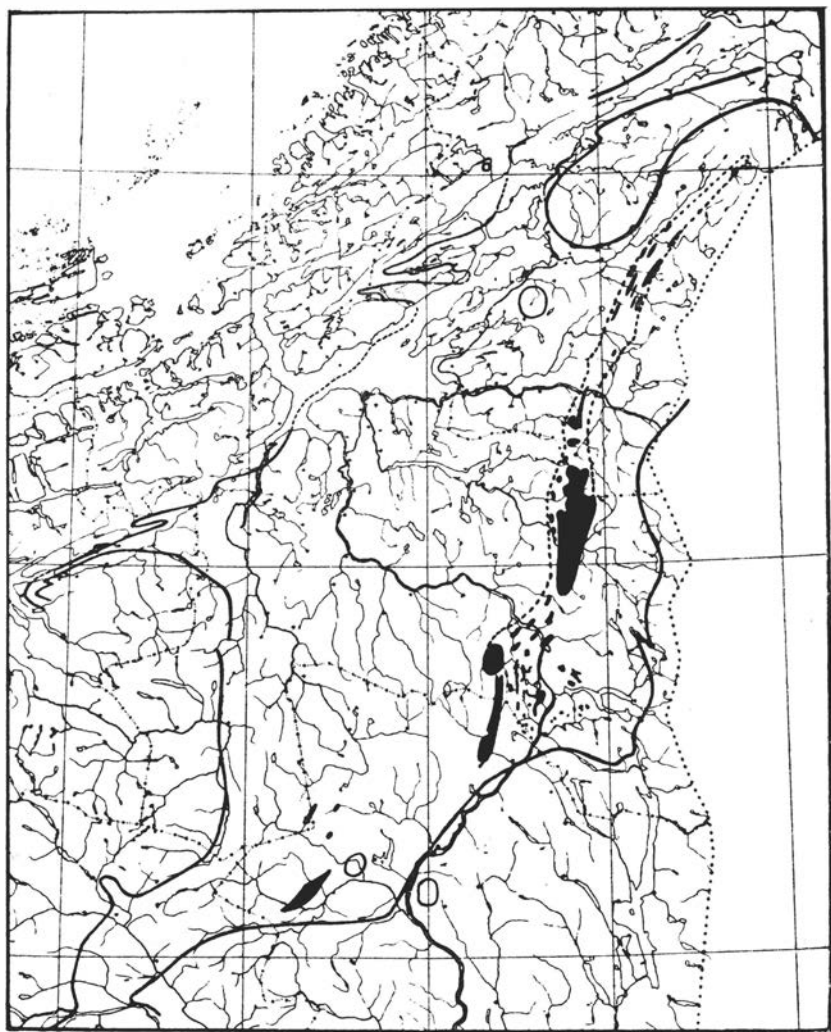


Fig. 14. Gabbrobergarter i Trondheimsfeltet. Det største feltet er Fongenfeltet, med olivingabbro. Det rundaktige feltet SW for dette er Øyungenfeltet. De andre feltene består av amfibolitter, saussurittgabbro m. v.

Hvis en kunne få regnet ut gjennomsnittssammensetningen av disse nokså nær beslektete gabbroene fra Jotunheimen til Vestfinnmark, ville en antakelig få den omtrentlige sammensetning av et bestemt substratum nede i jordskorpen. For øyeblikket finnes det imidlertid ikke tilstrekkelig med bergartsanalyser til en sånn beregning. Det er imidlertid klart at det ville bli sammensetningen av en gabbromagma med en god del olivin. En må forestille seg det slik at den gabbromagma, som trengte opp gjennom disse gjennombruddene har strømmet opp på så bred front, i så bred åpning, at den før omtalte retardasjons- og utpresningseffekten vanligvis er uteblitt. De faste olivinkrystallene i smelten har fulgt med magmaen og er ikke holdt tilbake. Dette gjelder de store massiver. Ellers er nok endel mindre masser presset inn mellom lagene. Kisforekomster som Foldal, Røros, Sulitjelma, Bjørkåsen og en lang rekke andre, ble åpenbart dannet under dette trin av vulkanismen. Disse kisene henger sammen med mindre partier av gabbrobergarter eller derivater av gabbrobergarter som er trengt inn mellom sedimentenes lag, eller med utløpere fra større felter.

Geografisk kan vi kalle denne nedfoldningen for Jotunheim-Vestfinnmark-synklinalen (eller delvis synklinoriet). Etter vulkanismens art kunne vi kalle den for gabbrosynklinalen, men etter de magmatiske malmene som finnes her for kis-synklinalen. Det finnes nok såvel gabbroer som kisforekomster i fjellkjeden utenfor denne nedfoldningen også, men langt de største og fleste gabbrofelter finnes her, og likeså langt de største og fleste forekomster med svovlkis og kobberkis.

Da den første oversikt over Jotunheim-Vestfinnmark-synklinalen ble publisert, gjorde jeg samtidig oppmerksom på (1922 s. 736-738) i hvor høy grad denne synklinalen var karakterisert ved sine kisforekomster. Synklinalen går som det vil sees av fig. 15 inn i Sverige mellom Grong og Sulitjelma, og det er nettopp her svenskene har sine kisforekomster av fjellkjedetypen. De mest kjente av disse forekomstene er vel Stekenjokk og Remdalen, men det er kjent en lang rekke andre også. De er særlig beskrevet av den svenske geologen Alvar Högbom, som har sluttet seg til de synspunktene som er nevnt ovenfor (1921, 1925).¹⁾

¹⁾ Mellom Sulitjelma og Skjomenfjellene kan det også ventes kisforekomster på svensk side av grensen, se kartet fig. 15.

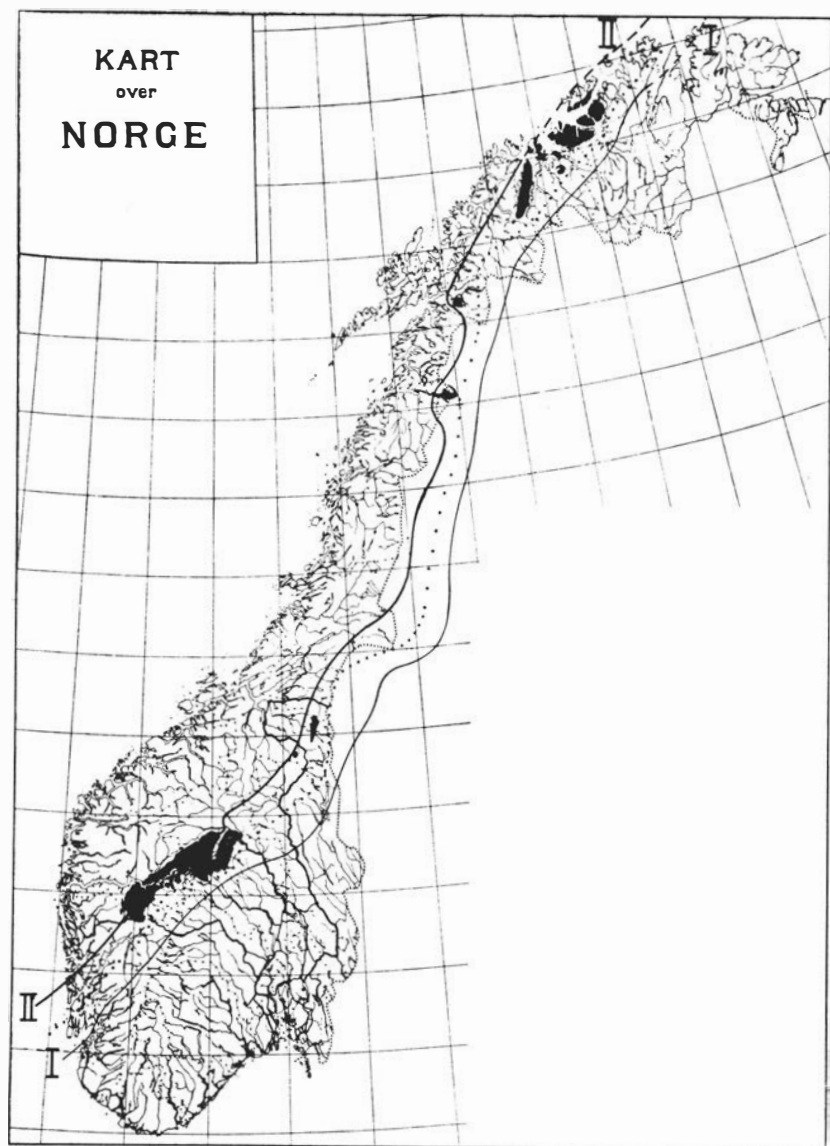


Fig. 15

6. Granittiske bergarter fra kaledonisk tid.

I Trondheimsfeltet har vi en særegen granittisk bergart som kalles trondheimitt, navnet er gitt av Goldschmidt. For det meste finnes denne bergarten i smale injeksjoner mellom lagflatene i de omgivende skifre. Men en finner trondheimitten sammen med andre beslektede bergarter i to store felter også. Ett ligger mellom Berkåk og Opdal, og er beskrevet detaljert av Goldschmidt (1916). Et annet, et godt stykke opp i Gauldal, ser ut til å være av den samme typen. I disse feltene, sikkert i Opdalsfeltet, finnes trondheimitten sammen med visse bergarter, opdalitt, dioritter og noritter. Disse bergartene ble i sin tid skilt ut som en egen stamme av Goldschmidt. Deres dannelse i forhold til Jotun-Fongen-stammen frambyr et vanskelig problem. En må framheve at bergarter som omtrent har trondheimittsammensetning, åpenbart kan utvikle seg ved differentiasjon fra en gabbro- eller basaltmamga. Det viser mine undersøkelser i området Hølanda-Horg. Det blir imidlertid nokså spesielle forhold, som det er vanskelig å gå nærmere inn på her. Resultatet av erfaringene fra Hølanda-Horg er at jeg mener det er helt forsvarlig å anta at også trondheimittene med sammenhørende bergarter har utviklet seg av et gabbromagma. En oversikt over utbredelsen av trondheimitter og beslektede bergarter i Trondheimsfeltet er gitt på fig. 16.

7. Oversikt over magmabergartenes opptreden i fjellkjeden.

Vi får da, i Trondheimsfeltet, en hel rekke forskjellige eruptive bergarter som har det tilfelles at de antakelig har utviklet seg av én og samme gabbromagma. Det er Størenggrønnsteinene og de yngre sure lavaer og tuffer i NW, det er serpentiner og amfibolitter, det er Fongengabbroen og andre gabbrobergarter, og tilslutt antakelig trondheimittene med sammenhørende bergarter. Den siste serie er sannsynligvis yngst. Vi kan dog ha trondheimitter av noe forskjellig alder. Dette felles modernmagma har da etter all sannsynlighet vært et substratum av nærmest olivinbasaltisk sammensetning dypt nede i jordskorpen.

Fig. 15. Jotunheim-Vestfinnmark-synklinalen (grøftformete foldning) er betegnet med II. De store gabbrofelter i denne synklinalen er avsatt med svart. Med I er betegnet den østligste synklinal i fjellkjeden. Mellom synklinal I og II er en antyklinal (ryggformet foldning) antydnet ved en prikket linje. Det vil sees at yttre Troms, det meste av Nordland, ytre Trøndelag og Mørefeltet med den nordlige del av Vestlandet befinner seg i samme tektoniske stilling (samme stilling i forhold til hovedfoldningene).

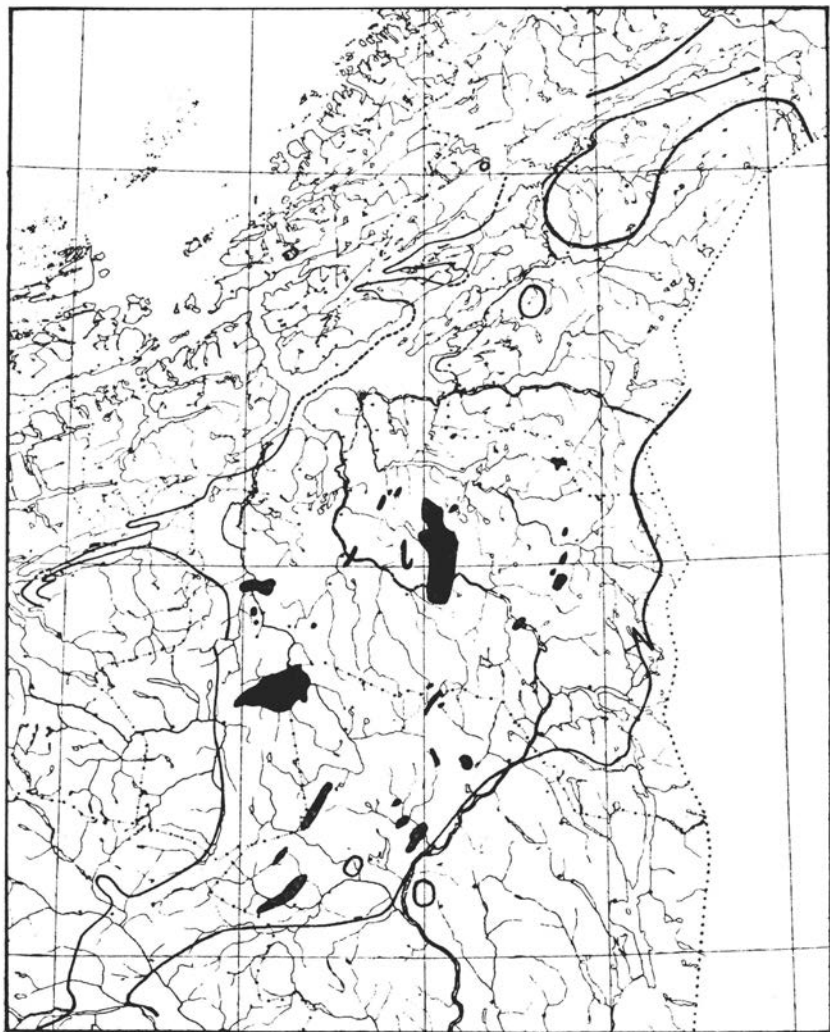


Fig. 16. Trondheimitt og beslektede bergarter i Trondheimsfeltet. I det store feltet mellom Berkåk og Opdal opptrer også opdalitt, dioritter og noritter. I det store feltet i den midtre del av Gauldalen opptrer også lignende bergarter.

Det er den fraksjonerte krystallisasjon, med adskillelse av krystaller fra smelte, som har bevirket oppdelingen av modernagmaen i disse partialmagmaer eller bergarter, og hertil det forskjellige vanninnhold magmaene har opptatt fra de våte sedimenter de har passert igjennom. Modernagmaen selv svarer vel omtrent til Fongengabbroen, og må antas å ha vært en svært «tørr» smelte, med lite innhold av vann; det samme var tilfellet med Goldschmidts Jotunstamme.

Ser vi til slutt nærmere på underlagets granitter utenfor den egentlige Jotunheim-Vestfinnmark-synklinalen, møter vi eendommelige forhold. Jeg har omtalt disse forhold tidligere for Ofotavsnittets vedkommende (Th. Vogt 1941), og tilsvarende betraktninger har vært anvendt videre av Olaf Høltedahl (1944). I øst har vi ekte grunnfjellsgranitter og andre bergarter, som har forholdt seg som en fast plate under hele fjellkjedefoldningen. Her har vi hatt et solid og fast underlag for de yngre fjellkjedesedimentene. Men i vest ser det ut til at grunnfjellsgranittene og vel også andre bergarter, delvis er blitt hva vi kaller mobilisert under fjellkjedefoldningen. De er delvis gjort bevegelige, de er delvis smeltet opp igjen, de er delvis palingene, nyfødte. De granittene som oppstod på denne måten, er forskjellige fra trondheimittene i vesentlige trekk. De palingene granitter er f. eks. gjennomgående kalirike, mens trondheimittene er ekte natronbergarter. Dette natron har de tatt i arv fra gabbromagmaen.

I korthet vil jeg sammenfatte forholdene slik: I øst for Jotunheim-Vestfinnmark-synklinalen har vi i det hele tatt ikke hatt noe gjennombrudd mot dypet. Temperaturen i underlaget har vært forholdsvis lav. Alt eruptivt materiale er kommet langs lagflatene fra vest, fra Jotunheim-Vestfinnmark-synklinalen.

I denne synklinalen selv, og altså også i Trondheimsfeltet, har vi hatt delvis store gjennombrudd mot et dyptliggende nivå, som svarer til et gabbrosubstratum. Men noen oppsmeltning av granitt, i høyere nivåer synes ikke å ha funnet sted, eller bare i mindre grad.

Kommer vi imidlertid lenger mot vest, til fjellkjedens mest sentrale partier, synes temperaturen i underlaget å ha vært så høy, at man får delvis oppsmeltede granitter. Disse kommer da fra et forholdsvis grundtliggende substratum, hvor gjennomsnittssammensetningen stort sett er granittisk.

I jordskorpen regner jo vi geologer med nivåer med forskjellig kjemisk gjennomsnittssammensetning. Øverst oppe har vi de letteste og kiselsyrerikeste (sureste) bergarter. Mot dypet

tiltar bergartenes spesifikke vekt, bergartene blir fattigere på kiseltsyre (mere basiske). Granitter er lette, men gabbroer er tyngre. Under kontinentene regner vi med et øvre skall av lett granitt, og under det med et substratum av tung gabbro, eller om en vil med basalt. Vi ser hvorledes vulkanismen i Trondheimsfeltet føyer seg naturlig inn i denne større sammenheng.

Endel norsk og svensk litteratur.

- Askund, Bror, och Thorslund, Per 1935: Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. Sveriges Geol. Unders. Ser. C No. 382, Stockholm 1935.
- Askund, Bror 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. Sveriges Geol. Unders. Ser. C No. 417, Stockholm 1938.
- Backlund, H. 1925: Försök till magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. Geol. Fören. Förhandl. B. 47 s. 155, Stockholm 1925.
- Backlund, H., och Quensel, P. 1929: Karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. Stockholm 1929.
- Bailey, E. B., and Holtedahl, O. 1938: Northwestern Europe. Caledonides. Regionale Geol. der Erde B. 2 II, Leipzig 1938.
- Beskow, Gunnar 1929: Södra Storfjället in südlichen Lappland. Sveriges Geol. Unders. Ser. C No. 350, Stockholm 1929.
- Bjørlykke, K. O. 1893: Gausdal. Norges Geol. Unders. No. 13, Kristiania 1893.
- Bjørlykke, K. O. 1905: Det centrale Norges fjellbygning. Norges Geol. Unders. No. 39, Kristiania 1905.
- Bugge, Carl 1910: Rennebu. Norges Geol. Unders. No. 56, Kristiania 1910.
- Carstens, C. W. 1920: Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr. 1919 No. 1, Trondhjem 1920.
- Carstens, C. W. 1922: Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet. Norsk Geol. Tidsskr. B. 7 s. 185, Kristiania 1922.
- Carstens, C. W. 1924: Der unterordovicische Vulkanismus auf Smølen. Vidensk. Selsk. Skr. I M.-N. Kl. 1924 No. 19, Kristiania 1924.
- Carstens, C. W. 1928: Petrologische Studien im Trondhjemsgebiet. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr. 1928 No. 1, Trondhjem 1928.
- Goldschmidt, V. M. 1912: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen. II. Die kaledonische Deformation der süd-norwegischen Urgebirgstafel. Videnskapsselsk. Skr. I M.-N. Kl. 1912 No. 19, Kristiania 1912.
- Goldschmidt, V. M. 1916: IV Uebersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Videnskapsselsk. Skr. I M.-N. Kl. 1916 No. 2, Kristiania 1916.
- Goldschmidt, V. M. 1921: V Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiete. Videnskapsselsk. Skr. I M.-N. Kl. 1920 No. 10, Kristiania 1921.
- Goldschmidt, V. M. 1922: Stammestypen der Eruptivgesteine. Videnskapsselsk. Skr. I M.-N. Kl. 1922 No. 10, Kristiania 1922.
- Hedström, Herman 1930: Om ordoviciska fossil från Ottadalen i det centrale Norge. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Avh. I M.-N. Kl. 1930 No. 10, Oslo 1930.
- Holmquist, P. J. 1900: En geologisk profil öfver fjellområdena emellan

- Kvikkjokk och norska kusten. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. No. 185, Stockholm 1900.
- Holmquist, P. J. 1910: Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lapp-land. Geol. Fören. Förhandl. B. 32 s. 913, Stockholm 1910.
- Holtedah, Olaf 1915: Fossiler fra Smølen. Norges Geol. Unders. No. 69 V, Kristiania 1915.
- Holtedah, Olaf 1918: Bidrag til Finmarkens geologi. Norges Geol. Unders. No. 84, Kristiania 1918.
- Holtedah, Olaf 1944: On the Caledonids of Norway. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skr. I M.-N. Kl. 1944 No. 4, Oslo 1944.
- Holtedah, Olaf: Se også Bailey, E. B., and Holtedah, O.
- Högbom, A. G. 1920: Geologisk beskrivning över Jämtlands län. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. No. 140, Stockholm 1920.
- Högbom, Alvar 1921: Diskusjonsinnlegg. Geol. Fören. Förhandl. B. 43 s. 679, Stockholm 1921.
- Högbom, Alvar 1925: De geologiska förhållandena inom Stenjkjokk-Rem-dalens malmtrakt. Sveriges Geol. Unders. Ser. C No. 329, Stockholm 1925.
- Kiær, Johan 1929: Den fossilførende ordovicisk-siluriske lagrekke på Stord etc. Bergens Museums Årbok N.R. No. 11, Bergen 1929.
- Kiær, Johan, m. fl. 1932: The Hovin Group in the Trondheim Area. Det Norske Vidensk.-Akad. i Oslo. Skr. I M.-N. Kl. 1932 No. 4, Oslo 1932.
- Kjerulf, Th. 1871: Om Trondhjems stifts geologi (I). Nyt Mag. for Naturvid. B. 18 Hefte 4 p. 1, Christiania 1871.
- Kjerulf, Th. 1875: Om Trondhjems stifts geologi II. Nyt Mag. for Naturvid. B. 21 s. 1, Christiania 1875.
- Kolderup, C. F. and N.-H. 1940: Geology of the Bergen Arc System. Bergens Museums Skr. No. 20, Bergen 1940.
- Kolderup, N.-H. 1928: Fjellbygningen i kyststrøket mellem Nordfjord og Sognefjord. Bergens Museums Årbok 1928 N.R. No. 1, Bergen 1928.
- Kolderup, N.-H. 1929: En vestnorsk kistførende kvartskratofyr. Bergens Museums Årbok 1929 N.R. No. 4, Bergen 1929.
- Kolderup, N.-H. 1931: Oversigt over den kaledoniske fjellkjede på Vestlandet. Bergens Museums Årbok 1931 N.R. No. 1, Bergen 1931.
- Kolderup, N.-H. 1932: Kyst- og høifjellstil i foldningsgrøften i Vest-Norge. Geol. Fören. Förhandl. B. 54, s. 269, Stockholm 1932.
- Kolderup, N.-H., se også: Kolderup, C. F., and N. H.
- Kulling: O. 1933: Bergbyggnaden inom Bjørkvattnet-Virisen området i Västerbottensfjällens centrala del. Stockholm 1933.
- Kulling, O. 1938: Grönstenarnes placering inom Västerbottensfjällens kambrosilurstratigrafi. Geol. Fören. Förhandl. B. 60 s. 153, Stockholm 1938.
- Kulling, O. 1941: Om södra Lapplandsfjällens bergbyggnad. Geol. Fören. Förhandl. B. s. 101, Stockholm 1941.
- Kulling, O. 1942: Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. Sveriges Geol. Unders. Ser. C No. 445, Stockholm 1942.
- Quensel, P. 1919: De kristallina sevebergarternas geologiska och petrografiska ställning inom Kebnekaiseområdet. Geol. Fören. Förhandl. B. 41 s. 19, Stockholm 1919.
- Quensel, P.: Se også Backlund, H., og Quensel, P.
- Rekstad, J. 1915: Helgelands yttre kyststrand. Norges Geol. Unders. No. 75 V, Kristiania 1915.
- Reusch, Hans 1882: Silurfossiler og pressede konglomerater i Bergensskifrene. Univ. program 1. halvår 1883. Kristiania 1882.
- Reusch, Hans 1888: Bømmelen og Karmøen med omgivelser. Norges Geol. Unders. Kristiania 1888.

- Reusch, Hans 1891: Geologiske iagttagelser fra Trondhjems stift etc. Vidensk. Selsk. Forhandl. 1890 No. 7, Christiania 1891.
- Reusch, Hans 1914: Nogen bidrag til Hitterens og Smøstens geologi. Norges bræen og Ringerike. Norges Geol. Unders. No. 47, Kristiania 1908.
- Reusch, Hans 1914: Nogen bidrag til Hitterens og Smøstens geologi. Norges Geol. Unders. No. 69 IV, Kristiania 1914.
- Schei, Per 1909: Et vulkansk nivå felles for det bergenske og det trondhjemske silurfelt. (Foredrag i Norsk Geol. Foren. 25. mars 1905, bare tittel). Norsk Geol. Tidsskr. B I No. 13 s. 33, Kristiania 1909.
- Strand, Trygve 1932: A Lower Ordovician Fauna from the Smøla Island, Norway. Norsk Geol. Tidsskr. B. 11, s. 356, Oslo 1932.
- Thorslund, Per: Se Asklund, Bror, och Thorslund, Per.
- Törnebohm, A. E. 1896: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Kgl. Svenska Vetensk.-Akad. Handl. B. 28 No. 5, Stockholm 1896.
- Vogt, Thorolf 1916: Meddelelse om klæberstenen fra Vaage i Gudbrandsdalen. Norsk Geol. Tidsskr. B. 3 No. 10 s. 77, Kristiania 1916.
- Vogt, Thorolf 1922: Bidrag til fjeldkjedens stratigrafi og tektonik. Geol. Fören. Förhandl. B. 44 s. 714, Stockholm 1922.
- Vogt, Thorolf 1924: Geologisk oversigtskart over Nord-Norge. Norges Geol. Unders., Kristiania 1924.
- Vogt, Thorolf 1925: Om fjellkjedesedimenter i Nordland, den nordlige del av Trondhjemsfeltet og Skotland. Norsk Geol. Tidsskr. B. 8 s. 229, Oslo 1925.
- Vogt, Thorolf 1927: Sulitelmafeltets geologi og petrografi. Norges Geol. Unders. Nr. 121, Oslo 1927.
- Vogt, Thorolf 1928: Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie. Norsk Geol. Tidsskr. B. 10 s. 97, Oslo 1928.
- Vogt, Thorolf 1929: Beretning om undersøkelser i somrene 1924-1928. Norges Geol. Unders. Nr. 133 s. 50, Oslo 1929.
- Vogt, Thorolf 1935: Origin of the Injected Pyrite Deposits. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skrifter 1935 Nr. 20, Trondheim 1935. Også i: Norges Tekn. Høiskole. Avhandl. til 25-årsjubileet 1935 Nr. 29, Trondheim 1935.
- Vogt, Thorolf 1936: Orogenesis in the Region of Paleozoic Folding of Scandinavia and Spitsbergen. Rep. of XVI Internat. Geol. Congress, Washington 1933, Vol. 2 p. 953, Washington 1936.
- Vogt, Thorolf: Geological Notes on the Dictyonema Locality and the upper Guldal District in the Trondheim area. Norsk Geol. Tidsskr. B. 20 s. 171, Oslo 1940.
- Vogt, Thorolf 1941: Trekk av Narvik-Ofoten-traktens geologi. Norsk Geol. Tidsskr. B. 21 s. 198, Oslo 1941.
- Vogt, Thorolf: The Geology of Part of the Hølanda-Horg District, a Type Area in the Trondheim Region. Norsk Geol. Tidsskr. B. 25 s. 449, Oslo 1945.
- Werenskiöld, Werner 1915: Geologisk oversigtskart over det sydlige Norge. Norges Geol. Unders., Kristiania 1915.
-