

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 223

ÅR BOK

1962

UTGITT VED
HARALD BJØRLYKKE
DIREKTØR

OSLO 1963
UNIVERSITETSFORLAGET

64
425

55(481)

Redaktør:
statsgeolog Fredrik Hagemann

Innhold.

	Side
Unni Bjørlykke: Foreløbige meddelelser fra kartbladet Essandsjø. A preliminary report on the Essandsjø map area.....	5
Inge Bryhni: Relasjonen mellom senkaledonsk tektonikk og sedimentasjon ved Hornelens og Håsteinens devon	10
Harald Carstens: On the variolitic structure	26
B. Chadwick, H. D. Blake, A. E. Beswick & J. W. Rowling: The geology of the Fjeldheim-Gåsbakken area, Sør-Trønddlag	43
Josef Chaloupský: Notes on the Geology of an area West of Støren (The Trondheim Region)	61
Rolf W. Feyling-Hanssen: A late Quaternary Correlation Chart for Norway	67
Magne Gustavson: Grunnfjellsvinduer i Dividalen, Troms	92
Fredrik Hagemann: En redegjørelse fra Th. Kjerulf om hans forhold til B. M. Keilhau	106
Audun Hjelle: Noen observasjoner fra grunnfjellsområdet mellom Randsfjorden og svenskegrensen	118
Per Holmsen: On the tectonic relations of the Devonian complex of the Røragen area, East-Central Norway	127
Olaf Holtedahl: Echo-soundings in the Skagerrak. With remarks on the geomorphology	139
Sigbjørn Kollung: Metamorfe og eruptive bergarter på Hitra	161
Jan Mangerud: Isavsmeltningen i og omkring midtre Gudbrandsdal	223
J. S. Peacey: Deformation in the Gangåsvann area	275
Trygve Strand: Noen stratigrafiske aldersspørsmål i Grong-feltet og i den sydøstligste del av Helgeland	294
Harald Svensson: Tundra polygons. Photographic interpretation and field studies in North-Norwegian polygon areas	298
Arne Tollan: Trekk av isbevegelsen og isavsmeltningen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter	328
L. van Wambeke and G. Verfaillie: A beryllium magnetite correlation in the Hørtekollen-Grubeås area, Buskerud, Norway, and its use for beryllium prospection	346
Fredrik Chr. Wolff: Pollen-meteoritten. Et nytt funn av meteoritt i Norge.....	359
Årsberetning for 1962	366
Fortegnelse over publikasjoner og kart	398

Foreløpige meddelelser fra kartbladet Essandsjø.

A preliminary report on the Essandsjø map area.

Av

UNNI BJØRLYKKE

Foreliggende oversikt bygger på 4-5 ukers feltarbeid utført for NGU sommeren 1961 i Sylene, i områdene nord for Tydal på kartbladet Essandsjø, Sør-Trøndelag. De innsamlede prøver er ikke undersøkt i mikroskop.

Den norske delen av Sylene ligger på østre flanke av Trondhjemsfeltets synklinorium, med riksgrenseantiklinalen i øst. Bergartene er for største delen sedimentære eller vulkanske, og ligger med strøk ca. N-S, med de stratigrafisk lavere enheter i øst. Sylenefeltet er karakterisert ved store, slake vidder med enkelte spredte topper, som bortsett fra selve Sylmassivet og Fongen-toppene, bare reiser seg få hundre meter over vidda omkring.

Reusch (1896) har publisert et geologisk oversiktskart over Essandsjøområdet, og Tørnebohm (1896) behandlet området i sitt arbeide over det sentrale Skandinavia. C. W. Carstens (1919) har gitt en oversikt over Trondhjemsfeltets geologi. Bryn (1958) har beskrevet geologien innen samme område, sydøst for det her undersøkte felt. Kisch (1962) beskriver i sitt geologiske doktorarbeide det sydøstlige Tydalsområde. Schaar (1962) har tatt for seg det sydlige Sylområde, og Strömberg (1961) har undersøkt terrenget syd og sydøst for Sylmassivet på svensk side.

Berggrunnsbeskrivelse.

Bergartene slik de opptrer i de tektonisk minst forstyrrede deler av det kartlagte område, fra øst mot vest:

- a) sparagmittiske bergarter, undergrensen ikke undersøkt
- b) garbenskifer
- c) Stuedals-skifer (lys glimmerskifer med biotitt-porfyroblaster tvers på skifrihetsplanet)
- d) grønskifer
- e) vekslende lag av grønskifer og mørk glimmerskifer, med enkelte sandige horisonter
- f) grove, kvartsrike skifre
- g) grønskifer
- h) Fongen-«amfibolitten», i et belte i strøkretningen, muligens skjøvet noe østover.

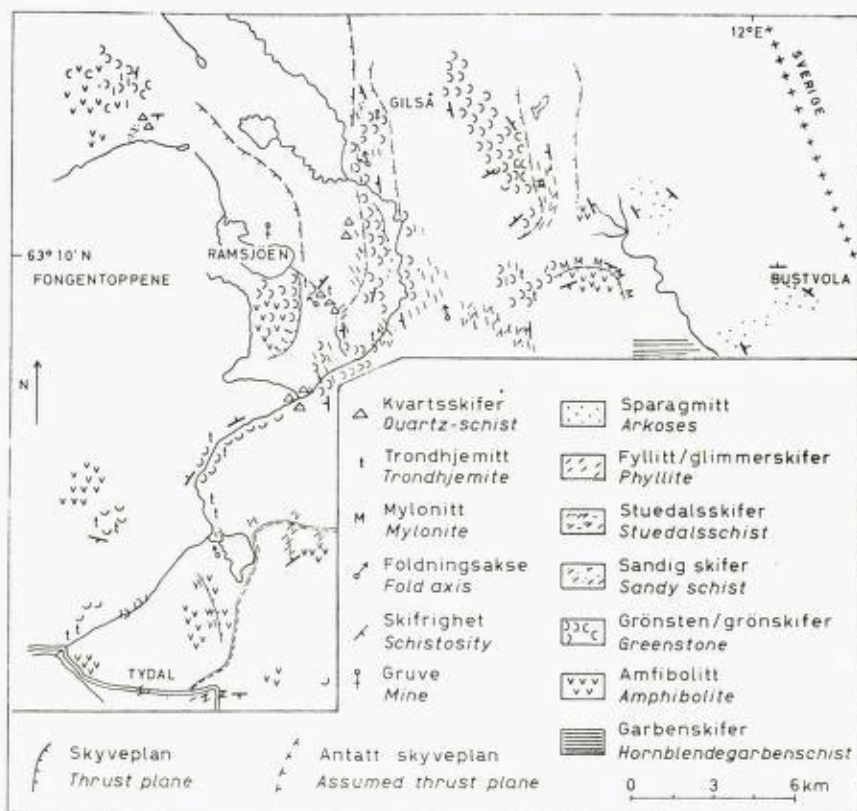
Det er ikke funnet noe konglomerat i området. Like under de grove, kvartsrike skifre (f) ligger svart glimmerskifer som fører svovelkis og magnetkis, med maksimal mektighet på 100 m ved Ramsjøelven. Gilså gruve ligger i denne sonen. Sannsynligvis opptrer også de nordenforliggende gruver og skjerp, Lillefjellet, Storhusmandsberget, Væråsvollen og Knoll på noenlunde samme nivå, høyt oppe i grønskiferen, og Gåsbekk og Ramfjellet i grønskifer umiddelbart vest for kvartsskifrene.

Massiv trondhemitt opptrer i feltets vestlige deler, i eller nær grensen mot Fongen-«amfibolitten», i grønskifer (g) og i de kvartsrike skifre (f). Største mektighet er 60 m, bergarten forekommer alltid parallelt lagningen i nabobergartene, og det er usikkert om det dreier seg om lager-ganger eller tufflag.

C. W. Carstens (1919) beskriver svakt skifrige, gabbroidale bergarter fra Ramsjøen opp til toppen av Stor-Fongen, gjennomsett av slirer av labradorfelslignende bergarter, samt av peridotitt-linser.

Bergartene i de her undersøkte deler av Fongen: Enarvola ved Tydal, den vestlige utløper Løvåstøten, og Sauvfjellet i nord er av flere generasjoner, med stort sett massive grønnstener, gjennomsett av gabbroider ganger og årer med bruddstykker av den eldre grønnsten. Som så mange andre steder i Trondhjemsfeltet er basaltiske lavaer intrudert av sine egne dypbergarter – eventuelt har flytende lavamasse fra lavere deler av en strøm trengt opp i den størknende overflate. Mot østgrensen viser grønnstenen skifrihet, som er konkordant med den underliggende grønskifer.

I østlige deler av feltet forekommer isolerte, skjønne partier av amfibolitt (Blåhammeren). I Hekåsberget ved Tydal ligger foliert gabbro over utgnidd Stuedals-skifer. Det er mulig at disse, sammen med den



skjovne amfibolitt i Øifjellet, beskrevet av Bryn (1958), representerer utløpere av Sylene-amfibolitten, og nå ligger som erosjonsrester av samme dekke. I denne forbindelse er også skyveplanet i østgrensen av Løvåstøten i Fongen verdt å merke seg.

Feltet har en sammensatt folde- og skyve-tektonikk, med sterk småfoldning og tendens til akseklov i kompetente bergarter, og oppstukning av mindre kompetente lag. Strøk- og fall-målinger over skiffrigheten for de enkelte deler av feltet angir to sett foldningsakser. Spor etter to forskjellige deformasjonsfaser er i felt bare observert i Gilså-fjellet, på lagflater med dragfolds, hvor de eldre strukturer er deformert i større eller mindre grad. Foldningsakser målt i felt gir de samme retninger: akse-retning N 180–200 (nygrader), med 10–20° nordlig fall for den eldre og sterkere deformasjon, og N 130–170, med sterkere nordvestlig fall for den yngre deformasjon.

Bryn (1958) beskriver ved Essandsjø en lagrekke med Essandsjø-skifer (veksling av suprakrustal amfibolitt, glimmerskifer og sandsten) i undre deler. Grensen mot grunnfjellsbergartene (granitt og porfyr) er ikke blottet. Over disse lagene, igjen med overdekning imellom, kommer garbenskifer og videre Stuedalsskifer. Hele lagrekken antas å tilhøre Røros-gruppen.

Strømberg (1961) finner på svensk side parautokton sparagmitt over grunnfjellsporfyreren i syd, og Schaar (1962) oppfører metamorfe sparagmitter tilhørende Särsv-dekket mellom Sylene-amfibolitten og grunnfjellsbergartene vestenfor. Kisch (1962) korrelerer metabasitter (av meg kalt grønnskifer og grønnsten) over Stuedals-skifrene med Støren-gruppens vulkanske bergarter. Han har funnet et polymikt, kvartsrikt konglomerat over metabasittene i vest, i undre del av Drøia-skifer-gruppen (Tørnebohm's Selbuskifer), og paralleliserer med Venna-konglomeratet og undre Hovin-gruppe.

At underlaget for garbenskifer og Stuedals-skifer synes å være sparagmitt i det her kartlagte område, mens det lenger syd er Essandsjøskifer, som så ligger direkte over grunnfjellet, forklares ved skyvning og/eller oppstukning. De suprakrustale amfibolittdrag som Bryn (1958) beskriver, er ellers ikke kjent blant Røros-gruppens bergarter, og det er sannsynlig at Essandsjø-skiferen er avsatt langt høyere opp i lagrekken og skjøvet i sin nåværende stilling. En oppstukning kan være intensivert av riksgrenseantiklinalen i øst, om denne allerede eksisterer.

Jeg takker professor T. Strand for gjennomgåelse av manuskriptet.

Summary.

A synopsis is given of 4-5 weeks of field work in the Sylene area, Sør-Trøndelag, Norway, in the eastern part of the Cambro-Silurian geosyncline of Trondhjemsfeltet. Previous investigations are referred to.

The rocks in the area are mainly sedimentary or volcanic, lying with their strike approximately N-S, and the stratigraphically lower units in east.

The rocks as they appear from east to west in the field:

- | | |
|--|--------------|
| a) arkoses, lower border not investigated | (Eocambrian) |
| b) hornblende-garbenschist | (Cambrian, |
| c) Stuedalschist (mica-schist with biotite | Røros |
| porphyroblasts inclined to schistosity plane | group) |

- | | |
|---|--|
| d) greenschist | (lower Ordovician,
Støren group ?) |
| e) alternation of greenschist/dark micaschist
with single sandy horizons | (middle and upper
Ordovician,
Hovin group ?) |
| f) coarse, quartz-rich schists, with
trondhjemitic layers or sills | — |
| g) greenschist, with trondhjemitic layers or sills | (Støren group ?) |
| h) The basic rocks of Fongen (greenstones intruded by gabbroic material)
occur further west. | |

In the eastern part of the area there are separate, thrust masses of amphibolite.

Two different phases of deformations can be traced. The elder, stronger has a fold axis striking N 180–200, dipping 10–20° northwards, the younger N 130–170, with a heavier plunge towards northwest.

Litteraturliste.

- Bryn, K.*, 1958. Geologien på søndre del av kartblad Essandsjø. N.G.U., 205.
- Carstens, C. W.*, 1919. Oversigt over Trondhjemsfeltets Bergbygning.
Det Kgl. Norske Vid.Selsk. Skr. Nr. 1, 1919.
- Kisch, H. J.*, 1962. Petrographical and geological investigations in the south-western Tydal region, Sør-Trøndelag. Amsterdam, 1962.
- Reusch, H.*, 1896. Geologiske iagttagelser fra strøget i nord for Fæmundsjøen.
Forh. i Vid.Selsk. i Christiania, No. 1, 1896.
- Schaar, G.*, 1962. Petrological and geological investigations in the Sylens- Skardørsfjell region (Sør-Trøndelag, Norway). Amsterdam, 1962.
- Tørnebohm, A. E.*, 1896. Grunddragen af Det Centrala Skandinaviens Bergbygnad.
Kungl. Sv. Vet.Akad. Handl., Bd. 28, No. 5.

Relasjonen mellom senkaledonsk tektonikk og sedimentasjon ved Hornelens og Håsteinens devon.

Av

INGE BRYHNI

Innledning.

Devonfeltene på Vestlandet ble besøkt av en rekke geologer i årene mellom 1860 og 1880. Irgens og Hiortdahl, Keilhau, Reusch og Helland besøkte hver for seg devonfeltene og offentliggjorde sine observasjoner og tanker om bergartenes dannelse. Senere ble devonfeltene beskrevet av C. F. Kolderup i en rekke monografier som kom ut i tidsrommet 1916–1927. Bortsett fra noen spesialarbeider om fossilene fra Hornelens devon er feltene i nyere tid bare berørt ved oversiktsartikler i Høltedahls store arbeider om Norges Geologi.

Da devonavleiringene ennå byr på mange facinerende problemer og sikkert ennå rommer meget av generell geologisk interesse, kan det være på tide å gjøre feltene gjenstand for en detaljundersøkelse. Jeg har derfor utvidet mine undersøkelser i underlaget nordenfor Håsteinens devon til søndre del av Hornelens devon. I dette store, ulendte og regnrrike område vil en detaljundersøkelse måtte ta meget lang tid, men jeg synes at resultatet av de to siste somres feltarbeide langs sydgrensen av Hornelens devon fortjener å bli tatt opp til diskusjon.

De første til å gi et geologisk kart over devonfeltene på Vestlandet var Irgens og Hiortdahl (1864). Reusch (1881) ga et bedre kart som ikke bare viste devonfeltenes begrensnng, men også strøklinjer og fordelingen av konglomerat (breksje) og sandstein innen hvert felt. Alle devonfeltene har mektige avsetninger av sedimentære breksjer, konglomerat og/eller sandstein som synes dannet i tektonisk betingede bassenger ved avslutningen av den kaledonske fjellkjedefoldning. Devonavleiringene har derfor vært oppfattet som den kaledonske fjellkjedes *molasse*.

Håsteinens felt er bygget opp av overveiende grovklastisk breksje med en anslått mektighet på over 1000 m (Kolderup 1925, p. 28). Hornelens felt har overveiende grønn sandstein med en antatt mektighet på 20–25000 m (Kolderup 1927 a, p. 41). Det siste mektighetsoverslaget er rent utrolig høyt, særlig når vi betenker at serien består av utpregede gruntvannssedimenter, – og at hvis lagene ble avsatt rett ovenpå hverandre, ville de dypeste ha vært nede i et dyp som svarer til 2/3 av jordskorpens nåværende tykkelse. Ved et så stort dyp måtte vi vente en betydelig omdannelse, men erfaringen viser at devonsedimentene i bunnen og toppen av serien ikke har påviselig forskjell i metamorfose.

Den store mektigheten er litt av et tankekors, og jeg har forsøkt å finne forkastninger eller andre tegn på repetasjoner av lagserien, men hittil har jeg ikke funnet noe som i nevneverdig grad kan redusere Kolderups mektighetsoverslag. Spørsmålet er bare om alle lagene virkelig ble avsatt direkte vertikalt over hverandre.

Den første som diskuterte dette problem var Reusch (1881, p. 163). Reusch kom til at devonfeltene var gamle delta-avsetninger og *at den hellende lagstillingen var et primært trekk*. Han sammenlignet det regelmessige østlige fall i Hornelens devon med skråskiktningen i kvartære delta og fremmet den tanke at mektigheten ikke burde regnes vinkelrett lagflatene. Kolderup (1927, p. 41) var inne på det samme idet han hevdet at devonbassenget må ha hatt en største dybde på minst 1300 m (beregnet ved topografisk høyde over underlaget av høyeste fjelltopp innen devonserien).

Det var en dristig tanke at den hellende lagstillingen kunne være primær, men de tallrike flater med bølgeslagmerker eller tørresprekker i devonserien viser at lagene opprinnelig må ha blitt avsatt på en horisontal flate som siden er blitt vippet ned mot øst. Tanken om at lagene i devonserien opprinnelig *ikke* ble avsatt vertikalt over hverandre synes imidlertid å være den eneste fornuftige forklaring på devonseriens tilsynelatende enorme mektighet. I området syd for Hornelens devon har jeg påvist flere betydelige dislokasjonssoner som kan gi både en mulig forklaring på devonfeltenes store mektigheter og et mer nyansert bilde av samspillet mellom senkaledonsk tektonikk og sedimentasjon. I fig. 1 er gitt et geologisk kart som viser beliggenheten av de viktigste dislokasjonssonene i forhold til Hornelens og Håsteinens devon.

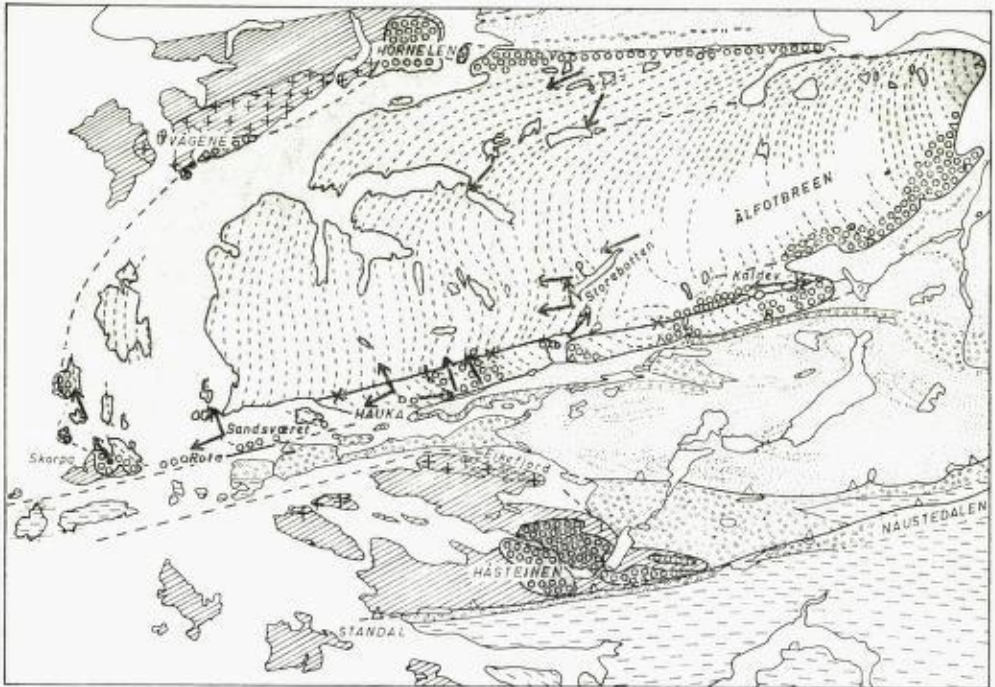


Fig. 1. Forenklet geologisk kartskisse over området ved Hornelens og Håsteinens devon.

Simplified geologic map from the Hornelen and Håsteinen districts.

Sammenstilt bl. a. ved data fra C. F. Kolderup (1912), (1927 a), N.-H. Kolderup (1928), og Reusch (1881).

Dislokasjonssoner i nordre Sunnfjord.

Topografien i nordre Sunnfjord er karakterisert ved en rekke trange fjorder og skar i retning ENE-WSW. Lange vatn ligger ofte i rekke og

rad på grensen mellom forskjellige bergartkomplekser, og det har vist seg at bergartene er mylonittisert i opptil flere hundre meters bredde. Det er mest naturlig å oppfatte de topografiske linjene som geologiske dislokasjonssoner. Den mest betydelige er «Standal-linjen» som går fra Standal i øst-nordøstlig retning til Naustedalen. Lengst i vest er kambro-ordoviciske skifre ved denne dislokasjonssonen brakt i kontakt med meta-anorthositt og basalgneis. Denne sonen omfatter østre skråning av Håsteinens fjellmasse og sydsiden av Standalsheia hvor Kolderup (1925, p. 26) påviste en forkastning. En annen betydelig dislokasjonssone er «Eikefjord-linjen» som ved Eikefjorden skiller mellom kambro-ordoviciske skifre og meta-anorthositter eller beslektede bergarter. «Haukå-linjen» er en tilsvarende dislokasjonssone på grensen mellom Hornelens devon og underlagets kvartsitter og meta-anorthositter. At det har vært bevegelse langs denne sonen ble konstatert allerede av Reusch i 1881 på grunnlag av studier på Rota ved Florø.

Ved dislokasjonssonene synes området under de to devonfelter å ha blitt delt opp i blokker som kan ha sklidd mot hverandre. Håsteinens devon med underlaget av skifer utgjør f. eks. en blokk som ved dislokasjonssoner i nord, øst og syd er blitt brakt i kontakt med meta-anorthositt. Hornelens devon hører sannsynligvis med til en tilsvarende blokk, men her er skiferunderlaget blitt bevart bare i vest og nordvest.

I de brede mylonittsonene er det ikke mulig å se spor etter relativbevegelse mellom bergartsblokkene. De fleste dislokasjonssonene synes å ha middels steilt fall ($35-60^\circ$) i nordlig retning, og det er naturlig å tenke på oppskyvninger. Det viser seg imidlertid at blokkene på oversiden av dislokasjonssonene hører hjemme i stratigrafisk høyere nivå enn bergartene under, og det er mere sannsynlig at dislokasjonen artet seg som en normalforkastning. Imidlertid er det flere underordnede mylonittsoner og forkastninger som kan antyde at dislokasjonen også har hatt en betydelig sidelengs komponent, men størrelsen av denne har det ennå ikke vært mulig å bestemme.

Devonseriens lagstilling.

Det har lenge vært kjent at Hornelens devon ligger med diskordant, normal overleiringskontakt i vest og med tektonisk grense mot underlaget i øst (Reusch 1881, Kolderup 1927, Holtedahl 1953, p. 464). Underlaget på Skorpa består av feltspatrik glimmerskifer, øyegneis, grønnskifer, kvartsskifer og konglomerat. Ved grensen har underlaget

sprekkefyllinger av den samme røde sandstein som finns som matriks i breksjen, og aller underst i breksjen består de største fragmentene av underlagets bergart. Det er derfor klart at devonens underlag var noe oppspaltet og ga det første materialet til basalbreksjene. Men like over grensen opptrer overveiende kvartsitt og kvarts i 10–15 cm store fragmenter. Kvartsitt opptrer i store massiver på fastlandet lenger øst, men er ikke påvist i nevneverdig mengde på Skorpa eller de omgivende øyer. Kvartsittbreksjens karakter tyder på relativt kort transport, og det må derfor antas at materialet i breksjen er avledet fra landområder som nå er erodert eller sunket i havet.

Forlater vi det vestlige område finner vi at både underlagets bergarter og devonseriens lag er diskordante mot grensen. Underlagets bergarter synes tvunget inn til nesten parallellstilling med devonfeltets grenser i nord og syd, men detaljert kartlegging viser at parallellstillingen ikke er fullstendig. Grensene er her betinget av dislokasjonssoner som faller inn under devonserien på begge sider.

Av meget stor interesse er at selve devonserien også ligger skjevt i forhold til grensen. Det er *ikke* riktig at lagningen i konglomeratet og sandsteinen i Hornelens felt følger feltets omriss slik som ble hevdet av Irgens og Hiortdahl (1864, p. 12) og senere forfattere. Kolderup (1927 a, p. 47–48) var klar over at det var en tektonisk diskordans langs grensene i nord og syd, men dimensjonene har ikke blitt viet fortjent oppmerksomhet. Et mål for omfanget av denne diskordans får vi ved å betrakte grensen ved Haukå og Kaldevatn. Hvis vi regner avstanden mellom Haukå til grensen syd for Kaldevatn til 28 km og at devonserien her faller gjennomsnittlig 20° ser vi at breksjen ved grensen syd for Kaldevatn hører hjemme ca. 10 km høyere oppe i lagserien enn sandsteinen og breksjen ved Haukå. Dette er en tektonisk diskordans av et rent fantastisk omfang og det må ha meget stor prinsipiell geologisk betydning å finne ut hva som har hendt ved denne grensen.

Både Irgens og Hiortdahl (1864, p. 12) og Reusch (1881) var klar over at breksje og konglomerat vesentlig opptrer langs grensene av Hornelens felt. Jeg har kartlagt alternasjonen av breksje og sandstein langs sydsiden av feltet og har funnet at de grovklastiske bergarter opptrer som linser eller «fisker» som kiler ut et stykke fra grensen. I fig. 2 og 3 har jeg gitt et bilde og en tolkning av alternasjonen mellom breksje og sandstein øst for Gronedalen. Breksjesjonene opptrer tydelig lenger østover desto høyere opp i lagserien de hører hjemme.



Fig. 2. Alternasjon av konglomerat (lys) og sandstein øst for Grønedalen.
Sett mot syd. Konglomeratlagene ligger forskjøvet mot øst
i høyere stratigrafiske nivåer.

*Alternation of conglomerate (light) and sandstone east of Grønedalen.
Seen towards south. The conglomerate beds occur further east
the higher up in the series.*

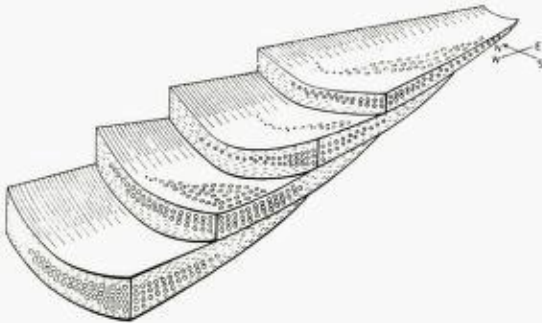


Fig. 3. Tolkingsbilde av alternasjonen av konglomerat og sandstein
øst for Grønedalen.

*Interpretative illustration of the alternation of conglomerate and sandstone
east of Grønedalen.*

Omdannelse av devonsedimentene.

Fra tidligere er det kjent at bindemidlet i de grønne skifrene og sandsteinene har epidot og kloritt som antas dannet på bekostning av klastisk amfibol eller glimmer (Helland 1881, p. 36, Kolderup 1923, p. 67). Det har også vært kjent at den sandige matriks i breksje eller konglomerat som oftest er så kompakt at bergarten spalter på tvers av de innesluttede fragmentene (Helland 1881, p. 36). Det har imidlertid ikke vært mulig å påvise noen forskjell i diagenese eller metamorfose i bergartsprøver fra bunnen og fra toppen av lagserien.

Ved grensene og i andre sterkt tektoniserte soner i devonfeltene har det funnet sted en mekanisk metamorfose med vridning eller oppspaltning av bergartsfragmenter og mylonittisering. I disse sonene opptrer kvarts, kalkspat, epidot og kloritt som nydannete mineraler. Ved vestsiden av Vassetvatn virker breksjen umetamorf, men ved nærmere inspeksjon viser det seg at matriks mellom fragmentene er fyllonittisert. I mikroskopet viser matriks oppknusning av klastiske korn og nydannelse av sericitt og kloritt i sprekker, langs korngrenser og i skjærsoner. Bindemidlet i denne breksjen kan derfor betegnes som en metamorf bergart.

Sedimentære strukturer.

I Hornelens felt opptrer rikelig med sedimentære strukturer som alle viser at sandsteinen ble avsatt i meget grunt vann.

Skråskiktning er meget vanlig og fins avbildet i Reusch (1881) og Kolderup (1927). De skråtskiktete enhetene er av forskjellig type. Mest vanlig er linseformete skråskikt («lenticular» type etter Shrock 1948, p. 245) hvor enhetene er $\frac{1}{2}$ –1 m brede og kiler ut til begge sider. Mere tabulære enheter kan lokalt være meget fremtredende og lamellene er da ofte diskordant også mot undre grense for laget («torrential» skråskiktning). De tabulære enheter er vanligvis 20–30 cm tykke, men kan nå opp i over en meters tykkelse ved konglomeratlag med internal skråskiktning.

Bølgeslagsmerker, som lokalt kan være meget vakkert utviklet, er mest av den assymetriske typen som dannes ved sterk strøm. Halvmåneformete (linguoid) bølgeslagsmerker er også iaktatt.

Torresprekker fremtrer som polygoner av sandsteinsganger i lag av skifer eller saltstein. Polygonene er mest omkring $\frac{1}{2}$ m brede og er begrenset av 2–5 cm brede ganger av sandstein.

Kaotiske strukturer dannet ved internal glidning i et sandsteinslag er meget vanlig i Hornelens devon. Disse strukturer («slumping-strukturer») er noen steder betinget av plastisk foldning i det vannmettede sediment, andre steder ved uregelmessige intraformasjonale forkastninger. Slike strukturer er dannet ved deformasjon under eller umiddelbart etter avsetningen av sedimentene.

Lagflater med spor etter tørresprekker eller bølgeslagsmerker og derfor beviselig engang har vært plane, er ofte bukket i skje-formete 2×1 m brede og 30–50 cm dype fordypninger. Disse undulasjoner av lagflaten kan sees i sammenheng med en struktur som i snitt er karakterisert ved diapiraktig opptrengning av sandstein i et overliggende grovere lag. Av og til er det øvre lag brukket opp og gjennomtrengt av den underliggende sandstein. Slike strukturer synes være dannet fordi sandlagene hadde forskjellige mekaniske egenskaper umiddelbart etter avsetningen og artet seg forskjellig ved ulikevektig påleiring av sedimenter.

Sedimentær transport.

Helland (1881, p. 60) antok at sedimentene i devonbassengene ble transportert fra kantene inn mot de midtre partier, mens Kolderup (1927, p. 42) antok at materialet til sandsteinene i Hornelens felt ble transportert fra landmasser som lå i vestlig eller nordvestlig retning. Disse antagelser var imidlertid lite mer enn gjetninger, og ved en fornyet undersøkelse av devonsedimentene bør vi forsøke å utrede strømretningene fra variasjoner i sedimentær facies og fra sedimentære strukturer som imbrikerte og ens orienterte boller i konglomerat, asymmetriske bølgeslagsmerker, skråskikt osv.

De sedimentære strukturer er ikke like pålitelige for utledning av strømretning eller sedimentær transport. Imbrikerte boller kan være brukbare dersom de ligger tett opptil hverandre som i fig. 4, og dersom bollenes lengste dimensjon har en utpreget foretrukket orientering. Asymmetriske bølgeslagsmerker har ikke vært til særlig nytte for meg i Hornelens devon hittil, – dels fordi de ikke opptrer hyppig nok til å gi et statistisk materiale, dels fordi de deduserte strømretninger varierer sterkt innen et lite område. Linseformete skråskikt viser som oftest varierende transportretning innen et lite område. I snitt sees ofte «fiskebensmønster» som angir at to påfølgende skråskikt er dannet ved motsatt strømretning. Ved et stort antall observasjoner vil det nok være mulig å utrede den fremherskende strømretningen på grunnlag av de linseformete skråskikt,



Fig. 4. Imbrikerte boller i konglomerat, Fanøy.

Imbricate pebbles in conglomerate, Fanøy.

men jeg har funnet at skråskikt av tabulær type som oftest viser konstant strømretning og er langt å foretrekke. De fleste bestemmelser av retningen for sedimentær transport er derfor utledet på grunnlag av tabulære skråskikt med diskordant øvre og nedre grense.

Utledning av retningen for sedimentær transport blir ofte vanskelig gjort ved at strukturen bare sees i snitt og da bare i noen få tilfelle kan bestemmes indirekte ved konstruksjon på stereografisk nett. De retninger som er tegnet inn på kartet i fig. 1 er basert på et varierende antall målinger, som alle er tatt innen et relativt lite område. Ved hver lokalitet ble den regionale lagning bestemt ved måling av en eller flere store flater med tørresprekker, bølgeslagsmerker eller finkornet skifer. Under behandlingen av materialet på et stereografisk nett ble hver observasjon rotert en vinkel som svarer til rotasjon av den regionale lagning til horisontalplanet. I fig. 5 er gitt noen eksempler på de diagrammene jeg har benyttet.

Det materialet som hittil er samlet i Hornelens devon er for lite til å kunne gi noe nyansert bilde av sedimentstrømmen i bassenget, men det er sikkert at sedimentstrømmen har variert fra sted til sted. Utkilingen av konglomerat- eller breksjesjonene langs feltets sydsida viser at sedimentstrømmen gikk inn mot det indre av bassenget og de sedimentære

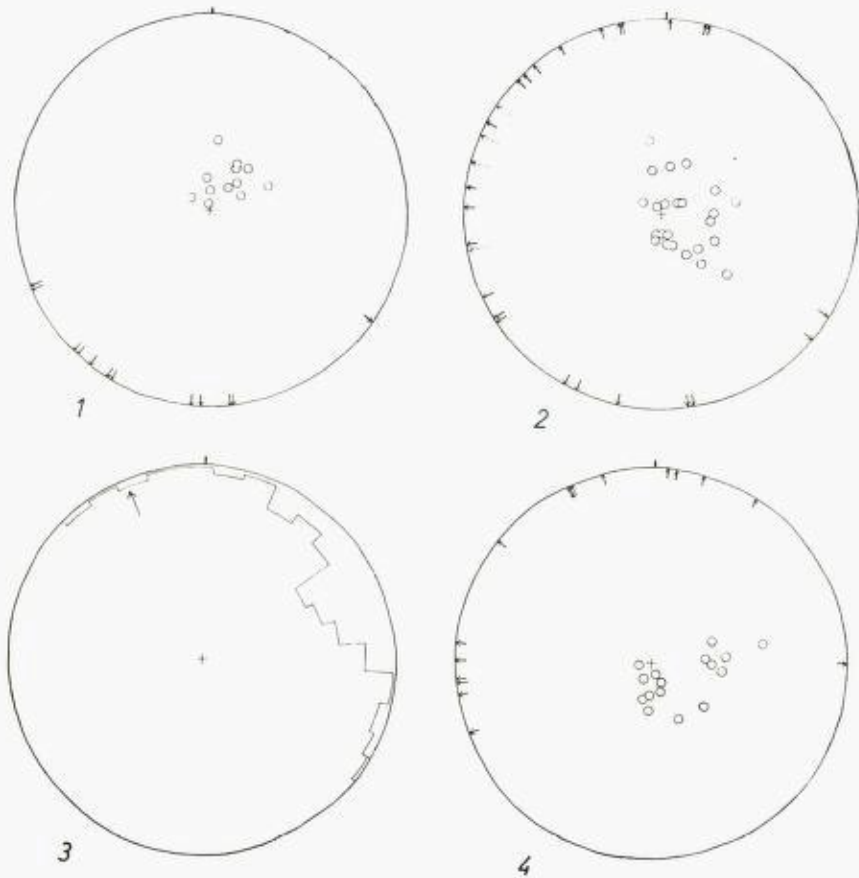


Fig. 5. Noen eksempler på utledning av retningen for sedimentær transport.

Regional lagning er dreiet til horisontal posisjon:

1. Lite tjern under Svelgsvatn, Svelgen. 12 skrårskikt.
2. Sandsværet, nordvest for Florø. 24 skrårskikt. Strekede piler angir strømretning dedusert fra 4 bølgeslagsmerker og akser for sedimentære folder.
3. Sydvest-siden av Børevatn. Lengderetningen av 110 boller i konglomerat.
4. Vestsiden av Storebottenvatn. 16 skrårskikt.

Some examples of deducing the direction of sedimentary transport.

Regional bedding is rotated into the horizontal position.

strukturene nær grensen viser som regel overensstemmelse med dette. Et stykke innenfor grensen gjør også en longitudinal retning seg gjeldende. Dette sees best ved Storebotten vatn, hvor to transportretninger gjør seg tydelig merkbare. Den retning som helst kommer til uttrykk ved «torren-

tial) skråskikt viser transport fra øst mot vest. Hvis vi legger til grunn den vanlige oppfatning om et enhetlig sedimentasjonsbekken, er dette nokså merkelig, for Storebotnen ligger meget lengre fra østgrensen enn fra sydgrensen.

Diskusjon.

Enhver hypotese for avsetningsforholdene for de sedimentære bergartene i Hornelens devon må kunne gjøre greie for følgende kjenns-gjerninger:

1. De individuelle lag i den 20–25 000 m mektige lagserien ble opprinnelig avsatt noenlunde flatt. Dette fremgår av at sandsteinen har lag av skifer med tørresprekker og bølgeslagsmerker. Hvor lagning kan iakttas i grovklastisk breksje eller konglomerat, har lagningen samme orientering som skiferflatene.

2. Det er ikke noen merkbar forskjell i metamorfose i bunnen og toppen av lagserien.

3. Vekslingen av breksje, konglomerat og sandstein viser at serien er en grunnvannsavsetning. De sedimentære strukturene bekrefter dette.

4. Vidt utbredte sedimentære strukturer viser at sedimentene ble deformert under eller umiddelbart etter avsetningen («slumping», «penecontemporaneous deformation»).

5. Serien ligger med primær vinkeldiskordant avleiringskontakt over underlaget lengst i vest, mens grensene forøvrig viser tektonisk diskordans. Den tektoniske diskordansflaten kutter lagene både i underlaget og i devonserien. Devonseriens lag ved grensen lengst i øst hører hjemme mange kilometer høyere opp i lagserien enn lagene ved grensen ved fastlandet i vest.

6. Likevel er breksje og konglomerat begrenset til feltets perifere deler. De nåværende grenser er derfor ikke langt fra bekkenets primære grenser.

7. Konglomerat eller breksje har form som lange linser eller «fisker» som ligger i stadig høyere stratigrafisk nivå jo lenger østover vi kommer i feltet.

8. Sedimentene i et område i det indre av feltet (Storebotnen) synes å ha blitt transportert fra øst mot vest.

9. En bred, åpen synklinal, Grønedalssynklinalen, går parallellt med sydgrensen for feltet. Små forkastninger kan opptre lokalt langs akse-tracen.



Fig. 6. Østgrensen av Hornelens devon ovenfor Hope, Hyen.
Sett mot nord.

*Eastern boundary of the Hornelen series at Hope, Hyen.
Seen towards north.*

10. Denne synklinal er parallell med sterkt mylonittiserte soner i underlaget. Mylonittiseringen synes å være en følge av betydelige dislokasjoner.

Den store mektigheten av Hornelens devon kunne kanskje forklares ved tektoniske repetasjoner innen lagserien. Holtedahl (1960, p. 293) er inne på denne tanke idet: (oversatt fra engelsk) «vi får inntrykk av at de østlige steinmasser har beveget seg (glidd?) vestover over underlaget mens de vestlige har beholdt sin normale undre kontakt».

Det var derfor naturlig å lete etter skyvekontakter i de østre deler av Hornelens devon, men hittil har jeg ikke funnet sikre tegn på dislokasjon andre steder enn i grensen mot underlaget. Østgrensen faller ca. 30–35° mot nordvest og viser utpreget mylonittisering. I fig. 6 er det tydelig at de overliggende strata står skjevt på denne grensen.

Så lenge det ikke er påvist skyvekontakter innen selve devonserien, må vi la i bero teorien om tektonisk repetasjon som forklaring på den store mektigheten. Selve østgrensen med utpreget tektonisk vinkeldiskordans er også vanskelig å forene med hypotesen om lag som har glidd vestover og stuvet ovenpå hverandre.

Begrensningen av grovklastiske bergarter til feltets periferi og østlengs forflytning av konglomerat og breksje i høyere stratigrafiske nivåer tyder på at bassenget ble flyttet østover under avsetningen av sedimentene. Det er naturlig å sette dannelsen av bekkenet og flytningen østover i forbindelse med dislokasjonssonene langs devonseriens grenser.

Alternasjonen av konglomerat, breksje og sandstein langs sydsiden av feltet viser at relieffet i området utenfor bassenget undergikk forandringer. Det er naturlig å se dette i sammenheng med en bevegelse i «rykk og napp» langs dislokasjonssonene.

Etterhvert som sedimentasjonsområdet ble flyttet østover, ble de tidligere avleirete strata vippet ned mot øst og lokalt kanskje revet løs fra underlaget og skjøvet østover. Bevegelsene langs bekkenets kanter kan ha ført til forstyrrelser av sedimentene umiddelbart etter avsetningen og forklarer de hyppige kaotiske strukturene i sandsteinen.

Grønedalssynklinalen har sikkert en nærmere sammenheng med dislokasjonssonene enn bare felles retning. Ved normal bøyningfoldning av en meget tykk lagserie vil vi vente at foldens profil vil være meget forskjellig i de dypeste og de høyeste lagene. Ved Grønedalssynklinalen kan profilet forandre seg innen en relativt kort strekning, men stort sett er det ikke meget forskjell på profilet ved Terdal lengst i vest og Kaldevatn lengst i øst. Det er lettest å forklare dette ved at synklinalen ble dannet ved foldning av en allerede skråttstilt lagserie under feltets innsynkning.

Den østlengs forflytning av sedimentasjonsområdet ved forkastninger langs grensene for Hornelens devon synes å være analog med forholdene ved dannelsen av Ridge Basin i California (Crowel, personlig meddelelse 1962). Crowel har påvist at sedimentasjonsområdet flyttet seg progressivt samtidig som de tidligere avleirete lag ble vippet. Vandringen av sedimentasjonsområdet gikk hånd i hånd med bevegelse langs strøket av San Gabriel fault som begrenser Ridge Basin i sydvest.

Summary.

Relation between late Caledonian tectonics and Devonian sedimentation in the Hornelen and Håsteinen districts.

The Old Red in western Norway form very thick "molasse" deposits. The Håsteinen district is made up of coarse breccia with an estimated thickness of more than 1000 m and the Hornelen district has mainly sandstone with an estimated thickness of 20–25 000 m. The apparent enormous thickness of the latter series is difficult to reconcile with normal

sedimentation in a vertically sinking basin. Reusch (1881) called attention to the regular eastern dip of the Devonian deposits, and suggested that the position might be primary, – like the foreset of a delta deposit.

However, the eastward dipping attitude of the Hornelen series cannot be primary because numerous mud-cracks and ripplemarks in the bedding surfaces reveal that the sediments were deposited in a state that was not far from horizontal.

In this preliminary paper attention is called to major dislocation zones in the area between the Devonian deposits. These dislocation zones contain mylonitized rocks and often separate major geologic units. Most of them strike WSW.–ENE. and dip 35–60° towards north, and it is believed that they represent normal faults with some strike-slip movement towards east.

The Hornelen series rests with normal angular unconformity on Cambro-Ordovician schists in west and display tectonic boundaries in north, south and east. Both the Devonian strata and the underlying rocks are oblique to the boundary surface. The Devonian strata which abuts against the boundary surface in south-west is situated several thousand metres stratigraphical below the strata on the border in south-east.

In spite of this striking truncation of the strata, the present outline of the Hornelen series is not far from the primary basin boundaries. This is borne out by wedges or "fishes" of conglomerate and sedimentary breccias which occur near the border of the series.

The conglomerate and breccia intercalations occur higher up in the stratigraphical sequence the further east they are located. This is illustrated in the photo fig. 2 and the interpretational illustration fig. 3.

The intergranular matrix of the sandstones and schists contain epidote and chlorite which are formed by decomposition of clastic amphibole or mica. It has, however, not been possible to find any difference in diagenesis or degree of metamorphism in samples from the top and bottom of the Hornelen series.

Torsion, fracturing and mylonitization have taken place on the borders and in other strongly tectonized zones. In the matrix of the sedimentary breccia west of Vassetvatn, sericite and chlorite are formed on grain boundaries and along shear-zones, and the matrix here might thus be characterized as phyllonitic.

The Hornelen series has abundant sedimentational structures which indicate deposition in shallow water. *Cross-lamination* is found every-

where in the sandstones, and the units are mainly of the lenticular or the tabular type. *Water current ripple-marks*, *interference ripplemarks* and *mud-crack-fillings* are found on large, often silty faces in the sandstone. Small faults or irregular folds within a sandstone layer are common and indicate *penecontemporaneous deformation (slumping)*. A structure which is frequently seen might be characterized as "*sandstone diapirs*". In section these structures appear to buckle and partial penetrate over-lying somewhat coarser layers. The bedding surface then might have abundant spoon-formed depressions 1–2 m wide and 0,3–0,5 m deep. These structures might have formed by differential compaction immediately after the deposition.

Current directions might be deduced from tabular cross-laminated units, imbricate pebbles, ripplemarks, etc. This work is yet in the beginning, but the information available from the border zone indicate sedimentary transport from the borders into the basin. Further away from the contact a longitudinal direction is evident. At Storebotten lake the main sedimentary transport appear to have been from east towards west.

At present no evidence of tectonic repetition by thrusting has been found inside the Hornelen series. The great thickness of the series might be explained by deposition in a basin which was progressively displaced eastwards by fault movements on the borders. The original flat beds become tilted towards east at the same time as the locus of sedimentation moved eastwards. This mechanism is the same as that proposed by Crowel (personal information, 1962) for the about 15 000 m thick sedimentary series at Ridge Basin in California.

Etterskrift.

Jeg vil benytte anledningen til å takke professor Olaf Hortedahl for stimulerende samtaler om devon-avleiringene og for den levende interesse han viser for mitt arbeid. Professor Anders Kvale gjorde meg først oppmerksom på tilsvarende mektige sediment-avleiringer i California og jeg har hatt meget nytte av å ha kommet i kontakt med professor John C. Crowel, som har gitt meg de aller siste resultater av sine undersøkelser i Ridge Basin.

Jeg vil også takke for økonomisk støtte fra Premieobligasjonsfondet (i 1961) og fra Norges Geologiske Undersøkelse (i 1962). Ingolf Iversen og Wilhelm Ruud var hyggelige følgesvenner i felten.

Referanser.

- Crowell, J. C.*, 1962: Personlig meddelelse.
- Helland, A.*, 1881: Studier over Konglomerater. Archiv for Matematik og Naturvidenskyp for 1880, p. 1-80.
- Holtedahl, O.*, 1953: Norges Geologi. Norges Geol. Unders. nr. 164, I, p. 455-486.
- 1960: Geology of Norway. Norges Geol. Unders. nr. 208, p. 285-297.
- Irgens, M. og Hiortdahl, Th.*, 1864: Om de geologiske forhold paa kyststrækningen af Nordre Bergenhus Amt. Universitetsprogram for andet halvår 1864.
- Kjerulf, Th.*, 1879: Udsigt over det sydlige Norges Geologi. Fabritius, Christiania 1879, 262 p.
- Kolderup, C. F.*, 1912: Sogneskollens og Bremangerlandets granodioriter. Bergens Mus. Aarb. 1911, nr. 18.
- 1916: Bulandets og Værlandets konglomerat- og sandstensfelt. Bergens Mus. Aarb. 1915-16. Naturvidensk. Række nr. 3.
- 1923: Kvamshestens devonfelt. Bergens Mus. Aarb. 1920-21, Nat.vidensk. Række nr. 4.
- 1925: Haasteinens devonfelt. Bergens Mus. Aarb. 1923-24. Nat.vidensk. Række nr. 11.
- 1926: Solunds devonfelt. Bergens Mus. Aarb. 1924-25. Naturvidensk. Række nr.
- 1927 a: Hornelens devonfelt. Bergens Mus. Aarb. 1926. Naturvidensk. Række nr. 6.
- 1927 b: Byrknesøyenes og Holmengraas devonfelter. Bergens Mus. Aarb. 1926, Naturvidensk. række nr. 8.
- Kolderup, N.-H.*, 1928: Fjellbygningen i kyststrøket mellom Nordfjord og Sognefjord. Bergens Mus. Aarb. 1928, Naturvidensk. række nr. 1.
- Reusch, H. H.*, 1881: Konglomerat-sandstensfelterne i Nordfjord, Søndfjord og Sogn. Nyt Magazin for Naturvidenskaberne Bd. 26, p. 93-170.
- Shroch, R. R.*, 1948: Sequence in layered rocks. McGraw-Hill 1948, 507 p.

On the variolitic structure.

By

HARALD CARSTENS

Abstract.

The article presents detailed descriptions of the variolitic structure in selected minor intrusions and lavas. The evidence indicates that the varioles formed by liquid segregation rather than by spherulitic crystallization.

Introduction.

The commonly accepted opinion on the origin of varioles is reflected in modern petrographic textbooks which traditionally state that the variolitic structure of basic igneous rocks is equivalent to the spherulitic structure of silicious lavas and intrusions, which are presumably formed by rapid crystallization in a viscous magma or by devitrification of glass around scattered nuclei. The spheroidal shape of varioles by this hypothesis is thus accounted for by the crystallization of one mineral from numerous centers with equal velocity in all directions. A number of observations presented below are, however, inconsistent with this view.

Petrographic literature of this century conveys the impression that varioles are a structural curiosity. This is probably not so. Studies of minor intrusions and lavas from Norway have shown that in certain rocks this structure exists almost invariably. Certain types of lamprophyres and spilitic pillow lavas are particularly prone to a variolitic development. The variolitic structures of some Norwegian rocks, one monchiquite, a few vogesites, and a glassy augite lava, are described below. The Norwegian pillow lavas are altered and not suitable for detailed treatment.

Minor intrusions.

a) *Monchiquite dyke, Hamar*

The dyke is exposed in a limestone quarry at Furuberget about 3 km north of Hamar. The dyke is obviously connected with the Permian volcanism of the Oslo region and has intruded into a Middle Ordovician limestone. It has a thickness of 1 m, dips vertically, and strikes N 30° E.

The dyke is multiple, Fig. 1. The first intrusion (no. 1) developed two planes of weakness near the contacts (Tyrrell 1926, p. 32) which acted as channels for the next injection (no. 2), thus consisting of two members. Injection no. 3 is a leucocratic albite-rich rock (albite) which intruded along the western contact of the monchiquite and the limestone.



Fig. 1. Section through the multiple dyke at Furuberget. Successive injections of monchiquite, 1–2. Hornblende albite, 3. Lenticular ocelli with long axis normal to the walls, a. Globular ocelli, b. White, irregular amagdaloidal spots, c.



Fig. 2. Variolitic monchiquite, central member of intrusion 1. The specimen is polished and etched with HCl. – Natural Size.

All the dykes are variolitic. In the central member of intrusion no. 1, the variolitic structure is not easily noticeable, but it may be demonstrated with large thin sections (without coverglass) or with large polished specimens, Fig. 2.

The monchiquites are dark, almost black rocks with visible hornblende needles and white ocelli and amygdales. Analcime icositetrahedra are seen with a hand lens in the central member of no. 1. Brown hornblende (40 ± 5 % by volume) and abundant magnetite are set in a groundmass of analcime, chlorite, and some calcite. Accessories are clinopyroxene, apatite, sphene, alkali feldspar, and pyrite. The mafic minerals are evenly distributed throughout the rock and the globular structure is due to the concentration of analcime in spherical units. The groundmass (groundmass and matrix in the following text always refer to the mass in which the varioles and other globular structures occur) is very rich in chlorite, and sometimes large fields of serpentine – evidently pseudomorphs after olivine – may be present. The varioles are not sharply bounded, but their outlines are somewhat better defined near the margins of the injections. The diameter increases away from the contacts, ranging from 1–7 mm. The hornblende occurs in up to 4 or 5 mm long needles and has usually no definite orientation in relation to the globules. Sometimes there is a slight tangential arrangement in the vicinity of the globules, but more often the hornblende projects from the chloritic matrix into the globules without any change in the optical properties.

According to a partial chemical analysis ($\text{TiO}_2=3.99$, $\text{FeO}=9.33$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=2.70$, $\text{MgO}=11.32$, $\text{CaO}=11.28$) the composition of the hornblende is kaersutitic. The rather low content of TiO_2 does not, according to Wilkinson (1961), exclude this hornblende from the family of kaersutites.

Next to kaersutite, analcime is the most abundant mineral. The main part of the analcime occurs within the varioles as small subhedral crystals, or as a structureless mass. Another mode of occurrence is together



Fig. 3. Various globular ocelli consisting of analcime and calcite. The ocelli are about 2 mm in diameter.

Fig. 4. Subangular analcime crystals idiomorphic against hornblende.



Table 1. *Chemical analyses of the hornblende monchiquite of Furuberget.*

	1	2	3	4	Molecular norm
SiO ₂	39.64				Or 6.6
TiO ₂	4.04				Ab 15.5
Al ₂ O ₃	12.88				An 16.5
Fe ₂ O ₃	6.31				Ne 10.8
FeO	7.80				Di 19.9
MnO	0.08				Ol 13.9
MgO	9.20				Mt 6.9
CaO	10.20				Il 5.8
Na ₂ O	3.63	3.10	3.98	8.56	Ap 1.5
K ₂ O	1.08	1.11	1.58	0.18	Cc 2.6
H ₂ O+	3.28				
P ₂ O ₅	0.70				
CO ₂	1.02				
FeS ₂	0.24				
	100.10				

1. W. C. Brögger's analysis (1933 b) of the monchiquite.
2. Intrusion no. 1, central member. Analyst R. Stokland.
3. * 2, most westerly member. *
4. * 3, albitite. *

with calcite, feldspar, and biotite as a mineral filling of ocelli and amygdaloids, Fig. 3. The texture produced by growth interference between kaersutite and clear subhedral analcime, Fig. 4, compares closely with similar textures in so-called leucite monchiquites of Bohemia. The leucite of these monchiquites seems, however, to be analcime - primary or pseudomorphs after leucite. There is no indication of a secondary origin for the analcime of the Furuberget monchiquite. The analcime of the groundmass is cloudy, partly birefringent, and somewhat altered. The analcime of the ocelli and the amygdaloids is clouded but usually has a fringe of slightly birefringent and clear analcime that according to analyses contains less potassium than the cloudy analcime.

The Furuberget dyke was mentioned briefly by Brøgger (1933 a) and he also presented an analysis of the monchiquite (1933 b), given in Table 1.

b) Vogesites of Southern Norway

The lamprophyres from the south coast of Norway have been described by the author (1959). A typical variolitic vogesite from the island Songvaar between Kristiansand and Mandal is chosen for description below. The dyke is vertical, 25–30 cm in width and variolitic throughout. The varioles are not visible to the naked eye in the tachylitic selvage, their diameter being 0.05 mm or less. These globules probably consist of glass, but display strain birefringence. The varioles increase rapidly in size and 4–5 mm from the contacts the diameter may be over 2 mm. They are observed in various stages of coalescence and are separated by a matrix rich in chlorite. In a zone on both sides, 3–7 cm from the contacts, the varioles (4–5 mm in diameter) are close-packed, leaving a



Fig. 5 a. Photomicrographs of varioles. $\times 11$.
Vogesite from Skarvøy off Kristiansand.

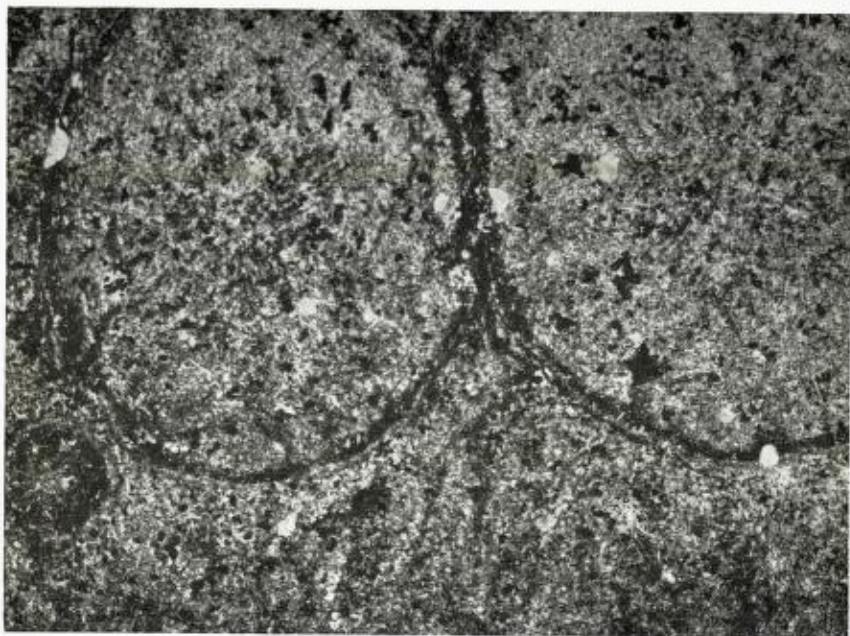


Fig 5 b. Vogesite from Nesodden in the Oslofjord. The boundaries are sharp and marked by a dark rim.

groundmass which amounts to less than the theoretical 27 %. This is due to distortion of the globules and the presence of globules of various sizes. Small ocelli of feldspar are commonly found within the varioles in the closely packed zones. In the central part of the intrusion the varioles (5-7 mm in diameter) are further apart.

Most vogesite dykes in this area are multiple. In no case, however, have variolitic structures been observed in the internal chilled contact zones.

Mineralogically the vogesites differ from the monchiquites mainly in having anorthoclase instead of analcime. The varioles consist of anorthoclase, kaersutite, and magnetite with small amounts of sphene, apatite and chlorite. The groundmass is very poor in feldspar, and chlorite is the most abundant mineral followed by kaersutite and magnetite. Small phenocrysts of kaersutite occur in the tachylitic selvage, indicating that this mineral precipitated from the magma first. Occasionally kaersutite needles cross the boundaries of the varioles. The sharpness of these boundaries varies, but is usually well defined and marked by a dark rim.

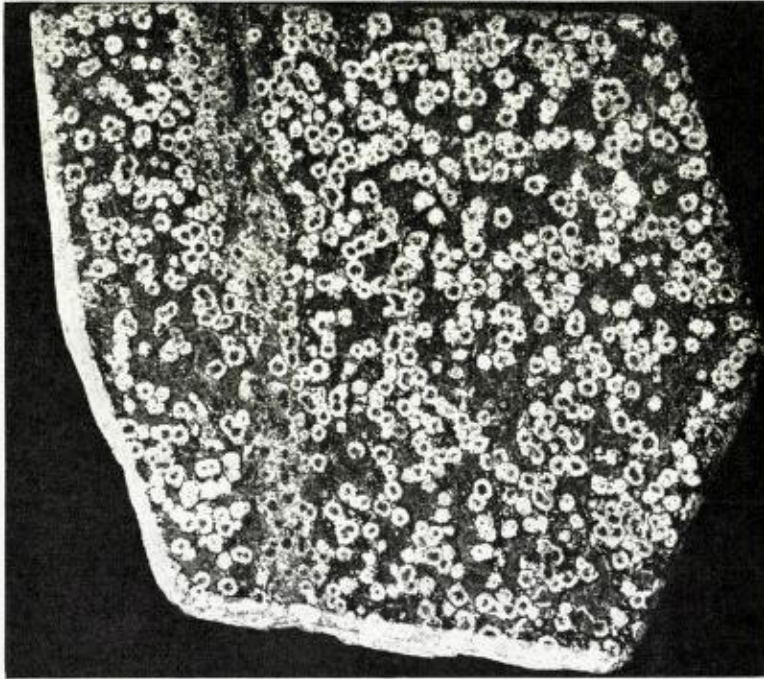


Fig. 6. Variolitic vogesite, Zwingenberg, Odenwald in Germany. A very pronounced concentric structure is superposed on a radiate structure produced by fibrous feldspar. The center consists of red alkali feldspar. Surrounding the center is a thin zone rich in calcite which in turn is enveloped by alkali feldspar less pigmented than the central feldspar. The specimen is polished and etched carefully with HCl. Slightly enlarged.

near the contacts, Fig. 5. Magnetite is not present in this rim, and the cause of the dark colour is not known.

Very similar variolitic vogesites were seen by the author in a stone quarry at Zwingenberg in Odenwald, Germany, Fig. 6.

A variolite collected by J. H. L. Vogt in 1904 at Søndre Spro, Nes-odden near Oslo was found in the collections of the Geological Survey of Norway. This dyke, evidently of Permian age, cuts a Pre-Cambrian microcline granite. The composition is vogesitic. The hornblende is brown and similar to kaersutite near the contacts, but light green and actinolitic a small distance away. Because epidote also gradually appears in the chloritic matrix, the vogesite of the central part of the dyke resembles a low grade spilite. The globules have a rim of a dark substance, and a thin zone of calcite separates the varioles from the chlorite of the groundmass. Contiguous globules are of various sizes, Fig. 7.

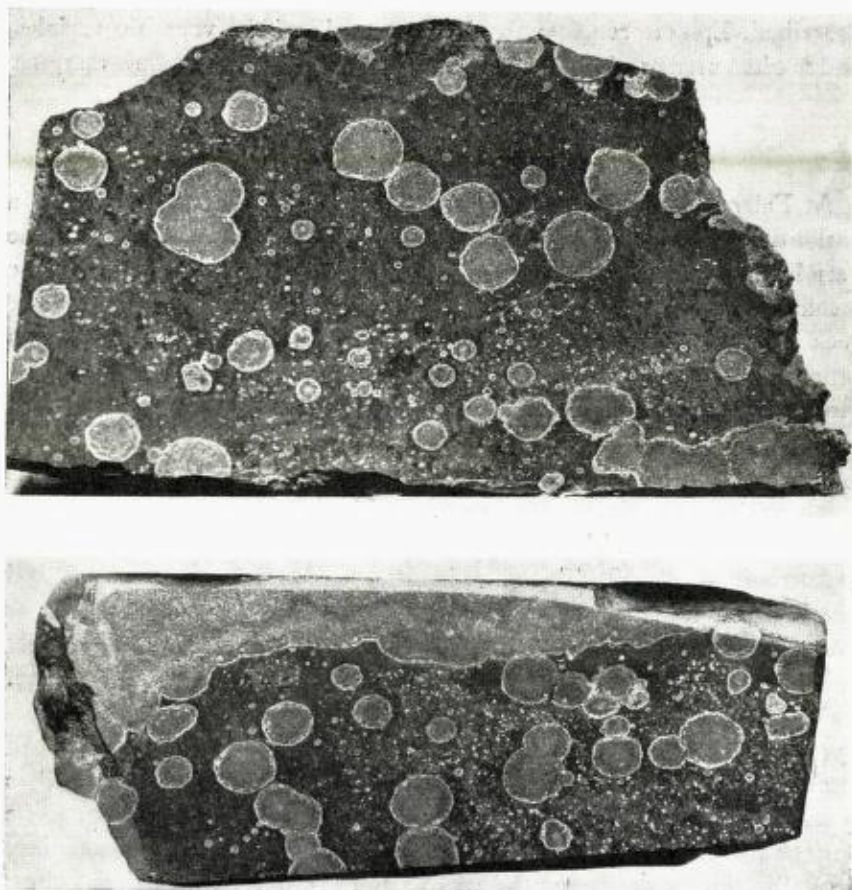


Fig. 7. Variolitic vogesite, Nesodden. 133 globules are counted in the upper specimen. The range in size is 0.2–7.5 mm with a frequency maximum at 0.7–0.8 mm. The white rim is calcite. Coalescing on a large scale forms a continuous zone in the lower specimen. Slightly enlarged.

Lavas.

a) *Pillow lavas*

It is well known that pillow lavas commonly are variolitic. Such lavas in the Norwegian Caledonides were first described in detail by Bugge (1910). In the pillows different zones may be recognized by variation in packing density, size and composition of the contained varioles. These zones correspond to the zonal variations in the vogesite dyke previously

described. Epidote replaces the feldspar ocelli of the vogesitic varioles, and is often seen as an epidotized yellowish band near the pillow margins.

b) Glassy lavas

At Falkenstein near Horten Professor O. Høltedahl found in 1942 a variolitic lava at the base of the Permian lava series. Specimens of the variolite were later described by Barth (1945). The author visited the locality in the autumn of 1962 but found only loose boulders of a variolitic rock apparently fallen down from the lava cliffs and therefore probably represent a younger member of this lava series. This variolite differs from Høltedahl's specimens in being very rich in glass which, according to Barth, does not seem to be present in the variolite studied by him.

The glass is light to dark brown, sometimes almost opaque. It contains small granules of titaniferous magnetite and abundant rod-shaped or dendritic crystallites. The glass of the varioles is dark brown and slightly anisotropic ($n=1.560$). The glass in the groundmass is light brown and nearly isotropic ($n=1.560-1.565$). The glass is magnetic, being more magnetic in the varioles than in the groundmass. Small and commonly euhedral crystals of colourless clinopyroxene (length 0.1–0.2 mm, $\gamma = 1.718 \pm 0.003$, $\alpha = 1.700 \pm 0.003$) are embedded in the glass. A few pyroxene phenocrysts also occur. Chlorite is present as a constituent of both varioles and groundmass, and together with calcite in amygdalae. Glass is most abundant in the varioles, and pyroxene and chlorite seem to be enriched in the groundmass. The glass has been subjected to secondary crystallization as shown by the presence of crystallites. The dark colour of the glass in the varioles, considering its magnetic character, suggests a concentration of Fe_2O_3 .

Green amygdalae of chlorite or serpentine are sometimes abundant. This lava is a variolitic augite.

Summary

The facts which seem to be of critical importance both in regard to a definition of the structure and from a genetic point of view, is given in summary form below.

Varioles are essentially spherical. Contiguous varioles are often of different sizes, but the average size increases towards the interior of the intrusion. The mode of packing, the «density», is related to the distance

from the contact. Varioles may coalesce with such results as twin, triple, or quadruple globules etc., or the formation of continuous bands. There are usually sharply bounded globules near the contacts, but their outline gradually becomes more diffuse towards the center of the intrusion. The globules may eventually merge indistinguishably with the groundmass. Radial as well as concentric structures are common. Varioles and groundmass contain the same minerals but in different proportions. Olivine, as serpentine pseudomorphs with the outline of olivine crystals, may be an exception having been seen in the matrix only. The compositional relations are always the same: the varioles are feldspathic or rich in analcime, the groundmass contains abundant chlorite. No reversal of this relation has ever been observed. Glass is the main constituent of varioles and groundmass in some lavas.

Discussion.

Globules in mica lamprophyres – “Kugelminetten” and “Kugelkersantite” of Rosenbusch – may sometimes produce a variolite-like structure. The globules consist mainly of feldspar with a skin of mica, and are almost identical to a structure common in many lamprophyres, now usually called ocelli.

Ocelli may be defined as spherical or ellipsoidal aggregates consisting of alkali feldspar and analcime, with minor biotite, hornblende, and pyroxene (Knopf 1936).

Detailed descriptions of ocelli usually include one or more of the following features. 1. Calcite and/or chlorite comprise the central part. 2. Hornblende, pyroxene, biotite, or feldspar surround the ocelli tangentially or project into them. 3. The feldspar radiates from excentric or multiple points. 4. The feldspar laths are curved. 5. Sphene abounds. In some lamprophyres the center of many ocelli is occupied by a crystal of sphene. 6. Epidote, prehnite, quartz, apatite, or pyrite may be present. 7. The grain-size is coarser within the ocelli than outside. 8. The ocelli increase in size towards the center of the dyke until they gradually fade out. 9. The ocelli coalesce and form irregular rounded patches. See also Fig. 8.

Thus the ocelli are leucocratic, globular units of the lamprophyres, the most important minerals of which are analcime or feldspar. Monomineralic analcime ocelli are fairly common, but the feldspar is always associated with chlorite, biotite, hornblende, or calcite. It appears that

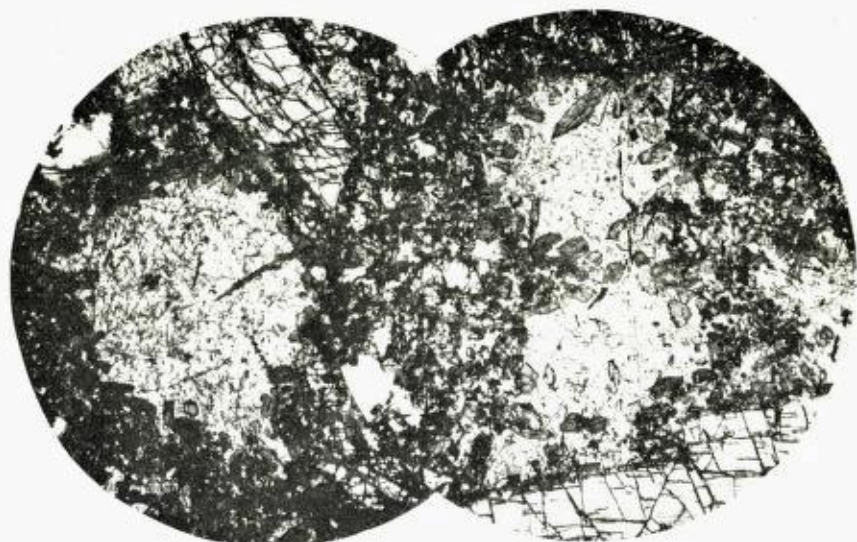


Fig. 8. Ocellar vogesite, Fen. X 22. Left: long needle-like sphene in the ocellus. Right: hornblende included in the outer sphere of the ocellus.

water or the ionic groups $(OH)^-$ or $(CO_3)^{--}$ are important parts of the structure.

Exceptions to the rule that ocelli are globular are sometimes found. A subangular outline may give the ocelli a close resemblance to the white eyes of many tinguaite, so-called pseudoleucite. The possibility therefore exists that ocelli are pseudomorphs after some cubic alkali aluminosilicate. On the other hand, ocelli may grade into normal amygdales and most petrologists in dealing with this matter dismiss the ocelli as infilled vesicles. The preceding summary shows the great similarity of ocellar structure to variolitic structure. The ocelli are, however, more leucocratic and usually not so sharply bounded. They are also younger than the varioles and formed after crystallization had proceeded for some time, but before the minerals around the globules were no longer able to rearrange themselves. Ocelli and varioles are common in lamprophyres and therefore frequently occur together. It is necessary that any suggested hypothesis accounts for both structures.

Ocelli and varioles resemble in some ways the spheroidal bodies in stony meteorites, so-called chondrules. Merrill (1930) probably first called attention to the similarity between the globules of a "Kugelgrünstein", obviously a variolite, and the chondrules. The mineralogical com-

position of chondrules usually sets them apart from varioles, yet feldspar chondrules, closely resembling some ocelli-like globules of terrestrial rocks, occur. The mineral responsible for the radiating structure of such chondrules usually radiate from one or more points at or near the periphery in contrast to the centric or slightly excentric disposition in varioles. Ringwood (1959, 1961) has argued in favour of a spherulitic origin of such chondrules, but remarks in a note added during proof-reading of the last paper, that an unpublished work by dr. Fredriksson has convinced him that most chondrules originated as liquid drops rather than by spherulitic crystallization. Such drops may have been formed by disruption of an chondritic magma as a fiery rain (Sorby 1877) or by cavitation and fragmentation of the magma due to loss of volatiles (Ringwood 1961).

It is *a priori* possible that the glassy and the holocrystalline varioles are of different nature. This is not supported, however, by the analyses presented in Table 2, which show that the distribution of the major elements between varioles and groundmass is very similar independent of the degree of crystallinity. The varioles are enriched in Si and alkalis, but contain less Mg, Fe, Ti, and Mn than the groundmass. This consanguinity of the varioles which are crystalline throughout and the glassy ones is important, as the latter may point to the origin of the former.

With regard to the glassy varioles, the possibility that they formed by crystallization phenomena is of course ruled out. They indicate, on the contrary, that varioles represent drops of molten matter which solidified suddenly.

All crystalline varioles are polymineralic, and it is difficult to see how such globules could have been formed by spherulitic crystallization. Spherulitic crystallization is favoured by rapid cooling in a viscous magma, but the magma which solidified to form the variolites must have been rather fluid as testified by the basic composition and the high water content. Moreover, a radiate structure is apparently lacking in some variolites. The writer believes that the radiate structure is secondary to the globular structure and a consequence of the spheroidal shape and the chemical composition of the globules. These were more viscous than the variolitic magma and more liable to spherulitic crystallization. The fact that the variolitic structure is usually seen at the contacts of the intrusions and in lavas naturally suggested to the earliest writers (a list of references may be found in Rosenbusch 1908) that sudden chilling was a prerequisite for their development. The finding of varioles in the Furuberget dyke which are on the verge of merging with the groundmass

Table 2. *Spectrographic and chemical analyses of varioles and matrix in three variolites.*

	Songvaar ¹		Nesodden ²		Falkensten ²	
	Varioles	Matrix	Varioles	Matrix	Varioles	Matrix
Si O ₂	46.48	38.58				
TiO ₂	5.46	5.84	2.7	3.2	3.1	5.8
Al ₂ O ₃	13.48	11.05	14.0	13.0	14.0	14.5
Fe ₂ O ₃	4.49	7.34	11.0	14.5	10.5	23.0
FeO	5.83	7.76				
MnO	0.27	0.22	0.17	0.24	0.11	0.37
MgO	6.39	11.75	3.9	5.7	3.8	12.0
CaO	6.50	5.58	6.0	6.9	3.7	7.6
Na ₂ O	3.03	0.62	3.3	0.3	1.3	0
K ₂ O	2.83	1.81	4.3	4.3	10.0	2.0
H ₂ O	2.99	5.91				
H ₂ O	0.84	2.80				
P ₂ O ₅	0.60	0.68				
CO ₂	0.90	0.21				
Loss on ignition			2.95	8.78	5.20	7.81
	100.09	100.15				

¹ Chemical analyses. Analyst R. Stokland.

² Spectrographic analyses. Analyst M. Ødegård.

shows, however, that the effect of quenching is rather to preserve the structure. The general absence of varioles in the central parts of vario-litic dykes is due to their disappearance by slow cooling under conditions of phase equilibria.

Some varioles may have got their crystalline structure by the devitri-fication of glassy ones, but there are reasons to believe that most varioles in minor intrusions crystallized directly from a liquid. This is borne out by the structural relationships between the mineral constituents of the varioles. For example the structure drawn in Fig. 4 could not possibly have been developed by secondary crystallization, neither could the ocelli nor the amygdales that often are seen in varioles.

The old hypothesis of Gumbel (1876) that varioles are xenolithic frag-ments transformed and rounded by a prolonged period of suspensjon in the magma, has in recent years been revived by Holmes (1936). The relationship of the varioles to the contacts, however, shows that they are authigenic constituents of the magma; they originated in place as pro-

ducts of magmatic segregation. This precludes the xenolithic hypothesis, and Chierci's suggestion that varioles are metamorphosed garnets has only historical interest.

These hypotheses were challenged by Loewinson-Lessing (1935). He proposed that the globules and the groundmass of a variolite of Yalguba in Karelia (described by himself in 1885) represent two immiscible parts of the magma - a magmatic emulsion. Later Vaugnat (1946) seriously considered this possibility concerning the varioles of Swiss spilites. Drever (1960) described the globular structure of a picritic intrusion on Greenland and claimed that this was "the most unambiguous natural evidence hitherto recorded of silicate immiscibility". Drever does not, however, mention the similarity of these globules to the variolitic structure to which his statement probably more correctly applies.

Tomkeieff (1952) advocates that analcime ocelli, first described as "circular areas of analcime" by Evans (1901), originated as an immiscible liquid phase. The present writer suggested that feldspar ocelli might be similarly explained (1959). Studies of metasomatism in British pillow lavas led Nicholls (1958) to the conclusion that the amygdales of these spilites formed by segregation of a second liquid enriched in Mg, Fe, and H_2O . This idea was not new, however, having already been offered for consideration by Tomkeieff (1926, 1942). Incidentally it may be noted that the chlorite amygdales represent an interesting compositional reversal as compared to variolites in which an iron-rich chlorite is the main constituent of the matrix.

If the extrusive variolites were not formed by shattering of the magma by explosive volcanism or by the action of surface water on the lava flow, then the existence of glassy varioles in a glassy groundmass is in best agreement with the hypothesis of Loewinson-Lessing. Indeed it is hard to explain the different composition of varioles and groundmass by any other known process. The rarity of glassy variolites is no argument against liquid immiscibility, as we have seen that varioles have an inherent tendency to crystallize, and to become distorted or wholly disappear during solidification.

Many arguments in favour of an origin by liquid immiscibility of the Greenland globules were brought forward by Drever in the paper cited above. It seems unnecessary to repeat them here, but a few comments may be appropriate. Drever found evidence of liquid immiscibility in the roundness of the globules and the manner in which they coalesce. Referring to Greig (1928) he demonstrated that multiple globules show

exactly the transitional forms such globules should have if they once were liquid. This is due to the fact that when two liquid drops meet, the surface tension tends to combine them into a larger spherical globule. Compound varioles may also assume the shapes predicted by Greig, but more often they preserve their individuality until a late stage of coalescence, Fig. 7. High viscosity may have prevented the varioles from fusing together immediately. A glance at the same picture shows the wide range in size of varioles lying together. This feature may be expected if the globules formed as immiscible drops in the magmatic phase. Drever pointed out that crystals which occur jointly in globules and matrix have the same chemical composition, a condition demanded by the theory of phase equilibria in conjugate liquids. The optical continuity of the kaersutite which sometimes crosses the borders of the varioles is likewise in accordance with this theory.

The tendency of Norwegian lamprophyres to exhibit variolitic structures contrasts with the absence of varioles in the associated diabase dykes. It is also an interesting fact that lamprophyres and spilites have features in common other than the varioles. The mineralogical problem of spilites, the absence of an An-rich plagioclase in spite of the high Ca content of the rock, is inherent in some lamprophyres, i. e. the vogesites in which an alkali feldspar has formed rather than plagioclase. Both rock types are rich in H_2O and CO_2 and consequently often amygdaloidal or carbonatized. The low potash content of the Furuberget albitite recalls the association of pillow lavas with soda keratophyres. It is probably not fortuitous that variolitic rocks are rich in volatiles and usually in alkalies (Na). Certainly water must play an important part in producing the variolitic structure. Water distributes itself between varioles and groundmass with marked affinity for the latter which also is the more basic. However meagre the experimental evidence of liquid immiscibility (Steinar 1960), the work of Tuttle and Friedman (1948) indicates that water in a silicate melt enlarges the immiscibility field.

The contrasting content of Na in the globules and the matrix is probably a typical feature of variolitic rocks. Remarkable is the extreme enrichment of K in the Nesodden varioles which in this respect resemble the feldspar ocelli (Carstens 1961). In one case only has the author found structures in a genuine potash lamprophyre which may be variolitic. Variolitic rocks therefore are sodic rather than potassic and it appears likely that Na has an effect similar to water.

Varioles in the strict sense of the word are confined to the basic rocks.

Globular structures indicative of liquid immiscibility according to some recent literature, also occur in acid rocks. V. I. Lebedinskij and Mo Ke-Min (1958) arrived at the conclusion that the spherulitic structures of the perlitic lavas of Kalgan in Mongolia suggest unmixing in a rhyolitic magma. In the presence of contrasted glasses of New Zealand ignimbrites Steiner (op. cit.) found evidence of liquid immiscibility. (Steiner's hypothesis has been rejected by Fitch (1962) mainly on field evidence). It is probable that the enigmatic globular structures of the cristobalite trachytes of Jan Mayen (Carstens 1961) also have this origin. Limited liquid immiscibility in tektites is indicated by the presence of lechatelierite (Cassidy and Segnit 1955).

Thus basic and acid rocks alike bear witness of immiscibility phenomena in magmas at a temperature near that of crystallization. The evidence here presented further indicates that the composition of the residual liquid of basic magmas may lie within a second immiscibility gap.

References.

- Barth, T. F. W.*: Falkensteinite, a new zeolite in variolite from Horten and the surface conditions during the effusion of the oldest Permian lavas. Vid. Akad. Skrifter 1945.
- Bowen, N. L.*: Concerning "evidence of liquid immiscibility in a silicate melt, Agate Point, Ontario". Journ. Geol., 34, 71-73, 1926.
- Brogger, W. C.*: Essexitrekens erupsjoner. Norges Geologiske Undersøkelse, Nr. 138, 1-103, 1933 a.
- Die Eruptivgesteine des Oslogbietes. VII. Die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine des Oslogbietes. Vid. Akad. Skrifter 1933 b.
- Bugge, C.*: Rennebu. Norges Geologiske Undersøkelse, Nr. 56, 1910.
- Carstens, H.*: Comagmatic lamprophyres and diabases on the south coast of Norway. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 6, 299-319, 1959.
- Cristobalite-trachytes of Jan Mayen. Skr. Norsk Polarinstitut, Nr. 121, 1961.
- Cassidy, W. A., and Segnit, E. R.*: Liquid immiscibility in a silicate melt. Nature, 176, 305, 1955.
- Drever, H. I.*: Immiscibility in the picritic intrusion at Igdlossuit, West Greenland. Report of the Twenty-First Session Norden 1960. Part XIII, 47-58, 1960.
- Evans, J. W.*: A monchiquite from Mount Girnyr, Junagarh (Kathiawar). Quart. Journ. Geol. Soc., 57, 38-54, 1901.
- Fitch, F. J.*: Origin of ignimbrites. Nature, 194, p. 276, 1962.
- Greig, J. W.*: On the evidence which has been presented for liquid immiscibility in the laboratory and in the rocks of Agate Point, Ontario. Am. Journ. Sci., 15 375-402, 1928.
- Gümbel, C. W.*: Variolit von Berneck im Fichtelgebirge. Neues Jahrbuch p. 42, 1876.

- Holmes, A.*: Transfusion of quartz xenoliths in alkali basic and ultrabasic lavas, South-West Uganda. *Min. Mag.*, 24, 408-421, 1936.
- Knopf, A.*: Igneous geology of the Spanish Peaks region, Colorado. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 47, 1728-1784, 1936.
- Lebedinskij, W. I.*, and Mo Ke-Min: On liquation phenomena in lavas of the Kalganska complex. *Izv. Akad. Nauk. U.S.S.R., Ser. geol.*, 12, 64-72, 1958.
- Loewinson-Lessing, F.*: On a peculiar type of differentiation represented by the variolites of Yalguba in Karelia. *Trans. Inst. Petrogr. Acad. Sci. U.S.S.R.*, 5, 21-27, 1935.
- Merrill, G. P.*: Composition and structure of meteorites. *U.S. Natl. Museum Bull.*, 149, 62 pp., 1930.
- Nicholls, D. G.*: Autometasomatism in the Lower Spilites of the Built volcanic Series. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, 114, 137-162, 1959.
- Rosenbusch, H.*: Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine. Zweite Hälfte. Ergussgesteine. Stuttgart 1908.
- Ringwood, A. E.*: On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5, 257-283, 1959.
- Chemical and genetic relationships among meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 14, 159-197, 1961.
- Sorby, H. C.*: On the structure and origin of meteorites. *Nature*, 15, 495-498, 1877.
- Steiner, A.*: Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: a new petrogenic concept. *New Zealand Geol. Survey. Bull.* 68, 1960.
- Tuttle, O. F.*, and *Friedman, I.*: Liquid immiscibility in the system $H_2O - Na_2O - SiO_2$. *J. Am. chem. Soc.*, 919-926, 1948.
- Tyrrell, G. W.*: The principles of petrology. London 1926.
- Tomkeieff, S. J.*: On some chloritic minerals associated with the basaltic Carboniferous rocks of Derbyshire. *Min. Mag.*, 21, 73-82, 1926.
- The tertiary lavas of Rum. *Geol. Mag.*, 21, 1-13, 1942.
- Analcite-trachybasalt inclusions in the phonolite of Traprain Law, *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 15, 360-373, 1952.
- Vaugnat, M.*: Sur quelques diabases Suisses. Contribution a l'étude du probleme des spilites et des pillow lavas. *Schweiz. min. petrogr. Mitt.*, 26, 116-228, 1946.
- Wilkinson, J. F. G.*: Calciferous amphiboles, oxyhornblende, kaersutite and barkevikite. *Am. Min.*, 46, 340-354, 1961.

The Geology of the Fjeldheim-Gåsbakken Area, Sør-Trøndelag.

By

B. CHADWICK, D. H. BLAKE, A. E. BESWICK & J. W. ROWLING
Imperial College, London

With one geological map and one figure in the text.

Abstract.

The geology of an area south of Trondheim is described and a geological map is presented. This area has not been studied in detail before. Rocks of the Støren Group and the Lower Hovin Group are exposed. The latter group is divided into the basal Fjeldheim Conglomerate, the Fjeldheim Beds and the Nyplassen Beds. The graptolitic Bogo Shale and equivalents of the Hølanda Limestone are included within the Fjeldheim Beds. The Hølanda Porphyrites are shown to be intrusive sill-like bodies in this area. A stratigraphical correlation with the adjacent Hølanda-Horg district is given.

Foreword.

The present paper is a result of the work during the summers of 1960 and 1961 by a group of advanced students of the Geology Department of the Imperial College in London.

Orkla Grube-Aktiebolag, the mining company working the Løkken mine, had an interest in furthering geological work in areas around their mine. When Professor Chr. Oftedahl of Trondheim introduced the young British geologists to the area, much valuable help was given them by the mining company. Especially to be mentioned is the keen interest taken in the geological work by mining engineer Per Sandvik. Mr. Erling Sagvold gave valuable assistance in the field.

The undersigned had the pleasure of visiting Mr. Chadwick and his companions in the working area in July 1961 and got an impression of

the very detailed and painstaking work given to the rocks of the area. Thus the present publication appears as a very valuable and highly welcome addition to our knowledge of the stratigraphy and structure of the Trondheim Region.

Trygve Strand.

Introduction.

The Fjeldheim-Gåsbakken Area, which is some 70 kms south-west of Trondheim, lies between the villages of Løkken in the west and Hølonða in the east. The area was mapped by the authors during the summers of 1960 and 1961 (see inset on main map), and forms a continuation of the Hølonða-Hørg district to the east mapped by Th. Vogt (1945); it is in part covered by the geological map produced by C. W. Carstens (1952). No detailed work has previously been undertaken in the Fjeldheim-Gåsbakken Area.

Field maps on scales of 1 : 10,000 and 1 : 15,000 were constructed from aerial photographs loaned by the Orkla Grube Aktiebolag, Løkken. Mosaics of these photographs were used to construct the final map, the whole then being reduced photographically; because of distortion, particularly around the margins of the map, the scale given is only approximate.

The oldest rocks in the area are those of the Støren Group, an Upper Cambrian or Lower Ordovician group of submarine spilitic pillow lavas with subordinate sediments. Following unconformably on the Støren Group come the Lower Hovin sediments of Lower and Middle Ordovician age. The coarse polygenous Fjeldheim Conglomerate, equivalent to the Venna and Stokvola Conglomerates, was the earliest to be laid down, consisting very largely of water worn boulders from the underlying Støren Group. This conglomerate is followed by the Fjeldheim Beds, a very variable group of rocks equivalent to the Hølonða Shales and Sandstones and the Hølonða Limestone of the Hølonða region, (Vogt, 1945). The Fjeldheim Beds, generally greenish or grey in colour and commonly tuffaceous, include various shales, sandstones, grits, conglomerates, breccias and limestones. Sedimentary structures such as graded and current bedding frequently occur and are useful in determining relative ages. A graptolitic shale, described by Blake (1962), and localities containing brachiopods occur; fossil localities are indicated on the map by the symbol Fo. Rapid facies changes along the strike are prevalent and this, coupled with lack of exposure and faulting, makes

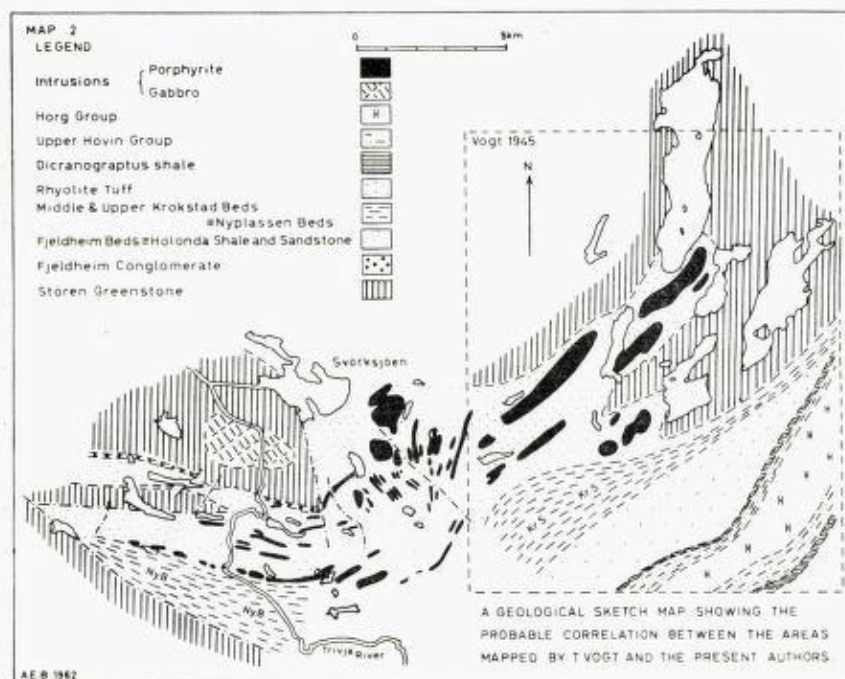


Fig. 1. Map showing the correlation between the areas mapped by Th. Vogt and the present authors.

Kart over Hølanda-området, kartlagt av Th. Vogt, (til høyre) og Fjeldheim-Gåsbakken-området (til venstre).

detailed stratigraphical correlations within the Fjeldheim Beds impossible.

The Nyplassen Beds, succeeding the Fjeldheim Beds, are considered to be equivalent to the Middle and Upper Krokstad Shales and the lower part of the Krokstad Sandstone of the Hølanda-Horg district. They consist of arenaceous shales and sandstones with some grit and conglomerate bands, and appear to be the highest representatives of the Hovin succession occurring in the area mapped.

Evidence such as the great variety of rock types and rapid facies changes along the strike indicate that the Lower Hovin sediments in the Fjeldheim-Gåsbakken area were probably laid down in an unstable near-shore environment with a certain amount of pene-contemporaneous erosion in some places.

The structure of the area appears basically simple, with the general

trend (F_1) swinging round from N.E.-S.W. in the east to E.-W. in the west. The Hovin sediments in the west lie in two synclines with axial planes (F_1) dipping about 60° N and having overturned northern limbs. They are separated by a topographical ridge of Støren rocks (the Fjeldheim Ridge). The southern syncline, which has lost its southern limb due to faulting, is bounded by the South Fjeldheim and Frilsjøen Greenstone Faults. The two synclines appear to come together in a complicated area east of the Trivja river. In the finer grained sediments throughout the area there is usually a well marked axial plane cleavage (F_1) and this is often disturbed by a later cleavage (F_2) which is apparently related to the change in trend already mentioned. The whole area was metamorphosed to chlorite grade during the Caledonian orogeny.

The land-surface was smoothed during the Pleistocene glaciation and rock exposure is generally poor. Recent and Pleistocene deposits are not shown on the map, though areas of alluvium and moraine are common, particularly in low-lying areas.

Acknowledgements

The authors wish to thank Prof. Chr. Oftedahl for introducing them to the area. They are extremely grateful to the Orkla Grube Aktiebolag, in particular Bergingeniør Per Sandvik, for all their help and encouragement.

The Støren Group.

This group of rocks was named originally by Kjerulf (1875), after the type locality at Støren, and the name has since been applied by, amongst others, Th. Vogt (1945) and Høltedahl (1960). C. W. Carstens introduced the term Bymark Group as a synonym in 1920. The rocks of the Støren Group are the oldest in the area mapped, being of uppermost Cambrian or lowermost Ordovician age: their base was not seen. Vogt (1945) suggested a general correlation with the Arenigian Ballantrae Volcanic rocks of the Southern Uplands of Scotland, but a somewhat earlier date is indicated by the occurrence of a graptolitic shale of Middle Arenigian age within the overlying Hovin Group (Blake, 1962).

Rocks of the Støren Group outcrop in the extreme northern part of the area as far east as Svorksjøen, and in the extreme south on the northern slopes of Grefstadjfjeldet. They also form the Fjeldheim Ridge, which is

fault bounded in the south and probably also in the north to the west of Prestbuvatnet.

The Støren Group is dominantly volcanic, consisting of extrusive spilitic lavas and associated pyroclastics with some intercalations of sedimentary rocks, all regionally metamorphosed to chlorite grade giving the rocks their characteristic green colour – hence the “Støren Greenstones”. No representatives of the Jåren Beds, (Vogt, 1945) were found. The lavas include pillow and massive varieties. “Pillow agglomerates”, feldspathic tuffs, red, green and blue-grey phyllites, pyritous black shales, jasper deposits, and some conglomeratic beds around Fjeldheim make up the rest of the group. The sedimentary rocks are insignificant in volume compared with the extrusive lavas.

Pillow lavas are particularly well exposed on Grefstadjeldet in the south-west, as well as along the new road cutting north of L. Buan, along the Trivja gorge east of Fjeldheim, and on Malberget. The pillows vary in size up to a metre or so, and generally have well-marked chilled margins of paler green colour than the frequently vesicular interior. They have suffered variable amounts of deformation, due perhaps in part to weight of superincumbent rocks but mainly to later tectonic stresses related to the Caledonian earth movements. Though deformed it is still possible to determine the “way-up” of the flows, and on Grefstadjeldet they are “right way-up” while along the Trivja gorge north of the dam they are inverted. The pillows are frequently enclosed in a reddish or greenish fine grained matrix.

Massive lavas are perhaps more abundant than the pillow lavas. They are commonly veined with chlorite, epidote, calcite and quartz, and tend to be uniformly very fine grained and usually lacking in vesicles. Petrographically, the massive lavas differ from the pillow lavas in their paucity of feldspar, albite being abundant in the pillow lavas. Chlorite, calcite and quartz are abundant throughout, and epidote and actinolitic amphibole are locally very common, especially in the massive lavas; leucøene and pyrite are universal accessory minerals.

The pillow agglomerates consist of what appear to be small pillows and lapilli, up to a metre in length, in a coarse to fine grained, dark green, feldspathic matrix. Exposures include one on the south-east side of Malberget and another near the mouth of the Skolda river, Svorksjøen. Some angular fragments of jasper are frequently included within the “agglomerate”. The pillow agglomerates may be true pyroclastic agglomerates or perhaps altered palagonitic breccias.

The Hovin Group.

Unlike the preceding Støren Group, the Hovin Group in the Fjeldheim-Gåsbakken area consists almost entirely of sedimentary rocks, though many of these sediments are tuffaceous. As would be expected, the group here is more similar to that of the Hølanda area, (Vogt, 1945), than to that of the type area at Hovin further to the east.

The lower Hovin Group only is represented in the Fjeldheim-Gåsbakken area, and it has been divided as follows: -

3. Nyplassen Beds: consist mainly of arenaceous shales and sandstones. The Beds, which are named after the type locality at Nyplassen, are developed in the southern part of the area.
2. Fjeldheim Beds: a variable sub-division which includes equivalents of the Hølanda Shales and Sandstones and the Hølanda Limestone.
1. Fjeldheim Conglomerate: the basal conglomerate of the Hovin Group; it is largely made up of fragments from the Støren Greenstones.

The Fjeldheim Conglomerate.

The basal conglomerate of the Hovin Group lying directly upon the Støren Greenstones is here termed the Fjeldheim Conglomerate. It has been called the Greenstone Conglomerate by C. W. Carstens (1951) and H. Carstens (1960).

The Fjeldheim Conglomerate is seen only in the northern part of the area where it is exposed as an almost continuous belt of varying width extending from the south of Malberget westwards along the north of the North Fjeldheim syncline to at least as far as Hoidalen. A break in this belt occurs north of L. Buan where shales and sandstones of the succeeding Fjeldheim Beds come to lie directly upon the Støren Group. Either the conglomerate was never deposited here or it was removed by contemporaneous erosion. On the south of the syncline the conglomerate is seen only on the south side of Mjovatnet, its general absence being due, at least in part, to locally faulted contacts between the Støren and Hovin Groups. A similar type of conglomerate occurs on the northern shore of Svorksjøen where in places it has suffered substantial deformation with the growth of authigenic chloritoid. Other conglomerates of similar type

are found on Bjørkliodden and on the shore of Svorksjøen, east of Fuglås-hogstret.

The Fjeldheim Conglomerate is a coarse, typically unsorted, polygenous deposit with a true thickness varying from 0–180 m or more. No angular unconformity on the underlying Støren Group is apparent. The fragments making up the conglomerate are angular to rounded, varying in size from less than a centimetre up to 1.5 m in diameter, and consist of a wide variety of rock types. These include jasper, greenstone, fine grained pink and olive green "felsites", soft white tuffaceous material, pale green quartzose grits, white and dark grey quartzites, and sedimentary rocks similar to those of the overlying Hovin shales and sandstones. The fragments are enclosed in a variable amount of fine to coarse grained matrix which is generally dark green in colour. This matrix is usually sparse. The conglomerate locally grades into bands of dark green shales, sandstones and grits which often contain scattered boulders of greenstone and jasper. The finer sediments within the conglomerate sometimes show graded bedding.

The age of the Fjeldheim Conglomerate is not certain. The occurrence of Middle Arenig graptolites in the Hovin sediments south-east of Fjeldheim suggests that the conglomerate is probably Lower Arenigian.

The Fjeldheim Beds.

For convenience of description the Fjeldheim Beds in the Fjeldheim-Gåsbakken area will be considered in three separate sub-areas: – (a) The North-west, (b) The South-west, and (c) The East.

(a) The North-west Sub-area.

This sub-area lies to the north of the Fjeldheim Ridge and comprises the Fjeldheim Beds within the asymmetrical North Fjeldheim syncline. This syncline is overturned to the north, the beds on the northern limb being inverted as shown by graded bedding. The Fjeldheim Beds here either grade stratigraphically upwards from the Fjeldheim Conglomerate or lie directly on the Støren Group. There is no intervening breccia horizon corresponding to the Gaustadbakk Breccia of the Hølanda area, (Vogt, 1945). The top of the Fjeldheim Beds is not seen here.

The Fjeldheim Beds consist of alternating thin bands, usually 2–3 cms thick, of feldspathic grits, sandstones and shales; the shale bands pre-

dominate. Their colour varies from darkish green to grey green, though the coarser feldspathic bands often weather to white. Small brown alteration specks, after pyrrhotite or pyrite, are common. Some conglomeratic and limestone patches occur, the latter being mostly confined to the eastern part of this sub-area. Another type of deposit, a thin-bedded sandstone with fine grained jasper fragments, occurs near L. Buan. Many exposures show well-developed graded bedding, and slump structures and small-scale current bedding are not uncommon. The conglomerates within the Fjeldheim Beds are polygenous, with many fragments of jasper and greenstone. These conglomerates tend to be confined to the lower part of the succession and are very similar to the Fjeldheim Conglomerate, though they are generally less coarse.

On the south of Malberget banded grey-green shales and sandstones pass stratigraphically up into an impure grey limestone some 50 m thick which contains obscure fossil remains. This limestone is similar to the Hølanda Limestone described by Kiær (1932) and Vogt (1945); (similar limestones are found elsewhere within the Fjeldheim Beds at varying levels and it appears that the Hølanda Limestone is best regarded as a particular type of limestone occurring at several horizons in the upper part of the Fjeldheim Beds, rather than as a distinct formation of its own). Above this particular limestone south of Malberget there are fissile grey shales which are probably identical to the Skjegstad Shales further to the east, (Vogt, 1945, p. 474). These shales are particularly well-developed near Bjønliatnet and Stornæve. Within this shale, by a track north of Bjønliatnet, a number of poorly preserved brachiopods were discovered by Chadwick in 1961. The specimens were shown to Dr. W. T. Dean of the British Museum (Natural History), who very tentatively identified some of them as clitambonitid brachiopods. In the East Sub-area another fossil locality was discovered at a comparable horizon in a green shale near St. Fuglås. A comparatively well preserved brachiopod was found having a general resemblance to the genus *Rafinesquina*. Unfortunately this identification could not be confirmed because of the absence of any internal structures. If these brachiopod groups are in fact present it seems unlikely that the age of the fauna can be earlier than Middle Ordovician. The specimens do not appear to correspond to any of those described by Reed (in Kiær, 1932) from the Hølanda Limestone further to the east.

(b) *The South-west Sub-area*

Here a westward pointing triangular outcrop of lower Hovin rocks is bounded to the north and south by the South Fjeldheim and Frilsjøen Greenstone Faults. The Fjeldheim Beds form the inverted northern limb of the South Fjeldheim syncline, the probable trough of which is occupied by the succeeding Nyplassen Beds. The Fjeldheim Conglomerate is not represented here, presumably because it is faulted out. Smaller faults criss-cross the area and, coupled with the rapid facies changes along the strike and lack of extensive exposure, make detailed correlations within the sub-area almost impossible.

The Fjeldheim Beds are much more variable than in the North-west Sub-area. For example, the succession to the west of the Bogo river, from north to south, is: - conglomerate; bluish-black slate; coarse feldspathic grit; a *mélange* zone 2 m thick, probably occupying a fault zone; the Bogo graptolitic shale; tuffaceous conglomerates and grits passing up into banded shales and sandstones and, finally, grey shales. Thin limestones also occur in the succession, while elsewhere in the sub-area purple breccias, some possible basic lava flows, and a black radiolarian chert deposit (on the west bank of the Trivja river, some 700 m north of Blomli) are also found.

Lying fairly near the base of the Fjeldheim Beds is the Bogo Shale which has been described by Blake (1962). This shale is exposed along and to the west of the Bogo river, while another possible exposure occurs on the southern bank of the Trivja river south of Storbuvatnet. The Bogo Shale is a dark grey fissile shale with irregularly distributed pyrite. Some thin grit and calcareous bands are included within the shale. At two exposures along the Bogo river and another to the west in the bed of a tributary stream, a number of graptolites have been found, preserved as pyritous or carbonaceous impressions, with subordinate inarticulate brachiopods of "Obolus" type, phyllocarid fragments and some hyolithids. The following graptolites have been identified (Blake, 1962): -

Dichograptus octobrachiatus (Hall) subsp. *minimus* (Blake), *Trichograptus* cf. *fergussoni* (Hall), *Didymograptus extensus* (Hall), *Didymograptus* cf. *leptograptoides* (Monsen), *Didymograptus* cf. *filiformis* (Tullberg), *Didymograptus* sp., *Isograptus caduceus* (Salter) var. *divergens* (Harris), *Isograptus caduceus* (Salter) var. *velata* (Harris), *Tetragraptus quadibrachiatus* (Hall), *Tetragraptus bigsbyi* (Hall), *Tetragraptus* sp., *Phyllograptus anna* (Hall), *Hallograptus inutilis* (Hall), *Glossograptus*

hincksi (Hopkinson), *Glossograptus hincksi* var. *fimbriatus* (Hopkinson), *Glyptograptus dentatus* (Brongniart).

The Bogo Shale is considered to come from within the *Phyllograptus densus* zone (3 b γ) of the Middle Arenigian. Monsen (1937) has described forms such as *Dichograptus octobrachiatus*, *Didymograptus extensus* vars., *D. filiformis*, *D. leptograptoides*, *Isograptus* sp., *Tetragraptus quadribachiatus*, *T. bigsbyi*, from this zone in the Oslo region. However, the specimens of *Tetragraptus quadribachiatus* from the Bogo Shale may be young specimens of *Trochograptus diffusus* (N. Spjeldnæs, personal communication), and the fauna may correspond to the 3 b ϵ or the upper part of the 3 b δ zone. The similar shale exposed on the Trivja river contains only indeterminate graptolite fragments.

Other shales in the sub-area are generally paler in colour, though the shaly layers of the banded shales and sandstones are frequently dark grey and often pyritous. The shales which are associated with the porphyry intrusion on the ridge south of Storbuvatnet are a pale buff colour, while the shales in the south are pale grey with small brown alteration specks after pyrite or pyrrhotite (Vogt, 1945, p. 474). This grey shale, which is well exposed along the Rauå river, is probably comparable to the Skjegstad Shale. A bluish-black "slate", harder and more flinty than other shales in the sub-area, is exposed along the Bogo river north of the Bogo Shales.

Coarser sediments within the Fjeldheim Beds include conglomerates, grits, sandstones and purple breccias similar to the Gaustadbakk Breccia of the Holonda district, (Vogt, 1945). The conglomerates, which are typically feldspathic, are well-developed to the south of the Bogo Shale and west of the Bogo river, south of Prestbuvatnet, and between Blomli and the ridge south of Storbuvatnet. Unsorted fragments of feldspathic tuff predominate and these are sub-angular to rounded and up to 30 cms in diameter. They are enclosed in a gritty, less feldspathic matrix which sometimes shows bedding and graded bedding. The feldspathic nature of the conglomerates is best seen on recently cleaned surfaces where the individual feldspar grains have a creamy white colour. In fact, more than 50 % of the rock is made up of albite. Occasional greenstone and jasper fragments occur within these feldspathic conglomerates. The most northerly conglomerate exposure, to the west of Prestbuvatnet, has a similar high feldspar content and contains irregular fragments of pale grey crystalline limestone. Limestone fragments also occur locally in the conglomerates south of Prestbuvatnet and north of Blomli; in places the

rock approaches a conglomeratic limestone. Patches of finer, non-tuffaceous, dark green conglomerates, which are made up mainly of well-rounded fragments of greenstone and jasper, occur within the feldspathic conglomerates. Such a conglomerate was found some 300 m north of Blomli.

Banded shales and sandstones within the Fjeldheim Beds are generally found to the south of the main conglomerate masses. The individual bands of these banded beds average 2 cms in thickness, though the coarser bands are often somewhat thicker. Graded bedding is usually well-developed, with feldspathic grit or sandstones grading stratigraphically upwards into dark grey shale. Such graded bedding is well-displayed in the exposures by the Bogo Bridge and along the strike to the E.S.E. The grading indicates that here the beds are inverted. Slump bedding is also quite common and current bedding is occasionally visible. Rather finer grained and less feldspathic banded sandstones occur between the Trivja and Rauå rivers.

In the eastern part of the sub-area, to the east of the Trivja river, purple breccias comparable to the Gaustadbakk Breccia occur within the Fjeldheim Beds. As well as coarse breccia or agglomerate, these purple beds include shale, sandstone and grit bands and occasional limestone horizons. Fragments of greenstone, jasper, limestone, tuffaceous sediments, grits and sandstones occur in the coarser deposits. The fragments are generally angular to sub-angular and are contained in a purple sandy matrix. The purple colour of these beds appears to be due to finely disseminated hematite. The purple beds are not confined to a single horizon but occur above and below, as well as grading laterally into, greenish feldspathic conglomerates.

The limestone which occurs as fragments within the conglomeratic deposits is similar to that of the separate bands within the Fjeldheim Beds. It is crystalline, pale greyish in colour, and has a brecciated appearance which is due probably to sedimentation rather than tectonism. Some crinoid ossicles and indistinct fossil remains were found in the limestone band 800 m north of Blomli. Other obscure fossils were found on the southern shore of Storbuvatnet in a limestone similar to the typical Hølanda Limestone.

The basic lava flow which has been mentioned above was found to the east of the mouth of the Bogo river. This possible lava is a dense, sparsely porphyritic brown rock lying above a grey shale. A similar rock type was also found some 500 m to the south-east.

(c) *The East Sub-area*

The North and South Fjeldheim synclines bend round to strike N.E.–S.W. in this sub-area, and the Fjeldheim Beds form a continuous outcrop from Svorksjøen in the north to the most southern part of the mapped area.

The beds in the northern part are essentially similar to those of the North-west Sub-area, with banded grey-green shales and sandstones of the Fjeldheim Beds, grey Skjegstad Shales and Hølanda Limestone. The sandstone bands commonly show graded bedding. Coarse sediments are generally absent, although an exposure of dark green breccia occurs in the middle of some marshy ground west of St. Fuglås. Two fossil localities occur near St. Fuglås and at one, already mentioned, a brachiopod of *Rafinesquina* type was found. At the other, further to the south, a turretted gasteropod of *Hormotoma* type was found in a limestone.

In the south of this sub-area, purple breccias of the Gaustadbakk type predominate, with rapid alternations of purple grits and sandstones and subordinate shales. Green coloured sediments occur occasionally within these purple beds. The purple breccias are similar to those of the South-west sub-area, consisting of angular fragments of quartzite, greenstone, limestone, jasper and blue-grey and red shales, sandstones and grits. The sandy matrix is similar to the interbedded sandstone bands, with angular quartz grains, much calcite and epidote; finely disseminated hematite is probably the cause of the purple colour. Though lenses of breccia up to 1.5 m thick occur, these purple deposits are usually well-bedded. Graded and current bedding are common. Green sandstones and grits sometimes alternate with the purple beds, as for example in the valley between Stornæve and Rød where a green tuffaceous breccia or conglomerate, similar to those of the South-west sub-area, is also present. Occasional thin bands of limestone, identical to fragments in the breccia, are also found within the purple beds.

Stratigraphically overlying the purple beds are banded, dark grey and grey-green shales with interbedded thin sandstones, occasional limestones and tuffaceous bands. Rusty brown alteration specks are characteristic and the sandstones frequently show graded bedding. Limestones are best developed near Lille Fuglås and S. W. of Gåsbakken, where they occur as light to dark blue-grey lenses within the banded shales and sandstones. No fossils were found in the southern part of this area.

The Nyplassen Beds.

The southern-most part of the Fjeldheim-Gåsbakken area is occupied by the Nyplassen Beds, a group of arenaceous shales and subordinate grits and conglomerates. Their contact with the grey shales of the Fjeldheim Beds in the north and with the Støren Group in the south is not seen – the contact zone in each case being occupied by marshy ground. The outcrop area is generally low-lying and poorly drained, with exposures occurring on small, low mounds.

The dominant rock type is a grey, silty shale, typically with brown alteration specks lying on cleavage planes. Unlike the shales within the Fjeldheim Beds, a shaly parting is not developed and a cleavage parting (F_1) takes its place. This cleavage is very regular in orientation and the bedding shows small-scale folds. Though generally regular, the cleavage is frequently "rucked" or corrugated, i.e. an F_2 effect. Thin sandstone and grit bands occur within the shale sequence, and relatively thick grit horizons are also found. The coarser beds are very similar to those of the Fjeldheim Beds, being feldspathic and tuffaceous. In the southern part thick conglomerate lenses occur. The conglomerates are coarse, dark green and generally unbedded with fragments of jasper, quartzite, pale grey crystalline limestone, greenstone and other igneous rocks; secondary pyrite cubes are locally abundant. These conglomerates are fairly similar to the Fjeldheim Conglomerate.

Intrusions.

(a) *The Hølanda Porphyrites*

Th. Vogt (1945) described two types of Hølanda Porphyrite from the Hølanda-Horg district. Firstly, the Berg type which consists of thick, largely altered, tabular phenocrysts of plagioclase and rarer phenocrysts of altered pyroxene in a very fine grained groundmass; secondly, the Almås type which has more crowded plagioclase and pyroxene phenocrysts. In the Fjeldheim-Gåsbakken area a number of Hølanda Porphyrite masses occur, with the Berg type predominating. However, both types may occur within the same mass and they have not been distinguished on the map.

Petrographically, the Porphyrites consist of phenocrysts of plagioclase and pyroxene in a fine grained groundmass of albite, epidote, clino-

zoisite, chlorite and leucoxene. Small amounts of quartz and apatite are often present and at two localities (one just east of Gåsbakken, the other 150 m west of Mjovatnet) stilpnomelane is abundant. Axinite and clinozoisite have been found in thin veins cutting the porphyrite. The plagioclase phenocrysts are either partly or completely saussuritised, with "ghosts" of lamellar twinning still visible. When only partly altered the plagioclase can be recognised as albite, though these phenocrysts are regarded as having been originally more calcic. Uralitic hornblende and green penninite chlorite replace the pyroxene phenocrysts, though the cores are commonly preserved. The pyroxene is a pale green to colourless augite with a large extinction angle ($Z^Ac - 40^\circ$) and large $2V$ (57°). Lamellar twinning is characteristic.

The problem of the intrusive or extrusive nature of the Hølanda Porphyrites has been the subject of some controversy. Vogt (1945) considered them to be largely, if not entirely, extrusive in the Hølanda-Horg district, while in the Løkken area C. W. Carstens (1951) considered them to be intrusive. The present investigations show that the Porphyrites are intrusive in the Fjeldheim-Gåsbakken area. They occur in sill-like bodies confined to horizons within the Fjeldheim Beds. Features noted by Vogt, such as the generally concordant contacts with the country rocks, the lack of any extensive contact metamorphism, and the general absence of chilled margins, were confirmed. However, chilled margins were found in a few places, for example, along the road east of Gåsbakken. Fragments of porphyrite up to 15 cms in length were found in limestone bands 150 m S.E. of St. Fuglås. These fragments may well be of pyroclastic origin as suggested by Vogt. The intrusive nature of the Hølanda Porphyrites is indicated by both positive and negative evidence. Though generally concordant with the bedding of the country rocks, the porphyrite can be seen cutting across bedding planes at a number of localities, for instance, N.W. of Blomli where the porphyrite not only cuts the bedding of the stratigraphically overlying graded sandstones, but also sends veins into the sediments. At other localities the porphyrite can be seen having a smooth contact with contorted shales, e.g. 1000 m E. of Storbuvatnet. Though chilled margins of the porphyrite are generally absent, chilled and even glassy margins were found in places, e.g. N.W. of Blomli mentioned above. Baked shales at porphyrite contacts are not uncommon, e.g. near Stornæve and on the road east of Gåsbakken. Baked shales also occurs as xenoliths within the porphyrite. Quartz veins sometimes occur along the contacts between the porphyrites and country rocks. All these

features indicate an intrusive origin for the porphyrites. This origin is supported by the absence of either sub-aerial or submarine extrusive lava flow features such as vesicular and amygdaloidal flow tops or pillow structures.

The age of the Hølanda Porphyrites is not certain. Their upper age limit is set by the regional metamorphism of Caledonian age which has affected them as well as the country rocks. It is significant that the intrusions are restricted to the Fjeldheim Beds and they are not known to intrude the younger Nyplassen Beds. On the basis of this and the evidence given above, Prof. Strand (personal communication) has suggested that they may well represent a sub-volcanic phase during the deposition of the Fjeldheim Beds.

(b) Other Minor Intrusions

In the west of the area a number of dyke-like intrusions occur. These are generally very similar petrographically to the Hølanda Porphyrites, with phenocrysts of albite and augitic pyroxene contained in a fine grained groundmass. The only exception is a single dyke to the west of Prestbuvatnet which differs from the other minor intrusions in being non-porphyrific and containing an abundance of euhedral to anhedral greenish-brown hornblende.

(c) Gabbro

Three masses of gabbro, within the Støren Group, were examined very briefly. One occurs east of Urvatnet, another south of Frilsjøen, and the third in the extreme south-east of the area. The gabbro appears generally similar in each mass and is a coarse grained, largely altered, holocrystalline rock. It is composed of completely saussuritised feldspar and partly unaltered ophitic augite with pale green uralitic hornblende, colourless tremolite, chlorite, epidote and leucoxene. The gabbro intrusions appear to become-finer grained towards their margins, though their actual contacts could not be found with certainty because of the similarity of the dark green fine-grained marginal gabbro and the neighbouring greenstones.

Stratigraphical Correlations.

The correlations between the Fjeldheim-Gåsbakken and Hølanda-Horg areas are shown in Table 1 and Fig. 1, which are largely self-

Table 1. *Correlation between the beds in the Fjeldheim-Gåsbakken and Hølanda-Horg Areas.*

	Fjeldheim-Gåsbakken	Hølanda Area	Horg Area		
Upper Hovins	Absent	Absent	Hovin Sandstone		
			Volla Conglomerate		
Break					
Dicranograptus Shale					
Krokstad Sandstone					
Lower Hovin Group			Nyplassen Beds	Hølanda Limestone	Krokstad Shale, middle and upper part
			Fjeldheim Beds		Hølanda Shales and Sandstones
					Gaustadbakk Breccia
		Krokstad Shale, Lower part			
	Fjeldheim Conglomerate	Venna Conglomerate			
	Break	Break	Break		
Støren Group	Støren Greenstones	Støren Greenstones	Støren Greenstones		

explanatory. Th. Vogt (1945), Høltedahl (1960), and H. Carstens (1960) have discussed correlations between the Hølanda-Horg district and other parts of Norway. General correlations, between the Fjeldheim and Venna Conglomerates, the Fjeldheim Beds and the Hølanda Shales and Sandstones, and the Nyplassen Beds and the Middle and Upper Krokstad Beds, appear to be reasonably satisfactory.

A number of factors prevented more detailed correlations within the Fjeldheim Beds themselves. These factors include rapid facies changes both in a horizontal and a vertical sense, lack of distinct marker horizons, minor faulting, and poor exposure. However, it was possible to establish that the Hølonða Limestone is in fact a number of different limestone horizons; and the Gaustadbakk Breccia also appears to occur at differing levels within the Fjeldheim Beds. To the west of the Fjeldheim-Gåsbakken area C. W. Carstens (1952) has mapped further outcrops of Hovin sediments, and some exposures of a graptolitic shale similar to the Bogo Shale have been found to the west of Løkken (P. Sandvik, personal communication). This area awaits a detailed investigation.

The age of the Lower Hovin rocks is still the subject of discussion. The Bogo Shale is undoubtedly Middle Arenigian and although its exact position is still uncertain it comes from somewhere within the 3b γ - 3b ϵ zones. The other fossiliferous formation, the Hølonða Limestone, has yielded dateable fossils in the Hølonða-Horg area and is suggested by Vogt (1945) to be Upper Llanvirnian to Lower Llandeilian and by T. Strand (1947) to be Llandeilian in age. To the south of the area mapped a fossiliferous limestone, the Kalstad Limestone, has been described by Kiær (1932), and dated as Upper Caradocian to Ashgillian by Cowper Reed and Høeg (in Kiær, 1932).

Sammendrag.

Fjeldheim-Gåsbakken-området geologi.

Fjeldheim-Gåsbakken-området i Sør-Trøndelag ligger mellom Hølonða-bygden i øst og Løkken Verk i vest. Området ble geologisk undersøkt og kartlagt somrene 1960 og 1961 av en gruppe viderekomne geologistudentene fra Imperial College i London.

De eldste bergarter i området er basaltiske lavaer som er de massive grønnsteiner i Støren-gruppen. De yngre, overliggende sedimenter i Hovin-gruppen finnes i den vestlige del av området i to synklinaler hvor lagene er foldet og klemt sammen mellom de massive Støren-grønnsteiner. I den østlige del finnes Hovin-bergartene over nesten hele området og fortsetter inn i Hølonða-området, som tidligere er blitt beskrevet og kartlagt av nu avdøde professor Th. Vogt.

Det underste lag i Hovin-gruppen er Fjeldheim-konglomeratet med boller av bl. a. rød jaspis fra de underliggende Støren-bergarter. Over

konglomeratet følger Fjeldheim- og Nyplassen-lagene, som er en vekslende følge for det meste av sandsteiner og konglomerater og tildels vulkanske tuff-dannelser. I Fjeldheim-lagene finnes det også noen lag av kalkstein med dårlig oppbevarte fossiler og et 60 m tykt lag av svart skifer, Bogo-skiferen, hvor det er blitt funnet mange arter av meget godt oppbevarte graptoliter. Disse fossiler gir grunnlag til en nøyaktig bestemmelse av lagets plass i den geologiske aldersfølge, det hører til den eldste del av ordovicium og svarer til graptolitskiferen 3 b i Oslo-feltet.

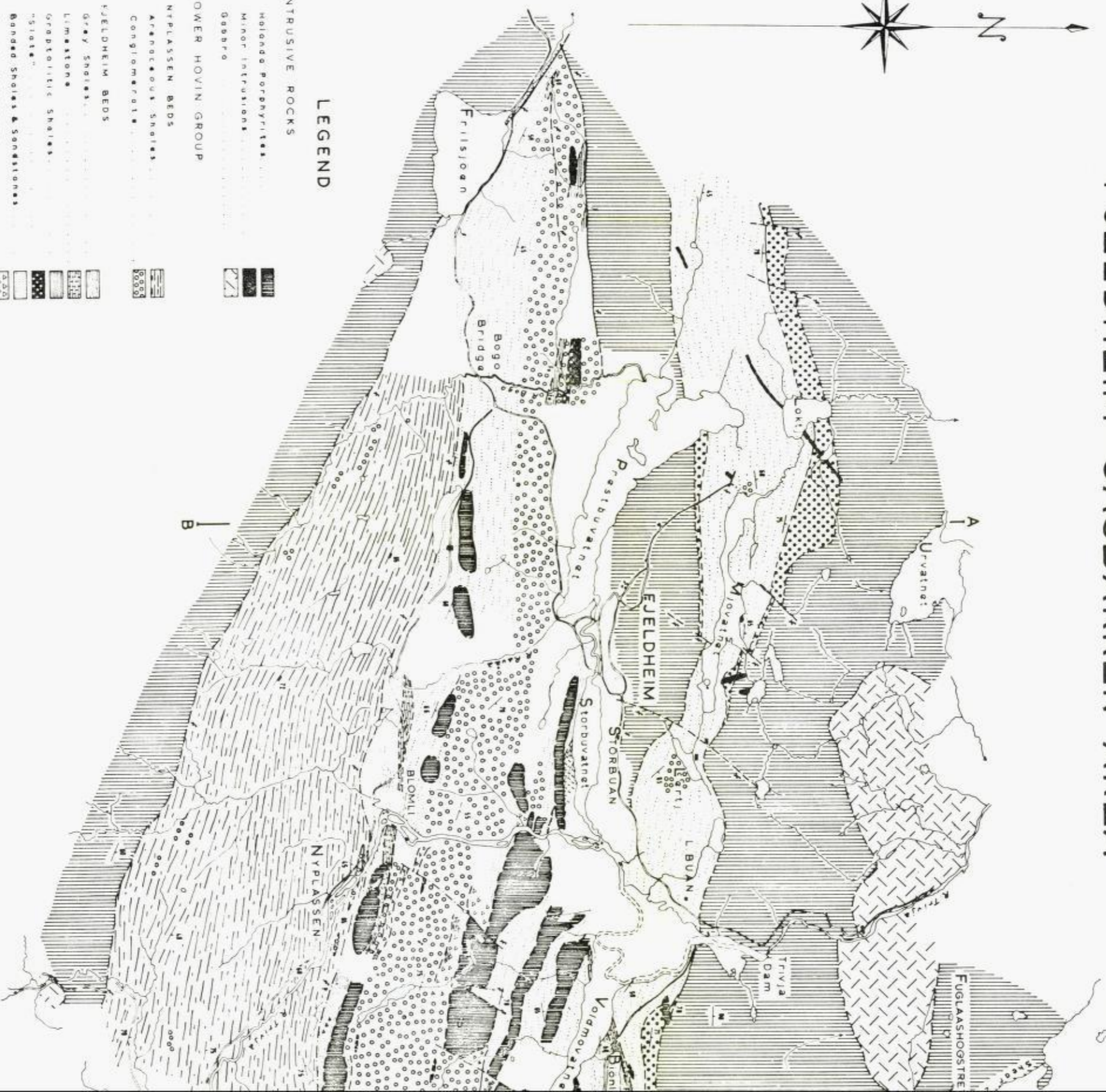
I Fjeldheim-lagene trengte det inn smeltemasser som størknet til ganger parallellt med lagene. Det ble dannet porfyrer med store, firkantete innsprengninger av feltspat, de kalles Hølanda-porfyritter.

References.

- Blake, D. H.*, 1962: A New Lower Ordovician Graptolite Fauna from the Trondheim Region. Norsk. Geol. Tidsskr. Vol. 42. pp. 223-238.
- Carstens, C. W.*, 1920: Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr. 1919 No. 1.
- 1951: Løkkensfeltet geologi. Norsk Geol. Tidsskr. Vol. 29 pp. 9-25.
- 1952: Geologisk kart over Løkkenfeltet. Norges Geografiske Oppmåling, 1952.
- Carstens, H.*, 1960: Stratigraphy and Volcanism of the Trondheimsfjord Area, Norway. Norges Geol. Unders., No. 212 b.
- Holte Dahl, O.*, 1960: Geology of Norway. Norges Geol. Unders., No. 208.
- Kjerulf, Th.*, 1875: Om Trondhjems stifts geologi. Nyt Mag. for Naturvid. Vol. 21.
- Kiær, J.*, 1932: The Hovin Group in the Trondheim Area. With palaeontological contributions by O. A. Høeg, A. Hadding, F. R. C. Reed, A. F. Foerste, T. Strand, L. Størmer and the author. Norsk Vid. Akad. Skr. No. 4.
- Monsen, A.*, 1937: Die Graptolithenfauna im Unteren Didymograptusscheifer (Phyllograptus-scheifer) Norwegens. Norsk Geol. Tidsskr., Vol. 16. pp. 57-263.
- Strand, T.*, 1949: New Trilobites from the Hølanda Limestone. Norsk Geol. Tidsskr., Vol. 27., pp 74-88.
- Vogt, Th.*, 1945: The Geology of part of the Hølanda-Horg district. Norsk Geol. Tidsskr., Vol. 25, pp. 449-527.

THE GEOLOGY of the

FJELDHEIM-GÅSBAKKEN AREA

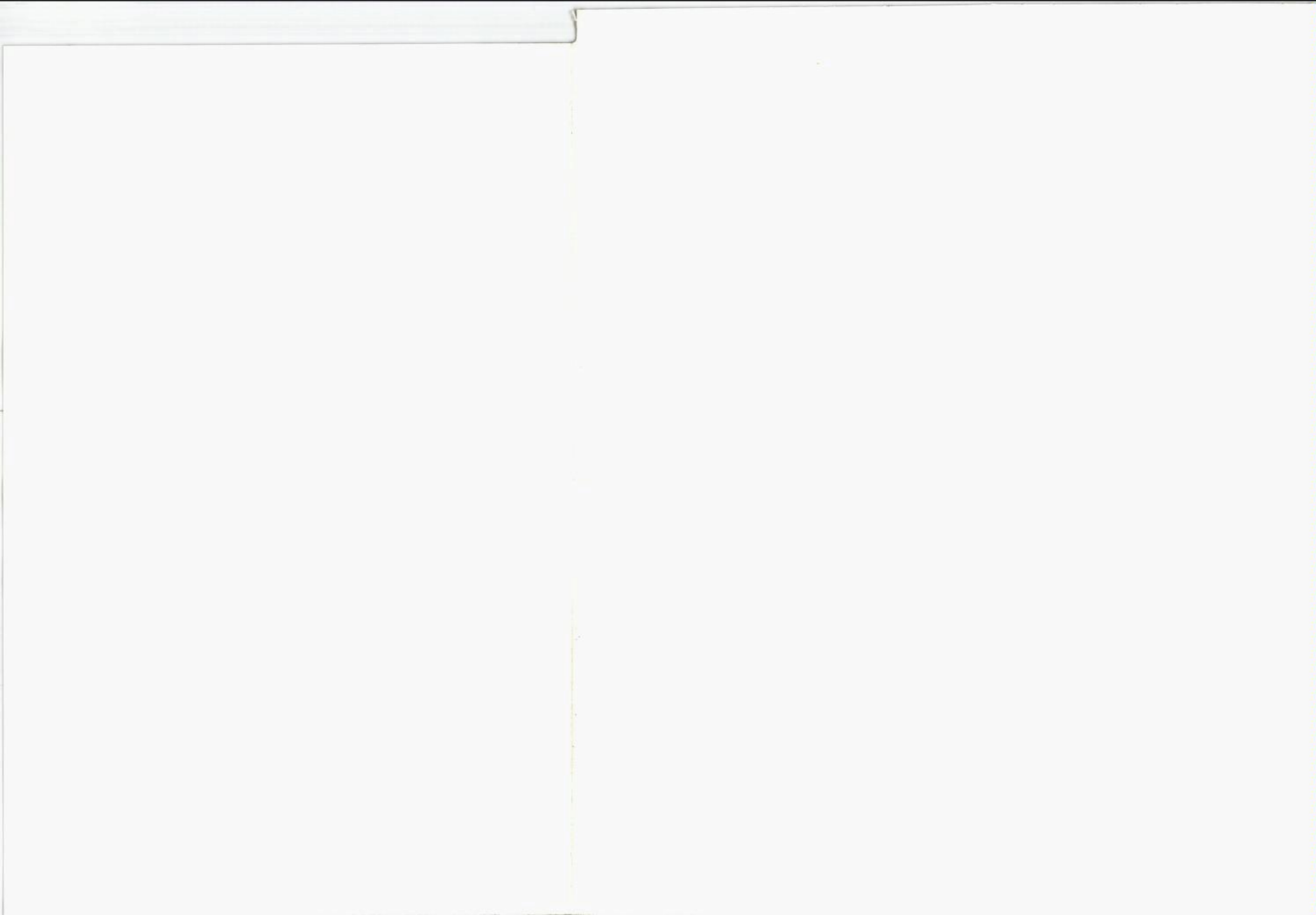


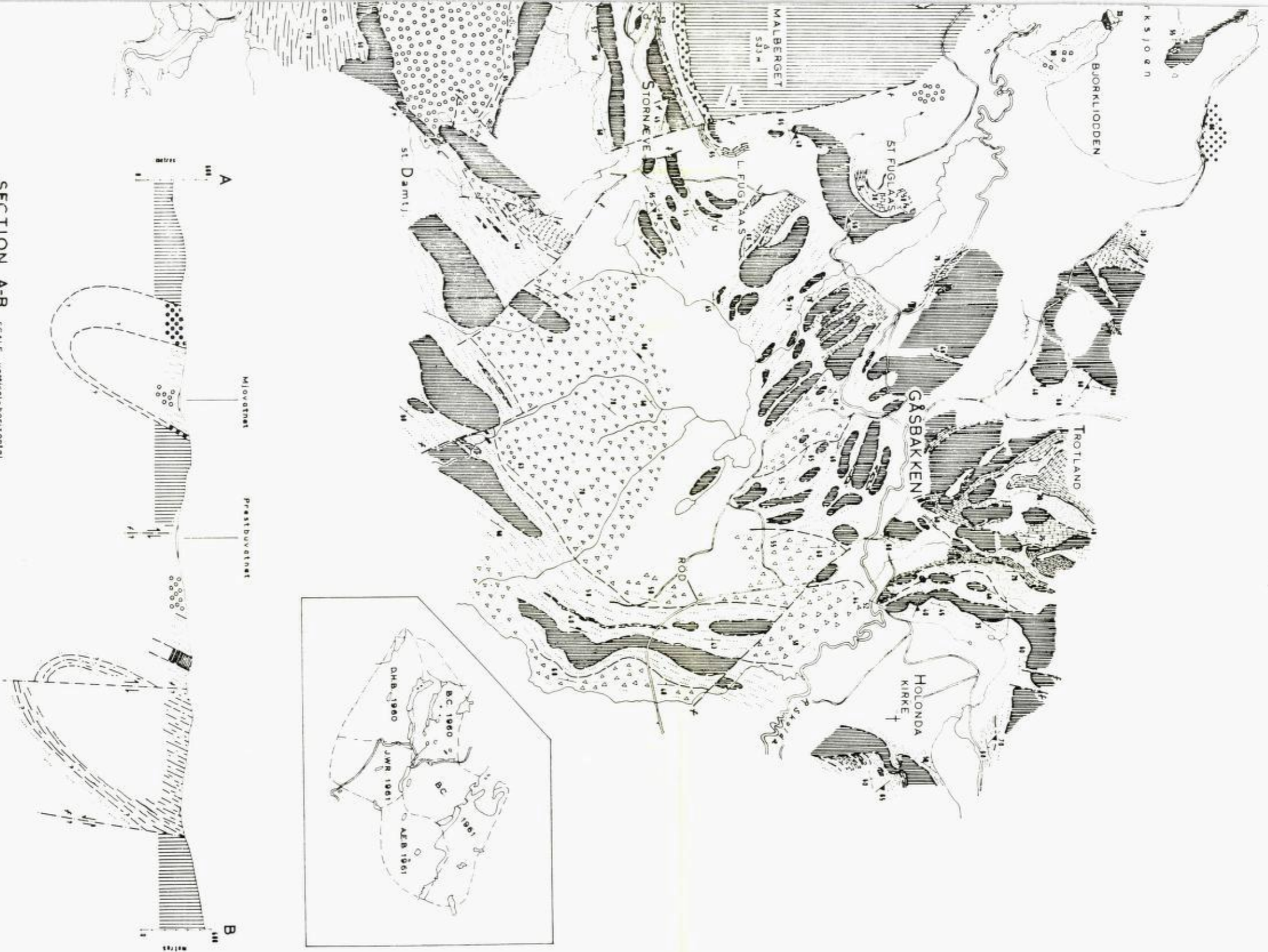
LEGEND

- INTRUSIVE ROCKS**
- Holands porphyrites
 - Minor intrusions
 - Gabbro
- LOWER HOVIN GROUP**
- NYPLASSEN BEDS
 - Archaean shales
 - Conglomerate
- FJELDHEIM BEDS**
- Gray shales
 - Limstone
 - Graphitic shales
 - "Gjatte"
 - Banded shales & sandstones
 - Purple Breccias
 - Conglomerate
- FJELDHEIM CONGLOMERATE**
- STORÉN GROUP**
- BEEDING PLANES dip in degrees**
- CLEAVAGE F₁**
- CLEAVAGE F₂**
- FAULTS** — Known, Inferred



SCALE





SECTION A-B SCALE VERTICAL • HORIZONTAL

Notes on the Geology of an Area West of Støren (the Trondheim Region).

By

JOSEF CHALOUPSKÝ
Praha

(With 1 Geological Map)

Abstract.

In the paper a brief survey of the stratigraphy and structure of the Ordovician-Silurian sedimentary complexes in the western surroundings of Støren (the Trondheim region) is presented and some results of Prof. Th. Vogt's work are discussed.

Introduction.

The Gausdal valley area in an area west of Støren, south of Trondheim, is one of the tracts of land in the Trondheim region which are most suitable for the study of Early Paleozoic rock complexes of the Norwegian Caledonides. The Early Paleozoic rocks are preserved here in a broad syncline, so-called Horg-Syncline, bordered by thick complexes of greenstone. In contrast to other parts of the Trondheim region they are slightly metamorphosed or quite non-metamorphic. In them many determinable fossils have been found. On the basis of these fossils and comparison with other areas it was possible to prove the Ordovician and Silurian age of several stratigraphic horizons. The relatively multiform development of these rocks contributed considerably to the correct determination of the stratigraphic sequence of the rocks.

One of the remarkable works, on which our knowledge of the stratigraphy and structure of the Cambro-Silurian complexes of the Trondheim region is based, is the paper by Th. Vogt (1945). In it the geological conditions of the Horg syncline in the Hølonde-Horg area are described in detail and a complete lithostratigraphic scheme is presented. The task

of the author of the present report was to link up with the detailed Th. Vogt's mapping, to continue towards south-west and to investigate in greater detail the south-eastern limb of the above-mentioned syncline in an area west of Støren. The work was carried out in August 1962 for the Norges Geologiske Undersøkelse in Trondheim to which as well as to the gentlemen Dr. H. Bjørlykke, Ing. T. Brekke, Prof. Dr. Chr. Oftedahl and Dr. F. Wolff the author owes a special debt of gratitude for their kind help and very valuable instruction.

The Stratigraphy and Structure of the Area Mapped.

Due to his short stay in Norway the author could study only a restricted cycle of questions. The main attention was directed to the study of the stratigraphic sequence, the structure of the Ordovician-Silurian sedimentary complexes and to the detailed mapping (drawn into air-photographs of an area of about 45 km²). The results of the Th. Vogt's work have mostly been confirmed; in some cases, however, still other possibilities of interpretation of the structure and stratigraphy have been established. They are described in the subsequent paragraphs. First a comparison of the Th. Vogt's lithostratigraphic scheme for the Hølonde-Horg area with the scheme established in the newly studied area west of Støren is presented (table 1).

From the comparison of the Th. Vogt's geological map with the map appended to this paper as well as from the synoptic stratigraphic table it follows that the changes in the stratigraphic assignment of the rocks concern above all the younger members of the sedimentary complex under consideration.

The earlier members, the so-called Krokstad Beds, can be roughly placed into the Vogt's stratigraphic scheme. They are, however, differentiated in greater detail on the map. As to rock types, they consist of silty-sandy shale to siltstone, medium grained greywacke sandstone up to greywacke in the upper horizons with layers of gravelite; horizons of greenstone conglomerate also occur here. The characteristic feature of all these bedded rocks is the greenish grey colour due to a greater or smaller amount of green fragments of rocks or minerals. As rock constituents are represented: fragments of greenstone, keratophyre, chloritic-sericitic quartzitic shales, jaspers, further chlorite, epidote, needle-like amphibole, titanite and ores in addition to grains of quartz, lamellae-shaped acid plagioclase, chess-board albite, feldspars with pegmatitic

Stratigraphic Table 1.

	Groups	Hølonða-Horg area /Th. Vogt, 1945/	The area mapped W of Støren
Llandoverian	Horg group	Sandá shale and sandstone Lyngestein quartzite conglomerate	Dark shale with intercalations of sandstone; greywacke containing volcanic, mostly keratophyr-clastic material Lyngestein quartzite conglomerate
Ashgillian	Upper Hovin group	Hovin sandstone Grimsas rhyolite Volla polygenous conglomerate	Hovin sandstone with intercalations of dark shale Rhyolite tuff Volla polygenous conglomerate
Caradocian	Lower Hovin group	Dicranograptus black shale, Tømme black shale with Cryptolitus and rhyolite tuff Espshaug bedded rhyolite tuff Hareklett massive rhyolite tuff Sandstone, grit and shale	Dicranograptus black shale Greyish green medium grained greywacke sandstone to greywacke, locally with layers of gravelite
Llan-deilian		Krokstad beds	Greyish green silty-sandy shale to siltstone; greenstone conglomerate
Llanvirnian			
Skid-davian		Støren group	Greenstone

quartz and muscovite. If the metamorphism of rocks is slight it is difficult to decide whether the coloured constituents represent a supply of a real pyroclastic material or whether a redeposited earlier pyroclastic or even effusive material is concerned here. It was impossible to prove with certainty the occurrence of material derived from the contemporary

volcanic products. The largest fragments are those of greenstone conglomerate which attain dimensions of up to several centimeters. They are subangular to oval in form and consist mostly of fragments of various types of greenstone, keratophyre, red jasper, more rarely also limestone. The lowest horizon of these conglomerates (or breccias) lies directly at the boundary of the underlying greenstone.

The Kråkstad Beds – a formation about 3000 m thick – is overlain by a complex of black shale of 200 m thickness. The latter has been named *Dicranograptus* shale according to the graptolites found in the adjacent north-eastern area. Vogt parallels stratigraphically this shale with the so-called Tømme black shale occurring at the opposite side of the syncline at the north-western slope of the Grimsåsen ridge. This shale appears in the area mapped in a stripe running from the north-western border of the Grimsåsen Lake and the hill Vedløset closely at the north-western boundary with rhyolite tuff. In this place the black shale has not been assigned to the *Dicranograptus* shale but to the youngest formation of the Horg group.

This new assignment has not been proved paleontologically, but it is supported by the study of the stratigraphic conditions and lithological comparison: In the north-east, in the adjacent area mapped by Vogt the youngest formations of the Horg group consist of shale, siltstone and fine-grained sandstone, dark grey or black in colour; only sporadically a horizon of rhyolite tuff has been established. A similar development of this complex may be observed in the stripe continuing into the studied area along the river Sandåen. The difference consists only in that in the above-mentioned formation abundant dark grey fine-grained compact rocks also occur. They are composed predominantly of microscopically distinguishable fragments consisting of a very fine-grained mixture of quartz, feldspar, sericite, chlorite and minerals of a zoisite-epidote group (probably fragments of keratophyres) and fragments of strongly altered plagioclase, subordinately also grains of quartz, amphibole, albite, titanite, scales of muscovite etc. These rocks have preliminarily been designated as greywackes (but a tuffitic character is also not excluded; in many features they resemble the greywackes described below, but these seem to be more basic and darker in colour). In the whole rock content of the uppermost formation they represent 50 %. This whole complex of dark shale and greywacke does not differ in its whole lithological development from the formation designated by Th. Vogt as Tømme black shale and Esphaug bedded rhyolite tuff; towards the west they even link up with each other,

forming an anticlinal closure in the mantle of light rhyolite tuff and Lyngestein quartzite conglomerate.

In future it will be necessary to verify again the origin of free blocks of tuffitic sandstone near the farm Esphaugen which contain fossils of Caradocian age. According to Th. Vogt they derived very probably from the Tømme black shale; this may be the main reason why Th. Vogt compared these shales and the Esphaug bedded rhyolite tuff with the Dicranograptus black shale on the south-western slope of the Horg syncline.

The Dicranograptus black shale is overlain, and the youngest formation of dark grey shale with horizons of greywacke described here is underlain by a complex of conglomerate and sandstone which in the lower portion is formed by the so-called Volla polygenous conglomerate, in the upper portions by Hovin sandstone with intercalations of dark shales, and in the uppermost part by the Lyngestein quartzite conglomerate. Such succession of beds is developed at the south-eastern side of the Horg syncline, in the south-east of the river Sandåen, while on the opposite side the complex of Hovin sandstone is represented according to Th. Vogt by the so-called Grimsås rhyolite. It is noticeable that in the continuation of the Grimsås rhyolite in the area studied it was possible to prove in many places a fragmentary character of these rocks. It would be, therefore, suitable to designate some of these rocks as rhyolite tuffs. They occur in an anticlinal stripe rimmed on both sides by Lyngestein quartzite conglomerate (not by Volla conglomerates on the north-western side). They are petrographically quite similar to the rhyolite tuff occurring at the close contact of the Krokstad Beds in the north-western part of the area mapped and as to position they correspond to the Vogt's Hareklett massive rhyolite tuff.

The scheme of the succession of beds having been somewhat changed, the concept of the structure has also been somewhat adapted. While Th. Vogt in the south-eastern part of the area mapped by him assumes a simple synclinal structure, it appears necessary to reckon with a more complicated fold structure in the area under consideration (compare the geological section). The question remains open whether the more intensive folding is restricted to the younger sedimentary complex of the Horg- and the upper Hovin-group or whether a similar folding also shows itself in the earlier members of the so-called Krokstad Beds. The single horizons of greenish grey shales, greywacke sandstone and greywacke as well as of greenstone conglomerate could be regarded as tectonically repeated

horizons. But the varying lithological development of the complex trending from the underlying greenstone towards the overlying Dicranograptus black shale furnishes evidence against this. In the lower portions of the Krokstad Beds greenish grey shale and greenstone conglomerate prevail, in the upper portions greywacke sandstone to greywacke, in some places with intercalations of gravelite, predominate; on the average the rocks here are lighter in colour. This evident change of lithological development would speak rather for a normal stratigraphic succession of beds without any tectonic repetition.

In some places a fine wrinkling of rocks is developed whose direction agrees with the course of the large fold structures. The cleavage is mostly conformable with the bedding; here and there unconformable cleavage may also be observed.

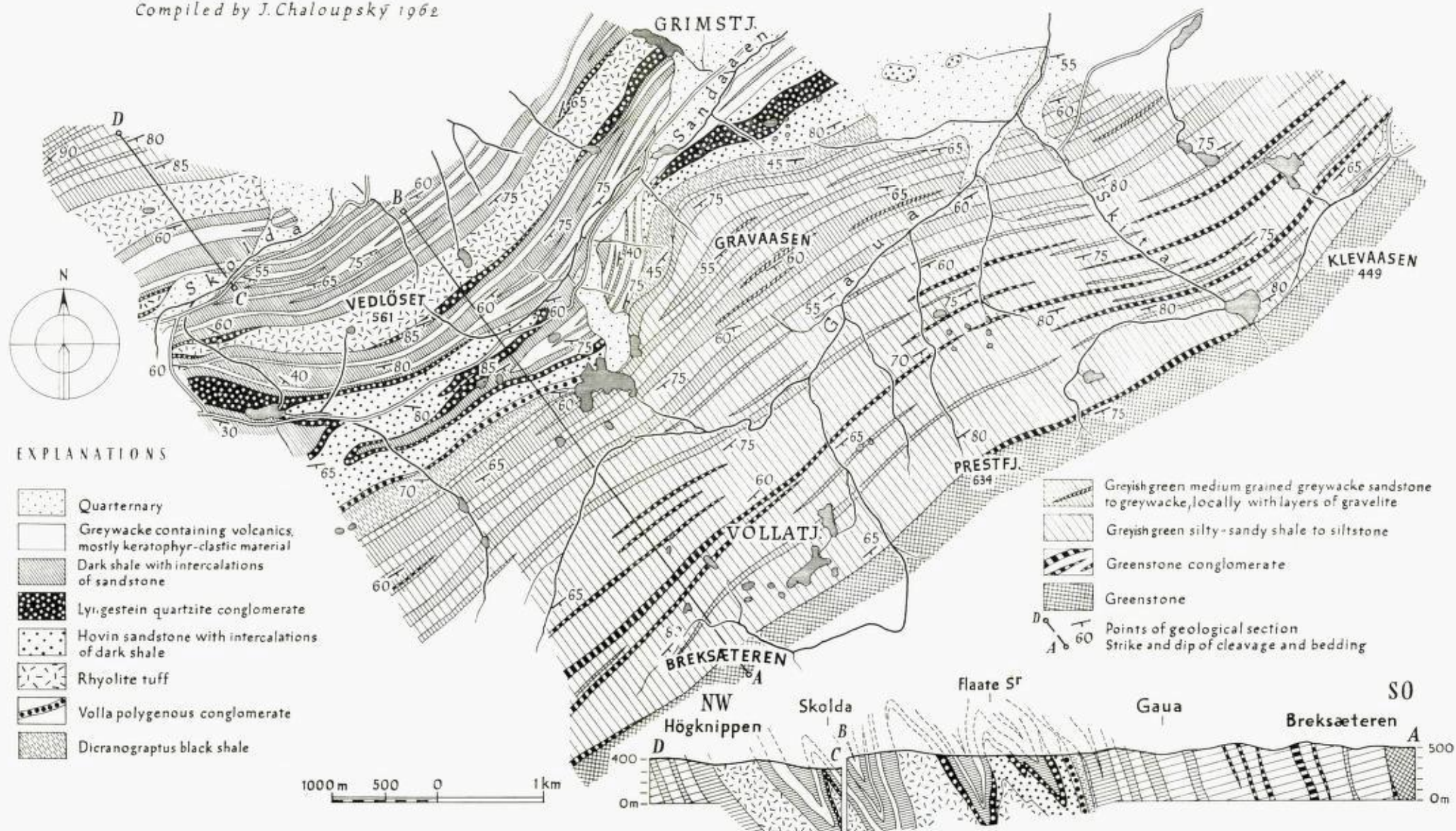
Presented January 1st, 1963.

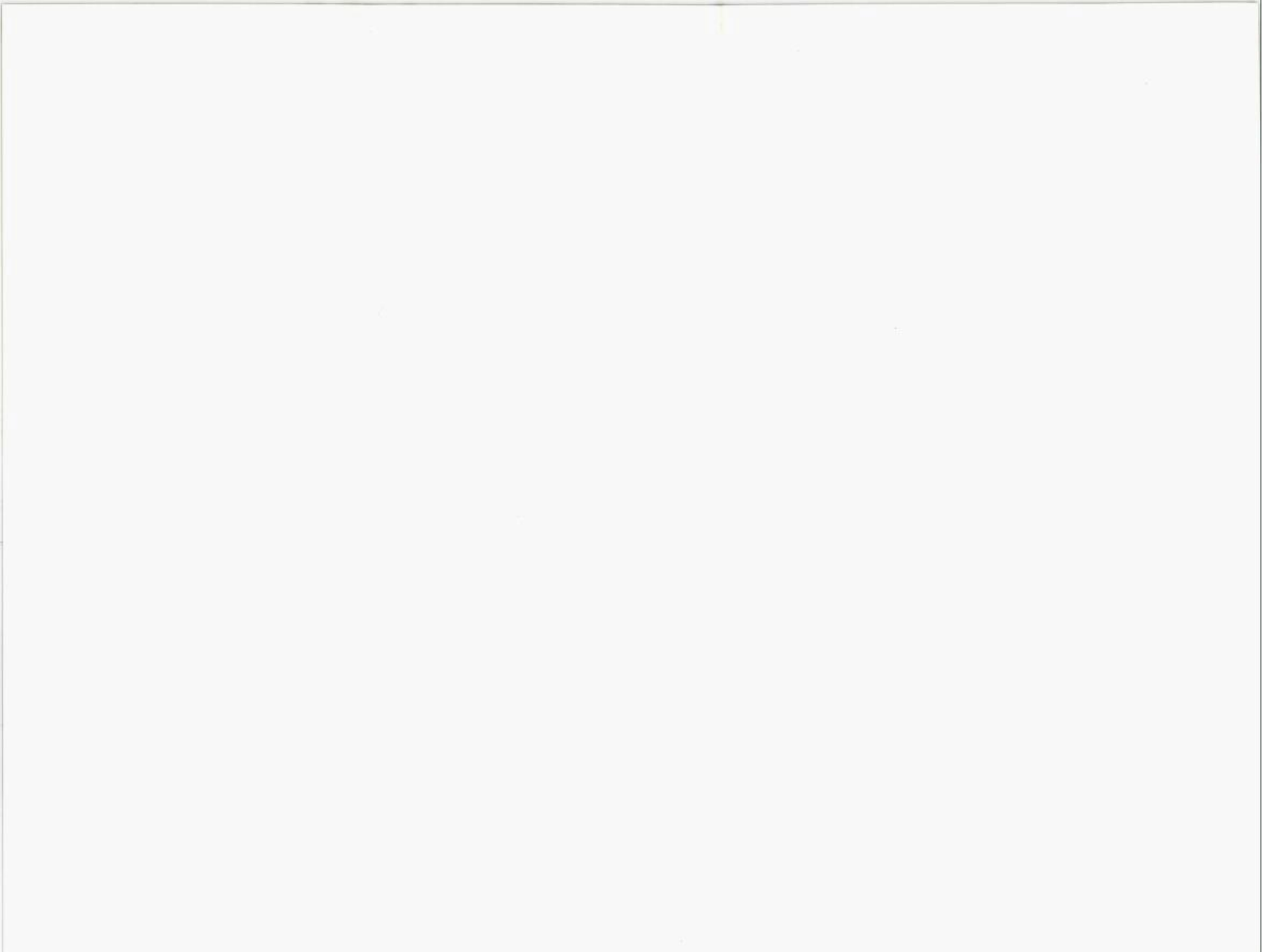
References.

- Cartens, H.* 1960: Stratigraphy and volcanism of the Trondheimsfjord area, Norway. Guide to excursions no. A 4 and C 1, International Geological Congress, XXI session, Norden, 1960.
- Vogt, Th.* 1945: The geology of part of the Hølonde-Hørg district, a type area in the Trondheim region. Norsk Geologisk Tidsskrift 25, 449-527, Oslo, 1945.
- Geology of Norway.* Norges Geol. Unders. No. 208, Oslo, 1960.

GEOLOGICAL MAP OF AN AREA WEST OF STOREN

Compiled by J. Chaloupský 1962





A Late Quaternary Correlation Chart for Norway.¹

By

ROLF W. FEYLING-HANSEN

University of Oslo

Abstract.

A correlation chart is presented containing the stratigraphical results of some selected Norwegian studies in the wide field of Quaternary geology. Studies of plant remains in bogs, pollen investigations, evidence of transgressions, shoreline displacement, registered by isolation of troughs from the sea during isostatic rise of the land mass, have all contributed to the columns of the chart. Furthermore, shoreline stages based upon occurrence of marine Mollusca in littoral sediments in Norwegian localities as well as in Spitsbergen, clay deposits in the Oslofjord area, subdivided by their content of marine Pelecypoda and Foraminifera, marginal moraine substages in southern Norway and in the northernmost part of the country have been plotted. A curve illustrating the variation in the height of the firn line in western Norway is also inserted.

Introduction.

The Blytt-Sernander sequence, which is to be found in the left part of the correlation chart, here presented, is assumed to be known to students of the Holocene all over the world, and may serve as an international standard to which the less known specific Norwegian columns can be referred. As an other international standard the *Danish pollen analytical zone system*, proposed by Knud Jessen (1935, 1938), is inserted and closely related to the modified Blytt-Sernander sequence. For the same purpose of international correlation the well-known terminology proposed by Gerard de Geer (1912), based upon studies of *varved clay*

¹ This article appears also in volume 139 of the Transactions of the Institute of Arctic Geology, Leningrad, 1964.

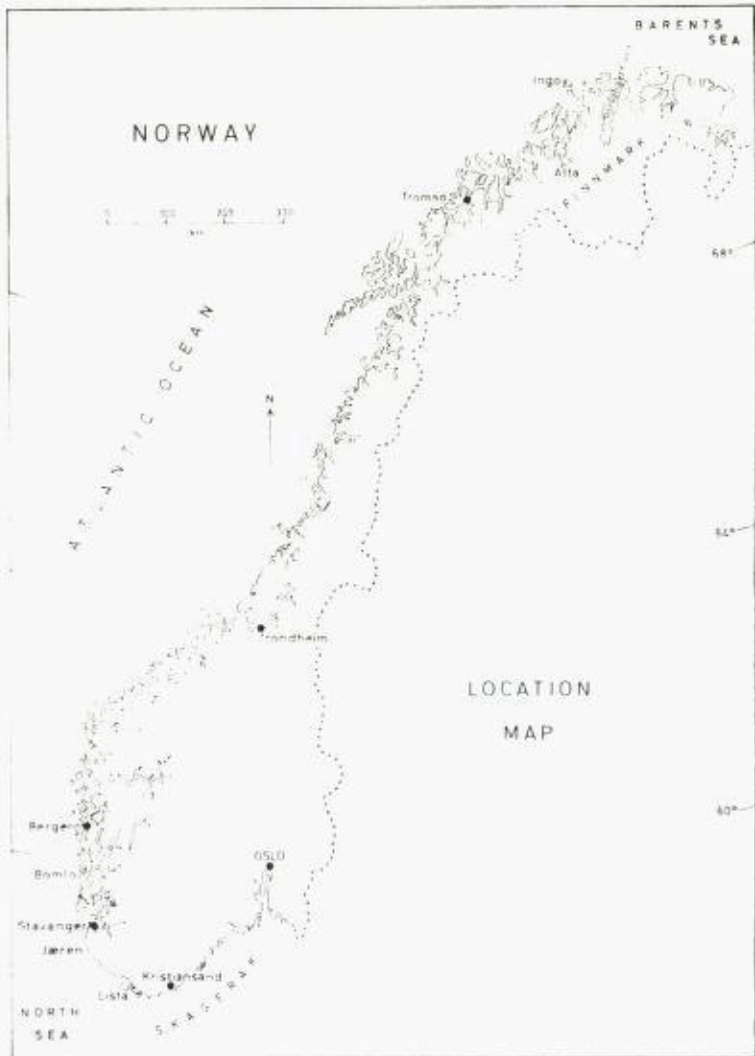


Figure 1. Norway, with the geographical names mentioned in the text.

chronology in Sweden, is to be found in the chart. De Geer used the terms *Late Glacial* and *Post Glacial* in a different way than the pollen stratigraphers use them to-day. The latter usage is found on the left side of the Blytt-Sernander sequence in the chart. In that column is also indicated the *Post Glacial Warm Interval*, in the concept of, i. a., Firbas

(1954), which is the same as the *Postglacial Hypsithermal Interval* of Deevey and Flint (1957), embracing the Boreal, Atlantic and Sub-Boreal of Blytt-Sernander (cp. Gams and Nordhagen, 1923, p. 293). The term *Post Glacial Warm Interval proper* is narrower, comprising only Atlantic and Sub-Boreal time.

To the left in the chart are listed the *Late Quarternary* epochs *Pleistocene* and *Holocene*. In accordance with general use (Cp. Woldstedt, 1954, p. 2) the borderline between the two epochs in the chart coalesces with the border between *Younger Dryas* and *Pre-Boreal*, i.e., the border between Late and Post Glacial in the concept of pollen stratigraphers.

The different zone borders in the chart have, if possible, been related to the *absolute time scale* under consideration of available radiocarbon datings (i. a., Gross, 1958; Radiocarbon Supplement, vol. 1, 1959, vol. 2, 1960; Radiocarbon, vol. 3, 1961, vol. 4, 1962). As to the dates for the pollen zone boundaries II/III, I/II, Ib/Ic, and Ia/Ib see especially *Tauber* (1960 a and b). For classifications not treated in the present short review, the reader is referred to Høltedahl's "Geology of Norway" (1960) or his "Norges Geologi" (1953) of which a Russian edition appeared in 1958.

The writer is grateful to Mrs. Kari Henningsmoen, The University of Oslo, and Dr. J. D. de Jong, The Geological Survey of Holland, who read the manuscript. He is also indebted to Dr. B. G. Andersen and Mr. M. Marthinussen, University of Oslo, who offered valuable suggestions about certain transgressions and moraine substages.

Pollen zones.

Fægri (1940, 1944, 1953) investigated the Late Quaternary development of vegetation and climate in two localities in south-western Norway, viz., the flat, moraine-covered coastland of Jæren south of Stavanger, and the rock island of Bømlo, between Stavanger and Bergen. Jæren was ice-free already in Late Pleistocene time.

Mainly from studies of size and morphology of *Betula* and *Salix* pollen Fægri recognized a series of Late Glacial climatic oscillations, zones I-VI in his designation. The lowermost samples were dominated by willows (*Salix herbacea*) and grasses. The subsequent development was characterized by a rapidly increased content of dwarf-birch pollen in the samples, and then by appearance of large-leaved birches. During zone VI (Jessen's zone III), Younger Dryas time, tundra conditions were reintroduced with heath (*Empetrum*), grass (*Graminae*) and sedge (*Cyper-*

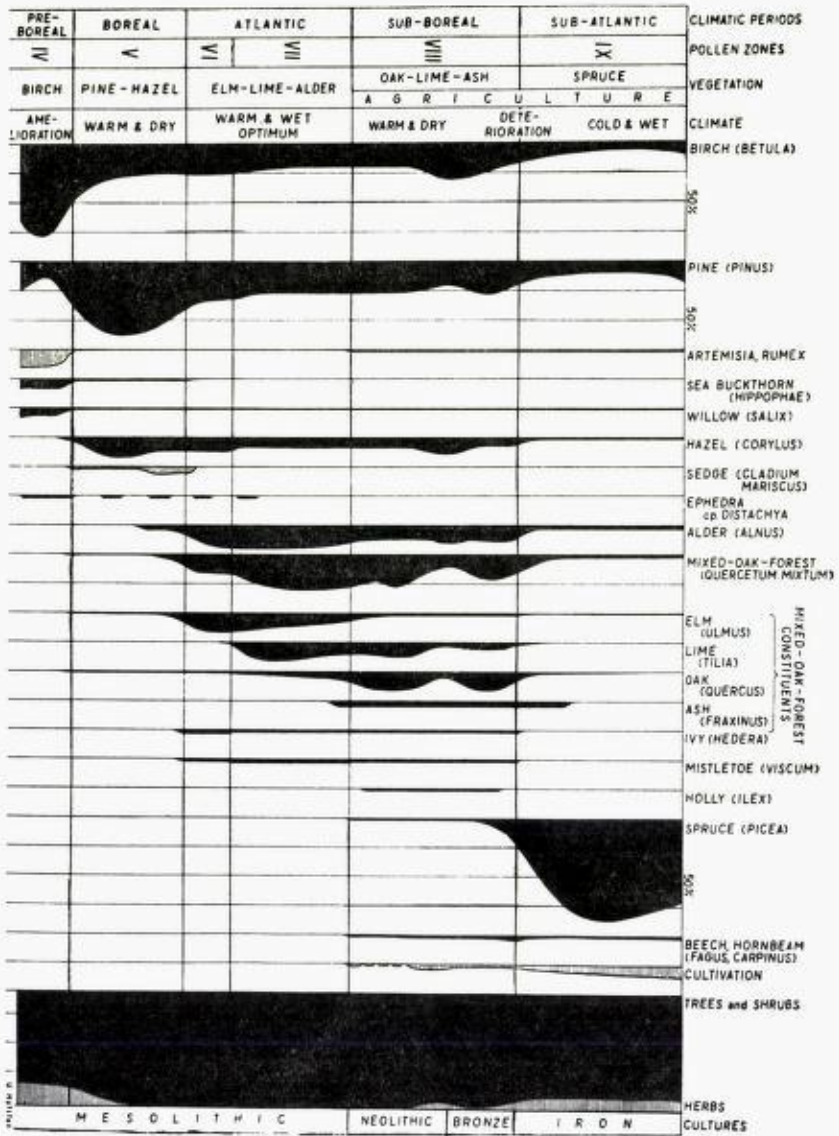


Figure 2. Standard pollen diagram for the inner Oslofjord area.
From Hafsten, 1960.

aceae). During Pre-Boreal time, characterized by the so-called Fini Glacial climatic amelioration, the dwarf-birch tundra was replaced by birch forests dominated by silver birch (*Betula verrucosa*). Due to violent melting the margin of the inland ice rapidly receded in still glaciated areas, and simultaneously an isostatic uplift took place at considerable rate. This is illustrated in the column of shoreline displacement at Oslo (Hafsten, 1956, 1959, 1960). A vegetation of heliophilous and rather thermophilous herbs and shrubs occupied such newly emerged areas during Pre-Boreal time. An abrupt change in vegetation took place at the transition to Boreal time. Pine (*Pinus silvestris*) and Hazel (*Corylus avellana*) to some extent replaced the birch, and the land was much more densely forested (Hafsten 1960). *Cladium mariscus*, known from three localities in Norway, dates back to the beginning of Boreal time. The mixed oak forest culminated in eastern Norway already during Atlantic time, in western Norway, however, during Sub-Boreal time. Other constituents of the vegetation development support the view that the climatic optimum in eastern Norway occurred in Atlantic time, whereas in western Norway it fell in Sub-Boreal time (Hafsten, 1960). Misteltoe (*Viscum*) seems to have had a continuous distribution from the Mjøsa region, north of Oslo, along the south coast to Jæren. Water chestnut (*Trapa natans*) from Atlantic and early Sub-Boreal time has been found on both sides of the Oslofjord. – With Sub-Atlantic time a profound climatic deterioration took place. The sensitive trees were replaced by more hardy species, predominantly spruce (*Picea abies*). In the Oslofjord region this expansion of spruce was almost explosion-like (Hafsten, 1960).

The pollen analytical zone system of Jessen is now in general use among Norwegian pollen stratigraphers.

The earliest traces of man in Norway are *Mesolithic* reaching back into Boreal age probably even into Pre-Boreal. The *Komsa culture* in Finnmark, northern Norway, and the *Fosna culture* in western Norway belong here. Either of them are hunting cultures (Cp. Nummedal, 1924; Bøe and Nummedal, 1936). The younger *Nøstvet culture* extends into Sub-Boreal age (Brøgger, 1905). Agricultural land occupation dates back to the Atlantic/Sub-Boreal transition, and was probably introduced into southeastern Norway by immigration of a southerly farming population during the Danish Dolmen age (Hafsten, 1960, p. 459).

Shoreline displacement.

Phenomena proving displacements of the shoreline during the Quaternary period, especially during the Late Pleistocene and Holocene epochs, have been studied and discussed in Norway for more than one hundred years. A considerable number of observations and measurements have been brought together. A recent review of the activities in this field was given by Holtedahl (1960, p. 369) in his "Geology of Norway".

Hansen (1890, 1900) connected the problem of shoreline displacement with the ice-pressure theory of Jamieson (1865), and many papers dealing with shoreline displacement, positive and negative, as resulting from isostatic readjustment appeared, e. g., Helland (1900). Holmsen (1918) and Nansen (1922) brought into the discussion the importance of eustatic changes of sea level. These ideas formed the foundation for the comprehensive, wellknown shoreline studies carried out by the Finish geologist Tanner in northern Fennoscandia (e. g., 1930), and for similar studies in northern Norway by Grønlie (1940) and Undås (1938). The results of these investigations are not incorporated in the present correlation chart.

During many years Marthinussen (1945, 1960) studied *shorelines* in *Finnmark*, northern Norway. He separated three groups within the series of marine levels: Late Glacial lines, designated by *S*, Post Glacial lines, *P*, and Neo Glacial lines, *N*. In the correlation chart a few of these lines are listed. The designation *Tapes, I-IV*, has been used instead of N_9-N_6 , and none of the *P* lines are plotted, except P_{12} which is synonymous with S_0 , the so-called main line. The lines are placed in the column according to their age, which has been radiologically determined by the aid of marine shells from corresponding deposits. As illustrated by the chart, some lines correspond to marginal moraine stages, others to periods of *transgression*. To the right of the column with the transgressions is given the *shoreline displacement* for two localities in *Finnmark*, one outer, more periferal, the island of Ingøy, more than 71° n. lat., 24° e. long., and one situated, more centrally, Alta, 70° n. lat., 23° e. long. The more rapid land elevation toward central areas is clearly illustrated. The main line S_0 , is on Ingøy situated approximately 2 m above present-day sea level whereas in Alta it is found 75 m above sea level.

In the Trondheim region, central Norway, and the Oslo region, south-eastern Norway, Øyen (i.a., 1903, 1915) established a system of Holocene

shoreline stages based upon occurrence of certain littoral molluscs in shore deposits. He found the highest marine limit at Skaadalen, Oslo to be 221 m above present-day sea level, characterized by *Mytilus edulis*. A sample of *Mytilus* shells from shore gravel at that locality, submitted by H. Rosendahl, was radiologically dated at 9680 ± 250 years before present (1950). The dating was carried out by R. Nydal of the Radiological dating laboratory in Trondheim. Successive lower stages in the shoreline displacement were named: *Portlandia stage* (*Portlandia arctica*, a small form), *Littorina stage* (*Littorina littorea*), *Pholas stage* (*Barnea candida*), *Mactra stage* (*Spisula solida* var. *elliptica*), *Tapes stage* (*Tapes decussatus*), *Trivia stage* (*Trivia arctica*), *Ostrea stage* (*Ostrea edulis*) and *Mya stage*, Recent (*Mya arenaria*). In the column for this system in the chart, an effort is made to place the borderlines between the stages in accordance with the heights given by Øyen. Øyen supposed a transgression to have taken place at the beginning of each stage in his system. It has not been possible to verify the existence of such transgressions by later studies. For this and other reasons Øyen's system was heavily criticized by Holtedahl (1924) and Hessland (1943). Short reviews of it are given by Feyling-Hanssen (1957, p. 16, 17) and Holtedahl (1960, p. 382-385).

In southwestern Norway, Bømlo and Jæren, Fægri (1940, 1944) traced the Late Quaternary *displacement of the shoreline by pollen-analytical investigation* of bog basins at different heights above present-day sea level. His results, with displacement diagrams, are summarized by Hafsten (1960, p. 453-458). In Bømlo Fægri estimated a marine limit at 32 m above present sea level, whereas in central Jæren it was situated at a height of 9 m. Both places three *transgressions*, intervals with a positive shift of the shoreline, were found to have taken place, one Late Pleistocene and two Holocene. The Late Pleistocene one, called the Alvevann transgression, seems to be slightly older than the Allerød interstadial. Andersen (1960, p. 97) assumed this transgression to have taken place in Bølling time, accordingly it is placed at Bølling level, with a "?", in the column for *transgressions in Southwest Norway* in the chart. Andersen (l.c.) recorded a Late Pleistocene transgression from the *Norwegian south coast*, west of the city of Kristiansand, this is assumed to be of Allerød age.

Of the two Holocene transgressions recorded by Fægri, one occurred in Atlantic time, the other one at the transition between Atlantic time, the other one at the transition between Atlantic and Sub-Boreal. He estimated the total eustatic rise of sea level between the Boreal regression

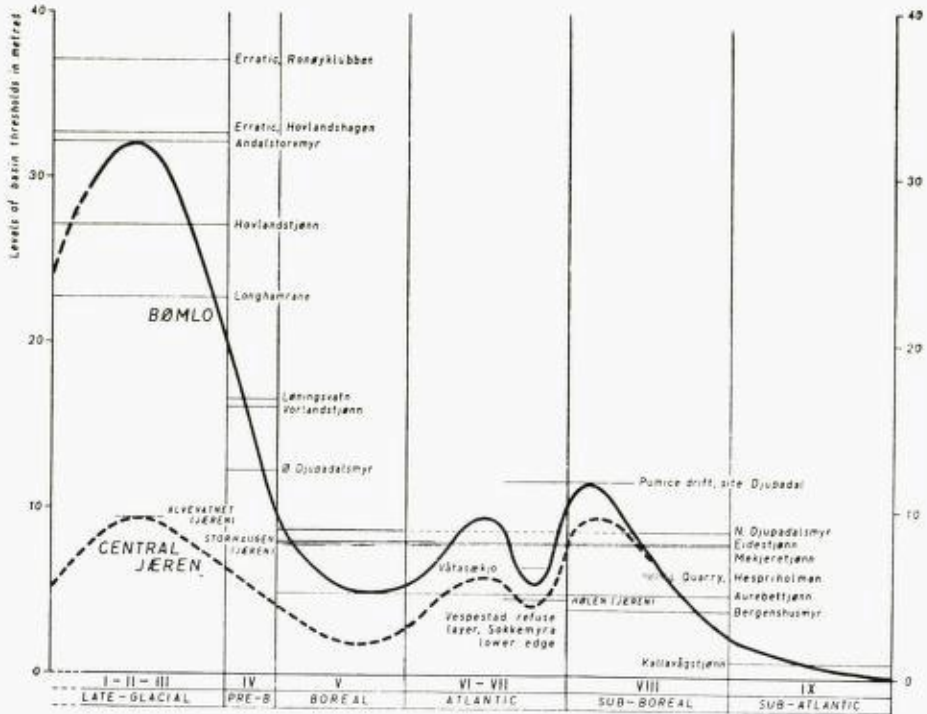


Figure 3. Diagrammatic representation of the Late Quaternary shoreline displacement in Jæren and Bømlo, constructed on the basis of Fægri's results (1940 and 1944).
From Hafsten, 1960.

minimum and the Sub-Boreal transgression maximum as 8–9 m. Gabrielsen (1959, p. 1616–1617) found a transgression at Mandal, South Norway, to have started approximately 8800 years ago (Cp. Hafsten, 1958; Andersen, 1960, p. 98).

In the Oslo area, Southeast Norway, the Holocene shoreline displacement was investigated pollen-analytically by Holmsen (1920) and Hafsten (1956, 1959). There the shoreline shifted from 221 m above present sea level to its present position without any positive oscillations. The isostatic component in the relative movement outrivalled the eustatic one during the whole epoch. As seen from the height figures plotted in the chart (*Shoreline displacement at Oslo*), the shift was much more rapid during the older part of the Holocene than in the younger part of the epoch.

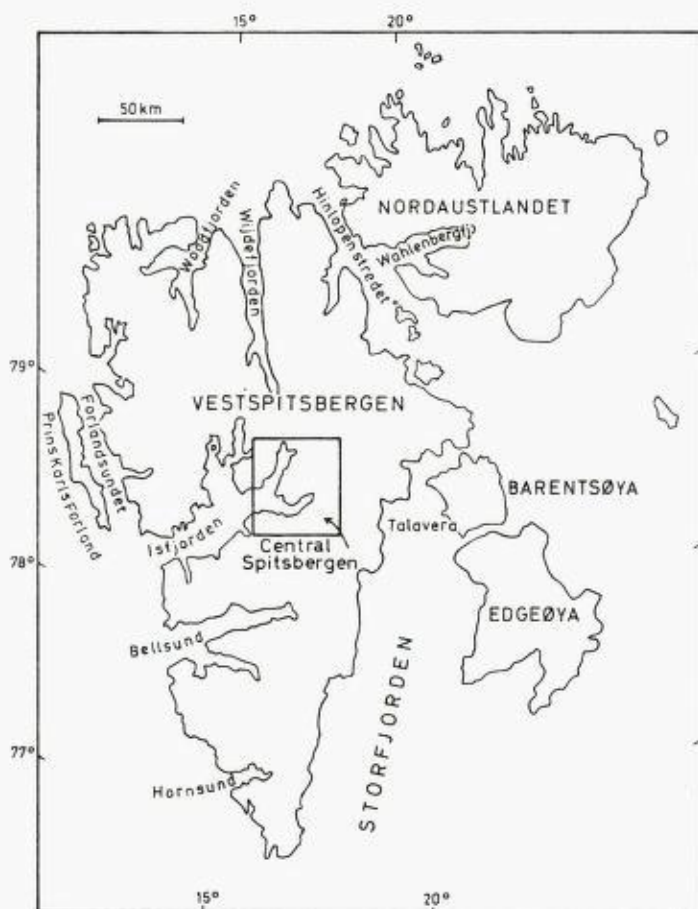


Figure 4. Sketch map of Spitsbergen.

It decreased from 11 m per century in Pre-Boreal time to 0.37 m in Sub-Atlantic time. Two thirds of the Holocene shoreline displacement had taken place before the beginning of Atlantic time (Hafsten, 1960, p. 457).

For the Billefjord and Kapp Wijk in *central Spitsbergen* Feyling-Hansen (1955 a, b) established a Late Quaternary stratigraphical sequence based on studies of raised shorelines and fossil shells of marine molluses and cirripeds in the deposits. Shorelines of marine origin were found up to 90 m, in the near-by Sassenfjord even up to 96 m, above present sea level. Marine shells were found up to 84,5 m a.s.l. Changes in faunal com-

position during a general negative shift of the shoreline made the following subdivision possible:

The *Late Glacial Cold interval* comprises the time in which the shoreline in the Billefjord moved from 90 m to 60 m above present day sea level. Only two species of marine molluscs were observed in the corresponding deposits, viz. *Saxicava (Hiatella) arctica* and *Mya truncata*, only scattered shells and fragments occurred.

The *Post Glacial Temperate interval* comprises the time during which the shoreline moved from 60 m to 40 m above present sea level. 14 new species (11 molusc species, 1 cirriped, 1 echinid and 1 calcareous algae) occurring in the corresponding deposits, among them *Chlamys islandica*, *Mytilus edulis*, *Serripes groenlandicus*, *Macoma calcarea*, *Littorina saxatilis*, *Balanus balanus*. The fauna suggests that the marine-climatic conditions of that interval were slightly more favourable than those prevailing in the area to-day. As the fauna of the terraces between 60 m and 40 m a.s.l. are predominated *Mya truncata*, these terraces were called *Mya terraces*.

The *Post Glacial Warm interval* is the period in which the shoreline in the Billefjord moved from 40 m to 3 m above present sea level. According to occurrences in the corresponding deposits 39 new species of molluscs and cirripeds immigrated to the inner Isfjord area during that period, among them 7 which now seem to be extinct in Spitsbergen waters, viz. *Heteranomia squamula*, *Modiolus modiolus* (= *Volsella modiolus*), *Arctica islandica* (= *Cyprina islandica*), *Zirfaea crispata*, *Emarginula fissura*, *Littorina littorea*, *Omalogyra atomus*. Consequently the marine-climatic conditions were decidedly better than those prevailing there to-day, probably similar to those now prevailing along the coasts of Finnmark and Iceland. As the fossil fauna of the littoral deposits between 40 m and 6 m a.s.l. is predominated by *Astarte borealis*, the terraces within that height interval were termed *Astarte terraces*. They were further divided into *Upper Astarte terraces*, from 40 m to 17 m a.s.l. and *Lower Astarte terraces*, from 17 m to 6 m a.s.l. Between 6 m and 3 m a.s.l. there occur littoral features which were termed *Mytilus terraces*, because *Mytilus edulis* predominates in most of them.

The *Sub-Recent interval* is the time in which the shoreline moved from 3 m a.s.l. to its present position. At these levels the Warm interval indicators have disappeared from the fossil fauna; even *Mytilus edulis* seems to have abandoned Spitsbergen waters. In very recent time this species seems to have reoccupied the area. A severe deterioration of the climate took place during the Sub-Recent interval.

STRATIGRAPHY OF CENTRAL SPITSBERGEN					
UNITS	FORMATION		CHARACTERISTIC FOSSILS		SHORE LINE
	LITTORAL	SUBLITTORAL	LITTORAL	SUBLITTORAL	
SUB-RECENT	LOWEST TERRACES		Astarte, Serripes		m. a. s. l.
POST-GLACIAL WARM INTERVAL	MYTILUS TERRACES		Mytilus edulis		5
	LOWER ASTARTE TERRACES	LITHOTHAMNION SILT	Astarte borealis	Astarte elliptica Arctica islandica Lithothamnion	10
	UPPER ASTARTE TERRACES		Heteranomia squamula		15
			Arctica islandica		20
	Zirfaea crispata Littorina littorea		25		
				30	
				35	
				40	
POST-GLACIAL TEMPERATE INTERVAL	MYA TERRACES	MYA SILT	Mya truncata	Mya truncata	45
			Saxicava arctica	Macoma calcarea	50
			Chlamys islandica	Saxicava arctica	55
			Mytilus edulis		60
		Littorina saxatilis			
LATE-GLACIAL COLD INTERVAL	SCATTERED		SCATTERED		65
	MYA and		Mya truncata and		70
	SAXICAVA		Saxicava arctica		75
					80
					85
				90	

Figure 5. From Feyling-Hanssen, 1955.

These stratigraphical units of central Spitsbergen were correlated with the Late Quaternary horizons recognized in *West Greenland* by Laursen (1950): The *Post Glacial Warm interval* of central Spitsbergen corresponds to the *Horizon F* of West Greenland as proved by the occurrence of equivalent "warm" indicators in the fossil faunas of the two areas. Deposits with *Mytilus* and *Astarte* in King Oscar Fjord in *East Greenland* (Noe-Nygaard, 1932) also belong to that interval. The *Post Glacial*

Temperate interval of central Spitsbergen corresponds to the *Horizon E* in West Greenland and to deposits with *Chlamys*, *Mytilus*, *Saxicava* (*Hiatella*) and *Mya* in East Greenland. In all the three regions *Mytilus edulis* appears for the first time in these deposits. The *Late Glacial Cold interval* in central Spitsbergen is correlatable with *Horizon D* and *C*, probably also *Horizon B* and *D* of West Greenland. In the King Oscar Fjord area of East Greenland the only fossils found above the *Mytilus* bearing deposits were *Saxicava* (*Hiatella*) *arctica* and *Mya truncata*, i.e., a fauna uniform with that of the Late Glacial Cold interval in central Spitsbergen.

Radiocarbon datings of some shells from the Late Quaternary deposits of the Billefjord (Feyling-Hanssen and Olsson, 1959–1960) revealed that the main trend of the negative shift of the shoreline during the Holocene epoch in central Spitsbergen is very similar to that of the Oslo region, for example. There was an early part with rapid displacement, more than 2 m per century, and a late part in which the rate was less than a tenth of this. The rapid displacement occurred in Pre-Boreal and Boreal time. Similar shoreline displacement, similar in aspect, not in magnitude, were found in Nordaustlandet (the North-East Land) in Spitsbergen (Blake, 1960, Olsson and Blake, 1961) in Franz Joseph Land Гросвалд (Grosvald), Девирц (Devirtz) and Доъкуна (Doskina), 1961), in northern Canada (Farrand, 1962) and in Northeast Greenland (Washburn and Stuiver, 1962).

According to radiocarbon datings of samples of peat layers, one from Barentsøya (the Barents Island) and one from Skansbukta in the Billefjord, marine transgressions seems to have occurred in Spitsbergen, one 6 000 years and the other 4 800 years before present. (Feyling-Hanssen, 1964, in press). The samples were dated by I. Olsson (Cp. Olsson, Cazeneuve, Gustavson, and Karlén, 1961).

Marginal moraine substages.

The recession of the latest inland ice in the Oslofjord area northwards to the great lakes of Southeast Norway has been investigated during more than one hundred years, i.e., by Keilhau (1838), Kjerulf (1871), Brøgger (1900–1900), Holtedahl (1924, 1960), Holmsen (1951). A series of marginal substages has been traced, the most prominent one being represented by the Ra ridge. This ridge has been followed, almost continuously from the Swedish border to Moss, on the east side of the outer

Oslofjord, from Horten, on the west side, to Jomfruland (Hansen, 1910), and from Arendal across southern Norway to the fjords east and north-east of the city of Stavanger (Andersen, 1954, 1960). This moraine substage, the so-called Fennoscandian, is assumed to be of Younger Dryas age. A sample of fossil shells from marine sediments at Valle on the east side of the Oslofjord, supposed to have been deposited when the ice margin lay along the Ra line, has been radiologically dated at $10\,700 \pm 300$ years before present (1950). A sample of shells from marine clay lying within the Ra ridge, at Larvik, was dated at $11\,000 \pm 250$ years before present (samples submitted by Feyling-Hanssen, and dated by R. Nydal of the Radiological Dating Laboratory in Trondheim, cp. Nydal, 1962, p. 170).

Two older moraine substages are known to the south of the Ra ridge on both sides of the Oslofjord, viz., the Tjøme-Hvaler substage and the Tjølling-Slagen-Onsøy-Borge substage. They are not inserted in the correlation chart. From the Norwegian south coast Andersen (1960) recorded marginal moraines of three glacial substages older than the Ra substage, the oldest one being the Lista substage, which he supposes to be of Oldest Dryas age. The Spangereid substage is supposed to originate from the youngest part of Oldest Dryas time, and the Kristiansand substage probably from Bølling-Older Dryas.

Of the two moraine substages younger than the Ra substage, moraines of the Aker substage are found, i.a., in the northern outskirts of the city of Oslo. The previously mentioned sample of *Mytilus* shells from littoral deposits corresponding to this substage (p.o) radiologically dated at 9680 ± 250 years before present indicates that the margin of the inland ice of the latest glaciation receded from the Ra moraine to the moraines of the Aker substage, in the Oslofjord district, a distance of 60 km, in less than 500 years. The Ås-Ski substage was geochronologically (varved clay chronology) dated at 9940 years before present (E. H. de Geer, 1962). – The ice recession further northwards, between Oslo and the southern end of the lake Mjøsa, was traced by Høltedahl (1924) mainly by investigation of marginal deltas and terraces.

In Finnmark, North Norway, Marthinussen (1961) has mapped marginal moraines over long stretches and has recognized three substages, the most prominent of which is the Main stage (Hovedtrinnet). Moraines of this stage are at several localities connected with the Main line, S_0 , in his shoreline system and supposed to be of Younger Dryas age. This was

recently confirmed by radiological datings. The two older substages in Finnmark are marked by the Repparfjord moraines and the Outer Porsanger moraines. They are supposed to be of Older and Oldest Dryas age, respectively.

The moraines of the Main stage in Finnmark are correlatable with the moraines of the so-called Tromsø-Lyngen substage farther to the west in North Norway (Cp. Grønlie, 1940; Undaas, 1938).

Marine clay deposits.

Sars (1865) studied the fossils of marine clays and shell beds at several localities, primarily in the Oslofjord region and on the south side of the Trondheimsfjord. On the basis of their fossil content he divided the deposits in a Glacial and a Postglacial formation. The Glacial formation comprised Glacial shell beds and the so-called Mergellere (Marl clay), the Postglacial formation the Postglacial shell beds and the Muslinglere (Mussel clay) (Cp. Sars and Kjerulf, 1861).

1900-1901 Brøgger published a comprehensive paper dealing with the stratigraphy and paleoclimatic indications of the Late Quaternary deposits of the Oslofjord area. Littoral deposits were divided into 6 shell beds, the clay sediments into 10 main zones, on the basis of their content of fossil pelecypods (bivalves). The shell beds are (Brøgger 1900-1901, p. 650 a; 1905, p. 98) from older to younger, or highest to lowest: *Mytilus gravel*, *Upper Mya beds*, *Lower Mya beds* (with *Mya truncata*), *Upper Tapes beds* (in the 1900-1901-paper these beds were termed *Upper Ostrea beds*, the term *Upper Tapes beds* of 1905, p. 98, 124, comprises the beds previously termed *Upper Ostrea beds* and *Upper Tapes beds*), *Lower Tapes beds*, and *Recent beds*. This shell bed system is not embodied in our chart.

In 1905 (p. 123-126) Brøgger subdivided the shoreline displacement at Oslo during the main part of the Post Glacial Warm Interval (the «Post Glacial Warm Interval proper» by some authors) into 1) *Older Tapes age*, during which the shoreline shifted from 69-70 m to 45-48 m above its present position, 2) *Middle Tapes age*, during which the shoreline shifted from 45-48 m to 19-21 m, and 3) *Younger Tapes age*, during which it shifted from 19-21 m to 8-10 m above present-day sea level. The pelecypods *Tapes decussatus* and *Barnea (Pholas) candida* occurred in the shell beds of Older Tapes age (Upper Tapes beds), whereas during Middle Tapes age they seem to have disappeared from the area.

Brøgger's subdivision of the clay deposits is represented in the chart: The oldest unit is the *Yoldia clay*, which, according to Brøgger, was deposited outside, i.e., to the south of, the Ra ridge. Its index fossil is the thermophobic species *Portlandia arctica* (= *Yoldia arctica*). The hitherto oldest radiologically dated sample of Yoldia clay (sampled in Tønsberg brickwork by Brøgger and Øyen in the year of 1909 and recently submitted for dating by H. Rosendahl) had an age of $11\,200 \pm 200$ years before present (Nydal, 1962, p. 168), and the hitherto youngest radiologically dated Yoldia clay sample (collected by Brøgger in Valle brickwork and submitted by Holtedahl, cp. Holtedahl, 1960, p. 375) was $9\,950 \pm 300$ years old. The *Arca clay*, index fossil *Bathyarca glacialis* (= *Arca glacialis*), was deposited as the ice front retreated from the Ra to the Ås-Ski moraines. A sample of Arca clay from Søreng, Eidsberg was dated at $9\,750 \pm 250$ years before present (Holtedahl, 1960, p. 376). During continued retreat of the ice margin to the moraines of the Aker substage the *Younger Arca- and Portlandia clay* was deposited, and during further retreat to the great lakes of Southeast Norway the *Youngest Arca- and Portlandia clay*, characteristic fossil *Yoldiella lenticula* (= *Portlandia lenticula*) was deposited. During improving climatic conditions the *Mytilus- and Cyprina clay*, characteristic fossils *Mytilus edulis* and *Arctica islandica* (= *Cyprina islandica*), the *Older Cardium clay* and the *Younger Cardium clay*, characteristic species *Cerastoderma edule* (= *Cardium edule*) came to rest. A sample of Older Cardium clay from the city of Oslo was radiologically dated at $9\,100 \pm 180$ years before present (Holtedahl, 1960, p. 385). The unit *Upper Ostrea clay*, index fossil *Ostrea edulis* was discarded by Brøgger in his later paper (1905, p. 111, 124) and the term replaced with the older part of the subsequent *Isocardia clay* with *Glossus humanus* (= *Isocardia cor*) as characteristic species. The Isocardia clay, deposited at Oslo during shift of the shoreline from 69–70 m to 19–21 m above present-day sea level, was considered to represent the Post Glacial climatic optimum. The *Scrobicularia clay*, characteristic fossil *Scrobicularia plana*, was thought to have been deposited during shift of the shoreline at Oslo from 19 m to 9 m (8–10 m) above present sea level, thus representing the latest part of the Post Glacial Warm Interval (Brøgger, 1905, p. 98, 124). Consequently no part of that clay should be younger than 2 400 years b.p. However, two shell samples from Scrobicularia clay, recently dated (Holtedahl, 1960, p. 382, 385–386; Nydal, 1962, p. 161, 162, 168) were $2\,050 \pm 150$ and 980 ± 100 C¹⁴-years old. For this reason the Scrobicularia clay has been extended

up to the Recent *Mya arenaria* clay in the chart. All C¹⁴ datings of samples from the Oslofjord area were carried out by R. Nydal.

Hessland (1943, p. 299, 300) called attention to the fact that *Scrobicularia plana* lives in brackish shallow-water whereas *Glossus humanus*, the index form of the Isocardia clay, prefers clear and saltier water of greater depth. He therefore suspected the Scrobicularia clay to be merely a shallow-water facies of the Isocardia clay.

Brogger supposed that *Late Glacial* climatic conditions prevailed even during the deposition of the Older Cardium clay, his *Post Glacial* starts with the deposition of the Younger Cardium clay. In light of the above-mentioned C¹⁴ dating of an Older Cardium clay sample, this may be in quite good accordance with De Geer's classification. In his paper of 1900-1901 Brogger applied the term *Recent* to the time after the immigration of *Mya arenaria* to the Oslofjord, i.e., the time when the shoreline practically reached its present position. In 1905 (p. 125) he suggested that the term be applied for the time elapsed since the shoreline at Oslo was situated approximately 8 m above its present position.

Feyling-Hanssen (1954 a, b; 1957) has taken up the study of the *Foraminifera* in Late Quaternary marine clays from an eco-stratigraphical point of view (Cp. Hol'edahl, 1960, p. 387). Micropaleontological investigation of cores from a considerable number of borings in the Oslofjord area revealed distinct foraminiferal zonation through the cores. Certain assemblages were recognized, and recognized in the same succession, in most of the borings. These faunal changes presumably reflect changes in the marine environment during the sedimentation of the deposits. A general amelioration of the marine-climatic conditions from Arctic to Sub-Boreal occurred, and a regional isostatic land rise caused a shallowing of the water in every locality of the investigated area, to mention two factors only. Species which dominate the fauna under glacial conditions become less frequent, may even disappear, with raised water temperature, expelled by new species which become dominant. Shallow-water species generally appear in the upper parts of the cores and increase in frequency towards the top levels. A subdivision of the deposits based on the foraminiferal zonation established in this way is entirely ecologically conditioned and necessarily has only a limited regional applicability. Nearly all, if not all, the *Foraminifera* species found in the cores will appear to be represented also in marine faunas of the present-day. Probably none of them have become extinct during Late Quaternary time. Therefore a

biostratigraphy based upon phylogenetic changes cannot be applied for these young sediments. – For the purpose of brevity the units of the Foraminifera zonation of the cores were simply called *zones*, and, again for the purpose of brevity, they were indicated by letters. Subdivisions of zones were termed *sub-zones*.

Zone A, the *Elphidium incertum clavatum zone*, is mainly represented outside (to the south of) and within the Ra ridge. *Elphidium incertum clavatum* occurs in abundance (60–100 %) and *Cassidulina crassa* is fairly frequent. The number of different species of Foraminifera per sample (dry weight 100 g) is between 5 and 20. Zone A has been subdivided into three subzones, A_{lower} , A_{middle} , and A_{upper} . The middle subzone, which, according to two radiocarbon datings, seems to be contemporaneous with the Ra formation, is characterized by frequent occurrence of *Nonion labradoricum* in addition to the above-mentioned species.

Zone B, the zone with *Virgulina loeblichii* and *Nonion labradoricum*, is still dominated by *Elphidium incertum clavatum* and *Cassidulina crassa*, but the number of different species is considerably greater than in the previous zone. Deposits with zone B-assemblages have their main distribution to the south of the Ås-Ski moraines in the Oslofjord area, thus occurring to the south as well as to the north of the Ra ridge.

Zone C, the zone with *Virgulina loeblichii* and *Cassidulina laevigata carinata* Silvestri, is found in deposits to the south of and in front of the moraines of the Aker substage, and is generally the oldest clay in and around the city of Oslo. Its fauna is similar to that of zone B, except that *Cassidulina laevigata carinata* is more common than *N. labradorium*.

Zone D, poor assemblages dominated by *Elphidium incertum clavatum* and *Cassidulina crassa* and with quite common occurrence of *Quinqueloculina stalkerii*, is found in front of, as well as north of, the moraines of the Aker substage. These sediments were presumably deposited during the final, rapid retreat of the ice margin, when large quantities of fresh and turbid melt-water gushed into the comparatively shallow and narrow northern parts of the Oslofjord of that time, and most probably considerably reduced the salinity of the fjord water. Up to the deposition of the zone D layers the hydrothermal conditions were Sub-Arctic. They seem to have prevailed into the older part of Boreal age.

Zone E, the *Elphidium incertum zone*, with *Elphidium incertum clavatum* and *Elphidium incertum incertum*, occurs both in the southern and in the northern Oslofjord district. It seems to be the oldest unit deposited in

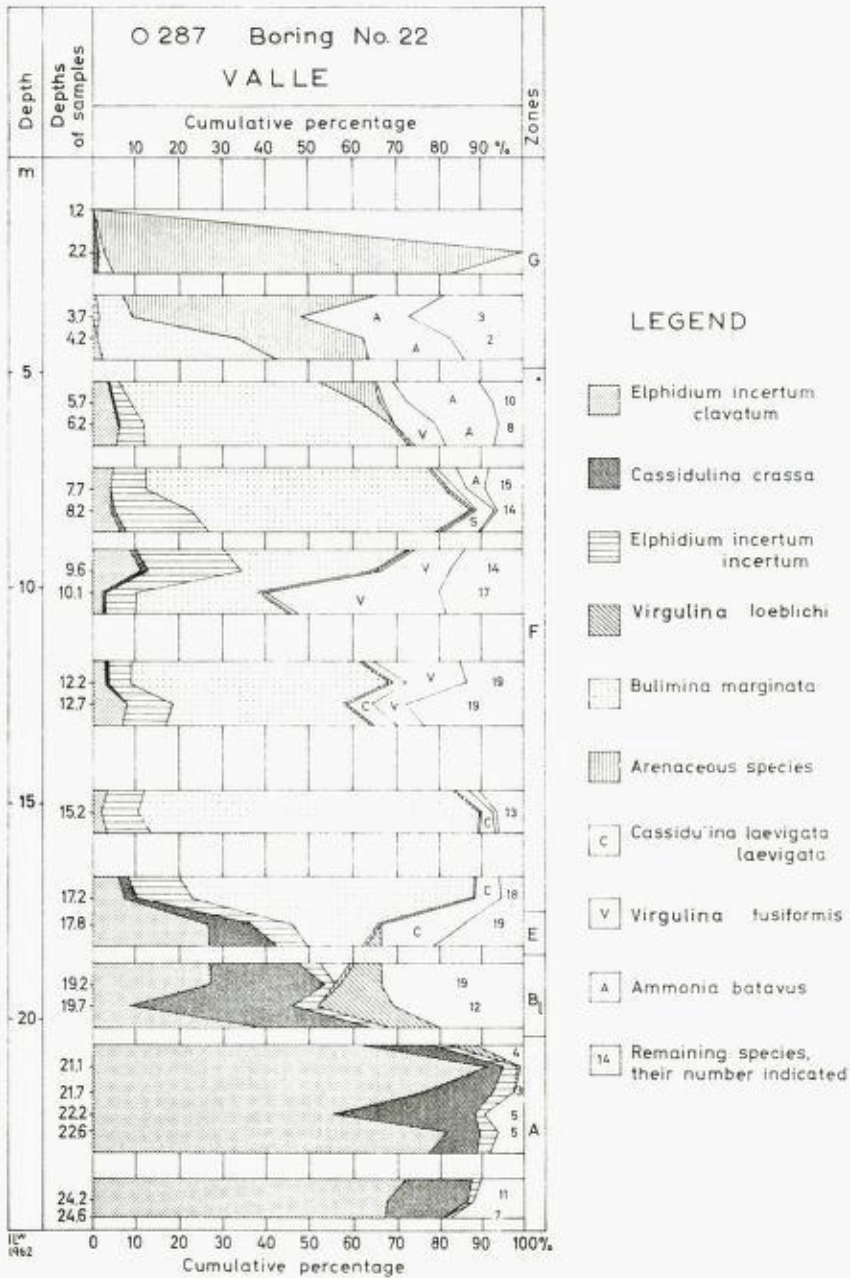


Figure 7. Foraminifera zonation of Late Quaternary clay deposits of a boring from the southern part of the Oslofjord area. Depths in metres.

temperate water. The number of different species has increased (25–30 per sample) and so has the number of specimens. The fauna has become Boreal with frequent occurrence of *Bulimina marginata* forma *aculeata* and *Cassidulina laevigata laevigata*. In some of the borings from the city of Oslo a layer with zone D-assemblage was observed within zone E.

The border between zone E and zone F is tentatively drawn; it should probably have been placed higher in the columns.

Zone F, the *Bulimina marginata* zone, is predominated by *Bulimina marginata* forma *aculeata*, *Elphidium incertum incertum* and *Nonion barleeianum* being frequently represented. Among other Boreal, and even Mediterranean Atlantic, species in this zone are mentioned *Amphicoryna scalaris*, *Angulogerina angulosa*, *Uvigerina peregrina*, *Nonionella turgida*, *Epistominella exigua*, *Höghundina elegans*. The sediments of this zone are supposed, for the main part, to have been deposited during Atlantic and Sub-Boreal time. Zone F-assemblages occur also in younger sediments, of Sub-Atlantic (Recent) age, but differ from the older F-assemblages by the frequent occurrence of *Nonion labradoricum* in them and in their very low content of *Elphidium incertum incertum*. A subdivision of zone F is natural, especially in cores from the southern part of the area: F_{lower}, characterized by frequent occurrence of *Cassidulina laevigata laevigata*, F_{middle}, with high percentage of *Virgulina fusiformis*, and F_{upper}, characterized by *Ammonia batavus* (= *Streblus batavus*) and *Hyalinea balthica* (= *Anomalina balthica*). These subunits probably (F_u certainly) represent certain depth zones during deposition of the zone F sediments.

Zone G, predominated by arenaceous shallow-water species, comprises sediments with more or less poor faunas. *Verneuilina media* or *Eggerella scabra* dominates, whereas *Nonion depressulus asterotuberculatus* and *Ammonia batavus*, sometimes also *Elphidium excavatum* occur quite commonly. When deposited in more or less stagnant water, zone G abounds in *Miliammina fusca*, and *Jadammina polystoma* may be frequent. Zone G represents Holocene shallow-water sediments probably deposited at depths less than 25 m. They are, as yet, found up to 55 m above present-day sea level in the Oslofjord area, and are in most instances contemporaneous with parts of the zone F deposits.

Firn line

Liestøl (1960, p. 485) published a diagram illustrating the variation in the height of the firn line during the Holocene and latest part of the

Pleistocene epochs. The curve, which has been redrawn for the present chart, was constructed under consideration of, i. a., occurrence and disappearance of lateral moraines at certain heights and the relation between the height of the timberline and the height of the firn line (Cp. Holmsen, 1916).

Sammendrag.

Parallellisering av noen norske sen-kvartære inndelinger.

Det er konstruert et skjema omfattende de stratigrafiske resultater av noen norske undersøkelser innenfor kvartær-geologien. Utvalget er tilfeldig, men nyere undersøkelser er i noen grad tatt med til foretrekkelig av eldre. Det er tatt med pollen-undersøkelser, strandforskyvning i sen-kvartær tid i nord og syd og likeså noen påviste transgressjoner. Videre har stadier i strandforskyvningen, basert på forekomst av marine mollusker i littoralsedimenter, i et par norske lokaliteter såvel som på Spitsbergen fått plass i skjemaet og dessuten leirsedimenter klassifisert ved sitt innhold av marine muslinger og foraminiferer. Substadier i innlandsisens avsmeltning, markert ved randavsetninger nord og syd i landet, har fått sine søyler i skjemaet, og endelig er det tegnet inn en kurve over variasjoner i firngrensens høyde i det vestlige Norge gjennom sen-kvartær tid.

Den velkjente *Blytt-Sernander's inndeling*, grunnet på myrundersøkelser, er, i noe modifisert form, å finne til venstre i skjemaet. Den antas å være kjent av kvartærgeologer over hele verden og kan gjøre tjeneste som en internasjonal standard som de mindre kjente norske inndelinger kan refereres til. Som en annen internasjonal standard er tatt med det *Danske pollen-analytiske sone-system* (Jessen, 1935, 1938), og som en tredje De Geer's sen-kvartære *geokronologi* basert på studier av varvig leire (De Geer, 1912). De Geer brukte betegnelsene *Sen-Glacial* og *Post-Glacial* på litt annen måte enn pollen-stratigrafene bruker dem idag. Pollen-stratigrafenes måte å bruke termene på er illustrert på venstre side av Blytt-Sernander-sekvensen i skjemaet. I samme søyle er inntegnet det *Post-Glacial Varme Interval* eller *Post-Glacial Varmetid* (det samme som Flint og Deevey, 1957, kalte Postglacial Hypsithermal Interval), omfattende *Boreal*, *Atlantisk* og *Sub-Boreal* tid (sml. Gams og Nordhagen, 1923, p. 293; Firbas, 1954). Post-Glacial Varmetid i engere forstand omfatter bare Atlantisk og Sub-Boreal tid.

Til venstre i korellasjonsskjemaet er påført de sen-kvartære epoker *Pleistocene*, av hvilken bare seneste del er representert, og *Holocene*. I

overensstemmelse med vanlig bruk (Woldstedt, 1954, p. 2) faller grensen mellom de to epoker sammen med grensen mellom *Yngre Dryas* og *Pre-Boreal*, hvilket er det samme som grensen mellom Sen- og Post-Glacial slik pollen-stratigrafene legger den.

De forskjellige sonegrenser i skjemaet er såvidt mulig henført til en absolutt tidsskala ved hjelp av tilgjengelige radiocarbon dateringer (bl. a. Gross, 1958; Radiocarbon Supplement, vol. 1, 1959, vol. 2, 1960; Radiocarbon, vol. 3, 1961, vol. 4, 1962). Med hensyn til pollensonegrensene II/III, I/II, Ib/Ic og Ia/Ib refereres spesielt til Tauber (1960a og b). Tidsskalaen til venstre i skjemaet angir tiden i år for nutid (1950) mens tidsskalaen til høyre gir årstall før og etter Kristi fødsel.

Litterature.

- Andersen, B. G.* 1954. Randmorener i Sørvest-Norge. – Norsk Geogr. Tidsskr., vol. 14.
 — 1960. Sørlandet i sen- og postglacial tid.
 The late- and postglacial history of Southern Norway between Fevik and Ana-Sira. – Norges Geol. Unders., No. 210.
- Blake, W., jr.* 1960. The Late Pleistocene Chronology of Nordaustlandet, Spitsbergen. Abs. of Papers, 19th Internat. Geographical Congress, Stockholm.
- Blytt, A.* 1876. Essay on the immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry periods. – Christiania.
- Brøgger, W. C.* 1900–1901. Om de sen-glaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. – Norges Geol. Unders., No. 31.
 — 1905. Strandliniens beliggenhet under stenalderen i det sydøstlige Norge. – Norges Geol. Unders., No. 41.
- Bøe, J. and Nummedal, A.* 1936. Le Finmarkien. – Inst. sammenl. Kulturforsk. vol. 32. Oslo.
- Deevey, E. S. and Flint, R. F.* 1957. Postglacial Hypsithermal Interval. Science, vol. 125, No. 3240.
- Farrand, W. R.* 1962. Postglacial uplift in North America. – American Journ. Sci., vol. 260.
- Feyling-Hanssen, R. W.* 1954 a. Late-Pleistocene Foraminifera from the Oslofjord area, Southeast Norway. – Norsk Geol. Tidsskr., vol. 33.
 — 1954 b. The stratigraphic position of the quick clay at Bekkelaget, Oslo. – Norsk Geol. Tidsskr., vol. 33.
 — 1955 a. Stratigraphy of the marine Late-Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen. – Norsk Polarinst. Skr. Nr. 107.
 — 1955 b. Late-Pleistocene deposits from Kapp Wijk, Vestspitsbergen. Ibid., Nr. 108.
 — 1957. Micropaleontology applied to soil mechanics in Norway. – Norges Geol. Unders., No. 197.
 — 1964. A marine section from the Holocene of Talavera on the Barents Island in Spitsbergen. – In the press.

- Feyling-Hanssen, R. W. and Olsson, I.* 1959-1960. Five radiocarbon datings of Post Glacial shoreline in central Spitsbergen. *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 17.
- Firbas, F.* 1954. Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme. - *Danmarks Geol. Unders. II. Række, No. 80.*
- Fægri, K.* 1940. Quartärgeologiske undersøgelser i vestlige Norge. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. - *Bergens Mus.*, vol. 7.
- 1944. Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlo. - *Bergens Mus.*, vol. 8.
- 1953. On the periglacial flora of Jæren. - *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 14.
- Gabrielsen, G.* 1959. A marine transgression of Boreal age in the southernmost part of Norway. - *Nature*, vol. 183.
- Gams, H. and Nordhagen, R.* 1923. Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. - *Landesk. Forsch. d. Geogr. Gesell. München*, vol. 25.
- Geer, E. H. de*, 1962. G. de Geer's chronology. - *Geokr. Inst. Stockholm Univ.*
- Geer, G. de*, 1912. A Geochronology of the last 12 000 years. - *Ber. Internat. Geol. Congr. Stockholm 1910 I.*
- Gross, H.* 1958. Die bisherigen Ergebnisse von C^{14} -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpläistozäns in Mitteleuropa und den Nachmargebieten. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, vol. 9.
- Гросвальд, М. Г., Девирц, А. Л. и Доџкина, Э. И. 1961. К истории голоцена земли франца-иосифа. (On the Holocene history of Franz Joseph Land). - *Докл. Акад. Наук СССР*; vol. 141.
- Gronlie, O. T.* 1940. On the traces of the Ice Ages in Nordland, Troms and the southwestern part of Finnmark in northern Norway. - *Norsk Geol. Tidsskr.*, vol. 20.
- Hafsten, U.* 1956. Pollen-analytic investigations on the late Quaternary development in the inner Oslofjord area. - *Bergens Mus. Årb. 1956, No. 8.*
- 1958. Funn av boreale furustammer fra Oddernes i Vest-Agder. Påvisning av *Tapes*-transgresjonen. - *Norsk Geol. Tidsskr.*, vol. 38.
- 1959. De senkvartære strandlinjeforskyvningene i Oslotrakten belyst ved pollenanalytiske undersøkelser. - *Norsk Geogr. Tidsskr.*, vol. 16.
- 1960. Pollen-analytic investigations in South Norway. Vegetation, climate, shoreline displacement, land occupation. In *Holtedahl: Geology of Norway*. - *Norges Geol. Unders.*, No. 208.
- Hansen, A. M.* 1890. Strandlinjestudier. - *Arch. Mat. Nat.*, 14 and 15. Oslo.
- 1900. Skandinaviens stigning. - *Norges Geol. Unders.*, No. 28.
- 1910. Fra Istiderne. Vest-Raet. - *Norges Geol. Unders.*, No. 54.
- Helland, A.* 1900. Strandliniernes fald. - *Norges Geol. Unders.*, No. 28.
- Hessland, I.* 1943. Marine Schalenablagerungen Nord-Bohusläns. - *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, vol. 31.
- Holmboe, J.* 1903. Planterester i Norske torvmyrer. - *Christiania Vid. Selsk. Skr. I. Math.-Nat. Kl. 2.*
- 1910. On the evidence furnished by the peat-bogs of Norway on post-Glacial changes of climate. - *Geol. Fören. Förh.* 1910.
- Holmsen, G.* 1916. Snegrænsen i Norge. - *Festskr. til A. Helland. Kristiania.*
- 1918. Strandlinjernes vidnesbyrd om landets isostasbevegelse. - *Geol. Fören. Förh.*, vol. 40.

- Holmsen, G.* 1920. Die Stratigraphie einiger hochliegender Torfmoore in Kristianias Umgegend. – Norsk Geol. Tidsskr., Vol. 6.
- 1922. Torvmyrenes lagdeling i det sydlige Norges lavland. – Norges Geol. Unders., No. 90.
- 1951. Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. – Norges Geol. Unders., No. 176.
- Holtedahl, O.* 1924. Studier over isrand-terrassene syd for de store østlandske sjøer. – Vid. Selsk. Skr. I. Mat. Nat. Kl., No. 14.
- 1953. Norges Geologi, vol. 2. – Norges Geol. Unders., No. 164. Russian edition Moscow 1958.
- 1960. Geology of Norway. – Norges Geol. Unders., No. 208.
- Jessen, K.* 1935. Archaeological dating in the history of North Jutland's vegetation. – Acta arch., vol. 5.
- 1938. Some west Baltic pollen diagrams. – Quart. Jb. Erforsch. Eiszeit, vol. 1.
- Keilhau, B. M.* 1838. Om landjordens stigning. – Nyt Mag. Naturv., vol. 1.
- Kjerulf, Th.* 1871. Om skuringsmærker, glacialformationen og terrasser, samt om grundfjeldets og sparagmitfjeldets mægtighed i Norge. I. Grundfjeldet. – Univ.program 1. halvår 1870. Kristiania.
- Laursen, D.* 1950. The stratigraphy of the marine Quaternary deposits in West Greenland. – Meddel. Grønland, vol. 151.
- Liestøl, O.* 1960. Glaciers of the present day. In Holtedahl: Geology of Norway. – Norges Geol. Unders., No. 208.
- Marthinussen, M.* 1945. Yngre postglaciale nivåer på Varangerhalvøya. – Norsk Geol. Tidsskr., vol. 25.
- 1960. Coast- and fjord area of Finnmark. In Holtedahl: Geology of Norway. Norges Geol. Unders., No. 208.
- 1961. Brerandstadier og avsmeltningsforhold i Repparfjord–Stabbursdal-området m. v., Finnmark. Et deglaciationsprofil fra fjord til vidde. – Norges Geol. Unders., No. 213.
- Noe-Nygaard, A.* 1932. Remarks on *Mytilus edulis* L. in raised beaches in East Greenland. – Meddel. Grønland, vol. 95.
- Nummedal, A.* 1924. Om flintplassene. – Norsk Geol. Tidsskr., vol. 7.
- Nydal, R.* 1962. Trondheim natural radiocarbon measurements III. – Radiocarbon, vol. 4.
- Olsson, I., Cazeneuve, H., Gustavson, J., and Karlén, I.* 1961. Uppsala natural radiocarbon measurements III. – Radiocarbon, vol. 3.
- and *Blake, W., Jr.* 1961–1962. Problems of radiocarbon dating of raised beaches, based on experience in Spitsbergen. – Norsk Geogr. Tidsskr., vol. 18.
- Sars, M.* 1865. Om de i Norge forekommende fossile Dyrelevninger fra Kvartærperioden. Univ. program 1. Halvår 1864. Christiania.
- and *Kjerulf, Th.* 1861. Iakttagelser over den postpliocene eller glaciale Formation i en Deel av det Sydlige Norge. – Univ.program 1. Halvår 1860. Christiania.
- Tanner, V.* 1930. Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandia nordliga delar. IV. – Bull. Comm. Géol. Finlande, No. 88.
- Tauber, H.* 1960 a. Copenhagen Natural Radiocarbon Measurements III, Corrections to radiocarbon dates made with the solid carbon technique. – Am. Journ. Sci., Radioc. Supp., Vol. 2.

- Tauber, H.* 1960b. Copenhagen Radiocarbon Dates IV. – Am. Jour. Sci., Radioc. Supp., vol. 2.
- Undås, I.* 1938. Kvartærstudier i Vestfinnmark og Vesterålen. – Norsk Geol. Tidsskr., vol. 18.
- Washburn, A. L.* and *Stuiver, M.* 1962. Radiocarbon-dated Postglacial delevelling in Northeast Greenland and its implications. – Arctic, vol. 15.
- Øyen, P. A.* 1903. *Portlandia arctica* Gray, og dens forekomst i vort land under ratiden og indsjøperioden. – Christiania Vid. Selsk. Forh., No. 11.
- 1915. Kvartær-studier i Trondhjemsfeltet III. – Kgl. Norske Vid. Selsk. Skr. 1914. No. 6.

Grunnfjellsvinduer i Dividalen, Troms.

Av

MAGNE GUSTAVSON

Innledning.

Området, som skal beskrives her, ligger i Øverbygd herred i Troms fylke på ca. 68° 50' nordlig bredde og 19° 40' østlig lengde.

Undersøkelser av grunnfjellsvinduene i Dividalen ble foretatt sommeren 1962 som et ledd i den generelle geologiske kartlegging av det sydlige Troms. Som kartgrunnlag ble brukt flybilder i målestokk 1 : 40.000, observasjonene ble senere tegnet over på topografiske kart i målestokk 1 : 50.000 (utgitt av N G O i 1959).

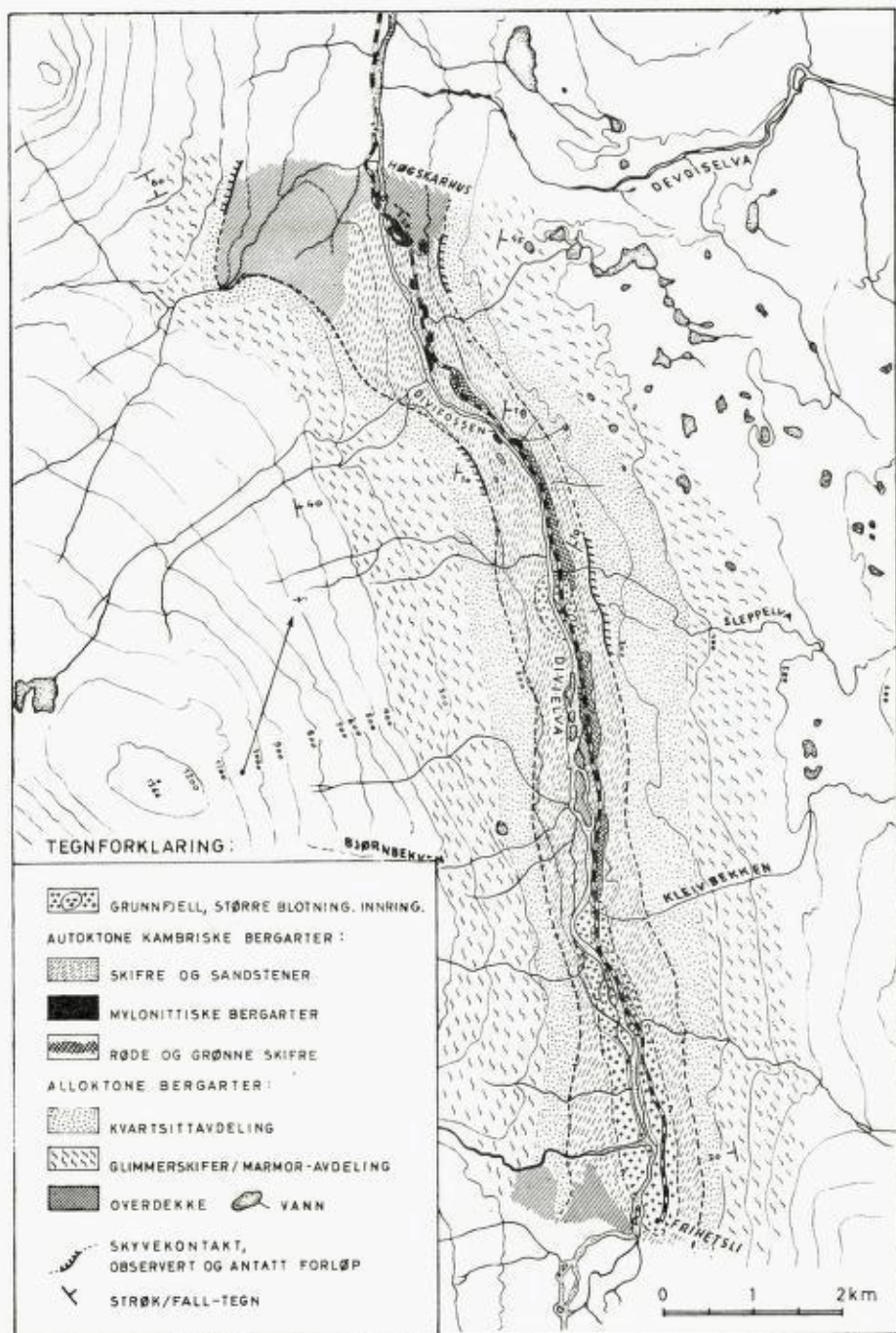
De geologiske forhold i Dividalen er tidligere omtalt av Karl Pettersen i 1874 og 1888 og av Th. Vogt i 1916. Pettersens arbeider inneholder en del detaljiakttagelser av bergartene, både av grunnfjellet og de overliggende, yngre sedimenter. Vogt omtaler særlig forløpet av grunnfjells-overflaten fra grensestrøkene og videre nordover under de kaledonske bergarter og kommer herunder også inn på Dividalsvinduene. En fullstendig beskrivelse av de geologiske forhold ved disse grunnfjellsvinduene har aldri vært fremlagt.

Generell geologisk oversikt.

I området med grunnfjellsvinduer opptrer tre veldefinerte geologiske avdelinger (se kartet).

1. Grunnfjellet.
2. De autoktone sedimenter.
3. De alloktone metamorfe bergarter.

Grunnfjellet dukker opp i to adskilte vinduer. Det nordligste stikker fram der Sleppeelva rinner ut i Dividalselva og har en lengdeutstrekning



i dalens retning på maksimum en kilometer. Ca. 3 km lenger syd opptrer igjen grunnfjellsbergarter i dalbunnen. Området sydover til Frihetsli er sterkt overdekket av løsmasser, sannsynligvis er utstrekningen på dette vinduet cirka 4 kilometer i dalens lengderetning.

Bergartene i grunnfjellet er av granittisk sammensetning. Over grunnfjellet ligger, med primær overleiringskontakt, lite omvandlede sandstener og skifre. Det er ikke funnet fossiler i disse, men de er av samme type som Hyolithes-sonens bergarter og er sannsynligvis av kambrisk alder. Særlig utbredt er røde og grønne sandstensskifre og mer kvartsittisk utseende bergarter i høyere nivåer. Overgangen grunnfjell/kambrium er markert ved en sterk forvitring av de øvre deler av grunnfjellsgranitten. På denne forvitrede granitten hviler en arkoseaktig sandsten med noen få meters mektighet, sannsynligvis er denne i det vesentlige dannet av materiale fra den underliggende granitt. Mektigheten av de autoktone sedimenter er ved det nordligste vindu 75 til 80 meter. Ved det sydligste kan mektigheten vanskelig bestemmes på grunn av overdekning, grensene mellom de forskjellige avdelinger må her trekkes skjønsmessig.

De øverste autoktone lag er sterkt presset og tektonisk forstyrret: Ved Sleppelva utgjøres de av kvartsittisk utseende sandstener som ligger under mylonittiske kvartsskifre. Kwartsskifrene danner en veldefinert stratigrafisk horisont som utgjør de laveste lag av det overskjøvne, regionalmetamorfe dekke. Foruten kvartsskifrene består dette dekket i Dividalsområdet av glimmerskifre, marmorert og amfibolitter.

Grunnfjellsbergartene.

Grunnfjellet i vinduene består av granittiske bergarter. Pettersen (1874) nevner også en «grønlig amfibolittisk sten» som gjennomsetter granitt. Denne amfibolitten har antagelig liten utbredelse, da jeg ikke har støtt på den i det hele tatt.

Granitt opptrer i to forskjellige typer eller varianter. Eldst er en gråhvit granitt. Hvor den gamle grunnfjellsoverflaten er blottet, er granitten tydelig forvitret, etter alt å dømme en prekambrisk forvitring. I håndstykke sees ufrisk hvit feltspat med mellomliggende grønne flekker. En viss uregelmessig oppsprekning gjør seg gjeldende. Hovedbestanddelene i granitten er mikroklin, plagioklas og kvarts. Mikroklinen opptrer i store, uregelmessige korn med diffust tvillinggitter. Kwartsen er litt oppknust og har undulerende utslukning. Plagioklasen er kraftig sericittisert og noe tektonisk påvirket. I tillegg til disse tre hovedmineralene opp-



Fig. 1. Grunnfjellsgranitt, Dividalen. Ca. $2/3$ naturlig størrelse.

Precambrian granite, Dividalen. About $2/3$ nat. size.

trer grøtete masser av sericitt, kloritt og jernoksyd. En karakteristisk bestanddel i denne granitten er små, rundaktige kiskorn med en ytre rand av rødlig jernoksyd.

Yngre enn denne bergarten er en rød, mikroklinrik granitt som tildels opptrer som små årer i den eldre granitt, dels også i større partier. Den kan være ganske grovkornig, dels helt pegmatittisk. På samme måte som i den hvite granitt er mikroklin, plagioklas og kvarts hovedbestanddeler. Den røde fargen skyldes mikroklinen som har en vakker lyscrød tone. Plagioklasen er sericittisert og kvartsen undulerende, mens mikroklinen synes upåvirket av tektonisering og omvandlingsprosesser. Dette kan muligens tyde på at mikroklinen er yngre enn kvarts og plagioklas uten at det kan slås fast med sikkerhet. (Fig. 1.)

Th. Vogt (1916) omtaler grunnfjellet øst for fjellkjederanden. Han fremhever som karakteristiske bergarter en rød hornblendegranitt, Leinejavregranitten og en hornblendesyenitt, Kummajokisyenitten. Noen direkte parallell til bergartene i Dividalsvinduene utgjør ikke disse, selv om man har det fellestrekk at granittiske bergarter dominerer. Litteraturen fra de tilgrensende strøk av Sverige tillater heller ingen direkte parallelliseringer. Derimot er det store likhetspunkter mellom granittene i Dividalen og granittiske bergarter i vinduer av antatt grunnfjellsalder i andre deler av Bardu-Målselv-distriktet. Disse vinduene vil ikke bli nøyere beskrevet i denne sammenheng.

De autoktone sedimenter.

Grunnfjellet i Dividalsvinduene overleires av autoktone bergarter, hovedsakelig av sandig karakter. I de laveste partier, langs elven og der det er gode blotninger ved veien, dominerer røde og grønne sandige skifre. Av og til kan det være en ujevn veksling mellom rød- og grønnfarvet skifer, idet den grønne sender «årer» inn i den røde bergart. Også mer grålige sandstenstyper eller skifre opptrer hyppig. Det eneste fullstendige profil jeg har fått gjennom de autoktone bergarter er profilet opp langs Sleppelva. Forøvrig er berggrunnen for sterkt overdekket til at man kan få et sammenhengende profil. De autoktone lag er meget ofte oppknuste, og rent mylonittiske bergarter er heller ingen sjeldenhet, særlig opptrer kataklastiske fenomener hyppig i området fra Sleppelva nordover til Høgskarhus.

1) Basal-lagene.

Det eneste sted jeg har funnet Hyolithes-sonens basale lag blottet er på østsiden av veien ved Sleppelva. Det er en grå, arkosisk sandsten eller kvartsitt (fig. 2). Bergarten er finkornet og uten retningsstruktur. Den

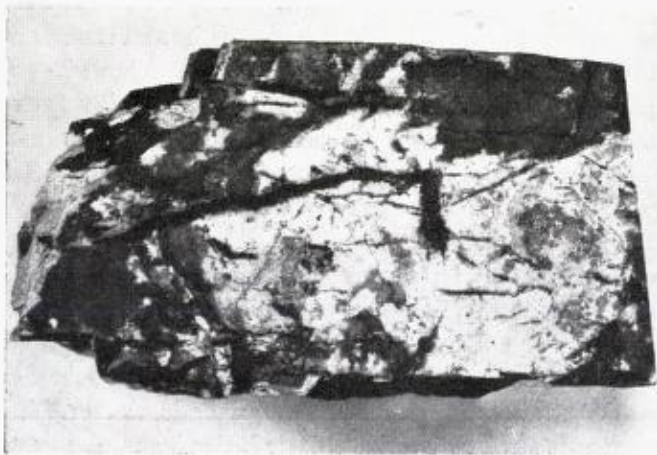


Fig. 2. Basalarkose, Dividalen. De mørke partiene er utfelt jernoksyd.
Ca. $\frac{2}{3}$ naturlig størrelse.

*Arkosic sandstone of the basal series, Hyolithes Zone, Dividalen.
Dark grey = secondary iron oxides. About $\frac{2}{3}$ nat. size.*

er full av sprekker i forskjellige retninger, disse er belagt med rødbrunt jernoksyd. Arkosen hviler på gråhvit, forvitret grunnfjellsgranitt. Det er vanskelig å si helt eksakt hvor grensen går mellom granitt og arkose, mineralselskapet er det samme, den eneste forskjell er at kvarts utgjør en langt større del av arkosen enn av granitten. Det dreier seg således antagelig om en ren forvitningsarkose, dannet vesentlig in situ. Mektigheten av arkosen er ca. 5 meter.

Kvarts utgjør antagelig minst $\frac{3}{4}$ av bergarten. Kornene kan ha alle former, runde korn er sjeldne. Størrelsen på kornene er også variabel, som følge av tektoniske bevegelser er kvartsen helt finknust langs enkelte sprekker.

Plagioklas. Kornene kan være noe rundet, men er for det meste kantede. Tvillinglameller er ofte synlige, men kornene kan være helt omvandlete og ufriske på samme måte som i den underliggende granitt.

Mikroklin. Dels kantede, dels mer avrundete korn. Ingen forskjell fra mikroklinen i grunnfjellsgranitten.

Sericitt opptrer rikelig i små fliser.

Svovelkis er også forholdsvis rikelig tilstede, men er ofte omvandlet til rødt jernoksyd, helt eller delvis.

Kloritt, grønn, i små mengder.

2) Rød og grønn skifer eller sandsten.

Denne avdelingen er den mest karakteristiske i Hyolithes-sonen. Tar vi for oss profilet langs Sleppelva, så følger over basalarkosen en grå leirskifer med ca. 5 meters mektighet. På denne grå skiferen hviler så de røde og grønne lag, dels også en mer grålig variant. For det meste er lagene massive og noe sandige, men de kan også ha skiferkarakter. Undersøkelse av kornstørrelse og – fordeling i tynnslip viser at bergartene ofte ligger på overgangen mellom sandsten og leirskifer, og kan nærmest klassifiseres som en siltsten. I andre strøk av Troms og Finnmark er det ifølge beskrivelsene som oftest en mer typisk leirskiferutvikling av denne avdelingen. Avdelingen med rød og grønn skifer har ved Sleppelva en total mektighet på 17–18 m. Den fordeler seg med ca. 10 meters vekslende rød og grålig sandsten og 7–8 meter grågrønn leirskifer (øverst). I det hele har avdelingen mer grålige farvetoner i dette profilet enn vanlig forøvrig i Dividalen. Det er ofte en ujevn «flammet» overgang mellom de røde og grønne bergarter. Mineralogisk er det liten forskjell på den røde og den grønne variant. Det vesentligste er at den grønne fører mer *kloritt* og mangler *hematitt* som den røde bergart har rikelig av. Det er altså

disse to mineralene som bestemmer farveforskjellen mellom de røde og grønne skifre. Det er lett å se at det må være en viss forskjell i *jernets oksydasjonsgrad* i de to bergarter: Den røde skifer som er rik på hematitt og relativt fattig på kloritt, må ha et meget høyt $\text{Fe}^{\text{III}}/\text{Fe}^{\text{II}}$ -forhold, mens den grønne skifer som er rik på kloritt sannsynligvis har vesentlig toverdig jern (ettersom toverdig jern oftere enn treverdig går inn i kloritt i vesentlige mengder).

Felles for den røde og grønne sandstensskifer er stort innhold av *kvarts* og *sericittflak*. Dessuten forekommer litt *feltspat* (vesentlig plagioklas, lite mikroklin). Korn av blålig *turmalin* er funnet i ett slip.

Kvartsen opptrer hovedsakelig som fragmenter med litt avrundede hjørner, bare få korn er virkelig godt rundet. Orienteringen av kornenes lengste akse synes tilfeldig.

Plagioklas med tvillinglameller opptrer ganske hyppig i enkelte partier. Kornene er gjerne noe avrundet og nokså ufriske.

Mikroklin opptrer bare i noen få korn. Kornene har tvillinggitter og ser uomvandlede ut.

Sericitt og *kloritt* forekommer som en grøt av sammenvokste individer. Kloritt forholdsvis underordnet i den røde skifer, mer rikelig i den grønne.

Hematitt opptrer i den røde skifer i mengdevis av små «diffuse» korn som gir rødbrun farge i reflektert lys. Det forekommer også sporadisk *desimeterlange linser av jernglans* i den røde skiferen.

Langs sprekker i den røde bergart opptrer grønne striper som fører kloritt, kvarts, titanitt (!) og undertiden karbonat.

Disse stripene er utvilsomt sekundære og dannet i forbindelse med tektoniseringen i området (fig. 3). Noe materiale er antagelig tilført utenfra siden titanitt ikke forekommer i bergarten utenom stripene. Heller ikke karbonat er funnet utenom sprekke i denne bergarten.

3) Sandstener eller kvartsitter i høyere nivå.

Over de røde og grønne skifre følger en avdeling med sandstener og kvartsitter. I profilet ved Sleppeelva består avdelingen f. eks. av følgende hovedbergarter:

Mørk grå kvartsittisk bergart, øverst	}	ca. 20 m
Hvit kvartsitt		
Kalkholdig sandsten		ca. 20 m
Grå sandsten, nederst		10 m

Tilsammen er det ca. 50 m mektighet med sandige bergarter. Det er grunn til å merke seg at den kvartsittiske karakter øker oppover i avdel-



Fig. 3. Tektonisert rød og grønn sandsten, Hyolithes-sonen, Dividalen.

Tectonized red and green sandstone, Hyolithes Zone, Dividalen.

ingen. Kvartsittene overleires av mylonittiske bergarter og kvartsskifer (se herom senere). Lagene underst i sandstensavdelingen ligger forholdsvis uforstyrret med slakt (ca. 10°) fall mot nordøst. I den øverste kvartsitt opptrer derimot småfolder med nordvestlig foldningsakse. Både foldningen og den mer pressede, kompakte kvartsittkarakter i de øverste lag kan skyldes fremskyvningen av de overliggende skifer.

Kvarts er hovedmineralet i samtlige av avdelingens bergarter. Mens den klastiske karakter av kvartsen er lett kjennelig i den kalkholdige sandsten er den nesten fullstendig rekrystallisert i de øvre kvartsittiske bergarter som følge av trykkvirkninger fra det overliggende dekke. I disse lag finnes også sekundære kvartsårer med sterkt undulerende utslukning av kornene.

Sericitt forekommer tildels i rikelig mengde. *Kalkspat* danner en grunnmassegrot i den massive, grågrønne kalksandsten, men mangler forøvrig. Litt *glimmer* (lys brun biotitt) og *ertskorn* er det også i denne bergarten.

Sandstensbergarter er blottet flere steder langs veien. Når unntas de karakteristiske røde og grønnfargede bergarter er de ofte vanskelig å plasere stratigrafisk i forhold til profilet ved Sleppeelva. Dette skyldes både tektoniske forstyrrelser og overdekning. Som eksempel kan nevnes en sandstensskifer ved Høgskarhus, en kvartsittisk sandsten ca. 1,5 km syd for Høgskarhus, grå sandsten ved Nedre Divifoss og en grågrønn sandsten ca. 1 km lenger syd. Alle disse kan sannsynligvis regnes med til

den øvre sandstensavdeling. De består hovedsakelig av kvarts, med sericitt og kloritt i forholdsvis rikelig mengde, dessuten en del aksessorier som f. eks. kalkspat, feltspater og ertskorn.

Sammenligning av de autoktone lag i Dividalen med andre områder.

Fra de nærmestliggende områder foreligger beskrivelser av Moberg (1908) fra Torneträsk og av Th. Vogt (1918), den siste med en sammenstilling av profiler i området fra Torneträsk i sydvest til Nord-Reisa i nordøst.

Fra Nord-Reisa foreligger også en beskrivelse av Skjerlie og Tan (1961). Hyolithes-sonen i Finnmark er beskrevet av Holtedahl (1918, 1931) og av P. Holmsen (1956, 1957).

En parallellisering over store avstander er naturligvis høyst usikker, spesielt når ikke lagene er datert fullstendig ved fossilfunn. Imidlertid viser lagrekken såvidt store likheter i de forskjellige profiler at en korrelering på rent petrografisk grunnlag også kan ha interesse.

Tabell 1 viser lagrekkene i Finnmark og i området Torneträsk-Nord-Reisa sammenstillet med bergartene i Dividalen.

For korreleringen er spesielt avdelingen med røde og grønne skifre av stor viktighet. Disse går igjen i de fleste av de beskrevne profiler og er lett kjennelige på sine sterke farver og den karakteristiske «flammete» overgang mellom de to skifertyper. Nettopp i disse skifre (Vogt's horisont D) opptrer Hyolithes-sonens eldste og mest karakteristiske fossiler, nemlig *Hyolithes*, *Torella* og *Platysolenites antiquissimus*. (Det skulle i og for seg være gode muligheter for å finne fossiler i disse skifrene, også i Dividalen. Det finnes partier som er så lite påvirket av tektoniske bevegelser at fossiler kan være bevart.) Felles for profilene er også at det følger en avdeling rik på sandstener over de røde og grønne skifre. Basalkonglomeratet er i Dividalen erstattet av en arkoseaktig sandsten, mektigheten, ca. 5 m, er helt tilsvarende den basale sandstens- eller konglomeratavdeling ved fjellkjederanden. Angående de øvrige avdelinger er en parallellisering vanskeligere, ikke minst på grunn av mektighetsvariasjoner mellom profilene innbyrdes. Den øvre skiferavdeling med kalk- eller dolomittlag synes å mangle helt i Dividalen, sannsynligvis er den fjernet under det metamorfe dekkets fremskyvning.¹ Moberg (1908) mener

¹ Se fotnote side 101.

Tabell 1. Sammenstilling av profiler i *Hyolithes*-bergartene i Troms og Finnmark.

Sleppelva, Dividalen	Tornetråsk – Nord-Reisa	Finnmark
	(Etter Th. Vogt, 1918)	(Etter Høltedahl 1918 og 1931 og P. Holmsen 1956, 1957.)
Skjøvet kompleks. kvartsmylonittskifer	Skjøvet kompleks.	Skjøvet kompleks.
	G. Alunskifer F ₂ Tynn kalkbenk F ₂ Grønn skifer F ₁ Tynn kalk m. fosforitt-kongl.	Skifer med tynne sandstenslag, evt. med et dolomittlag i øvre del.
Mørk grå kvartsitt Hvit kvartsitt Kalkholdig sandsten Grå sandsten	E. Sandstensavdeling	Sandstensbenker
Grågrønn leirskifer Rød og grønn leirskifer, dels «flammet», for det meste massiv og noe sandig.	D. Rød og grønn flammet skifer (med fossiler)	Grønlig og rødlig skifer med sandstenslag
	C. Sandsten m. skiferlag	
Grå leirskifer	B. Tynn grønn skifer	
Basalarkose	A. Basalkongl. og sandsten	Basalkongl. og sandsten (kvartsitt).
Forvitret grunnfjell	Grunnfjell	Grunnfjell
Mektighet av autoktone bergarter ca. 77 m.	Mektighet av autoktone bergarter 113 – 170 m.	Mektighet av autoktone bergarter 50 – 240 m.

at alunskiferen øverst i profilet ved Luopahta (Tornetråsk) er noe skjøvet, dette er ikke nevnt av Vogt (1918), og den er tatt med i hans profil som autokton. Også i Skjerlie og Tan's arbeid fra Reisadalen er det alunskifer med i et par profiler som øverste ledd i den autoktone serie.

¹ Sommeren 1963 fant jeg i et profil ved Devdiselva, nord for vinduene, i autokton eller paraautokton posisjon, en serie med bl. a. to dolomitter, 2 og 15 meter mektige, over sandstensserien. Øverst i serien ligger en tynn grafittførende skifer, sannsynligvis svarende til alunskifernivået. Serien overleires av metamorf biotittskifer.



Fig. 4. Deformert kvartsskifer fra den laveste del av det metamorfe dekket, Dividalen. Ca. 4/5 naturlig størrelse.

Deformed quartz schist from the lowermost part of the thrustet, metamorphic nappe. About 4/5 nat. size.

De overskjøvne, metamorfe bergarter.

Skifrene over de autoktone lag skal her bare kort omtales:

Den øverste sandstensavdeling i Hyolithes-sonen er tektonisk forstyrret og mylonittisert i de øvre lag. I profilet langs Sleppelva er det en ca. 5 m mektig sone med mylonittiske bergarter som oppad avløses av en *kvartsskiferavdeling* (fig. 4). Denne har delvis et finbåndet, mylonittisk preg. Denne kvartsskiferavdeling, som er den underste del av det overskjøvne dekke, har en stor utbredelse i Bardu og Målselv. I enkelte profiler forekommer tynne lag eller linser av dolomitt i kvartsskiferen. Disse dolomittlinsene er karakteristiske for denne kvartsskiferavdelingen og gjør det lettere å skille den fra en kvartsskiferhorisont i høyere nivå lenger vest.

Mektigheten av kvartsskifrene varierer fra sted til sted. I profilet ved Sleppelva er det vanskelig å bedømme den p.g.a. skiftende lagstilling og overdekket terreng, sannsynligvis er den minst et par hundre meter. I et profil vest for Høgskarhus er mektigheten minst 50 m, sannsynligvis noe mer. Her forekommer et sted strukturer som muligens kan tolkes som et utvalset kvartskonglomerat. Enkelte steder er kvartsskiferen mikroklinholdig.

Over kvartsskifernivået kommer forskjellige glimmerskifre og kalkmarmorbenker. Det er forholdsvis vanlige bergartstyper som jeg ikke skal gå nærmere inn på her, da de vil bli beskrevet i en annen sammenheng.

Konklusjoner.

Vinduene i Dividalen utgjør et markert oppstikkende parti i en grunnfjellsoverflate som ellers, ifølge Vogt's undersøkelser (1918), faller temmelig jevnt mot nord med ca. $2\frac{1}{2}$ grads fall. Vogt nevner spørsmålet om grunnfjellsvinduene i Dividalen skyldes forkastninger eller en kontinuerlig oppbulning av grunnfjellet, og holder det siste for det mest sannsynlige. Dette er jeg absolutt enig i. Selv om grunnfjellsgranitten kan være noe tektonisk påvirket, er det ingen tegn på forkastninger av betydning i det området av Dividalen jeg har kartlagt.

Om tidspunktet for oppbulningen av grunnfjellet kan følgende sies:

Den må være yngre enn avsetningen av Hyolithusbergartene siden stort sett den samme sedimentserie finnes avsatt på grunnfjellet i Dividalen som ved fjellkjederanden. Granittene i Dividalen kan derfor ikke ha vært oppstikkende øyer i det hav Hyolithes-sedimentene ble avsatt i.

Vogt nevner en lokalitet hvor grunnfjellet når opp til en høyde av over 300 m o. h. Da stedet ikke er nøyere angitt, er det uklart for meg om dette er i det sterkt overdekkede område nord for Frihetsli eller i et sydligere område.

Det fremgår av Vogt's beskrivelse at Hyolithesbergartene på dette sted er begrenset til basal-lagene, noen meter med konglomerat. Det er da naturlig, som Vogt gjør, å trekke den slutning at oppbulningen i grunnfjellet har eksistert *for fremskyvningen* av det metamorfe dekket. Som nevnt mangler også i profilet ved Sleppeelva de øvre lagene av Hyolithessonen når man sammenligner med Torneträsk-området. På grunn av det oppbulte underlag har skyvedekket fjernet deler av Hyolithessonen og bevegelsen har gått i et lavere nivå av Hyolithes-sedimentene enn normalt. Ved fjellkjederanden er det vanlig at skyvebevegelsen vesentlig har foregått i alunskifernivået eller en annen skiferhorisont høyt oppe, mens det i Dividalen som nevnt er i sandstensavdelingen at hovedbevegelsen er foregått, eller eventuelt i ennu lavere nivå (se figur 5).

Vi kan dermed slå fast at oppbulningen av grunnfjellet er av kaledonsk alder. Innfoldningen av sedimentstriper av kambro-silur i Rombaksvinduet viser jo også at grunnfjellet her i enkelte områder har deltatt i kaledonske bevegelser. Det kan imidlertid ikke ha vært noen regional mobilisering av grunnfjellet slik det ser ut til å være tilfelle i kyststrøkene i vest. Hvorvidt lokaliseringen av bevegelsene i grunnfjellet til visse begrensede områder henger sammen med eldre strukturer er vanskelig å avgjøre sikkert, men jeg holder det ikke for usannsynlig.

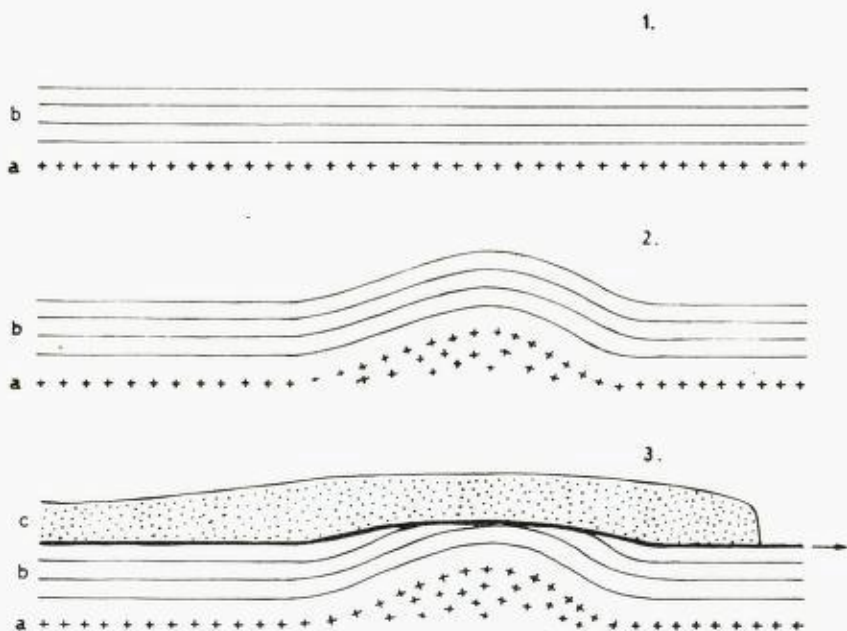


Fig. 5. Skissen viser skjematisk hvordan grunnfjellet med Hyolithes-bergartene først er bulet opp. Dernest har det overskjøvne, metamorfe dekke «skrapet bort» de øverste lag av Hyolithes-sonen hvor disse er bulet opp.

a = grunnfjell, b = Hyolithes-sone, c = overskjøvet dekke.

The sketch shows in a schematic way how the Precambrian granite with the rocks of the Hyolithes Zone have been updomed. Later the metamorphic nappe have "scraped off" the upper layers of the Hyolithes Zone where they have been updomed.

a = Precambrian granite, b = Hyolithes Zone, c = thrust nappe.

Summary.

Two small windows of Precambrian granites were investigated during a few days the summer 1962. Above the granites there follow autochthonous rocks of the Hyolithes Zone, of Lower Cambrian age. On the autochthonous rocks rests a metamorphic nappe of quartz schists, mica schists and meta-limestones. The lower parts of the quartz schists, just above the autochthonous rocks, are mylonitized and folded (fig. 4). Tectonization phenomena are also to be seen many places in the Hyolithes rocks (fig. 3).

There are two types of Precambrian granites in the windows: An older one with grey to white colour, and a younger red granite which sends veins into the former (fig. 1). The mineral composition is about the same

in both, the colour difference of the rocks is due to differences in colour of the feldspars. The older granite is weathered along the contact to the overlying Cambrian rocks. There are some signs of tectonization in the granites.

The Hyolithes Zone rocks consist of: an arkosic sandstone (at the bottom) (fig. 2), shales (mostly red, green or grey in colour) and a thick sequence of sandstones (about 50 m). The whole sequence is about 77 m thick and can be correlated with the lower and middle parts of Hyolithes Zone sequences in other parts of the Troms and Finnmark counties. The higher part of the zone is lacking in Dividalen, probably it has been removed during the thrusting of the metamorphic nappe.

The nappe of metamorphic schists and limestones has been thrust over the autochthonous rocks during the Caledonian orogeny. It is concluded that the updoming of the Precambrian rocks in Dividalen must be Caledonian in age, later than the deposition of the Lower Cambrian Hyolithes Zone but earlier than the thrusting of the metamorphic nappe. The succession of events is schematically illustrated by fig. 5.

Litteratur.

- Holmsen, Per.* 1956. Hyolithes-sonens basale lag i Vest-Finnmark (NGU 195, s. 65-72).
 — 1957. De eokambriske lag under hyolithus-sonen mellom Čarajavrrre og Časkias, Vestfinnmark (NGU 200, s. 47-50).
- Holtedahl, O.* 1918. Bidrag til Finnmarkens geologi (NGU 84).
 — 1931. Additional observations on the rock formations of Finnmarken, North Norway (NGT XI).
- Moberg, J. Chr.* 1908. Bidrag till k annedomen av de kambriska lagren vid Tornetr sk (SGU Ser. C, No. 212).
- Pettersen, Karl.* 1874. Geologiske Undersøgelser inden Tromsø Amt og tilgrensende Dele av Nordlands Amt, IV. (Det kgl. norske Vid.selsk. skr. 7. Bd. s. 260-444).
 — 1888. Den nord-norske fjeldbygning II. (Tromsø Mus. Aarsh. XI).
- Skjerlie, F. J. and Tan, T. H.* 1961. The Geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms-Finnmark, Northern Norway (NGU 211, s. 175-196).
- Vogt, Th.* 1916. Geologiske studier langs den østlige del av fjellkjeden i Tromsø Amt (NGT IV, s. 260-266).

En redegjørelse fra Th. Kjerulf om hans forhold til B. M. Keilhau.

Ved

FREDRIK HAGEMANN

I 1850-årene var det som kjent et sterkt motsetningsforhold mellom professor Keilhau og Theodor Kjerulf. Vogt (1956) sier f. eks. om Keilhau: «I sine senere år ble han grepet av mismot og bitterhet, dels på grunn av sykdom, og dels fordi hans «transformasjonsteori» ikke ble anerkjent. Hans etterfølger Theodor Kjerulfs opptreden mot ham kastet også skygger over de senere årene av hans liv.»

Kjennskapet til forholdet mellom disse to bygger hovedsakelig på spredte uttalelser i publikasjoner fra begge parter. I N.G.U.'s arkiv har jeg imidlertid nå funnet en fremstilling som Kjerulf skrev i 1857. Her gjør han inngående rede for uoverensstemmelsene mellom ham og Keilhau. Keilhau var den gang en eldre mann på 60 år. Han hadde vært professor i 23 år. Kjerulf derimot var en ung og fremadstrebbende vitenskapsmann på bare 32 år.

Redegjørelsen er skrevet som en personlig orientering for ekspedisjonssjef, statsråd Ketil Motzfeldt, da bevilgningen til opprettelsen av Norges geologiske undersøkelse skulle behandles i Stortinget den 24. september 1857.

Kjerulf fant det øyensynlig nødvendig å komme med en inngående orientering om forholdet mellom ham og Keilhau fordi han i 1856 hadde sendt Departementet for det Indre et meget utførlig forslag om en bevilgning til geologisk kartlegning av landet. Departementet innhentet, før det avga sin innstilling til Stortinget, uttalelser fra professorene Hansteen og Keilhau. Hansteen uttalte seg meget positivt og anså det ønskelig at «en yngre Mand, der med Ungdomskræfter forener varm Iver for Sagen, sættes istand til i større Detail at udføre denne Undersøgelse, som

det maa paaligge Landets egne Børn som Pligt at foranstalte iværksat». Keilhaus syn på forslaget fremgår av Departementets innstilling av 6. desember 1856 (Storthings Forhandlinger 1857):

«Professor Keilhau har udtalt sig imod, at Kjerulfs Forslag tages tilfølg. Professoren antager, at det, der hidtil hovedsagelig ved ham selv er udrettet for den geologiske undersøgelse af Landet, dog i det Mindste for en Deel ikke fortjener at betegnes som blotte Materialier for en senere Bearbejdelse, og at derfor Kjerulf i sin Fremstilling i væsentlig Grad har undervurderet Betydningen af disse Arbejder. Han nærer derhos Mistro til Rigtigheden af de Synsmaader, som raade hos de nyere Geologer, og antager navnlig ikke, at der kan udrettes saameget som disse, og blandt dem Kjerulf, antage ved den mere udstrakte Benyttelse af Chemien som Hjælpevidenskab, idet han gjør opmærksom paa, at han ogsaa selv havde haft Adgang til en lignende Benyttelse, om han i Videnskabens Interesse havde fundet den nødvendig. Da han derhos er af den Mening, at Kjerulf og den skole, hvortil han horer, i væsentlige Dele lade sig lede af forudfattede Anskuelser og derfor ikke formaae med tilstrækkelig uheldet Øie at iagttage de geologiske Fænomener, antager han ikke, at en Undersøgelse, forudsat at den foregik under hans Ledelse, vilde tilfredsstille de nødvendige Krav paa Paalidelighed. Professoren erkjender imidlertid, at det, bortset herfra, vilde være i Videnskabens Interesse, at man fik Beskrivelser, ledsagede af de nødvendige Karter, Profiler osv. over mange og store Stykker af Landet, saavel som ogsaa, at der istandbringes et nyt og stort Generalkart, især naar dette kan sluttes til det, man engang kan vente over Sverige. Specielt, ytrer han, er Nyttens af geognostiske Karter og Beskrivelser med hensyn til Bærgværksdriften, de agronomiske og de industrielle Forhold uimodsigelig og almindelig erkjendt; men foruden de forananførte Omstændigheder, som desuagtet have bevæget ham til at udtale sig imod nærværende Forslag, formener han, at den omhandlede Nytte netop for et Land af Norges Beskaffenhed vil være mindre betydelig end for mange andre Lande og derfor af Kjerulf er overvurderet. Professoren betvivler saaledes, at Bergværksdriften eller Agerdyrkingene vilde vinde noget særdeles ved den paatænkte Undersøgelse og anseer det efter sine tidligere Observationer afgjort, at denne ikke vil føre til Opdagelse af Steenkul i Landet.»

Keilhau kom altså med temmelig kraftige uttalelser mot Kjerulf. Det fremgår tydelig at han ikke ønsket å se Kjerulf som sin etterfølger som professor og heller ikke som leder for «Den Geologiske Undersøgelse».

Kjerulfs redegjørelse må derfor sees som et forsvarsskrift hvor han inngående imøtegår de ganske kraftige beskyldninger Keilhau har rettet mot ham. Han dokumenterer også sine kvalifikasjoner og påviser hvorledes Keilhau som professor har motarbeidet ham og vanskeliggjort hans vitenskapelige arbeid.

Redegjørelsen som er skrevet i Kjerulfs korte og fyndige stil, gir foruten en klar fremstilling av striden, også et interessant innblikk i de forhold som hersket i det geologiske miljø på den tiden da N.G.U. ble opprettet.

Sammen med Kjerulfs redegjørelse ligger det også 2 brev. De viser hvorledes dette dokumentet er kommet til N.G.U.'s arkiv og derfor gjen- gir jeg dem i sin helhet:

Christiania 7 Januar 1889

Hr. Professor Hjortdahl! Det er mig overmaade kjært at sende Dem min bedste Tak for Deres Nekrolog af Professor Th. Kjerulf, hvem jeg har kjendt fra hans tidlige Barndom, og som har efterladt sig et saa hædret og stort Navn baade hjemme og ude. Jeg haaber det vil interessere Dem at modtage de medfølgende 2 Blade angaaende Kjerulfs Forhold til Professor Keilhau. Jeg modtog dem i aftes fra Statsraad K. Motzfeldt som havde gennemseet gamle Papirer, og som overlod til mig at disponere over dem. Jeg sagde ham straks at jeg troede at de burde leveres Dem til Afbenyttelse, og heri erklærede han sig enig. Han sagde at Kjerulf havde leveret ham dem under et Storthing, rimligvis i 1857, i Anledning af den forestaaende Bevilgning til Landets geologiske Opmaaling. Senere paa Storthingene i 1870 Aarene havde Motzfeldt som Formand i Nærings-Comiteen No. 1 gjentagne Gange haft Anledning til at modarbeide Forsøg paa at faa sløffet den fortsatte Bevilgning til denne Opmaaling.

Med Høiagtelse Deres ærbødige

Johan Collett

UNIVERSITETETS
KEMISKE LABORATORIUM
Afdeling B

Kristiania d. 1.9. 1913

Kjære Reusch,

Ved at gjennemgaa nogle ældre papirer fandt jeg vedliggende brev af 7.1.89 fra amtmand Collett*, ved hvilket han sendte mig et med professor Kjerulfs haand skrevet udateret dokument, som han havde faaet af statsraad Ketil Motzfeldt. Jeg antager at det vil være af interesse at opbevare det og sender det til Dig, om Du vil tage vare paa det i den geologiske

undersøgelses arkiv. Som det af amtmandens brev sees er der intet til hinder for dokumentets «afbenyttelse», men iethvertfald mener jeg at nogen saadan ikke bør finde sted saalænge fru Kjerulf er i live.

Vennlig hilsen

Din hengivne

Th. Hiortdahl.

Kjerulfs redegjørelse:

En Aften i Høsten 1848 mødte jeg idet jeg vendte hjem fra en Excursion, Keilhau. Jeg fortalte ham da om mine Jagttagelser, som forresten endnu vare saare lidet selvstændige. Jeg kom fra den Tid af oftere til ham. Han opmuntrede mig til at vedblive. Vi lagde Planer sammen. Han anbefalede mine Ansøgninger. Han raadede mig til Chemi. – «Chemi fremfor Alt» – og til Reiser. Jeg tog det alvorligt. Jeg reiste. Først en Sommertour over Nummedal, Vidda, Hardanger, Tellemarken i 49. Dernæst til Island i 50. Jeg havde 200 Spd som Stipendiat og 100 Spd i Tillæg det Aar. Jeg var desuagtet henved 3 Maaneder paa Island. Ved min Tilbagekomst havde jeg en noget varm Samtale med Keilhau, med hvem det overhovedet ikke er let at omgaaes. Han fik ikke høre hvad *han* havde ventet. Jeg sagde ham, at Island er *helt igjennem* vulkansk. Det var ham ubehageligt at høre. Imidlertid vedblev et tilsyneladende godt Forhold. Jeg reiste til Bonn, Siebengebirge, Eifel, Harzen, Freiberg, Sydtirol, Heidelberg. Jeg arbejdede uafsladeligt 1 Aar hos Bischof, $\frac{1}{2}$ Aar hos Bunsen, de 2 Chemikere, som netop anvendte Chemien i geologisk Retning. Keilhau anbefalede mig, saavidt jeg ved, under disse Reiser fremdeles. Jeg havde saaledes dengang ingen Grund til at forlade en Vei, som syntes lovende for mig, og som var mit Valgs Vei. Jeg skrev hjem til Collegiet, at mit første Arbeide, naar jeg kom hjem, skulde være i Christiania-territoret. Nøiere – især chemiske – Bestemmelser her havde alt længe været Keilhaus ivrige (og offentlige i hans Værker udtalte) Ønske. Keilhau *vidste* altsaa baade hvad jeg havde bestilt og hvad jeg vilde tage mig til.

Hertil kommer, at han til Andre af og til sagde, at han vilde tage sin Afsked. Dette fik jeg naturligvis at høre, og det var en Grund mere, til at jeg ikke vilde opgive min Vei. Hvis jeg ikke havde havt *al mulig* Grund til at vedblive, havde jeg sandsynligvis dengang gaaet ind i en anden Vei. Jeg kunde i Udlandet have valgt mellem to Ting, slaa mig udelukkende paa Chemi, eller tage en praktisk Ansættelse. Jeg havde endogsaa strax kunnet faa denne sidste. Man leger ikke med Ens Fremtid.

Da jeg kom hjem, fandt jeg endnu den allerbedste Modtagelse hos Keilhau. Et Par Maaneder efter, i Høsten 1852, forandrede han pludseligt sin Adfærd. Hvad havde jeg gjort ham? Hvad var der foregaaet? Det var i Anledning af Island forefaldt en ubeskrivelig Scene oppe hos Keilhau; men der maatte være andre Grunde. Hvilke?

Efter mundtlig Aftale med Keilhau (hvilken han senere ikke «erindrede») havde jeg udbedet mig Tilladelse af Collegiet til at holde Forelæsninger over nogle almindelige geologiske Emner. Jeg anholdt ogsaa ved samme Leilighed om en friere Benyttelse af Samlingerne. — Keilhau modsatte sig dette. Jeg gik op til ham og mindede ham om vor Aftale. Han var vred, kunde ikke erindre den, sagde han, og begyndte at skjænde, tilsidst om Island. Dette var hvad der var foregaaet.

Keilhau indsendte derpaa til usædvanlig Tid en «forelobig Protest» mod at man længer skulde beholde mig som Stipendiat. Han fremsatte, saavidt jeg ved, især følgende Ankeposter:

1. Populære Forelæsninger vilde jeg holde, det var ikke Meningen med en Stipendiat. Forresten kunde jeg gjerne prøve, Tilhørere fik jeg ikke.
2. Blandt Andet vilde jeg læse over den gennem de geologiske Epoker stedfundne gradvise Fremkomst af organiske Former og om Rullestens-Phænomenet. Saadanne Emner stemplede mig. Det var Charlataneri etc.
3. Jeg havde gaaet ud og ind i Samlingerne uden hans Tilladelse.
4. Jeg havde ikke været Vinteren over paa Island (hin Gang i 50), desuden havde jeg der reist kun i Andres Fodspor. Heller ikke havde jeg været i det «Bælte tværs over Øen», som han havde anbefalet mig.
5. Jeg havde ikke engang fuld Examen, jeg havde ikke den praktiske Afdeling.
6. Jeg havde ikke arbejdet.

Det var Keilhaus Mening med disse Anker at berøve mig min Stilling som Stipendiat. Man kan ifølge Criminalloven Cap 17 § 6 ikke saaledes lege med Nogens Stilling. Disse Vidnesbyrd om mig være — — — uefterrettelige, thi

- ad 1. Jeg havde allerede ved flere ikke uvigtige Arbejder vist, at jeg ikke betragtede det som min Opgave at holde populære Foredrag til Andres Morskab. (vide ad 6). Jeg vilde blot prøve mig selv. Jeg havde før aldrig holdt Foredrag. Derhos tænkte jeg mig Muligheden af ved saadanne almindelige Foredrag at vække nogen Interesse for mit Fag. Jeg fik henvend 15 Tilhørere.

- ad. 2. Disse Emner afhandles i enhver nyere geologisk Lærebog, der læses ogsaa over denne ved ethvert Universitet. Det palæontologiske Emne optager saaledes i en (senere udkommen 1854) ikke synderlig vidtloftig Lærebog i Geologien (af Carl Vogt) hele 215 Pagina. Om begge Emner var der skrevet og forhandlet meget Nyt. En Oversigt over de forskjellige Theorier kan Den bedst give, som er fuldkommen hjemme i Faget.
- ad. 3. Da jeg vidste, at Samlingerne næst Graniten var Keilhau øm-meste Side, havde jeg udtrykkelig af Collegiet utbedt mig Tilla-delse til en friere Brug. Det er en Latterlighed, at *de* ikke staa aabne for Stipendiaten i Mineralogi. Jeg havde imidlertid holdt mig til den Tid, da de ere aabne for Alle. Jeg forlangte Attest her-for af Samlingernes Amanuensis Cand. Theol. Hørbye, men da denne ytrede Ængstelighed for hvorledes Keilhau vilde optage en saadan, frafaldt jeg mit Forlangende.
- ad. 4. Der har været forskjellige Reisende og videnskabelige Expediti-oner paa Island. De forskjellige Router krydse hverandre. Jeg har til Collegiet engang indsendt et Kart, hvor disse forskjellige Router vedsiden af min vare anlagte. Af de trykte Beretninger var det let at følge hver enkelt. Jeg reiste naturligvis til Hekla og Geisir ligesom saamange Andre. Paa Nordlandet fulgte jeg derimod min egen Route. Ligeledes undersøgte jeg flere Punkter i og ved hint Bælte som Keilhau havde angivet efter Krugs Beskri-velse, blandt Andet det mærkværdige Baula's Omgivelser, hvor-over jeg endog i Magazinet f. Naturvidenskaber havde meddelt et lidet Kart. «Bæltet» eksisterede forøvrigt kun i Hr. Krugs Beskriv-else. – En Vinter over paa Island uden Penge og uden Labora-torium!
- ad. 5. Til Collegiet blev strax indsendt Attest, undertegnet af Sølvværks-direktøren, for at jeg (nemlig i 1848) havde taget min praktiske Prøve.
- ad. 6. Mine vidløftige Undersøgelser af *Cerit*, min Atombestemmelse af *Cer*, min Afhandling over den for vulkanske Theorier yderst vigtige *islandske Trachytphorphy* (der indeholder Quarts; man paastod nemlig engang, at ingen vulkansk Bergart kunde indeholde Quarts), flere *Analyser* udførte hos Bischof, 2 eller 3 Af-handlinger i Mag. f. Naturv. vare allerede dengang trykte. Listigs Annaler, Jamesons philosophical Journal, Leonhards Jahrbücher burde vel ikke være Keilhau ganske ubekjendt. Forresten viste

ogsaa skriftlige Vidnesbyrd fra Bischof og Bunsen, at jeg havde arbeidet særdeles meget. Jeg har senere naturligvis faaet *udgivet* mere. Ikke alt hvad man har arbeidet er derfor strax ogsaa udgivet.

Fra dette Aar 1852 har Keilhau fast ved hver given Anledning optraadt som min erklærede Fiende. Han har navnlig søgt at forhindre mig fra at arbejde. «Reiser og Undersøgelser» det har altid før været hans Løsen. Men naar jeg har søgt om Reisestipendier, har han skildret mit Foretagende som unødvendigt, fordi «Alt *var* undersøgt», mine Iagttagelser for unøiaktige etc. Til samme Tid, som han vil gjøre en vigtig Undersøgelse umulig for mig i Gudbrandsdalen, angiver han selv som væsentlig Grund til at han i Følge med Amanuensis Cand. Theol. Hørbye maa reise til Nordlandene, at han deroppe (i Nordlandene) venter at finde Modbeviser mod de «af den unge Mand» fremsatte Theorier. Er der Mening heri? Skal først de chemiske Kundskaber erhverves, dernæst ikke benyttes? Skal det hedde, først, at skarpe Detailundersøgelser, flere, flere – ere nødvendige, dernæst at de ere ganske overflødige?

I de Erklæringer, som Keilhau har indgivet mot mig, gjentager han, saavidt jeg ved, især følgende Anker:

1. Han frykter meget for Paalideligheden af mine Iagttagelser, jeg hører til hine mindre nøiaktige Geologer, til de Stuelærde o.s.v.
 2. Jeg følger den herskende Skole, hylder en Theori, som netop er i Mode etc.
 3. *Hans* Granittheori er imod mig. Det er den, hvorpaa det kommer an.
 4. Jeg vil overhovedet «forklare» Alt.
- ad. 1. Jeg har fundet og udsagt, at en stor Del af Norges geologiske Bygning er anderledes end Keilhau har troet, tror og vil tro, anderledes end han paa Kartet har angivet. Jeg har fra først af gaaet aabent tilværks. Jeg har angrebet hvad jeg *maatte* og *skulde* angribe ifølge mine Undersøgelser, min Overbevisning og mine Kundskaber. Videnskabelige Opdagelser kunne ikke af unyttige Pietetshensyn holdes tilbage gennem Aarrækker. Jeg har heller ikke gaaet paa langt nær saa voldsomt tilværks mod Keilhau, som han mod sine Modstandere. I det afgivne Votum i Anledning af den Prisopgave, hvor jeg endnu skarpere end tilforn maattet angribe saavel Keilhaus Theorier som *endel af* hans Iagttagelser, hedder det endog, saavidt jeg ved, at jeg har brugt Maadehold.

Mine Undersøgelser have været ledsagede af Karter og Profiler. De være at læse og se i Leonhards Jahrbücher, i Polyteknisk Tidsskrift, i Universitetsprogrammet. Karter og Profiler have gjentagende været indleverede til Gjennemsyn, ved Bedømmelsen af min Prisafhandling have *alle mine Christianiaterritoriet vedrørende Karter og Profiler circuleret*, Profilet til Dovre har været indsendt til Gjennemsyn, de samme og flere Karter og Profiler blev – som man kunde vente – forelagt ved Naturforskermodet i Christiania 56. – Men Keilhau har ikke en eneste Gang mødt mig *for mit rette Forum*, for det videnskabelige Publikum. Han har aldrig paavist, at mine Analyser vare urigtige, at mine Karter ikke vare store nok eller nøiagtige nok, at mine Profiler vare falske. Men i Erklæringer, som *ikke kunde controlleres af det videnskabelige Publikum*, hed det, at jeg var en «Stuelærd», medens jeg snart kjendte hver Sten i hans Christianiaterritorium, det hed, at jeg var en «mindre nøiagtig Iagttager», medens jeg optog Profiler Skridt for Skridt, Profiler, som laa lige for hans Dør, Profiler, hvoraf jeg viser mine Tilhørere nogle paa en Formiddags Excursion.

- ad. 2. Den herskende Skole, Mode-Geologerne! Det vil sige fast alle Geologer af Navn og Stemme – saa nær som Keilhau. Det vil sige Leopold von Buch, Humboldt, Murchison, Lyell, Naumann, Forchhammer, Hisinger, von Decher, Durocher, Nöggerath, Abich, Roemer, C. Vogt, Waltershausen – Chemischerne Berzelius, Bunsen o.s.v. Af disse ere Nogle døde, Andre leve og virke fremdeles. Vil Keilhau virkelig ved Christiania Universitet indbilde os, at Alt hvad der er udgaaet fra disse Forskere er som en forbigaaende Mode? – Jeg horer virkelig til det *«herskende Parti»*, uden derfor at være enig med dem Alle i Alt. Hvordan kom jeg til det? – Jeg studerede Vulkanitet paa Island. Keilhau raser mod vulkanske Theorier, men han har aldrig studeret et vulkansk Land. Jeg har gaaet med Leopold von Buchs Skrifter i Tyrol, ligesom jeg har gaaet med Keilhaus Gæa Norvegica i Christianiaterritoriet. Jeg har visst Alt og beholdt det Bedste. Og hvad jeg har bekjendtgjort af Undersøgelser i Norge har jeg umuligt kunnet tage fra Nogen, da det var Ting, som Ingen havde vidst. Mine 50 Analyser har jeg ikke taget fra nogen herskende Skole, mine store Karter og lange Profiler over angivne Strækninger kunde jeg heller ikke tage fra Partiet, som var i Moden. Men jeg har maaske indført en Mode i de geologiske Undersøgelser i Norge, og den er at ledsage

sine Beskrivelser med *Analyser* og med *Profiler*. Jeg har dernæst reist mig mod en Mode, som Keilhau har indført i vor lille mineralogiske Verden her i Norge, og det var den, uden videre at tro og tillade sig at ymte om, at de andre geologer løi.

Engang har ogsaa Keilhau fulgt den herskende Skole. Og han skylder denne ene Gang en stor Del af sit gode Navn. Det var i Afhandlingen om *Landjordens Stigning*. Han har her ikke lagt an paa at sige den øvrige geologiske Verden imod, det koste hvad det vilde, men han har sluttet sig til de Andre og derved kunnet bygge videre med dem. Hans Afhandling om *Landjordens Stigning* citeres derfor ogsaa med udelt Anerkjendelse. Dette Emne havde forresten ikke Noget med hans ømme Side, Graniten, at skaffe. Afhandlingen utkom i 1838, samme Aar som hans «Granitens Theori».

- ad. 3. Jeg har yderligere begrundet (hvad Andre før har vist, tilstrækkelig nok for dem, men ikke for os), at Keilhaus Granittheori er en Umulighed. Anledningen var tildels en af Collegiet fremsat Prisopgave om Christianiaterritoret, hvilket man ikke kan røre ved uden at slods mod Keilhau. Hvis Keilhau tror, at denne Theori er erkjendt, da er det en Vildfarelse. Ingen Chemiker vil eller har erkjendt den. *Berzelius* udtalte sig strax bestemt imod den. *Bischof* kjender den ikke. *Bunsen* er paa ganske andre Veie. Den strider mod Chemiens Grundprincip, de chemiske Æquivalenter. Hvem har nogensinde erkjendt dem? *Von Dechen* har Punkt for Punkt gjendrevet den.

Leopold von Buch, har i 1844, for 12 Aar siden, talt høimodige Ord om den Mand, som om ham sely og hans Parti sagde, at de løi, har rost Samlingernes daværende Orden, har rost Keilhaus utrættelige Flid og Noiaktighed. *Murchison* har rost Keilhaus Kart over Christianiaterritoret som et noiaktigt *petrographisk* (: de forskjellige Stenarter angivende) Kart. *Scheerer* har gjort et kort Uddrag af *Gæa Norvegica* og omtalt Keilhau med Berømmelse for et forbausende vidtløftigt Arbeide af meget Værd. («6000 □ Mile af en Mand»). Mange have leilighedsvis gjentaget v. Buchs Ord om den skarpsindige Iagttager. Men *Ingen af disse* har derfor hyldet Keilhaus Theorier. Et er det, at behandle en Mand med Agtelse, et Andet at gaa ind paa hans Anskuelser. Tvertom *Naumann*, som var i Norge 2 Aar, har ganske opgivet den Retning, hvortil han *syntes* i det første Aar at være tilboielig. Men O . . .

har grebet disse Theorier af Keilhau med Begjærighed og talt store Ord *om dem*, den samme O . . . , som vi kjende fra hans naturphilosophiske-pantheistiske Anskuelse, og som i sit «philosophiske Natursystem» sætter os tilbage til Alderdommen, idet han til Haan for Chemiens Erfaringer indfører de 4 gamle Elementer: Ild, Luft, Vand, Jord. (Hausmann's Handbuch der Mineralogie).

Jeg har undersøgt, Mil efter Mil, store Strækninger, *netop de hvorfra disse Theorier vare hentede*, har opgaaet naturlige Profiler, hvor Fjeldbygningen ligger tilskue, steile Dalsider, Elvedrag, Kystlinier, Gjennemsnit ved Chausseer, har analyseret en Mængde af de *omhandlede Bergarter* o.s.v., og jeg anser, som Følge af Alt dette, Granit for Eruptiv, Porphyrerne for eruptive, Trap for eruptiv.

Keilhau anser Granit for omvandlet Leirskifer, Porphyr for omvandlet Sandsten, Trap for omvandlet Kalksten (o.s.v.). Ved langsomme Forandringer, i en uendelig Tid, paa en Maade, som vi aldrig kunne forklare, siger han, opstaar Granit af Leirskifer. Den chemiske Analyse viser, at Sligt er umuligt, naar ikke X Y eller Z kommer til, trækkes fra, ombyttes etc. Thi Chemikerne kunne vel, som Keilhau beraaber sig paa, ikke endnu *eftergjøre* Granit, men de kunne vise, hvad Granit *er*, hvad Lerskifer *er* etc. Jeg har meddelt circa 50 Analyser denne Granittheori vedkommende. Keilhau har mod Chemikerne kun *en* Udflugt, og den er sikker. «Sæt at Chemikernes Elementer ikke vare Elementer!» *Da* kunde Lerjord blive til Kisel, Kalk blive til Jern – og, hvorfor ikke, Jern til Guld o.s.v. Men vi staa da ikke længer paa videnskabelig Bund, vi ere da Alchymister, og enhver videre Discussion maa bortfalde.

Keilhau siger, at Lerskifer og Kalksten i Nærheden af Graniten befinder sig i Overgang til Granit, fordi de ere blevne rigere paa Kisel end før, mener han. Analyserne vise, at de ikke have faaet saameget som 1 Procent mere Kisel end før. Keilhau siger, at Granit kunde ikke været eruptiv, thi Skikterne ere overalt rundt omkring den «urokkede». Jeg har paavist, at de ere i høieste Maade rokkede, da de ere *foldede*. Jeg har vedlagt og vil fræmdeles vedlegge flere og flere Profiler, Keilhau tillader sig at «tvivle» om deres Rigtighed. Hvorfor *paaviser* han Intet? Keilhau siger, Porphyr er langsomt omdannet Sandsten. Jeg har, ligesom Leopold von Buch

for længe siden ved Holmestrand og i Auvergne, erkjendt Porphyernes lavamæssige Natur, fordi jeg *kjender* Lavaer. Hvad Keilhau anfører *mod* en eruptiv Natur, er ofte netop det, som man i Beskrivelser over vulkanske Egne – ligesom paa Stedet – finder eiendommeligt for Vulkaniteten. Derfor er det ogsaa skeet, at man har taget Keilhaus Iagttagelser som Beviser for de Theorier, som de hos Keilhau skulle modbevise. *Durocher* har taget hans hele Kart over Norge (med Nogle Forandringer), han *nævner* «habile geologue de Christiania» med Agtelse, ligesom Saamange have gjort, og ligesom jeg ogsaa har gjort og vil gjøre, men i Texten er ikke et Ord af Keilhaus Theorier, ikke engang til gjendrivelse. Graniten er hos ham eruptiv ligesom hos de Øvrige.

Keilhaus Forgænger *Professor* Esmarck ytrer (Reise til Trondhjem p. 63) «Lector Keilhau vil betage Geognosterne det sikre Middel, de har i Hænde til af Skiktningen og Leiringen at bedømme Bergarternes relative alder etc. Han tror, at den staaende Skiktning etc. . . maa anses for oprindelig etc. – Skade skulde det være om saadanne urigtige og falske Ideer skulde fra vort Norden forplante sig videre – etc.». Keilhau har altsaa ikke anseet det for sin Pligt at følge *sin* ældre Forgænger. Jeg indser ikke, at jeg mere skal anse det for min Pligt at følge Keilhau. Videnskabelig Strid kan kun paa videnskabelig Maade afgjøres. I alle Fald kan en Theori, som efter saamange Aar har kunnet trænge saa lidet igjennem, som har den geologiske Verden imod sig, som saa lidet har kunnet taale den kemiske Prøvelse, som forlades af dens faa forrige Tilhængere – ikke gjøres gjældende i embedsmæssige Erklæringer.

- ad. 4. Keilhau har saa ofte anført dette, at jeg vil gjøre Alt *forklarligt*, at det fast synes, som om han overhovedet foretrækker det Dunkle for det Klare. Det er Videnskabens Opgave at søge Forklaringen. Saalænge der endnu er Udveier til at løse en Gaade, *maa* der arbeides. Naar vi have Chemien vedsiden, kunde vi ikke ignorere den. Naar vi have optaget og fremlagt detaillerede Profiler *fra angivne, let tilgængelige Egne*, saa fordre vi, at disse ikke ignoreres. Jeg har søgt at forklare endel overmaade vigtige og selve Norges Bygning omfattende Forhold. Mange andre Ting, hvorom jeg endnu kun har Gisninger, har jeg indtil videre beholdt for mig selv. Enkeltstaaende uforklarlige Iagttagelser *bevise* Intet. Det er en Tilsnigelse af groveste Sort, naar Keilhau vil gjøre det dertil, at

jeg opgjør mig Noget, han kalder en forudfattet Theori, og at jeg saa bagefter indpasser Alting deri. Han har fremstillet Skiktbygningen i Christianiaterritoriet og i det sydlige Norge som uforklarlig. Et Lands Skiktbygning er ikke det allerhøieste Mysterium, ikke dette Allersidste, som vi aldrig kunne udforske. Tvertom vi maatte opgive Geologien hertillands, ophæve det mineralogiske Fag og lukke Bergværkerne, om vi ikke haabede at kunne komme paa det Rene om saadanne Ting som Skiktbygningen. Jeg har søgt at afsløre den. Keilhau kan ikke taale nogen anden Mening end sin egen, det er Sagen.

Medens Keilhau ellers altid har dømt i sin egen Sag, skulde det engang for Collegiet hedde, at han ikke vilde dømme i sin egen Sag. Den omtalte Prisaafhandling var sendt Keilhau til Votum. Han havde den hos sig, saavidt vides, 8 dage før sin Nordlandsreise og henved 8 dage efter sin Tilbagekomst. Han afgav intet rent Votum, ja eller nei. Han skrev, at han ikke havde *faaet* Tid til at læse denne Afhandling ordentlig igjennem, og at han troede, at *han* ikke skulde have dømt om den. «Med dette Forbehold» vilde han ikke sætte sig mod, at man tilkjendte Forfatteren Prisen. Dette Forbehold benytter Keilhau senere i en Erklæring til Departementet, hvori det hedder, at det var ingenlunde Ret, at jeg fik Prisen. Rimer dette sammen? Kan Professoren sige, at han ikke *har Tid* til at opfylde sin Pligt, og en saa vigtig Pligt som denne.

Litteratur.

Storthings Forhandlinger 1857. Kongelig Proposition No. 3 s. 162-167.

Vagt, Thorolf, 1956. Balthazar Mathias Keilhau. Det Kongelige Norske Videnskabers Selskabs Forhandlinger. Bd. 28, s. 25-44.

Noen observasjoner fra grunnfjellsområdet mellom Randsfjorden og svenskegrensen.

Av
AUDUN HJELLE

Abstract.

Precambrian rocks from the area west and east of Mjøsa, South Norway, are described, and modal analyses presented. The main regional divisions are, from west to east: Grey plagioclase gneisses, the main granite-mylonite zone, the transition zone, and the homogenous red gneisses east of Glomma.

A small area of relatively fine-grained rocks north of Storsjøen, Nord-Odal, is also briefly described.

N. H. Magnusson har trukket opp grensene for «Den Värmlandske mylonitsonen»s fortsettelse i Norge, inntil Mjøsa i vest (Magnusson 1937). Sørvestgrensen for denne sonen er, ifølge Magnusson, skarp med grå sliregneiser i sørvest, og rødlige mylonitter og øyegneiser i nordøst. Den nordøstlige begrensningen av granitt-mylonittsonen, som bl. a. går mot Elverum og Flisa, betegnes som mindre skarp, som den er i Sverige. Mer eller mindre pressete og mylonittiserte gneiser veksler med «øyer» av godt bevarte gneiser og granitter.

Norges geologiske undersøkelser's nyere, mer detaljerte undersøkelser i det østnorske grunnfjellsområdet har vist at dette bilde stort sett er riktig. Man kan imidlertid innen granitt-mylonittsonen skille ut to soner, en vestlig hovedsone med relativt sterkt pressete og nedknuste bergarter og en østlig overgangssone, hvor de stort sett svakt folierte og lite påvirkete bergarter veksler med lokale forskiftings- og mylonittsoner. (Fig. 1.)

I den vestlige hovedsonen er kloritt-epidotførende mylonittgneiser og øyegneiser typiske bergarter, i øst er mer massive granitter og grano-

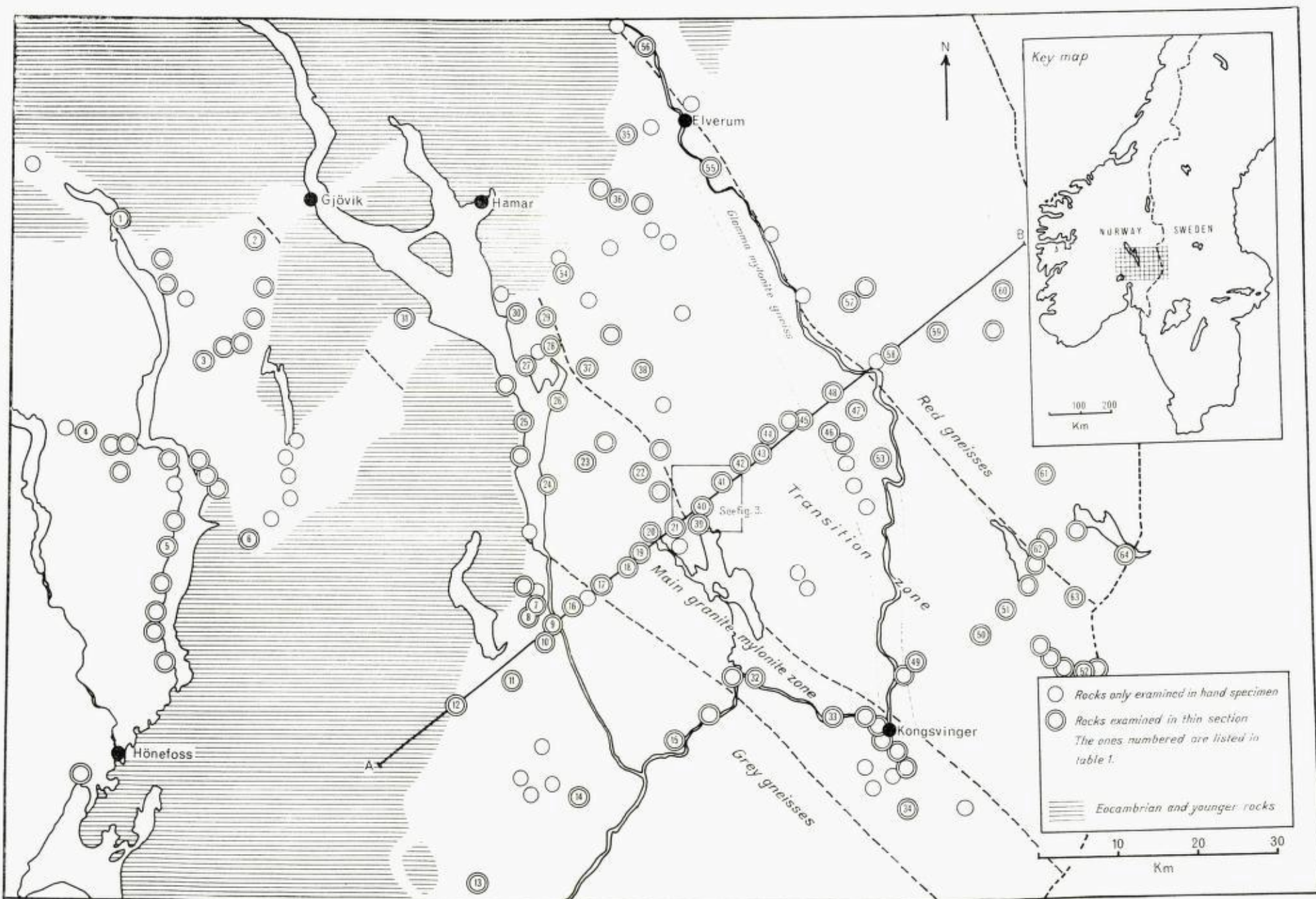


Fig. 1. Oversiktskart. I området vest, nordvest og nord for Storsjøen pågår geologisk kartlegging, og fra dette området er det av K. Ø. Bryn og A. Hjelle innsamlet og undersøkt ca. 1500 prøver, foruten de som er avmerket på kartet.

dioritter samt rødligte biotittgneiser vanlige. Grensen mellom de to sonene går nær Tangen st., ved nordenden av Storsjøen i Nord-Odal, og ved Kongsvinger.

De grå gneisene i vest.

Disse tilsvarer de svenske sliregneisene og er petrografisk ensartet, de samme hovedtyper opptrer i hele området fra sørenden av Mjøsa til nordvest for Randsfjorden. Østover fra Randsfjorden synes grå middelskornete granitter å bli mer vanlige og området her danner sannsynligvis en overgang mot de store granittområdene i vest.

De grå gneisene er stort sett biotittførende plagioklasgneiser med kvartsdiorittisk sammensetning, med overganger til mindre linse- og båndformete partier av gabbroide bergarter, ofte granatførende. Modalanalyser av bergarter fra dette området er gitt i tabell 1, nr. 1, t.o.m. 16. En alminnelig mineralsammensetning er: Kvarst 25–30 %, Kalifeltspat < 5 %, Plagioklas 25–35 %, Muskovitt < 5 %, biotitt 10–20 %, Amfibol 0–20 %, Kloritt < 5 %, Epidot < 5 %.

Nær granitt-mylonittsonen er de grå gneisene i området Minnesund-Glomma tildels skapolittførende (tabell 1, nr. 9, 10, 14 og 15). Grensen mot granitt-mylonittsonen er svakt diskordant, og de grå gneisene, som stort sett har slakt fall øst for Oslo-feltet, får nær grensen steilt fall mot nordnordøst.

Granitt-mylonittsonen.

Graden av oppkusing, rekrystallasjon, pressing og utvalsing varierer, og både strukturelt og mineralogisk er bergartene vesentlig mindre ensartet enn gneisene vestenfor og østenfor. «Øyer» av massive granitter og dioritter veksler med øyegneiser, finkornete gneiser og amfibolittiske partier. Man finner ofte overganger fra massive bergarter til øyegneiser og videre til sterkt pressete og utvalsete gneiser, og hovedmengden av gneisene er tydeligvis dannet ved pressing, mylonittisering og delvis rekrystallasjon av massive, svakt folierte bergarter. Der den opprinnelige bergarten har mørke gabbroide eller diorittiske inneslutninger blir gneisene ofte båndet (Hjelle 1959). Sedimentlignende leptittiske og kvartsrike bergarter finnes også, f. eks. nord for Strandlykkja st., uten at man ennå kan si noe sikkert om deres opprinnelse.

De forholdsvis ensartede, grove øyegneisene og de øyeførende, svakt folierte bergartene har oftest granittisk eller granodiorittisk sammenset-

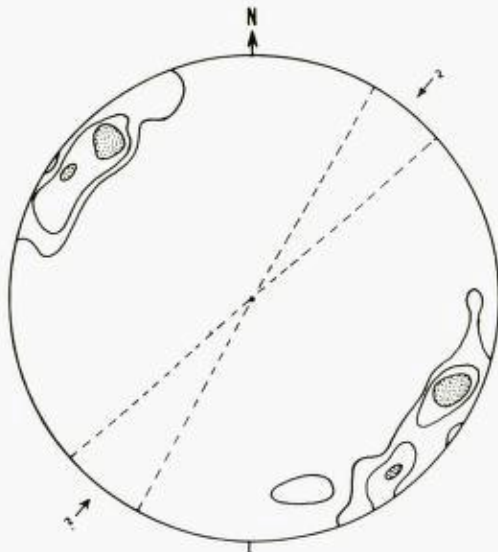


Fig. 2. Poldiagram for sprekkere-
retninger i granitt-mylonittsonen.
Undre halvkuile, konturer for 2, 2.5
og 3 %. 685 målinger, utført av
K. Ø. Bryn og A. Hjelle.

ning, mens kvartsdiorittisk sammensetning overveier hos de mer fin-kornete og båndete gneisene. Nr. 1 nedenfor viser en alminnelig mineral-sammensetning for øyegneiser og de surere mylonittgneisene, nr. 2 for basiske bergarter i granitt-mylonittsonen.

Nr. 1: Kvarts 25–35 %, kalifeltspat 20–30 %, plagioklas 15–25 % (An 10–20), muskovitt 0–10 %, biotitt 5–15 %, kloritt < 5 %, epidot 5–15 %.

Nr. 2: Kvarts 0–10 %, kalifeltspat < 5 %, plagioklas 25–35 %, (An 5–65), muskovitt 5–15 %, biotitt 0–10 %, amfibol 25–35 %, kloritt < 5 %, epidot 5–15 %.

I mikroskop vil man vanligvis se undulerende kvarts, bøyet, brukket og delvis saussurittisert plagioklas, samt mer eller mindre oppbrutt mikroklin, gjennomtrengt av sent krystallisert, fingrynet kvarts.

Fig. 2 viser fordelingen av sprekkeretningene i området. Magnusson har antatt at granitt-mylonittsonens bergarter er blitt presset mellom to gneisblokker, og det ligger nær å tolke oppsprekningen som et system av skjærsprekker oppstått under en slik sammenpressing.

Overgangssonen.

Massive og svakt folierte, grove og middelskornete bergarter er her fremherskende og soner med mylonittgneiser opptrer mer lokalt. Den

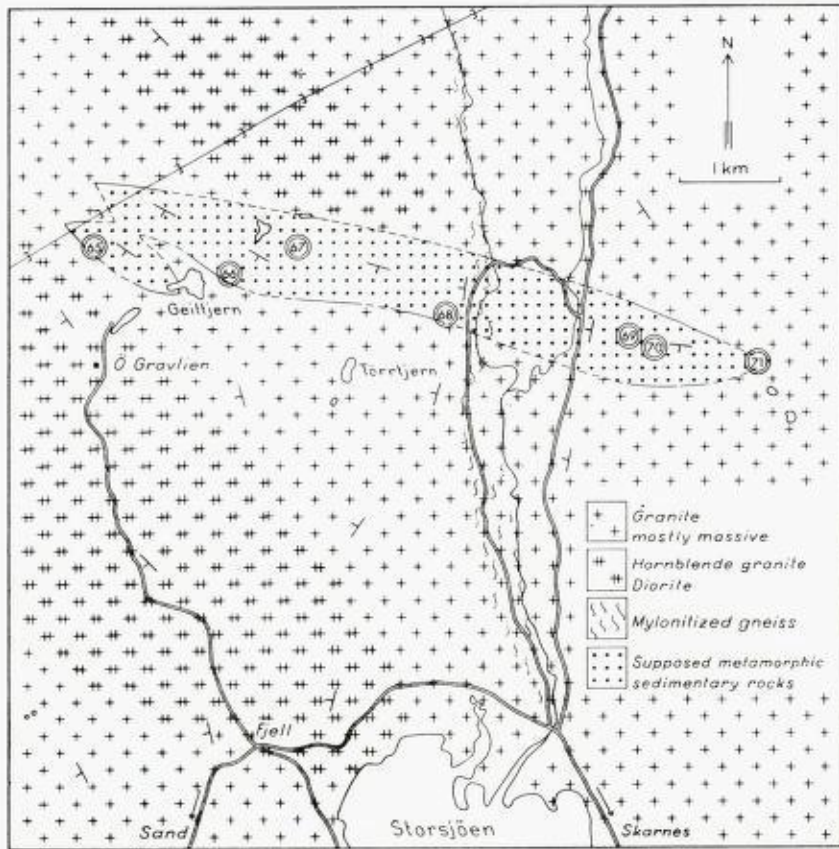


Fig. 3. Kartskisse for området nord for Storsjøen i Nord-Odal.

største av disse sonene går langs Glommas dalføre nord-nordvestover fra Kongsvinger. Bergartene her er lyst rødlige, ofte finkornete mylonittgneiser, f. eks. nr. 53 og 55, tabell 1). Ved Hof er det i denne bergarten funnet kullblendeførende rivningsbreksje. Breksjen er diagenetisk konsolidert og kullblenden finnes i hulrom sammen med horisontalt liggende finlaminerte sedimenter av usikker opprinnelse (Hjelle og Bryn 1960).

I området sørøst for Skasen er mylonittiske øyegneiser vanlige og forholdene ligner på dem i området Kongsvinger-Mjøsa.

Nord for Storsjøen i Nord-Odal opptrer kvartsrike, lyse forholdsvis finkornete bergarter som skiller seg tydelig ut fra de omgivende grove og middelskornete granitter, gneisgranitter og kvartsdioritter (fig. 3).



Fig. 4. Presset konglomerat? Vest for Geittjern, Nord-Odal.

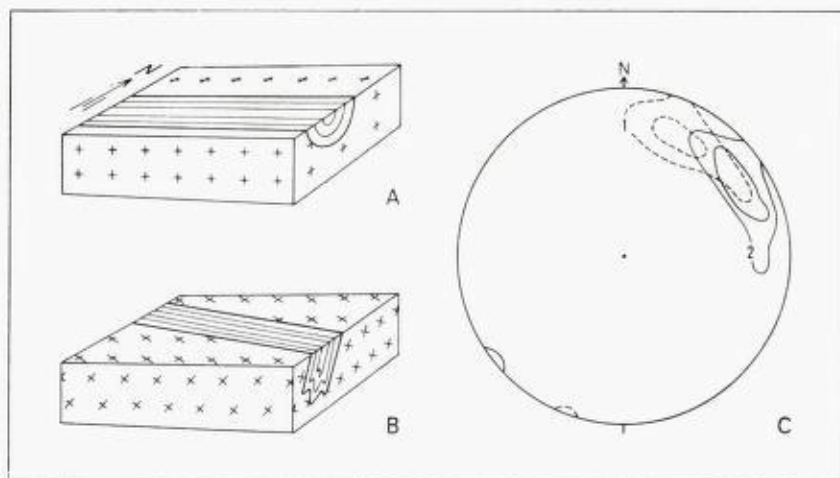


Fig. 5. A og B. Hypotese for dannelsen av foliasjonsstrukturen nord for Storsjøen.
 A: Svakt innfoldete lag av sedimentbergarter.
 B: Regionalmetamorfosc. Sedimentbergartene presses og sammenfoldes, og orientering og foliasjon blir nesten konform med de omgivende bergartenes.
 C: Poldiagram for foliasjonen. Undre halvkule, konturer for 5 og 10 %.
 1: For de mulige sedimentbergartene, 30 målinger.
 2: For de omgivende bergartene ut til 1 km avstand, 30 målinger.

Tabell 1.

Nr.	Kvarts	Kalifelspat	Plagioklas % An i ()	Muskovitt	Biotitt	Amfibol	Kloritt	Epidot	Ertsmin.	Granat	Div.	M ²
1	42	38	17 (10)	-	2	-	-	-	1	-	-	1.00
2	14	-	27 (30)	6	3	43	-	2	-	-	-	0.96
3	32	-	29 (32)	21	16	-	-	-	1	-	-	1.00
4	30	32	29 (30)	3	4	-	1	-	1	-	-	0.80
5	23	ax [?]	50 (33)	2	12	10	1	-	-	-	-	0.96
6	32	-	26 (10)	22	17	-	2	1	-	-	-	0.85
7A	30	27	33 (15)	ax	8	-	ax	ax	ax	-	-	0.89
7B	28	23	20 (10)	ax	25	-	-	3	ax	-	-	0.89
8	23	5	22 (8)	3	-	37	4	3	ax	-	-	0.84
9	25	ax	33 (35)	4	32	-	ax	2	1	2	ax ²	0.93
10	30	2	40 (48)	2	19	3	2	1	ax	1	ax ²	0.88
11	26	3	37 (35)	5	16	8	1	2	1	-	-	0.89
12	31	4	27 (23)	18	19	-	ax	ax	ax	-	-	0.95
13	25	25	35 (23)	3	9	-	1	ax	1	-	-	0.86
14	22	2	42 (35)	3	14	10	-	2	-	-	4 ²	0.92
15	-	ax [?]	8 (40)	3	31	20	ax	1	1	13	20 ²	0.98
16	17	4	31 (30)	3	12	27	ax	3	ax	-	-	0.92
17	37	30	24 (25)	ax	7	-	-	ax	ax	-	-	0.93
18	25	26	29 (13)	ax	10	-	2	4	2	-	-	0.63
19*	17	6	38 (10)	12	-	-	10	12	1	-	-	0
20	30	16	39 (30)	ax	9	-	ax	5	ax	-	-	0.62
21*	3	2	39 (30)	20	8	-	4	21	2	-	-	0.24
22*	64	8	11 (5)	4	-	-	ax	12	ax	-	-	0
23	39	14	20 (23)	ax	16	-	-	7	ax	-	-	0.70
24	10	-	18 (20)	ax	ax	52	ax [?]	14	ax	-	-	0.78
25	37	ax	47 (15 [?])	1	6	-	4	2	1	-	2 ³	0.50
26A	54	ax	10 (20)	6	16	-	-	12	ax	-	-	0.57
26B	27	ax [?]	36 (15)	-	13	-	ax	18	ax	-	-	0.41
27	51	38	2 (5)	4	ax	-	ax	ax	-	ax	-	0.50
28	6	-	29 (52)	7	15	30	-	8	ax	-	ax ²	0.85
29	21	3	34 (39)	6	17	ax	-	8	2	ax	-	0.69
30*	31	13	34 (15)	6	5	-	2	8	ax	-	-	0.33
31	19	ax	37 (23)	11	11	-	-	20	-	-	-	0.35
32A	37	34	15 (8)	1	12	-	ax	ax	-	-	-	0.92
32B	16	0	17 (17)	-	24	12	3	22	ax	-	-	0.59
33*	23	6	35 (15 [?])	2	-	-	16	4	12	-	-	0
34	44	28	20 (8)	ax	6	-	-	-	ax	-	-	1.00
35	26	20	36 (25)	4	6	-	-	8	-	-	-	0.43
36	39	14	30 (15)	4	4	-	ax	9	-	-	-	0.30
37	38	15	24 (40)	4	14	-	ax	3	1	-	-	0.80

(fortsettes)

Tabell 1, fortsatt.

Nr.	Kvarts	Kalifeltspat	Plagioklas % An 1 ()	Muskovitt	Biotitt	Amfibol	Kloritt	Epidot	Ertsmin.	Granat	Div.	M ¹
38	36	23	22 (27)	5	5	ax	1	6	ax	-	-	0.44
39	27	7	22 (30)	5	17	-	-	21	ax	-	-	0.45
40	32	16	22 (24)	-	22	ax	-	6	-	-	-	0.79
41	33	26	18 (18)	7	2	-	ax	13	-	-	-	0.13
42*	39	33	4 (5)	10	2	-	ax	12	-	-	-	0.14
43	27	4	31 (5)	11	10	-	ax	13	-	-	-	0.43
44	39	ax?	53 (8)	3	4	-	ax	ax	ax	-	-	0.80
45*	47	19	9 (15?)	22	-	-	-	ax?	ax?	-	-	-
46*	34	11	16 (5?)	16	6	-	2	13	ax	-	-	0.29
47*	41	19	13 (10)	5	7	-	ax	13	1	-	-	0.34
48	48	20	8 (5)	15	ax	-	3	5	ax	-	-	0.06
49	ax	ax	54 (55)	5	4	2	ax	ax	9	-	24 ⁵	0.97
50	36	34	19 (6)	2	3	-	ax	3	1	-	-	0.46
51	37	25	14 (15)	6	8	-	-	8	ax	-	-	0.50
52	34	34	23 (12)	3	2	-	ax	3	ax	ax	-	0.42
53	44	23	6 (12)	8	5	-	ax	14	-	-	-	0.26
54	37	31	16 (15)	3	2	-	ax	9	-	-	-	0.17
55*	29	12	15 (15)	19	ax	-	4	19	1	-	-	0.02
56	25	26	44 (15)	ax	2	ax	1	ax	ax	-	-	0.63
57	28	35	17 (5)	ax	4	-	-	3	-	ax	-	0.64
58	24	24	39 (12)	ax	4	-	ax	7	-	-	-	0.35
59	39	25	32 (10)	ax	ax	-	ax	-	ax	ax	-	0.67
60	27	34	34 (13)	ax	ax	-	3	ax	ax	-	-	0.13
61	28	25	40 (17)	1	4	-	-	ax	1	-	-	0.89
62	33	40	21 (8)	ax	2	-	1	2	ax	-	-	0.40
63	42	31	22 (5)	ax	3	-	-	ax	1	-	-	0.86
64	27	33	34 (12)	ax	4	-	ax	1	ax	ax	-	0.75
65	74	4	5 (15?)	17	-	-	-	ax	-	1	ax ⁴	-
66*	45	6	4 (5?)	42	-	-	-	2	-	ax	ax ⁴	-
67*	62	13?	5 (?)	19	-	-	-	ax	ax	-	ax ⁴	-
68	40	2	13 (10)	44	-	-	-	ax	-	ax	ax ³	-
69	51	23	20 (15)	4	ax	-	ax	ax	-	ax	-	-
70	45	29	12 (13)	9	-	-	-	3	-	ax	-	-
71	40	20	23 (7)	9	2	-	-	5	ax	ax	-	-

Tallene er beregnet etter 500 punkttellinger pr. tynnslip.

Vanlig forekommende aksessoriske mineraler som titanitt, apatitt og zirkon er ikke tatt med i tabellen.

ax betegner mengder mindre enn 1 % (regnes som 0,5 ved beregningen av M).

* Usikre tall p. g. a. finkornet eller mylonittisk struktur.

¹ Se tekst side 125 ² Skapolitt. ³ Serpentin. ⁴ Turmalin. ⁵ Pyroksen.

Makroskopisk har de kvartsrike bergartene strukturer som kan tyde på en sedimentær opprinnelse (fig. 4). Modalanalyser er gitt i tabell 1, nr. 65-71.

De omgivende bergartene ligger stort sett med svak diskordans mot de mulige sedimentbergartene (Fig. 5, B og C), foliasjonen i disse kan være en resultant av eldre sedimentære strukturer (A) og en regionalmetamorf sammenpressing.

Gneisene i øst.

Den mineralogiske sammensetningen varierer her lite, og gneisene i dette området virker homogene også i utseende. Fargen er oftest rødlig, og en vanlig mineralsammensetning er: 25-35 vol % kvarts, 25-35 % kalifeltspat, 30-40 % plagioklas (An 10-15), < 1 % muskovitt, < 5 % biotitt, < 5 % kloritt, < 5 % epidot. Sammenlignet med de grå gneisene vest for granitt-mylonittsonen, har de undersøkte gneisene fra det østlige området større og mer konstant innhold av kalifeltspat, surere plagioklas og mindre muskovitt og biotitt.

Generelt.

Som et omtrentlig mål for metamorfosegraden er det her forsøkt brukt forholdet

$$M = \frac{\text{biotitt} + \text{amfibol} + \text{pyroksen} + \text{granat}}{\text{biotitt} + \text{amfibol} + \text{pyroksen} + \text{granat} + \text{kloritt} + \text{epidot}}$$

Alle verdier er regnet i volum % etter modalanalyser fra tynnslip (500 punkttellinger pr. tynnslip).

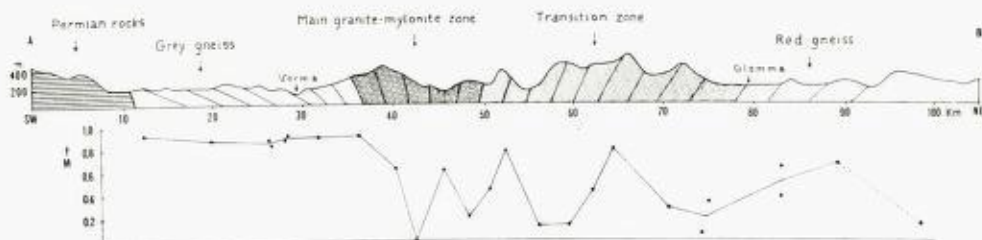


Fig. 6. Oversiktsprofil ca. SV-NØ, fra Oslofeltets permiske eruptiver mot svenskegrensen.

Både bergartenes forskjellige kjemiske sammensetning, varierende nøyaktighet ved punkttellingene og variasjoner i mineralenes sammensetning etter metamorfosegraden, tilsier imidlertid at tallene brukes med forsiktighet.

Sammen med oversiktsprofilen i fig. 6 er M-kurven for de undersøkte bergartene i profilen tegnet inn. Verdiene av M i de vestlige gneisene er høye og jevne, mens verdiene øst for grensen mot granitt-mylonittsonen blir lavere og mer varierende. De høyeste verdiene skriver seg her tildels fra de lite nedknuste og svakt folierte bergartene, som ofte danner nord-nordvestgående høyderygger.

Det ligger nær å sette den gjennomgående lavere metamorfosegrad øst for de grå gneisene i forbindelse med sammenpressingen, oppknusingen og mylonittiseringen som har funnet sted her. Oppknusingen har sannsynligvis lettet inntrengningen av vandige løsninger i betydelig grad, og dermed virket katalyserende på dannelsen av vannholdige mineraler som kloritt og epidot.

Foliasjonsstrukturene og lagstillingen (fig. 6) som veksler fra svakt østlig fall, med tildels svevende lagstilling i de vestlige grå gneisene, gjennom steil og tildels loddrett lagstilling i granitt-mylonittsonen til slakere fall mot vest i overgangssonen og de østlige gneisene, synes å bekrefte Magnussons teori om en forskifring og nedknusing ved sammenpressing og nedfolding av relativt massive bergarter, mellom en østlig og en vestlig gneisblokk.

Litteratur.

- Hjelle, A.* 1959. Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa. Norges Geol. Unders. nr. 211, p. 75-97.
- og *Bryn, K. O.* 1960. En kullblendeførende breksje ved Hof i Solør. Norges Geol. Unders. nr. 213, p. 49-57.
- Holtedahl, O. og Schetelig, J.* 1923. Kartbladet Gran. Norges Geol. Unders. nr. 97.
- Kjerulf, T.* 1885. Grundfjeldsprofilen ved Mjøsens sydende. Nyt Mag. f. Nat.-Vid., bd. 29.
- Magnusson, N. H.* 1937. Den centralvärmlandska mylonitzonen och dess fortsettning i Norge. - Geol. Fören. Förhandl. 59, H. 2, p. 205-228.

On the tectonic relations of the Devonian complex of the Røragen area, East Central Norway.

By

PER HOLMSEN

Abstract.

In 1961, by chance, the author observed folded strata within the Devonian complex at Røragen. As the complex was earlier believed to be faulted only, the author revisited the area in 1962. In the present paper the field relations are described shortly, and the author concludes that the complex has been emplaced by folding and (in part) by thrusting. The orogeny which affected the Devonian strata belonged probably to a late phase of the Caledonides, described and termed the Svalbardian phase by Th. Vogt (1928). The present conclusions are not in accordance with the general earlier concepts (V. M. Goldschmidt, 1913).

Previous work.

The conglomerates of the small Devonian area surrounding Lake Røragen, east of Røros (fig. 1), were noticed early by Norwegian geologists due to their exotic appearance compared with the metamorphic rocks of the surroundings.

V. M. Goldschmidt investigated and mapped the area in 1913, an outstanding work at that time. He discovered an abundance of plant fossils in shale beds in the lower part of the group. A. G. Nathorst, who examined Goldschmidt's collection, found that the fossils probably belonged to Middle Devonian (Goldschmidt, 1913).

In 1914 T. G. Halle spent two weeks at Røragen, collecting more fossils. In his profound paper (Halle, 1916) the material from Røragen was compared with the Devonian flora generally known at that time, and he came to the conclusion that the Røragen flora must be regarded as belonging to Lower Devonian.

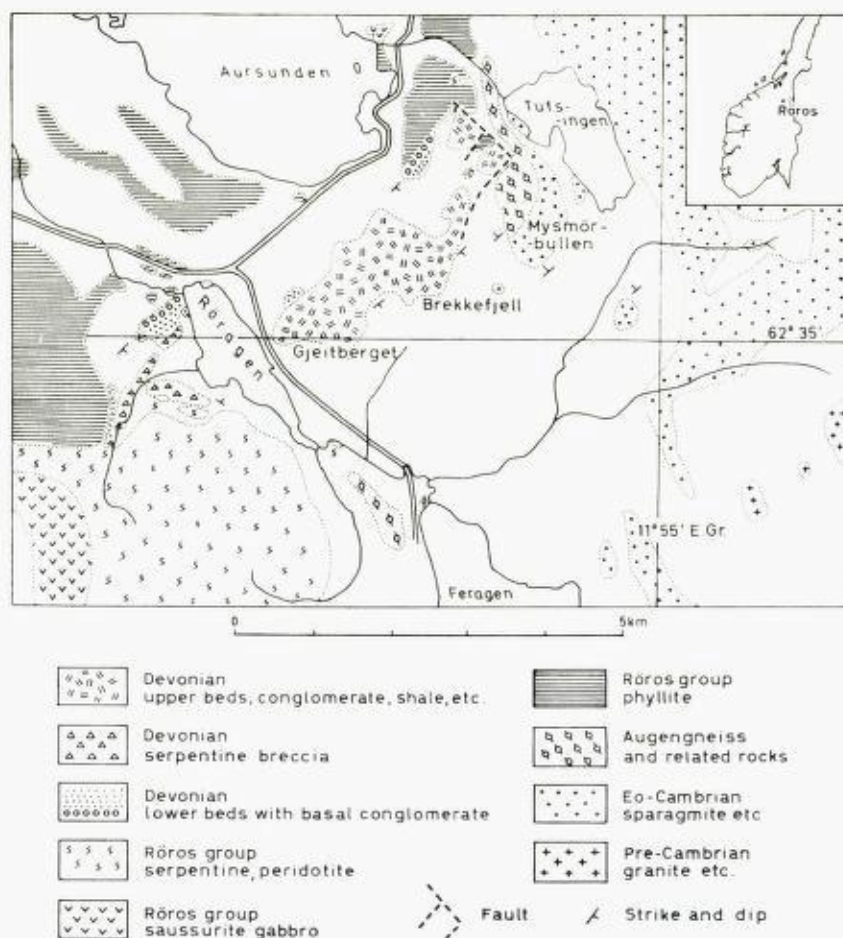


Fig. 1. Sketch map of the Devonian area of Røragen and its surroundings.
Simplified copy of Goldschmidt's map of 1913.

Kartskisse over Røragens devonske kompleks med omgivelser.
Forenklet kopi av Goldschmidts kart av 1913.

The area has been visited later by O. A. Höeg (1936), and by O. Holtedahl (1953, 1960).

The Devonian strata, occupying an area of approximately six kilometers by two, dip generally 45–50° SE, in part considerably steeper. In order to explain the tectonic emplacement of the complex, Goldschmidt discussed two alternatives, namely by folding and by faulting. Goldschmidt dis-

counted the existence of any folds in the Devonian strata, and, consequently, he concluded that they were dislocated by faulting. On his map two sets of faults were constructed along the eastern margin. In his opinion the area was tilted towards these faults, more or less like a rigid body.

With one exception this hypothesis has remained uncontradicted until recently. In the oral discussion following a lecture at a meeting in Oslo about seven years ago, Chr. Oftedahl mentioned having observed shear planes in the Rörågen Devonian, and he considered the rocks to be partly affected by the Caledonian orogeny during a late phase (the "Svalbardian phase").

Recent investigations.

By chance the present author walked across the area one day in 1961 and happened to notice folded beds, apparently within the Devonian complex. In 1962 the author spent a day there in order to look more closely into the matter. It appeared that, in the area between the Brekkefjell and the Mysmörbullen hillocks, the Devonian strata are folded. It appeared also that the little corner, interpreted as Rörå-phyllite by Goldschmidt and situated between two faults as a horst along the eastern margin of the Devonian on his map of 1913, actually consists of Devonian strata of alternating shale and phyllite conglomerate. The fragments are not easily discerned, but give the rock a lustrous, phyllite-like appearance, a circumstance that may have caused the mistake.

Upon closer examination the contact between Devonian beds and their phyllite basement was found at the northern end of the area. At the very contact there is a local mylonite, dipping 40° SE, nearly conformable with the strata below. Along the northwestern margin the contact is visible in the depression north of Brekkefjell. Goldschmidt's observation here is certainly correct. The basal conglomerate of the Devonian rests normally with an angle of unconformity upon folded phyllite of the Rörå group (Cambro-Silurian). A little north of this place the contact is exposed but for a narrow gap. The Devonian strata are nearly vertical and seemingly conformable with the phyllite below.

Along the southeastern margin the contact is covered by drift. The narrowest gap between outcrops of Devonian and its substratum is approximately 15 metres, seen north of Mysmörbullen.¹ Benches of

¹ See appendix.

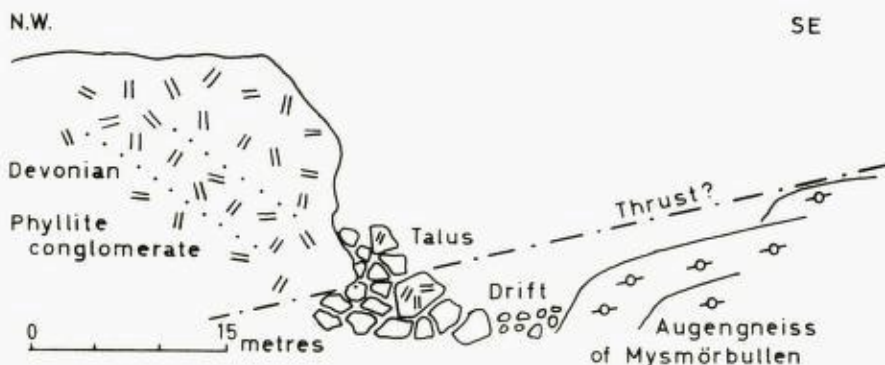


Fig. 2. Cross section of the southeastern margin of the Devonian area, north of Mysmörbullen.

Skjematisk profil av Devon-områdetets grense i sydost, nord for Mysmörbullen.

augengneiss, without any sign of brecciation, are dipping gently NW towards the foot of a steep hillock of Devonian phyllite-conglomerate. The contact is covered by a talus of tumbled conglomerate blocks. If a fault were present in the covered gap, one should expect traces of a fault breccia, either in the adjacent rock sides or in the boulders. No indication of a fault could be seen, however, and one would rather suggest a thrust contact, not a fault (Fig. 2).¹

In the course of reconnaissance it became obvious that Goldschmidt's observations, however excellent, were inadequate in part, and his conclusion as to the tectonic emplacement of the Devonian by vertical faulting ought to be revised.

A few samples were taken for microscopic examination, in particular from the lustrous, folded shale beds north of Brekkefjell.

The present investigations can be summarized as follows:

- 1). Between Brekkefjell and Mysmörbullen the Devonian beds are folded (Fig. 3). This observation is contrary to Goldschmidt's statement. Amplitudes of folds are of a size between one meter and one decimeter. The orientation of fold axes varies considerably, and does not at all coincide with structural elements in the basement rocks. Common orientations are: plunge variable towards SE, and plunge c. 25° SSW. However, there seems to be no simple system of fold axes.
- 2). The little area, indicated as Röros-phyllite on Goldschmidt's map and

¹ See appendix.



Fig. 3. Folded shale bed in upper conglomerate on northeastern slope of Brekkefjell. Structure reminiscent of drag folds. View towards SW.

*Foldet skiferlag i det øvre konglomerat i nordskråningen av Brekkefjell.
Strukturen minner om drag-folder. Sett mot SW.*

limited by two faults, consists of Devonian beds, in contrast to his interpretation. The northern fault certainly does not exist, and the southern one, along the contact with augengneiss, is more likely a thrust dipping gently NW. See point 5 below.

3). At the northern point of the Devonian area a local mylonite forms the contact with the phyllite. The orientation of the thin mylonite is remarkable as it is dipping 40° SE. Goldschmidt denied any tectonical disturbance along the primary contact.

4). Along the northwestern margin the contact is normal with a distinct angular unconformity, visible in one place. In another place the basal beds of the Devonian are steeply inclined. This is principally in accordance with Goldschmidt's view.

5). The contact all along the southeastern margin is obscured by drift, but in one place there is a narrow gap. Goldschmidt postulated a vertical

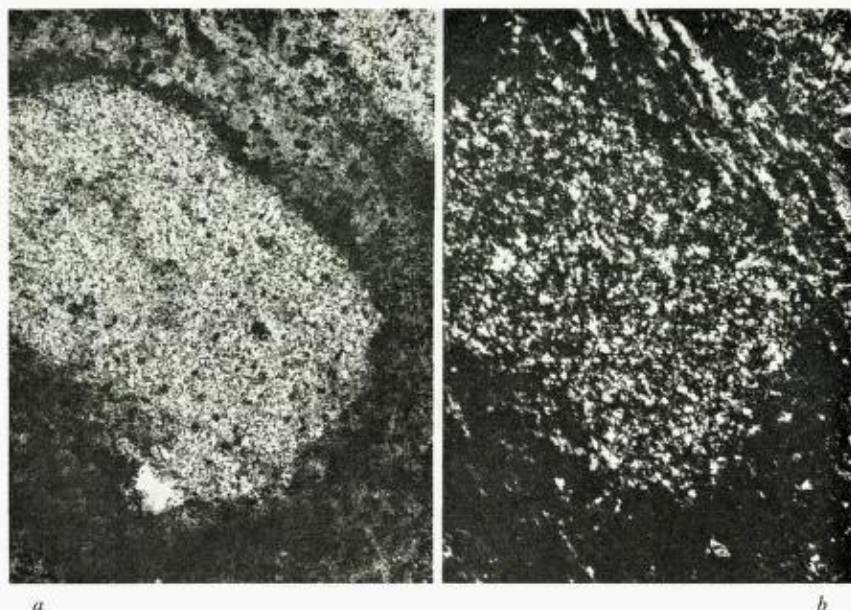


Fig. 4. Thin section of Devonian phyllonite at northeastern foot of Brekkefjell.

Fragment of phyllite with recrystallized outline. New minerals are: sericite, chlorite and quartz. $50\times$. a. Ordinary light. b. Polarization filters crossed.

Tynnslip av devonsk fyllonitt i nordøstskråningen av Brekkefjell, nederst. Bruddstykke av opprinnelig fyllitt, med omkrystallisert korn grense. Nydannede mineraler er: sericitt, kloritt, kvarts. $50\times$. a. Vanlig lys. b. Kryssete polarisasjonsfiltre.

fault there. More likely there is a thrust between the Devonian phyllite conglomerate and the augengneiss (Fig. 2).¹

6). The lustrous, folded "shale" beds on the northeastern slope of Brekkefjell were examined in thin sections. A distinct recrystallization is visible with the formation of quartz, sericite and chlorite (Fig. 4). The flaky minerals give the rock type in question a phyllite-like appearance, and is, in fact, a phyllonite. In a small crag between Brekkefjell and Mysmørbullen folded beds of quartzite occur (Fig. 5). Thickness of quartzite beds are 5–10 centimeters, the interbedded phyllitic layers are a few millimeters thick only. The rock type is not mentioned by Goldschmidt.

In the author's opinion the recrystallization effects indicate a low-

¹ See appendix.



Fig. 5. Steeply inclined, thin-bedded quartzite in crag northeast of Brekkefjell. Vertical wall facing NE. Local shear plane above hammer.

Complicated set of fold axes on southeastern slope of crag (outside photo).

Steilt stående lag av tylnbenket kvartsitt i en fjellknatt nordost for Brekkefjell. Steil vegg som vender mot NE. Lokalt skjærplan like over hammeren. Komplisert system av foldningsakser i fjellknattens sydostskråning (utenfor fotografiet).

grade metamorphism, even though it has been proved in sections from folded beds only. However, a systematic microscopic study might possibly reveal similar effects in unfolded beds, indicating a general metamorphism of a very low grade.

7). The major upper part of the Devonian is built up by conglomerates. In Gjeitberget and Brekkefjell the common rock is a "schieferbreccie", i.e. a conglomerate with angular boulders of schistose or slaty rock types. According to Goldschmidt, Røros-phyllite constitutes the majority of the boulders. This is a very simplified account, because the fragments in question are of types different from the phyllite of the surrounding area. Various quartzitic, low-grade schistose rocks of reddish and greenish colours dominate, especially chert-like types, that do not originate from any of the known formations in this part of Norway. Most probably the

fragments derive from formations, later removed by erosion, which once made up the upper structural units of the Caledonides. In certain beds occur abundant quartzitic and sparagmitic boulders which are very similar to the Eo-Cambrian rocks of the basement complex south and east of Røragen. This is in accordance with Goldschmidt's statement, as well as the occurrence of a local serpentine conglomerate, or breccia, in the southern part of the Devonian area. A local, steeply inclined fault separates the breccia from the serpentine body (within the Røros phyllite) from which the fragments derived. The true phyllite conglomerates mentioned above, however, dominated by Røros phyllite fragments, are rather exceptions in the field.

Concluding remarks.

In disagreement with Goldschmidt's simple conception of vertical faulting, the present author considers the tectonic emplacement of the Devonian complex of the Røragen area to be far more complicated, and that the problem should be investigated in connection with a regional study of the various Devonian complexes in Norway. However, a few suggestions concerning the Røragen area may throw some light upon the question of the tectonic structure in relation to the Caledonides in general:

a). In accordance with Goldschmidt the Devonian sediments, representing denudation products of the Caledonides ("molasse"), were brought into a subsiding depression during a late phase of Caledonian orogeny. It seems reasonable to agree with Goldschmidt and Holtedahl that the stratigraphy and character of the Devonian indicate that the sediments were deposited in a subsiding basin. Holtedahl (1960, p. 295) emphasizes that "crustal movements must have taken place during the period of deposition", and concludes that "a relative uplift of the adjacent pre-Devonian grounds" resulted in the successive erosion of ever deeper strata. Hence the variable petrographic composition of the boulders.

The crustal movements causally connected with the development of the basin may have been rather complex, and faulting was probably an important factor. Seen in a wide perspective however, the movements most reasonably were related to Caledonian orogeny during a late phase.

b). After the consolidation of the sediments, the Devonian complex was in part folded and tilted, and probably thrustured for some distance,¹ by

¹ See appendix.

forces acting transversally, not by simple faulting. Most probably the phyllite substratum along the northwestern margin was affected at the same time and partly folded (anew) with the Devonian. One has to remember that the primary contact in that part of the area is undisturbed. At the northern end there is a local thrust at the contact. To make it more complicated, at the southern margin there seems to be a steeply inclined fault contact between the serpentine and the serpentine breccia.

The structural elements induced upon the Devonian sediments during their thrusting and folding, as for example the orientation of fold axes, are entirely different from the various tectonic structures within the more deep-seated Caledonian complexes. One is inclined to take gravitational sliding into account in order to explain the shallow effects. However, even if the transversal forces acted only upon the upper tectonic units, orogenic movements must still be the principal cause. Some of the major Caledonian structures, outside the Devonian area, probably got their present shape during this phase.

Thrusted Devonian complexes have been recorded from other parts of Norway, for instance from the Örlandet area (Th. Vogt, 1928, p. 111), and the Kvamshesten complex (see O. Holtedahl, 1960, p. 200). In that way the Devonian complex of Rörägen seems to be more closely related to the other Devonian complexes of Norway than was earlier accepted. It is rather tempting to classify the latest traceable orogeny here described, within the Devonian, as *Svalbardian*, this term being used in the original sense of Th. Vogt (1928, p. 113).

Appendix.

During a joint excursion in 1963, Johs. Færden and the author found a new contact locality at the northerly eastern margin, where slightly folded Devonian beds are resting on Rörös phyllite. The contact itself is moderately inclined and undulating, and scarcely affected by tectonic disturbances. Consequently, if a thrust exists, as indicated in Fig. 2, it eventually occurs below the Rörös phyllite (the Rörös group). As the phyllite is lacking in the locality north of Mysmörbullen, the theory may be forwarded that the denudation had reached the augengneiss level at the time of Devonian sedimentation. The assumption of a thrust does not exclude such a possibility.

Sammendrag.

Røragenfeltets devonske bergarter tiltrakk seg tidlig de norske geologers oppmerksomhet på grunn av deres avvikende utseende sammenlignet med de omgivende metamorfe bergarter. V. M. Goldschmidt undersøkte og kartla området i 1913, og oppdaget plantefossilene der. Nathorst, som undersøkte fossilene, mente å kunne henføre dem til mellom-devon (Goldschmidt, 1913), mens T. G. Halle, som foretok supplerende undersøkelser ved Røragen i 1914, mente bestemt å kunne henføre lagene til undre devon (Halle, 1916).

Goldschmidt mente å føre bevis for at devonlagene var sunket ned i nivå med omgivelsene ved vertikalforkastninger, særlig fordi lagene ikke noe sted var foldet. Den skrå lagstilling tilskrev han at feltet var sunket skrått inn mot forkastningene, som er angitt på hans kart av 1913.

Denne oppfatning har stått uimotsagt inntil nu, med en eneste undtagelse. Chr. Oftedahl nevnte for omtrent syv år siden under en diskusjon etter et foredrag i Norsk geologisk forening at han hadde iaktatt skjærplan gjennomsette devonlagene i Gjeitberget, og trakk herav den slutning at de seneste kaledonske fjellkjedebevegelser (den svalbardiske fase) hadde berørt disse lagene.

Nærmest ved et tilfelle kom nærværende forfatter til å gå en tur over devonfeltet i 1961, og la merke til foldete lag som øyensynlig tilhørte devonlagene. I 1962 kunne dette stadfestes under et nytt besøk i feltet, denne gang også med en mere omhyggelig rekognosering av grensene for devonfeltets nordlige halvdel.

Det viste seg at devonlagene langs grensen i nordvest ligger primært med en vinkeldiskordans på sitt underlag bestående av foldete fyllittlag tilhørende Røros-gruppen, slik som også Goldschmidt beskrev dem. Nordvest for Goldschmidts lokalitet står lagene nesten vertikalt. Ved nordspissen ligger devonlagene noe forskjøvet henover fyllittunderlaget, og her dannes selve kontakten av et lokalt skyveplan som faller 40° mot sydøst, en retning som ellers er ukjent i denne del av landet. Langs den sydøstre grense er kontakten hele veien dekket av løsmasser.¹ Det sted hvor bergartene er nærmest i kontakt med hverandre skiller 15 meter ut mellom blotningene. Det er her Goldschmidt har postulert en forkastning. Imidlertid er det mere sannsynlig at kontakten utgjøres av et skyveplan, og at devonlagene er skjøvet hen over øyegneis (Fig. 2). Forkastningsbreksjer eller andre tegn til vertikalforkastninger finnes ikke.

¹ Se tillegg.

De foldete devonlag forekommer særlig i nordøstskråningen av Brekkefjell, og mellom dette og Mysmorbullen. Se fig. 3. og 5. I forbindelse med foldningen har disse lag gjennomgått en svak rekrystallisasjon med nydannelse av sericitt, kloritt og kvarts. Dette gir bergarten et fyllittisk utseende, ikke bare langs lokale glidespeil, men gjennom hele bergarten, som derved er blitt omdannet til en fyllonitt (Fig. 4.).

Foldninger av denne type, og med ledsagende omkrystallisasjon, kan ikke godt tenkes å være oppstått som følge av vertikalforkastninger alene, men må skyldes transversale bevegelser, helst under en orogenese. Forholdene kan enklest forklares ved å anta at devonlagene er blitt foldet sammen med sitt fyllittunderlag (jfr. den primære kontakt og de steilt stående lag i nordvest), og at det hele er skjovet noe inn over øyegneisunderlaget (Fig. 2).

Dette tektoniske brudd har mere enn lokal interesse fordi det viser at der har foregått skyvebevegelser også etter konsolideringen av devonlagene. Man må derfor ha lov til å regne med visse jordskorpebevegelser, knyttet til en sen fase av den kaledonske fjellkjede, som er yngre enn innsynkningen av bekkenet (bassinet) – hvor devonlagene ble sedimentert. Disse fjellkjedebevegelser må videre ha berørt de eldre komplekser utenfor devonfeltet, særlig Røros-skifrene, og det er vel mulig at visse hovedstrukturer i den kaledonske fjellkjede kan være blitt utformet på den samme tid.

De strukturelementer som denne siste fase har etterlatt seg i devonlagene, gjenfinnes imidlertid ikke i det kompetente underlag. Foldningsaksene i devonlagene har således helt andre retninger (der er intet enkelt system) enn f. eks. linjestructurene i øyegneisen, og skjærplan med fall mot SE er helt ukjent ellers. Foldningene synes derfor ikke å ha grepet dypt ned i jordskorpen. Det faller naturlig å tenke på glidninger nedover et skråplan, såkalt «gravitational sliding». Men for at slike glidninger skal kunne oppstå, må der åpenbart ha foregått jordskorpebevegelser etter at devonlagene var konsolidert. I storformene kan disse jordskorpebevegelser derfor allikevel ha vært dyptgripende.

Efter de seneste iakttagelser synes Røragen-feltets Devon å stå de øvrige norske devonfelter nærmere i strukturell henseende enn man tidligere var klar over. Det er da fristende å klassifisere de orogene bevegelser som førte til foldning av Røragen-lagene som *svalbardiske*, denne term brukt i samme forbindelse som opprinnelig av Th. Vogt (1928).

Tillegg.

Under et felles besøk i 1963 fant Johs. Færden og forfatteren en ny lokalitet nordligst langs østsiden hvor svakt foldete devonske lag hviler på fyllitt av Røros-gruppen. Selve kontakten er svakt bølgende, ikke særlig steil, og lite tektonisk forstyrret. Følgelig, hvis der eksisterer et skyveplan, slik som antydnet på Fig. 2, må det gå under Røros-gruppens fyllit. Fordi fyllitten mangler ved lokaliteten nord for Mysmørbullen er det mulig at denudasjonen var nådd helt ned til øyegneisnivået da devonlagene ble avsatt. Antagelsen av et skyveplan utelukker ikke en slik mulighet.

References.

- Goldschmidt, V. M.*, 1913. Das Devongebiet am Röragen bei Røros. Mit einem paläobotanischen Beitrag: Die Pflanzenreste der Röragen-Ablagerung, von A. G. Nathorst. Videnskapsselskapet i Kristiania, Skrifter, 1913, Bd. 2.
- Halle, T. G.*, 1916. Some Devonian Plants from Röragen in Norway. Kungliga Svenska Vetenskapsakademins Handlingar 57.
- Holtedahl, O.*, 1953. Norges Geologi. Norges geologiske undersøkelse Nr. 164, Bd. I, pp. 479-485.
- 1960. Geology of Norway. Norges geologiske undersøkelse Nr. 208, p. 290 and pp. 294-296.
- Høeg, O. A.*, 1936. Norges fossile flora. Naturen 60, p. 53.
- Vogt, Th.*, 1928. Den Norske fjellkjedes revolusjonshistorie. Norsk Geologisk Tidsskrift. Bd. X, pp. 97-115.

Echo-soundings in the Skagerrak.

With remarks on the geomorphology.

By

OLAF HOLTEDAHL

With 1 plate and 7 text-figures.

Introduction.

In a paper of 1956, published in "Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille", the writer has briefly (pp. 59-60) mentioned Norwegian echo-sounding work carried out during the years 1953-55 and also reproduced two bottom-profiles across the Norwegian Channel from the Norwegian coast towards northern Jutland (cf. also *Geology of Norway*, N.G.U. 208, p. 354, 1960). In the said paper attention was drawn to the investigations by the Deutsches Hydrographisches Institut 1950-52 and especially to the very important paper of 1952 "Zur Geologie der norwegischen Rinne" by the late Dr. Otto Pratje, an authority on submarine geology.

In the present publication a more general account of the Norwegian work, with reproduction of a considerable number of sounding profiles will be given. The work was started¹ in order to provide supplementary data concerning the submarine relief of the area shown in No. VII (the most southern one) of the series of coloured bathymetrical maps of the writer's publication of 1940, "The submarine relief off the Norwegian coast". To begin with the work was concentrated in the northernmost part of the Skagerrak area where amongst others, we have the interesting trenches outside the Langesundsfjord and the Hvaler Islands. Soundings were carried out here in 1953 by M/S "Gunnar Knudsen", research vessel of Institutt for marin biologi, section A, of the University of Oslo, director Prof. J. T. Ruud. The Captain was the late H. Høium while

¹ The writer was at that time not aware of the German investigations mentioned.

O. Dragesund (now fishery biologist at Fiskeridirektoratets forskningsinstitutt, Bergen) assisted with the soundings and worked out the data for the present publication. A few extra profiles were also taken outside Jomfruland, an island built up of the "Ra"-moraine.

During the following years 1954–56 soundings, mainly along NW–SE lines, were carried out over a quite large area of the Skagerrak by M/S "G. M. Dannevig", research vessel of Statens biologiske stasjon, Flødevigen, near Arendal, directed the late Dr. Alf Dannevig, and from 1957 Dr. Gunnar Dannevig. Some supplementary sections were taken 1960. In charge of the soundings was Captain, G. Terjesen, who also has been helpful with later work. Positions, when far from land, were determined with a Decca-outfit and based on the Danish Decca lattice chart "Skagerrak".

Some Scandinavian passenger ships have, on request, in 1956, kindly provided echograms from the area here dealt with. In the western part of pl. 1 there is shown a profile, parallel to the Norwegian coast, based on an echogram taken by M/S "Blenheim", Fred. Olsen & Co., Oslo, and in fig. 5 a profile drawn after material from M/S "Bretagne" of the same Company, is reproduced. In the eastern Skagerrak area we see in pl. 1 two profiles drawn from echograms taken by ships belonging to Det Forenede Dampskibs-Selskab, Copenhagen, the western profile by M/S "Vistula", (Oslo–Frederikshavn), the eastern one by M/S "Kronprins Olav", (Oslo–Copenhagen). Fig. 7 is taken from an echogram provided 1958 by the same Company's "Prinsesse Margrethe".

A number of persons have assisted in the preparation of the illustrations, especially Mrs. Kari Utheim Riis (main map of pl. 1), Mrs. Nussa Bø, and Mrs. Kirsten Gran.

Economic support to the soundings as well as to the later work has been given by Norges Almenvitenskapelige Forskningsråd.

To all institutions and persons the writer's thanks are due.

Notes on the sounding profiles.

Starting from the southwest we distinguish in profile 10 (pl. 1 and fig. 1–2) the three main units: 1. a relatively steep slope, leading from the rugged Precambrian coastal area of Norway down to about 500 m; 2. the central, deep part of the Norwegian Channel with a smooth and even bottom showing a slight inclination towards the Norwegian side; 3. the slope on the Danish side with a distinctly convex curve, flattening

towards the shallow sea off Jutland, the even bottom here telling of unconsolidated sediments. A slight depression (at about 390 m) separates units 2 and 3 and a very slight break in the curve of the southeastern side occurs at about 330 m.

Profiles 9-8 are rather similar to 10, yet with some differing features. The Norwegian "land-slope" is steeper, with maximum declivity about 6° . The central deep has a slight elevation (represented by the oblong area off the Kristiansand district in the contour line map of pl. 1). In 9 the transition from the central deep to the south-eastern slope starts at about 410 m, with a more marked break in the curve at about 350 m. In 8 there is a quite marked depression, with maximum depth at 495 m, between units 2 and 3 and then several breaks in the convexity of the curve (at about 370 and 320). A rather striking feature is the series of marked incisions in the distinctly convex part of the curve at higher levels.

In profiles 7-5 and northwards, cf. also profiles I-VI of fig. 3, a new topographic element comes in on the Norwegian side. It is well marked in the 1940 coloured map, and in the contour map of pl. 1, and will be termed the "foreland block". It is, especially in the southwestern part, more or less distinctly separated from the Norwegian coastal slope element by a depression, and has (for a considerable distance SW-NE) a remarkable flatness, with a depth of about 400 m, as already pointed out by Pratje. In detail the surface is rather uneven. A steep slope, in profiles 7-6 about 250 m high and striking SW-NE, leads down to the central depth.

As to the more south-eastern part of profile 7 (cf. also SE part of VI) it resembles number 10 very strongly, although the north-western end of the convex part of the curve is more marked and situated at greater depth (470 m, not very different from the depth of the main, lower break of profile 8). In profile 6 conditions are somewhat different, the central deepest part is more irregular, and there is a marked concave bend bordering the rising southeastern part. Furthermore we have, higher up, a slight concavity in the curve. Still higher there is again a marked convexity and here we have (as in 8) a series of well marked incisions (cf. also Pratje's section III). The greatest depths of these incisions are of the order 10-20 m.

Profile 6 leads over to morphological features which become more and more accentuated as we pass northwards: first, as in profiles 5 and I, a steplike rise southeast of the greatest depth, and then, profile 4, a quite steep and high slope (150-160 m) with above a nearly flat curve which



Fig. 1. Positions of profiles seen in fig. 2 (full drawn lines), in fig. 3-4 (--- 1955-56, --1960), and fig. 5 (... and -.-). Cf. also main map, pl. 1.

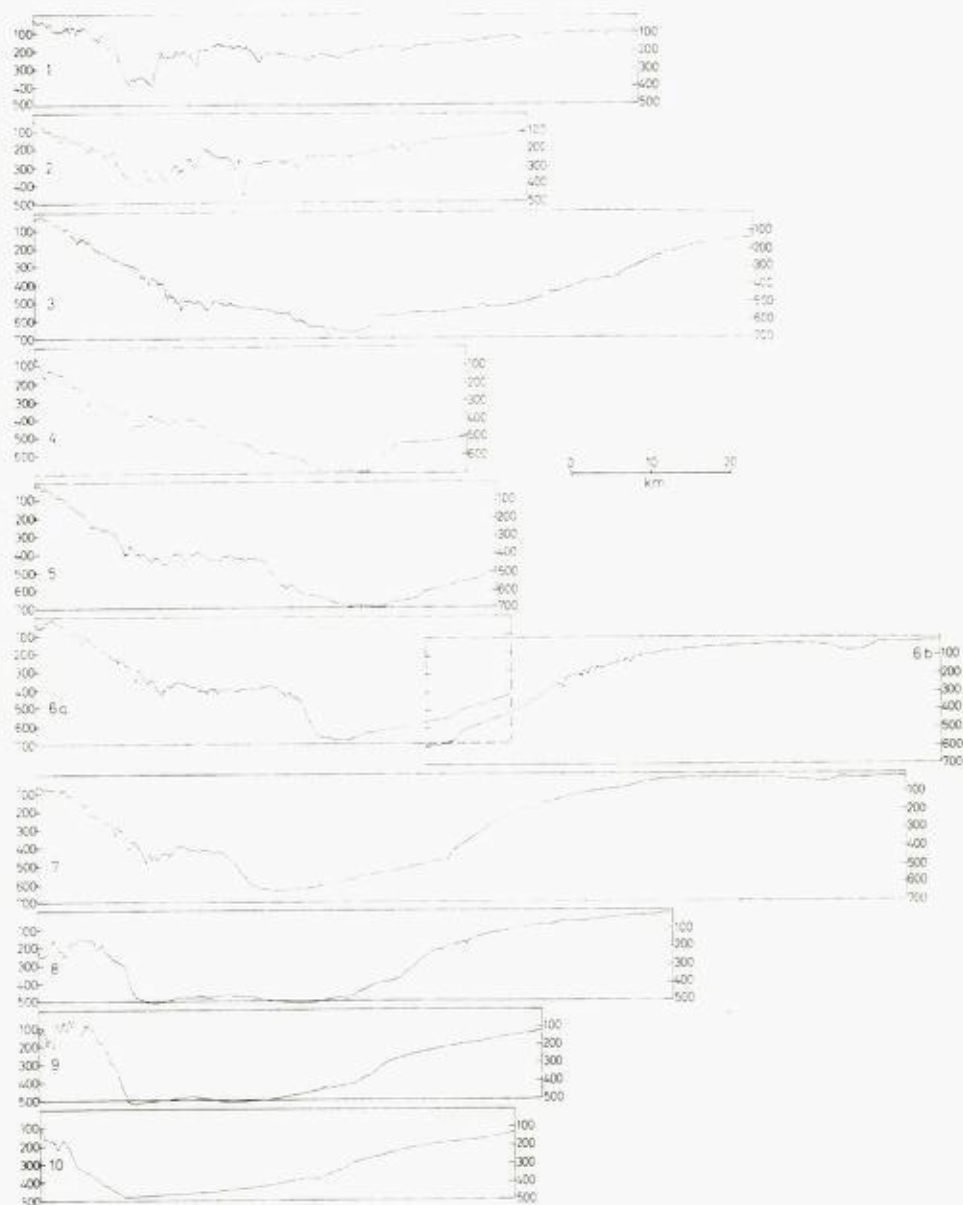


Fig. 2. Profiles based on echograms (with Hughes sounder) taken by "G. M. Dannevig" 1954.

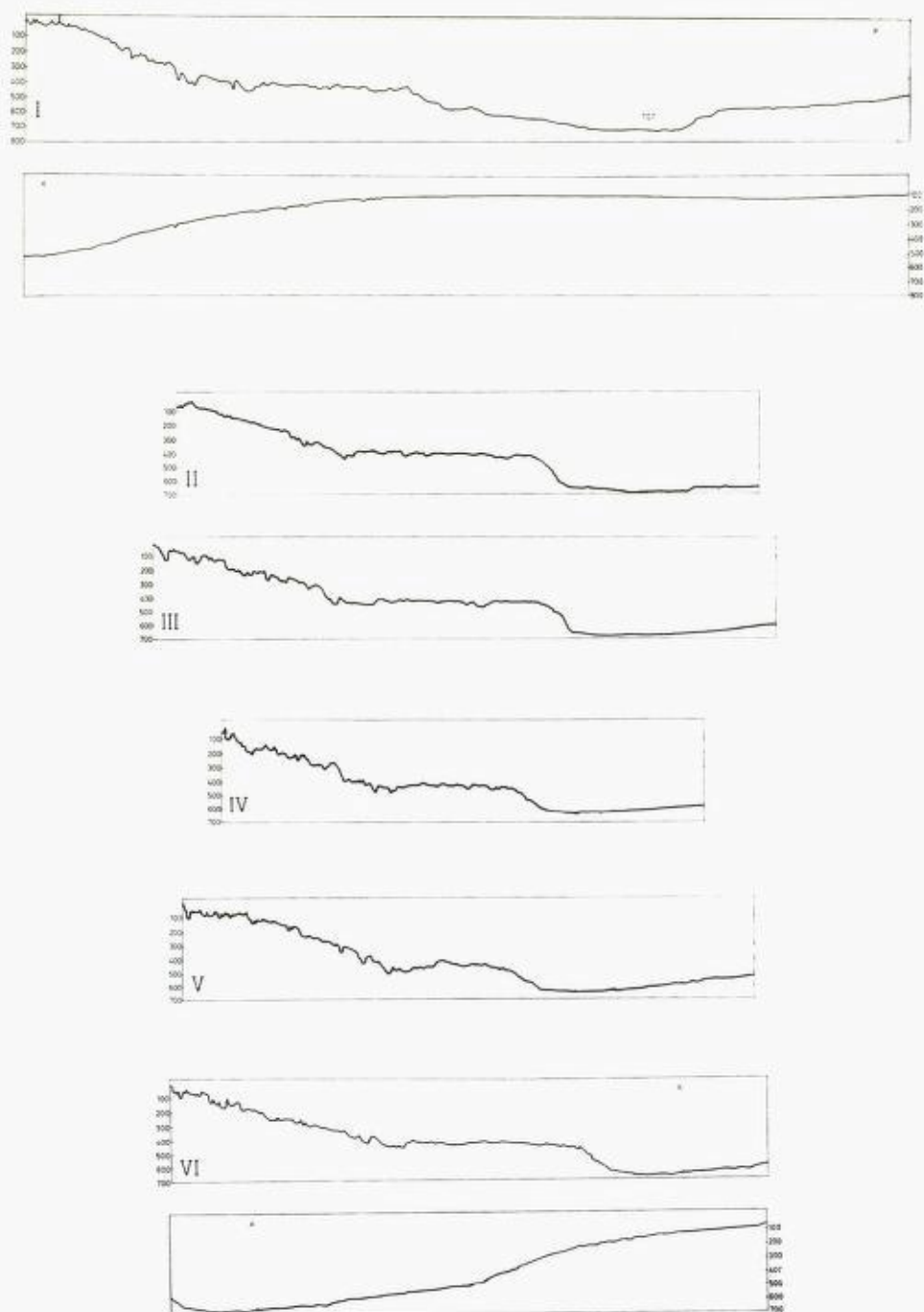
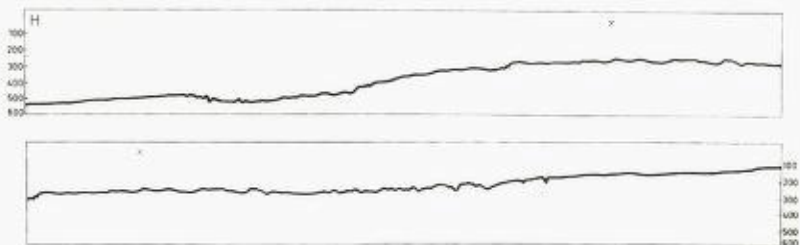
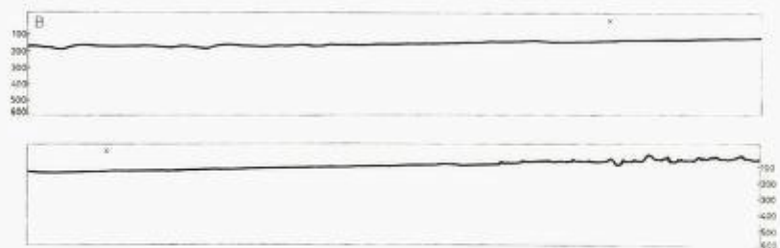
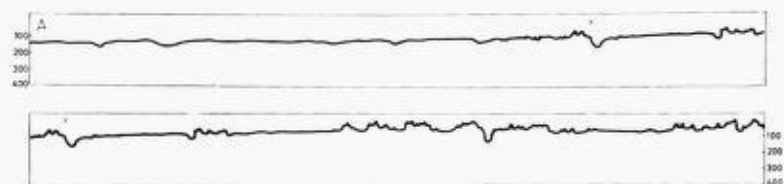


Fig. 3-4. Echogram-curves (Simrad sounder) taken by "G. M. Dannevig" 1955-56 and 1960. The double-curves are drawn in overlapping fashion. For positions see text-fig. 1 and pl. 1.



after a very gentle concave rise passes into a convex one (cp profile I).

Another change, started already in 5, is this that the "foreland-block" has no longer such a steep south-eastern declivity as further south. In profile 4 we see an irregular slope. A quite distinct depression occurs in a position corresponding to the boundary "land-slope" - "foreland block" of more southern sections.

In profile 3 we have also a very marked southeastern margin of the central depth, which in its western part shows a narrow depression with bottom at 690 m. In the eastern part the curve has much the same character as in profile I. It should be mentioned that at about 360 m there is in profile 3 a quite distinct, shelf-like break in the general trend of the curve.

Profile H is the first one that crosses the northeastern, «Swedish», slope of the main Norwegian Channel depression and it is seen to be largely characterized by much small-scale unevenness except especially near to land where no doubt the bottom is made up of loose deposits. Of interest is that the surface in some places (the central part of the upper curve in fig. 4) seems to drop stepwise towards deeper water (cf. x-y profile of fig. 5). The convexity to the extreme left corresponds to the slight elevation (cf. contour map) which stretches northwards in the eastern part of the main depression (in direction south from Larvik).

In the right hand part of profile E-D we have another section of a part of the eastern slope of the main basin, showing a rather even grade, yet with a good deal of small irregularities. The remaining part of profile E-D gives together with profile G-F a more northerly section of the central part of the main depression, rather different from that of profile 3. In E-D we see to the left a very rugged surface at a level of about 500 m, and cut sharply by two narrow incisions, the deeper one with a bottom at 680 m. In profile G-F we see the same very irregular type of surface with, in the right-hand part of it, small elevations rising to about 500 m. To the left we find, as was to be expected, features reminiscent of those seen in profile 3.

From the still more northerly part of our area there exist some profiles which are only to be seen in pl. 1. There are two curves between those last mentioned (G-F, E-D) and profile 2. They are characterized by having a very rugged character in the middle and western part. It is furthermore typical that we now have indications of a somewhat elevated area, bordered to the west by a rather broad depression, to the east by more sharply cut incisions. The echograms here are not quite complete for the

eastern incision. The depth for the southern profile exceeds 610 m, for the northern one 500 (in the Norwegian charts the figure 550 is marked in a corresponding position).

In the very interesting profile 2 conditions appear very accentuated; in the western part there is a deep and broad depression, with a very irregular bottom section; further east a section of a relatively very deep and narrow submarine trench (well marked in the 1940 map) is situated, about south of Larvik and east of the Risør-Lyngør coast. The said echogram shows the bottom at about 460 m while the depths on both sides are about 250. The depth of the trench itself thus is about 200 m, the width at the top being about 1,5 km. Under the assumption that both sides are of equal steepness the gradients will be about 15° .

The profile of pl. 1 a little further north shows a section of a more proximal (northern) part of the same submarine trench. The depth is here 365 m, the adjoining seabottom at 250 m.

Profile 1 is dominated by the composite depression in the western part, with the maximum depth below sea-level about 400 m and 2-300 m below the adjacent sea-bottom. We notice (see above) how the depression under consideration becomes less marked southwards although it increases in depth. It seems to disappear more or less at about 450 m while to the north it continues, with an angular trend to the Langesundsfjord. Very interesting is the unsymmetrical cross sections seen in some of the sections in pl. 1.

East of the *Langesund Channel*, as it might be termed, we have the elevated area mentioned before (the southern part of it bounded to the east by the narrow submarine trench of profile 2 in pl. 1). Also further north an eastern border is well marked in the W-E profile, by a shallow channel with a somewhat curved trend, which evidently leads into the Larviksfjord incision. In profile 1 we cut this border channel rather far to the south (the most eastern one of the two smaller depressions of that section). Regarding the district further north, corresponding features are seen in profiles a and b in fig. 5.

We now turn to the more northeasterly part of our area. A very important profile is represented by the x-y curve, fig. 5, the greater part of it shown also in pl. 1. We notice how the bottom profile gradually bends down south-westwards with two quite distinct breaks, represented firstly by two very distinct depressions and secondly by what looks like relative displacements of rather regularly inclined parts of the curve, with drops to the southwest.

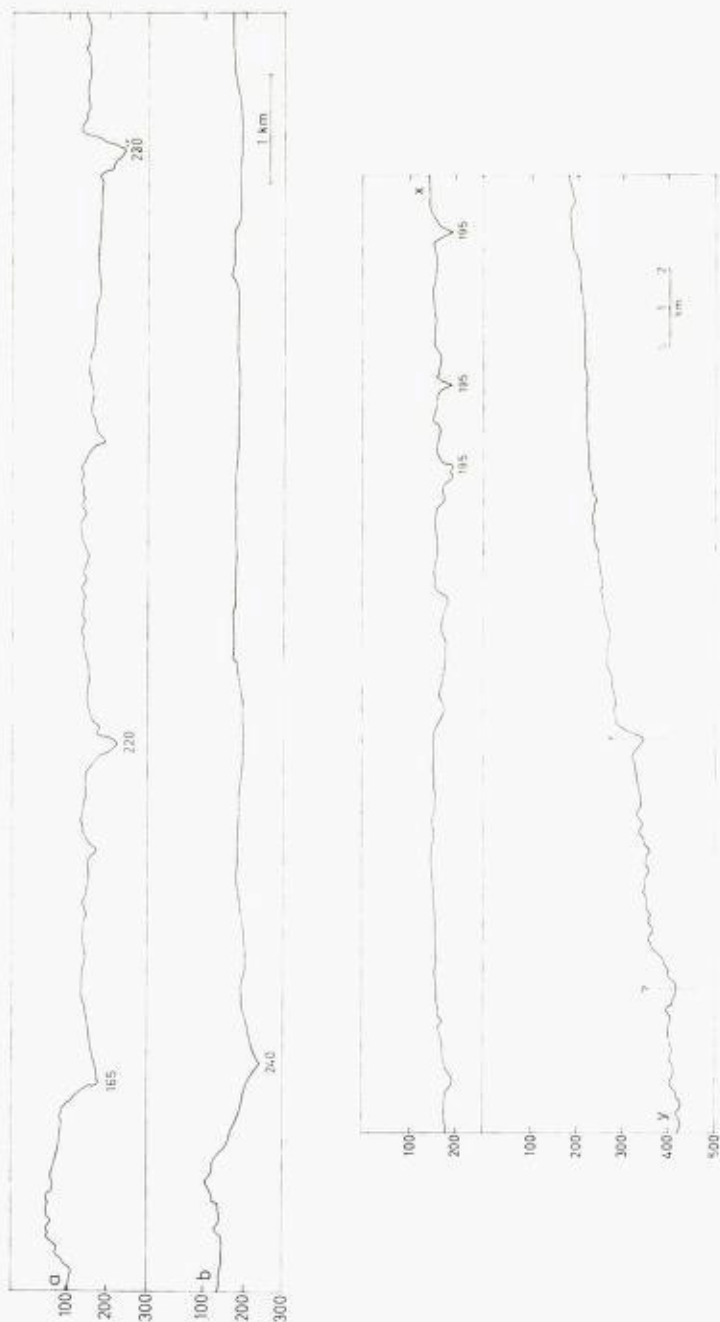


Fig. 5. Above, fragments of two curves ("G.M.D.", Simrad sounder, 1955), below profile based on (Hughes sounder) echogram taken by "Bretagne" 1956. Cf. fig. 1 and pl. 1.

The most marked submarine geomorphological feature in the extreme northeast of the Skagerrak area is the *Hvaler deep* (the term Ferder deep is also in use) stretching southwest and southwards from the Hvaler Islands, see contour map, pl. 1. The northern part of this depression is shown in pl. VI of a paper by L. Størmer (1935). A series of echograms (pl. I of the present paper), shows a deep and narrow shape in the northern part, a broader one in a more southerly one. The depression then decreases gradually in dimensions southwards and has, as shown also by longitudinal sections, a typical trough form. The profile starting at Ferder lighthouse and the next one, farther south, show sections also of the much smaller trough-like depression, marked in the 1940 map, running more or less parallel to the main channel and joining it further south.

As to the profiles from the farthest west and east of the area, the curve parallel to the Norwegian coast shows, as was to be expected, a very uneven character, especially in the more shallow parts, with no indication, however, of marked channels in NW-SE direction. Concerning the two long eastern curves, one point of interest in the western one (Ferder-Skagen) is the rather uneven character of the curve in the deeper part of it, possibly indicating locally exposed bed rock. We are here in the lower outer part of the Swedish Skagerrak slope (cf. parts of profile H in fig. 4). In a more northern district the curve under consideration has a more or less even character pointing to a cover of unconsolidated sediments. Outside the very shallow areas near land we evidently have such a cover over wide areas in the northeastern part of Skagerrak (cf. e.g. profiles A and B, fig. 4).

From one district only, near the Swedish Kattegat coast, echograms at hand have shown the bed rock surface *below the cover* (fig. 6). This probably indicates that the Quaternary deposits here are of an especially loose character.

In pl. 1 there is a particular map showing the result of soundings off the southeastern side of the "*Ra*" island of *Jomfruland*, taken because the charts seemed to indicate a low submarine ridge here, possibly representing an older end moraine; some of the profiles show a ridge-form quite well.

The local soundings in the *Kristiansand district* (pl. 1) does not show any very marked channel passing out to deep sea from the fjord basin in which quite big rivers come down. A feature of some interest is the nearly flat and very even longitudinal section of the fjord bottom, telling of a quite important accumulation of loose material here since the fjord became

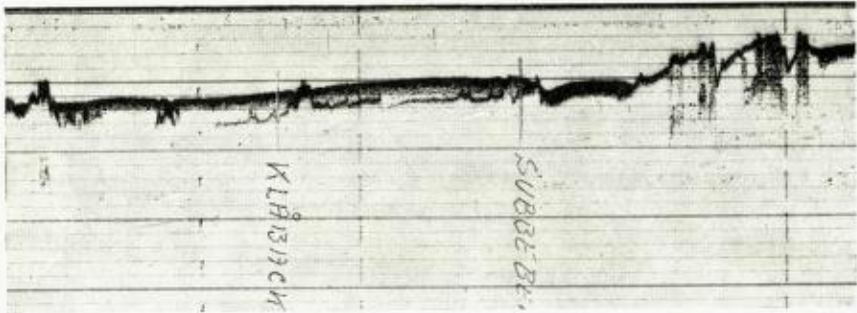


Fig. 6. Fragment of (Atlas) echogram showing especially in central part bed rock below loose cover, taken 1958 by "Prinsesse Margrethe" in the Kattegat near the Swedish coast, from Morups Tånge (spit) to the right (M. T. in pl. 1, map upper left corner), and northwards. Between the thick lines: 40 m.

ice-free. (Also in the *Frierfjord* basin inside Langesund (and Brevik) the central part seems, according to the charts, to have a relatively flat (sediment) bottom, here with depths of about 90 m.)

Some general remarks on the geomorphology.

Before geophysical and geological research work have provided data concerning the thickness and character of the unconsolidated deposits and the nature of the rock masses below them, the many problems regarding the geological structure and history of the Skagerrak submarine area cannot be definitely solved.

One main point, however, cannot be doubted, viz. that the deep – *Norwegian Channel* – part of the area represents a depression primarily of tectonic origin, and of a rather young age. That the Norwegian Channel has been originally formed through a subsidence of the crust has for over half a century been maintained by a number of scientists (cf. O. Holtedahl 1950, p. 494) though some writers (Shepard 1931, p. 352, and Kuenen 1950, p. 484–85), have classified it as just a glacial trough. The tectonic concept has now been strongly supported by O. Pratje in his previously mentioned paper of 1952, based on the German sounding sections, "Aus den Schnitten geht deutlich hervor, dass die Norwegische Rinne tektonischen Ursprungs ist, und dass sie kaum glazial ausgeräumt sein kann" (pp. 85, 87).

In the present writer's general (small scale) map of the 1940 paper, fault

lines ("Inferred fault lines of Cainozoic age") have been indicated or suggested both on the Norwegian, Swedish and Danish side of the Norwegian Channel deep. We shall first deal with the Norwegian side. Here one line has (in the said map) been drawn along the steep coastal slope of the Mandal-Kristiansand-Lillesand area with suggested continuation towards the SW-NE trending part of the Langesund channel. Further out at sea a fault line was indicated on the outer margin of what has in the description above been termed the "foreland block", the SW-NE direction of this line pointing towards the deep and narrow trench in the slope south of the Larvik district.

From the profiles one gets the impression that the "foreland block" is made up of the same hard material as the land slope passing into the ice-scoured Precambrian crystalline territory of "Sørlandet", even if its surface in some places show a less rugged character. In pl. 1 (the main map) a simplified and somewhat generalized section of the land surface from Tromøya and northwestwards has been shown and it is seen that is even more broken than the slope sections below the sea. Here, as in the flat rocky area further out, sedimentation may to some extent have filled out the depressions. The general grade of the surface on land (as based on the summit heights) is distinctly smaller than that out at sea in the same district.¹

As regards the "foreland block" with its remarkable flatness over a large area, Pratje has explained it as the remains of a "Rinnenboden", a channel bottom, of once greater extension (see later). Another possibility which is based on the existence of longitudinal depressions between the land slope and the "block" (with continuation in the Langesund channel), is that we have before us a subsided peripheral Precambrian mass with a peneplane character still largely preserved (in horizontal position) and separated from the land block inside it by a fault.

As to the central, deepest part of the southern parts of the map area the smooth and practically horizontal surface (if drawn in correct horizontal-vertical relation) indicates a filling up with loose sediments. Concerning the slope on the Danish side, the geomorphology is here totally different from that met with to the northwest, and very difficult to explain. The markedly convex surface, seen in cross section, is one puzzling feature. In the paper of 1956 (p. 60) the writer suggested as a

¹ From the region from Tromøya westwards, 100 m-contour lines showing the general, very moderate, slope of the land surface towards the coast, are drawn in pl. 2 of B. G. Andersen's paper "Sørlandet" (1960).

possibility "eine flexurartige Verbiegung". However, bearing in mind that the thickness of the Quaternary deposits at Skagen (Gregersen and Sorgenfrei 1951, plate) is found to be about 220 m (here resting on lower Cretaceous rocks), and that great thicknesses of loose deposits probably exist also in the submarine district off the Jutland coast further to the SW, it may not seem very probable that the present submarine surface has been shaped mainly through tectonic causes. On the other hand it is not easy to explain the geomorphology just on the basis of exogenic processes: accumulation or/and erosion. The way in which the convex surface, with increasing steepness, borders the practically flat bottom of the greatest depth, with in several cases a little depression in between, is a rather striking feature.

There are as mentioned above, p. 145, in the southern profiles (7-10) some small breaks in the surface especially at levels of between 300 and 400 m, and one might suggest the idea of abrasion having cut into the slope during a much lower relative level of the sea. However, in profile 7 the convex curve goes down to about 475 m and in profile 6 (a-b) the border zone between the fairly flat central part and the marked slope to the southeast is situated at about 560-570 m.

Rather surprising features to be taken up by future detailed studies are the incisions seen in several profiles just in the most strongly curved parts of the curve. They cannot well be explained as due to slides, and still less to river erosion.

As described in more detail above, the character of the surface changes quite rapidly further northwards, a main feature being a more or less steep and high slope bordering the deep central depression on its south-east side. At the same time we have now at higher level (about 550 m), a broad area of relatively flat sea-bottom, especially on the east side (cp. e.g. profile 3). Pratje (p. 85) assumes here a second, inner, zone of tectonic subsidence. "Diesen Teil der Rinne möchte ich als Schachtelgraben bezeichnen, wo ähnlich wie beim Roten Meer im grossen hier im kleinen in einer Grabenzone eine zweite eingeschaltet ist". Pratje regards the said flat area on the east side with depth about 550 m, as a part of an older channel bottom which seems a rather natural conclusion. That we have here a parallel to the distinctly higher, flat surface of the "foreland block" on the Norwegian side may be less probable.

The "inner depression" now mentioned leads northwards, through an area of very irregular, broken topography (formed by selective ice erosion in more or less hard rocks?), to the relatively deep and narrow trench

seen especially well in profile 2. This trench has probably been cut by erosion along a fracture line connected with fault lines in more south-westerly districts.

There may not be any quite clear connection between the said narrow trench and the much more open and shallow one further north (fig. 5, a and b) which here borders, to the east, the elevated area stretching as a submarine projection southwards from the peninsula between Larviksfjord and Langesundsfjord. However, it seems as we here too are dealing with a structural line, responsible also for the incision of the Larviksfjord. The gradient of this shallow trench is very small and to the east of it we have a fairly flat area with depths between 200 and 300 m (cf. eastern part of profile b), a sort of submarine platform, in the southern part of which the deep narrow trench starts rather abruptly. We observe how in profile a there are two depressions (cross sections of trenches?) which cut down to 220–230 m and which are not represented in profile b.

A most interesting profile is x-y, showing the northeastern slope of the main basin somewhat east of the deep trench. We might imagine an even land (peneplane) surface bent and tilted southwestwards, with two marked breaks, each indicating a relative sinking on the seaward side.

Concerning the *general outline of the northernmost Skagerrak deep* it should be mentioned that the old rock structures may to some extent have had a guiding influence on the direction of the more recent crustal deformations. The slopes bordering on the main Norwegian Channel depression have a SW–NE, respectively a NNW–SSE, trend and these are also dominating directions for the Precambrian rocks on the adjacent land (cp. contour line map of pl. 1). Upper Paleozoic dykes (of rhomb porphyry and/or diabase) with corresponding trend are known from various parts of the coastal districts here under consideration.¹

In addition, an interesting feature in this connection is the big SW–NE fault on Norwegian side (cp. small map in the upper left corner of pl. 1), active both in Precambrian and Permian time, with subsidence on the southeast side. In the Porsgrunn area the post-Silurian vertical displacement must be at least 500 m. Recently interesting gravimetric data from the outer Sørland area pointing in the same direction have been provided by S. B. Smithson (1963).

A NW structural trend is, as is well known, represented in various

¹ The relation between dyke-fissures of the Swedish coastal district of Bohuslän and the assumed subsidence of the Skagerrak deep has been discussed by the late Swedish geologist E. Ljungner (1927, p. 249–50).

ways in the geology of southernmost Sweden, in Scania (cp. pl. 1), with faulting in this direction affecting rocks of *inter alia*, Cretaceous age. In Jutland the nearly flat-lying Mesozoic-Tertiary formations are arranged in belts with similar direction (thus here at right angles to the trend of the Danish Skagerrak slope).

The *Hvaler depth* must have been eroded along a SW-NE fault (or fault zones, Størmer 1935) separating the Oslo region of subsidence from the crystalline Precambrian to the south (Torbjørnskjær etc.). Landwards the depression joins at right angles the fault line trench of the east side of the Oslofjord and its southern continuation on Swedish side, but abuts to the northeast against the Hvaler islands. As previously pointed out by the writer, we have here a system of depressions, which in a small scale resembles the system: (large) transverse shelf channels - "marginal channels" in parts of northern Norway. A suggestion also put forward on previous occasions is that the Hvaler depth, where erosion must have been at work probably at an early date along the old Permian fault line, may mark the position of a peripheral part of a former larger Glomma river system, the original connection broken by a relative uplift of the land area to the east.

The Hvaler depth has a typical trough character and must once, probably together with the far less deep tributary trough to the west, have been occupied by ice. The markedly unsymmetrical character of especially a part of the trough fits well with the idea of glacial erosion, working with a broad base and especially strongly on the northwestern (outer) side of the curved depression. During the time of the last ice-retreat an (isolated) ice-tongue cannot well have existed in this depression since this would imply that the relative stand of the sea had been lower and not, as was the case, higher than at present. Possibly a particular glacier may have been active here during an early phase of last glaciation, the whole area being later covered by the inland ice.

Somewhat west of the southern part of the Hvaler glacial trough complex there is, according to the charts (cp. also 1940 map) a broad and shallow depression (depth mostly 170-180 m) with a southwestern trend, and broadening into the previously (p. 153) mentioned fairly flat area, with depths exceeding 200 m.

The northern part of the x-y profile (fig. 5) shows some particular bottom features in this general area. The problem is if the depressions seen (with depth 195 m) represent subaerially formed trenches, and if so, *when* they were formed. The same problems meet us in other profiles from the northeastern part of the Skagerrak area.

We now return to the *Langesund channel* which with increasing width goes down to well below 400 m (p. 147). Here again we find an unsymmetrical cross section, now in the opposite way, indicating a stronger erosion on the (outer) eastern side of the curved channel than on the other one. The longitudinal profile seems to be of an undulating character (see also 1940 map), and glacial erosion, along structural lines of weakness, would seem to be the natural explanation. The very uneven cross section of the bottom, as seen especially in profile 2, may be due to the existence of rocks of very different hardness striking parallel to the SW-NE trend of the outer part of the channel, in accordance with conditions on land.

It seems as if (glacial) erosion has been very powerful outside the Langesund-Kragerø coast. This may be due to various causes. We must assume that already at an early period erosion had dug deeply along the zone of eastward-tilted Cambro-Silurian sedimentary rocks situated between the hard Precambrian complex to the west and the still harder area of Oslo plutonics to the east (pl. 1). Furthermore there is a large upland drainage area with high, mountainous country not very far inland. The grade of the glacier bed has been relatively steep and the power of erosion correspondingly great.

Now, if glacial work has been of such importance in this submarine area one might have expected the ice masses from northeast, from the large Oslofjord-Glomma drainage district, to have cut farther into the sloping ground on the northeast side of the Norwegian Channel depression than seems to have been the case. One reason may be the main topographic difference that in the eastern district the high ground is situated very far away.

Pratje has assumed the Skagerrak dislocations to have started in early Tertiary time. As to the "inner" central depression, as seen e.g. in profiles 3-4, he regards it as an "overdeepening" possibly in connection with the uplift of the Scandinavian land mass in late Quaternary time ("Aufsteigen Skandinaviens seit der Eiszeit", p. 87). The fact that the depression has not been filled with sediments is, according to this writer, a proof of its young age. However, these structures, with SW-NE strike, cannot in any case have close relation to the isostatic uplift of Fennoscandia after the last glaciation. The isobases of this uplift have, as well known, a NW-SE direction in the adjacent parts of southern Scandinavia. As to sedimentation from relatively recent time, the uneven bottom of e.g. the Langesund Channel shows that even near the outlet of such a large drainage area the quantity of outwash material has not been very large.

The Norwegian Channel, passing for a length of about 900 km outside the south Norwegian land mass, has of course, been a topographic feature of the greatest importance for the distribution and direction of movement of the Quaternary ice masses. What has been well known for a long time is that especially in the lowland of Jæren in the far southwest of southern Norway (cf. lower left corner map of pl. 1), there occur huge quantities of moraine material characterized largely by rock material of eastern or southeastern origin: chert, chalk, Oslo and even central Swedish and Baltic rock. This material (in the "Skagerrak moraine") is generally supposed to have been transported during the glaciation preceding the last one¹ (or possibly during an early phase of the last glaciation) by ice masses following more or less the Norwegian Channel depression. Off the Jæren lowland there is a marked shallowing up of the channel, with depths much less than 300 m.² The bottom then increases gradually in depth northwards till it exceeds 400 m near the continental slope. We get the impression of a very thick accumulation of unconsolidated material. This is a point of interest for a discussion of the nature of especially the *deep NNE-running trench* at the margin of the main depression south of the Larviksfjord, a trench distinctly marked down to 500 m. If we are here dealing with an incision cut *subaerially* (along a line of structural weakness), it must be of very considerable age.

Just north of northernmost Jutland there is a submarine trench, with direction WSW-ENE. It starts very gradually and shows a regular increase of depth eastwards till it joins the broad depression reaching southwards from the main Norwegian Channel. Some sections of this trench are shown in fig. 7. In the 1940 general map the writer tentatively indicated a structural line here. Now, as before stated, we know that the unconsolidated Quaternary deposits have a very great thickness in the Skagen area, and possible tectonic influences are scarcely visible in the present topographic picture. The most probable explanation would then be that we have here the result of submarine erosion caused by "longshore current" running eastwards.

Now it seems strange that the trench in its western part is situated

¹ A C-14 dating of shell from the moraine has given as a result: > 36000 years (cf. Geology of Norway, N.G.U. 208, p. 364, 1960).

² In the German "Fischereikarte der Nordsee, Nordblatt", published by Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, there is marked an area of "Steiniger Grund" at depths of about 300 m in the central and western part of the Norwegian Channel off Southern Jæren, an interesting feature.

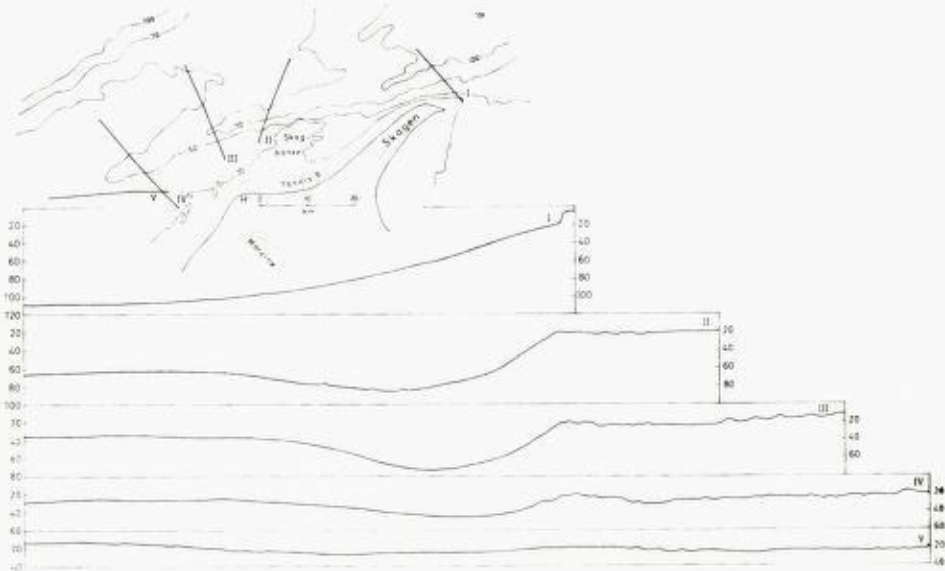


Fig. 7. Profiles (fragments of "G.M.D." profiles) off northernmost Jutland (H-Hirtshals) with submarine contour lines after Danish chart Skagerrak.

quite a distance from land while at Skagen it comes near to it. However, looking at the Danish charts we may find a reasonable explanation in the fact that between Hirtshals and Skagen there is a submarine elevation, the Skagbank, projecting towards the northeast. The shallow sea in these districts has evidently largely a moraine bottom. During my visit with "G. M. Dannevig" at Hirtshals in 1954 I observed "boulder fishing" going on: big boulders from the shallow bottom being hoisted up into small barges, for use on land. Now there is (V. Milthers, 1936) just inside Hirtshals a well marked moraine zone stretching southwards and representing a particular stage during the general retreat of the south Scandinavian inland ice of last glaciation (at a time when the shallow Kattegat basin was still ice-filled). We notice a northeasterly trend also for the land moraine in its most northern part, and there seems, perhaps, reason to believe that the Skagbanke-elevation is a continuation of the moraine on land and not just a sand bank laid up outside Tannis Bay? Such a projecting moraine would eventually to some degree resist the attack of waves and of current sweeping along the coast.

It seems at any rate possible that some of the submarine moraine material in the Hirtshals district has been transported from the east and

not from the north. The suggestion by Pratje (1951, map p. 113) that the Norwegian Channel was ice-filled during the East Jutland stage of ice retreat is rather improbable.¹

Concerning the *Norwegian Channel as a whole* it should be emphasized that this deep and narrow zone of depression cutting very far into the northwest-European land block, represents a very striking feature in the "face of the earth". Pratje in his discussion of the Channel depths has referred to features known from the Red-Sea, a sea-way of fault origin which also cuts through a continental block. One main point of difference is of course that the last mentioned depression (of quite other dimensions) represents but a part of a huge system of straight-lined fault zones. Typical of the Norwegian Channel is its curved character and the fact that it forms the border between a low and flat area on the outer side and a relatively high land, made up of older rocks, on the inner (Norwegian) one. We shall cite Pratje's words at the end of his publication of 1952: "Kurzum die Norwegische Rinne ist ein Randgraben im Schelf am aufsteigenden Skandinavien", yet make the reservation that the uplift under consideration probably has no close relation to the gravimetric changes caused by the Quaternary ice masses.

As to the character at the subsidence, faults seem to have been characteristic of the inner (Norwegian) side of the depression, while flexures or tilting with, possibly, minor faults may have been dominating features of the outer one, including the slope at the upper end, off the Swedish coast.

Sammendrag.

Denne avhandling gir, først og fremst på plansjen og andre figurer, resultatet av ekko-lodninger som på foranledning av forfatteren, i tidsrommet 1953-60, er blitt utført i Skagerrak-området av en rekke fartøyer (se s. 139-140) til belysning av den submarine geomorfologi og i tilknytning til fremstillingen på blad VII av den i 1940 utgitte dybdekartserie. Tidligere, i årene 1950-52, hadde fartøyer fra Deutsches Hydrographisches Institut i Hamburg, foretatt systematiske ekko-lodninger i den sydlige og midtre del av området og en liten men viktig avhandling "Zur Geologie der norwegischen Rinne" var offentliggjort av den nå avdøde marin-geolog

¹ We shall not here enter into the problems connected with the occurrence of Norwegian (Oslo) rock material in northern Jutland but only refer to the important paper by K. Milthers (1942).

professor O. Pratje. Nærværende fremstilling supplerer og støtter i hovedsaken hans resultater.

En vesentlig del av Skagerrak opptas av den innerste del av *Den norske renne* der som en 900 km lang undersjøisk fordypning strekker seg fra kontinentalskråningen nordvest for Stad til ut for Kragerø. Man kan si at ekko-lodningene gir ytterligere støtte for den stort sett alminnelige antagelse at denne dyprenne representerer en innsynkningssone, av forholdsvis ung, rimeligvis tertiær alder. Mens, innen det her behandlede område, den undersjøiske topografi synes å angi markerte forkastninger utenfor norskekysten, er forholdene på Jylland-siden vanskelige å tolke og sikre data kan bare skaffes ved geofysiske undersøkelser over de løse massers tykkelse og den underliggende fjellgrunns karakter.

Lenger nordover smalner den sentrale dyprenne inn og vi får en steil østside (sannsynligvis forkastning), mens vestsiden blir jevnere. I fortsettelsen av den sentrale fordypning forekommer, etter et parti med sterkt uregelmessig relieff, en forholdsvis *smal og dyp renne* (bl. a. profil 2 på fig. 2) som må antas å være utgravd langs en bruddlinje. Avgrenset fra denne renne ved et ryggformet parti har vi lenger vest den brede forsenkning (*Langesundsrennen*) som, noenlunde parallelt kysten, fører nordover – sannsynligvis langs en sprekkesone, til den svinger inn mot Langesundsfjorden. I det sistnevnte strøk må sikkerlig erosjonen tidlig ha funnet vei ut mot havsenkningen idet vi her har hatt en NV-SØ-gående stripe med (løsere) kambro-silurbergarter mellom grunnfjellsbergarter i vest og Oslo-dyperuptiver i øst. Langesundsrennens form tyder på at her har foregått en sterk iserosjon.

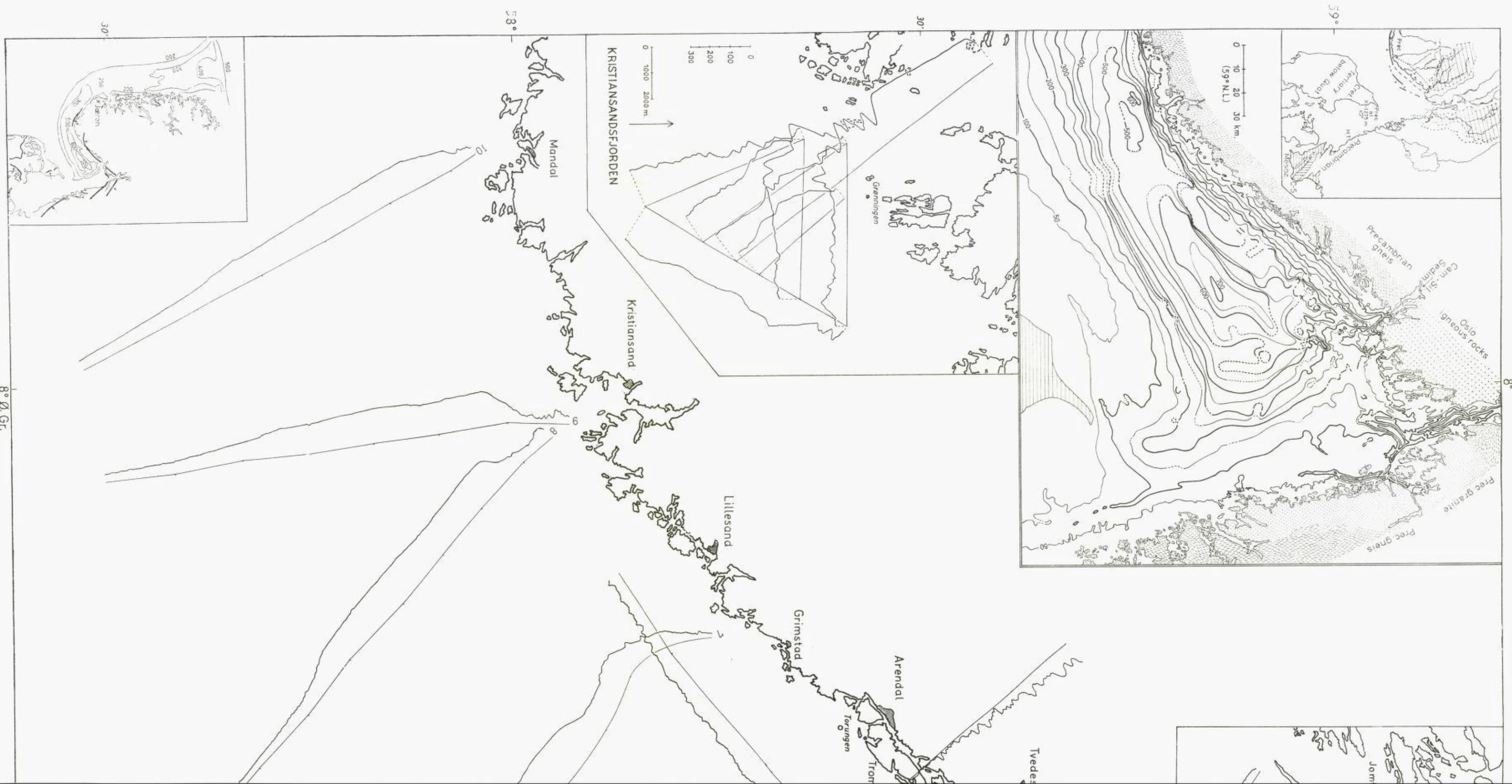
Den skråning som avslutter Skagerraks hoveddyp mot nordøst er sannsynligvis oppstått ved en fleksur-bevegelse av landplaten, kanskje i forbindelse med mindre forkastninger, sml. profil x-y på fig. 5. I det forholdsvis grunne område langt i nordøst har vi *Hvaler-dypet* som iallfall i sin innerste del følger den NØ-strykende forkastning som skiller Oslofeltet fra grunnfjellsområdet utenfor Strømstadkysten lenger syd. Her har, rimeligvis etter en tidligere periode med elveerosjon, ismasser etterlatt seg en trauf-formet fordypning.

References.

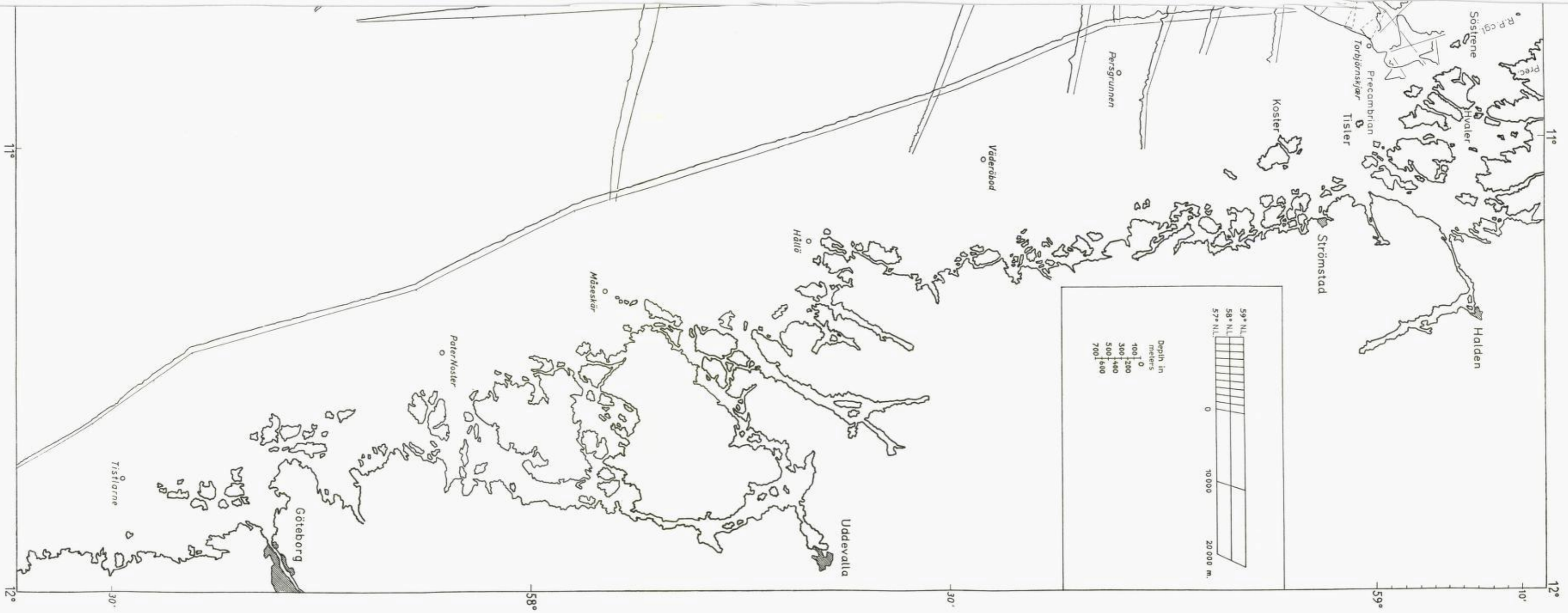
- Andersen, B. G.* 1960. Sørlandet i sen- og postglacial tid. Norges geol. undersøkelse, 210.
Gregersen, A. and Sorgenfrei, T. 1951. Efterforskningsarbejdet i Danmarks dybere undergrund. Medd. Dansk Geol. Forening, 12, p. 141-151.

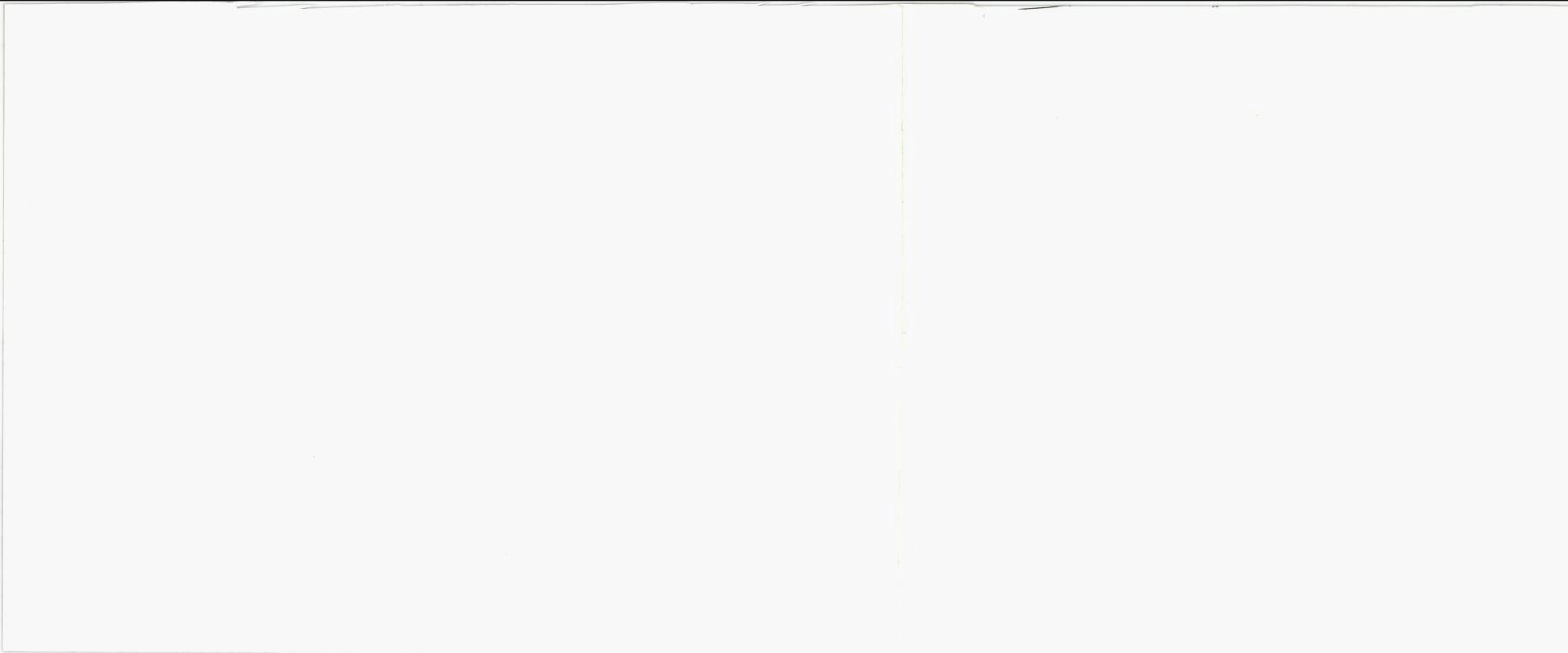
- Holtedahl, O.* 1940. The submarine relief off the Norwegian coast. With bathymetrical map in seven sheets. Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo. Special publication.
- 1950. Supposed marginal fault lines in the shelf area off some high northern lands. *Bull. Geol. Soc. America*, 61, p. 493.
- 1956. Junge Blockverschiebungstektonik in den Randgebieten Norwegens. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Festschrift, herausgegeben von Fr. Lotze, p. 55–63.
- Kuenen, P. H.* 1950. *Marine geology*. John Wiley & Sons, New York.
- Ljungner, E.* 1927. Spaltentektonik und Morphologie der Schwedischen Skagerakküste I–II. *Bull. Geol. Inst. Upsala*, 21.
- Milthers, K.* 1942. Ledeblokke og landskabsformer i Danmark. *Danmarks Geol. Undersøgelse*. II Række, 69.
- Milthers, V.* 1936. Vendsyssels geologi. 2. udgave. *Danmarks Geol. Undersøgelse*, V Række, 2.
- Pratje, O.* 1951. Die Deutung der Steingründe in der Nordsee als Endmoränen. *Deutsche Hydrografische Zeitschrift*, 4, p. 106–114.
- 1952. Zur Geologie der Norwegischen Rinne. *Abh. naturw. Verein Bremen*, 3, p. 79–88.
- Shepard, F. P.* 1931. Glacial troughs of the continental shelves. *Journ. Geology*, 39, p. 345–360.
- Smithson, S. B.* 1963. Granite studies. I. A gravity investigation of two Precambrian granites in South Norway. *Norges Geol. Unders.* 214 B.
- Stormer, L.* 1935. Contributions to the geology of the southern part of the Oslofjord. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 15, p. 43–114.

Pl. 1. The *main map* shows echo-sounding profiles based on material provided by the following vessels (cf. Introduction) "Gunnar Knudsen" (1953), "G. M. Dannevig" 1954–56, "Blenheim", "Bretagne", "Vistula", "Kronprins Olav", all 1956. Furthermore there is introduced a somewhat generalized land-surface profile, from the northern part of Tromøy towards the north-west. R. P.cgl. : rhomb porphyry conglomerate (of the Oslo region rock complex) occurring in a row of islands near the east side of outer Oslofjord. *Larger map, upper left*: submarine contour lines, from bathymetrical map VII in O. Holtedahl (1940). Some geological data along the Norwegian and Swedish coastal zones are also given. *Smaller map, upper left corner*: full-drawn and dashed lines show some supposed fault lines in submarine area. Dotted lines show 1. a principal fault inside the Norwegian Skagerrak coast, 2. faults (Upper Paleozoic and(?) younger) bordering the Oslo region at mouth of the Oslofjord, with supposed continuation outside Hvaler and along the Swedish coast (Koster trench). Also some geological data from Jutland and southernmost Sweden are introduced. Ruled: drainage areas of Telemark (west) and Glomma river systems. M.T. cf. fig. 6. *Map, lower left corner*: The Norwegian Channel and some end moraines of last glaciation. *Special maps*: sounding-profiles in the Kristiansandsfjord area and outside the (Ra) island of Jomfruland.









Metamorfe og eruptive bergarter på Hitra.

Av

SIGBJØRN KOLLUNG

Forord.

Feltet ble foreslått av professor H. Ramberg, og feltarbeidet utført for Norges geologiske undersøkelse somrene 1958 og 1959. Etter avtale med direktørene S. Føyn og H. Bjørlykke fikk jeg benytte det innsamlede materiale til hovedoppgave ved Institutt for geologi, Blindern. Jeg takker Føyn og Bjørlykke for dette. Videre takker jeg professor T. Strand og andre som hjalp meg under arbeidet.

Det foreliggende arbeid er en noe omarbeidet form av hovedoppgaven.

Innholdsfortegnelse.

	Side
I. Innledning	162
II. Tektonikk	163
III. Petrografi	165
1. Gneiser	166
2. Glimmerskifre	178
3. Grønnskifre	179
4. Amfibolitter	180
5. Marmor	184
6. Granodioritter og trondhjemitter	188
7. Dioritter	198
8. Diorittporfyritter	205
9. Ultrabasitt	206
10. Kataklastiske bergarter	207
11. Malmer	207
IV. Metamorfoser	209
V. Aldersforhold	211
VI. Summary	212
Litteraturliste	222

I. Innledning.

Feltet omfatter den nordligste og største – ca. $\frac{2}{3}$ – av Hitra med omliggende øyer. Det dekker hele Hitra og Fillan kommuner, samt den del av Kvenvær kommune som ligger på Fast-Hitra og nord for $63^{\circ} 30'$ nordlig bredde.

Hitra er ei forholdsvis lav og flat øy, særlig i de ytre strøk – i vest og nord. Her er landskapet meget nakent, snauberg dekker det aller meste av arealet. I de indre deler er landskapet atskillig frodigere med en del skog, dessuten er det her større myrstrekninger. Men da det også her er lite av større sammenhengende overdekte områder, har jeg kartlagt alt som fast fjell.

Det lave landet i de ytre strøk må regnes til strandflata. Over strandflata rager det opp noe høyere fjell. I nord, hvor skifrige bergarter dominerer, i form av langstrakte rygger, opp til over 150 m o.h. Bergartene og den tektoniske oppbygningen har bestemt utformingen. Fjellryggene ligger i strøkretningen (ca. Ø–V) og bygges opp av diorittiske bergarter.

I eruptivområdet sydfør har fjella en mindre utpreget lengderetning. Mellom fjella, som her når opp i over 300 m o.h., skjærer det seg inn daler, fortrinnsvis i to retninger som står omtrent loddrett på hverandre, NV–SØ og NØ–SV.

Tidligere er mer spredte geologiske undersøkelser gjort på Hitra. De tidligste av B. M. Keilhau, M. Hauan og Th. Kjerulf. J. H. L. Vogt har spesielt undersøkt malmforekomstene. Omkring 1900 ble det foretatt undersøkelser av P. Schei. Disse ble fortsatt av J. Schetelig, som utga «Hitteren og Smølen», N.G.T. 2, 1913. Fra samme tid stammer et arbeid av H. Reusch: «Nogen bidrag til Hitterens og Smølen's geologi», N.G.U. 69, 1914.

Det fins på Hitra 3 bergartskomplekser:

1. Sandstein og konglomerat av downtonsk alder på sydsida.
2. Eruptiver, vesentlig dioritter, trondhjemitter og granodioritter.
3. Nordligst på øya metamorfe og metasomatiske bergarter: gneiser, krystallinske skifre, trondhjemitter og granodioritter.

Av disse ligger 1 utenom mitt felt, og bare 2 og 3 blir behandlet her. Schetelig holdt dioritten for å være yngre enn konglomeratet, som han mente var av mellomsilurisk alder. Reusch gjorde det klart at konglomeratet er yngst, og bestemte dette til å være av downtonsk alder. Til tross for sin uriktige oppfatning av aldersforholdet mellom dioritt og

konglomerat kom Schetelig til riktig slutning med hensyn til diorittens og samtidig de sure bergarters alder, nemlig at de er kaledonske. Han mente å kunne påvise en sammenhengende erupsjonsprovins, varierende i sammensetning fra ultrabasiske bergarter til granitt.

Med hensyn til de metamorfe bergarter i nord mente Schetelig at også disse var kaledonske bergarter: «pressede eruptiver med sedimentera». Dette var i strid med den tidligere oppfatning, som bl. a. Reusch gjorde seg til talsmann for, at dette er grunnfjell. Jeg har ikke funnet noe tegn på at det fins grunnfjell på Hitra. Det er sannsynlig at vi her, i likhet med i Vestranden, har med sterkt omvandlede kambrosiluriske bergarter å gjøre, i første rekke sedimenter og andre suprakrustaler. Ved siden av regionalmetamorfose har det gått for seg en vidtgående granittisering, slik at det er blitt dannet trondhemittiske og granodiorittiske bergarter. Dessuten er diorittiske intrusivbergarter også her i nord meget utbredt.

De topografiske kart over området er delvis temmelig unøyaktige, noe som har gått ut over nøyaktigheten ved inntegning av geologiske grenser.

II. Tektonikk.

Tektonisk sett er det ganske ensartede forhold på Hitra. Det er folde-tektonikk, hvor strøkretningen kan være temmelig konstant over større områder. Denne ligger stort sett mellom V og SV, overveiende VSV. Lagstillingen er overalt steil, 60–70° er mest alminnelig. Karakteristisk er det at også fallretningen er konstant over størstedelen av feltet, nemlig nordlig. Småfoldninger, som opptrer hyppig i feltet, danner avvik fra dette. Der hvor fallet er henimot loddrett er det vanlig med skiftende nordlig og sydlig fall.

I et område som har ligget så sentralt i geosynklinalen som dette kan en selvfølgelig regne med store sedimentmektigheter. Og en sammenhengende lagpakke på 7–8000 m, som det her ville bli tale om, er ikke usannsynlig. Men en må kanskje regne det som mest sannsynlig at det innen den nordligste del av feltet, hvor opprinnelige leirsedimenter dekker store områder, foreligger isoklinale folder, hvor toppene siden er erodert bort. Dette er vanskelig å avgjøre.

På Ansneshalvøya, i den østlige del av feltet, er det antiklinalstruktur. Strøkretningen går her noenlunde parallellt sjøkanten. Kjernen i antiklinalen befinner seg vest for fjellet Tistillen. Her kan en se hvordan dioritten med underliggende øyegneis og amfibolitt bøyer om. Også på

Ulvøya er strøkretningen avvikende fra det normale, idet den over østlige og største del av øya er NV-lig, men bøyer mot V i den vestlige del.

Foldningsaksen har et noe buet forløp, men vestlig fall er det mest alminnelige. Amfibolittene har ofte en utpreget linjestruktur med hornblendekrystallene orientert parallellt foldningsaksen.

Et karakteristisk trekk i tektonikken er at de ulike bergarter nesten alltid er konforme eller tilnærmet konforme. Dette gjelder både de skifrige bergarter innbyrdes og de massive bergarter i forhold til de skifrige. Diorittene, trondhjemitene og granodiorittene ordner seg således i langstrakte drag i strøkretningen. Et unntak fra denne konformitet fins nordligst på Helgebostadøy, hvor en presset granodioritt har NV-lig strøk, mens den omliggende dioritt har det vanlige VSV-lige.

I enkelte soner har bergartene en kataklastisk struktur. Mest utpreget er denne enkelte steder innen de sydligste skifrige bergarter (sone 6, se under). I øst på Fjellværøy og ved Stenklov nord for Fillan, i vest ved Hestnes. Foruten en sterk oppsprekning har det her delvis funnet sted en sterkere oppknusning av mineralkornene, slik at det er dannet typiske mylonitter. Ved Hestnes, hvor mylonittsonen ligger like under en dioritt, har disse bergarter delvis breksjestructur. Bredden av disse mylonittsoner kan overstige 100 m.

Andre steder er oppknusningen av mineralene mindre utpreget, mens oppsprekningen er meget sterk. Dette er bl. a. tilfelle flere steder innen det store, sydlige diorittmassiv, i sone 6 i området nord for Stolvann, og i flere grønnskifersoner innen den nordlige migmatitt.

Deformasjonen i disse soner er en følge av sterke stresskrefter som har funnet sted til forholdsvis sein tid, ved lavere temperatur. Det har gått for seg en omfattende hydrotermal virksomhet med derav følgende retrograd metamorfose (omtales nærmere under «kataklastiske bergarter»). Skyvninger må antas å ha funnet sted. Dioritten ved Hestnes ser således ut til å være skjovet mot de underliggende bergarter. Men noen større overskyvninger har jeg ikke kunnet påvise. Lagstillingen er da også i disse soner overalt steil.

Forkastninger av små dimensjoner kan en ofte se i feltet, særlig utbredt er de i mylonittsonene. Forkastninger av større dimensjoner er lite utbredt, men noen er tilstede. Således på Fjellværøy, hvor det er trappe-trinnsforkastninger. Forkastningslinjene står loddrett på strøket. Ved å forfølge en øyegneis, som ligger like under dioritten her, slutter denne brått, og fins igjen flere hundre meter til side. Den største relative forkastning er på over 300 m. De blokker hvor lagene ligger sydligst, har falt

ned i forhold til blokkene på andre sida av forkastningslinjene. Langs Filfjorden mellom Fjellværøy og Hitra ser det også ut til å ha funnet sted en større forkastning, idet bergartene på Fjellværøy er forskjøvet mot syd i forhold til tilsvarende bergarter på Hitra. – Også ved Sandvann nord for Strøm er det en forkastning. En presset granodioritt er her forskjøvet ca. 100 m. – Også disse forkastningene har foregått til relativt sein tid, etter at øyegneisen er dannet, som en kan regne med har foregått etter hoveddeformasjonen.

De dalene i eruptivfeltet som ble nevnt i forrige kapitel, og som har retningen NV og NØ, er anlagt etter sprekkeretninger. Disse står altså tilnærmet loddrett på hverandre. Lenger nord er sydsida av Hestnesfjell (dioritt) sterkt oppspaltet etter NØ-retningen.

III. Petrografi.

Det er på Hitra en rik variasjon i bergarter. Innen det metamorfe området dreier det seg nordligst om utpregede migmatitter, mens en båndet struktur er det vanlige lenger syd. Og skarpe grenser er det ofte umulig å trekke. Innen de eruptive bergartene er det særlig i diorittmassivene en sterk variasjon av ulike typer. I sammensetning varierer eruptivene fra ultrabasiske til granodiorittiske. Men av disse er ultrabasiske og gabbroide bergarter sjeldne. Dioritt, kvartsdioritt, trondhemitt og granodioritt overveier.

Syd for ei linje Strømsfjorden–Fillan er det overveiende eruptive bergarter, skifrige bergarter er det her bare over mindre områder. Størsteparten av de eruptive bergartene har her retningsløs struktur, parallellstruktur er mindre utbredt.

Nord for denne linja er det mest av metamorfe og metasomatiske bergarter. Men også her er det større områder med intrusive bergarter, i første rekke som diorittmasser. Men dioritten her er mer omvandlet og har tydeligere parallellstruktur enn lenger syd. Med hensyn til de granodiorittiske og trondhemittiske bergarter som også i dette nordlige område forekommer rikelig, har en større del av disse metasomatisk opprinnelse. Bare en mindre del kan sies å ha sikker magmatisk opprinnelse, mens en større del er av mer usikker opprinnelse.

Granodioritten er for størstedelen mer eller mindre presset, mens trondhemitten overveiende har en retningsløs struktur.

Fra nord til syd kan en i området vest for Barmfjorden skille ut følgende 9 hovedsoner:

1. Ytterste øyer: Granodioritt.
2. Dolmøy: Migmatitter med glimmergneis, amfibolitt, marmor og presset granodioritt.
3. Nordligste del av (Fast-) Hitra: Migmatitter med samme slags skifrig komponenter som på Dolmøy, men med upresset trondhemitt som massiv komponent.
4. Dioritt.
5. Amfibolitt og hornblendegneis.
6. Finkornige gneiser, amfibolitt og rød, presset granodioritt.
7. Dioritt.
8. Trondhemitt og granodioritt.
9. Dioritt i det store sydlige massiv. I vest trondhemitt og granodioritt.

Øst for Barmfjorden er forholdene mer uregelmessige. Men på Fjellværøy fins sonene 3 til 8 med unntakelse av sone 7 i samme rekkefølge som i vest.

1. Gneiser.

Gneiser av forskjellige typer er av de vanligste bergarter innen det nordlige, metamorfe området. Hovedsakelig er det glimmergneis, hornblendegneis, øyegneis og finkornige gneiser av varierende sammensetning, fra meget kvartsrike gneiser til kalksilikatgneiser.

a. Glimmergneis.

I den nordlige del av Hitra, nordligste del av Fjellværøy og på Dolmøy dekket store arealer av en *migmatitt* (sone 2 og 3). Bergarten er meget heterogen. Den har to hovedkomponenter: en skifrig glimmergneis, og en massiv komponent, som på Fast-Hitra og Fjellværøy er en temmelig ensartet, kvit til lyst grå trondhemitt med retningsløs struktur, på Dolmøy varierende grå til rødlige granodioritter, som oftest mer eller mindre parallelstruerte.

De to hovedkomponenter gneis og trondhemitt, henholdsvis granodioritt, opptrer i sterkt vekslende mengder. Trondhemitten er mest sammenhengende i de østlige deler, mens gneisen overveier i de vestlige deler. Her er det alminnelig at trondhemitten opptrer som årer og ganger parallelt skifrigheten. Ofte er det en meget intim sammenblanding, hvor det også i håndstykke er typisk med glimmerrike slirer omkring trondhemittisk materiale («injeksjonsgneis», fig. 1). Dessuten opptrer trond-



Fig. 1. Migmatitt. Trondhemittårer i glimmergneis. Aune, Barntjorden.

Migmatite. Trondhemite veins in mica gneiss.

hemitten ofte som større eller mindre gjennomskjærende masser. Anriking av trondhemitt over større områder er det også her i vest flere steder, f. eks. omkring Grovavann.

På Dolmøy opptrer granodioritten på samme måte som trondhemitten. Her er det mest gneis (og glimmerskifer) i øst og nord.

Gneisen har delvis øyestruktur. Øyegneisen har form fra tynne lag til større sammenhengende masser, som fins på Rekstexen med fortsettelse på småøyene vestfor. Den omtales nærmere i et seinere avsnitt.

Migmatitten inneholder over hele området bånd, slirer og inneslutninger av amfibolitt. Tynne lag av marmor er også meget utbredt. Amfibolitt og marmor er sterkt knyttet til hverandre, og kan utgjøre hovedbergartene i opptil flere hundre meter brede bånd.

Migmatitten er meget rik på *pegmatitt*. Ofte i form av tettsittende årer parallellt skifriheten, og er da forholdsvis finkornig, ofte vakkert småfoldet (fig. 2). Eller som større ganger, disse følger delvis skifriheten, delvis skjærer de denne. Mange pegmatitter har form av helt uregelmessige masser, og ofte ligger de helt isolert i sidebergarten. Noen steder



Fig. 2. Pegmatittårer i glimmergneis med amfibolittboudinager. Hopsjøen.

Pegmatite veins in mica gneiss with boudins of amphibolite.

kan en se aplitt ytterst og pegmatitt innerst. Foruten hovedmineralene mikroklin, plagioklas og kvarts fører pegmatitten både muskovitt og biotitt, muskovitten er ofte anrikt i pegmatitt i forhold til sidebergart, hvor det er mer biotitt. Dessuten er kloritt et vanlig pegmatittmineral, og hornblende dersom pegmatitten ligger i amfibolitt. – Rikdom på pegmatitt i de metamorfe bergarter i forhold til eruptivene er et iøynefallende trekk på Hitra. Og pegmatitten i disse bergartene må tolkes som dannet ved granittisering, i likhet med trondhjemitten og granodioritten omkring. Den isolerte form som mange av pegmatittene har, og anrikningen i amfibolitt skulle også tyde på dette.

Yngre dannelser i migmatitten er enkelte *kvartsganger*. Samtlige ligger parallellt strøket. Den ene av disse går nord for Stolvann og Andevann, og fins igjen nord for Barmanvanna. En annen ligger like syd for st. Eidsvåg. Den er ca. 50 m bred, og er sterkt oppsprukket, særlig loddrett på gangens lengderetning. En tredje fins på Fjellværøy. En kan se den helt vestligst på øya, ved Brøttingsvåg, og helt østligst, ved Kvitsand. Begge steder har det vært drift, men den var lite lønnsom, da kvartsen

her som de andre stedene er temmelig uren. Glimmermineraller er de viktigste forurensningsmineraller. Ved Kvitsand ligger gangen innen dioritt, men der er glimmerskifer umiddelbart ved kvartsen. Gangens bredde er her ca. 50 m, ved Brøttingsvåg er den adskillig smalere.

Glimmergneisen selv er en sterkt skifrig bergart. De tallrike glimmer-slirer gir den et karakteristisk utseende i feltet. Vanligvis har den uregelmessige, buklete skifrihetsplan. Den er varierende utviklet. Vanligvis er både biotitt og muskovitt tilstede i større mengder, men forholdet mellom de to glimmermineraller varierer sterkt, delvis mangler det ene helt eller opptrer i små mengder. De muskovittrike typer fører også meget kloritt og danner overgang til glimmerskifre. De kan til og med ha et fyllittisk utseende, som i de gode vegskjæringene på hovedvegen nær Dolmsundet. Men også i disse typer er feltspatinnholdet stort. Disse typer representerer en lavere metamorfose enn de biotittrike typer. De sistnevnte er i den vestlige del av området delvis sillimannitførende. Granatinnholdet kan være meget høyt, også i de muskovittrike typer.

Gneisen har sterkt vekslende kornstørrelse. Forholdsvis grov plagioklas og kvarts mellom finkornige, glimmerrike drag. Lepidoblastisk til granoblastisk tekstur.

Tabellen nedenfor viser mineralinnholdet, uttrykt i vol. % funnet etter punkttelling i slip, av enkelte prøver. De fire første fra vest til øst på Fast-Hitra, nr. 5 fra Dolmøy. Nr. 4 har et fyllittisk utseende.

	1. Småge-sjøen	2. Grova-vann	3. S Sommer-vold	4. Vågen	5. Berget, Dolmøy
Kvarts	37	29	23	33	26
Plagioklas	36	37	28	34	49
Biotitt	14	23	13	-	23
Muskovitt	5	6	17	27	+
Kloritt	-	-	8	5	-
Sillimannitt	5	1	-	-	-
Granat	1	2	8	1	1
Andre mineraler	2	2	3	+	1

Kvarts. Sterkt undulerende.

Plagioklas. An-innholdet ligger i de ovennevnte prøver mellom 25 og 30 %, minst i de muskovitt-klorittrike varieteter. En prøve syd for Annes (granat-biotittgneis) viste An 38. Noe sericittisert, delvis er noe kalkspat utskilt.

Biotitt. Meget høyt Fe- og Ti-innhold med sterk pleokroisme og høy lysbrytning. z: sterk rødligbrun, x: lyst gullig. $n_z = 1.657-1.660$. Dette tilsvarer en lepidomelan med Fe:Mg ca. 3:1. Karakteristisk er det at den er meget rik på små zirkoninneslutninger med pleokroitisk halo omkring. Også rik på ertsinneslutninger.

Muskovitt. Ofte dårligere orientert enn biotitt, idet en del korn står skrått i forhold til den vanlige orientering. Kan være delvis oppspist av kvarts.

Kloritt. Lys grønnfarge i slip, men høy lysbrytning med n_y omkring 1,635. Meget lav dobbeltbrytning. Aksevinkelen er meget liten og positiv. Den skulle altså i likhet med biotitten være en Fe-rik type. Den er også Al-rik. Etter Deer o. a. er det en ripidolitt med Fe:Mg ca. 2:1. Interferensfargene er sterkt varierende, overnormale blåfiolette og undernormale brune. Kan veksle sterkt i ett og samme aggregat, eller det kan være en stripevis veksling i et og samme korn. Korn med overnormal interferensfarge har alltid positiv elongasjon, korn med undernormale interferensfarge alltid negativ elongasjon. Men det ser ikke ut for at interferensfargene har noe med sammensetningen å gjøre. Farge og relieff er det samme, aksevinkelen likeledes.

Der hvor kloritt og biotitt forekommer sammen opptrer alltid kloritt som et tydelig omvandlingsprodukt fra biotitt. I prøve 4, hvor biotitt ikke er tilstede, har kloritten tallrike titanittinneslutninger, noe som også tyder på en retrograd omvandling fra biotitt, idet titanitten ikke kan oppta like meget Ti som biotitt, og overskuddet blir utskilt i form av titanitt. Som biotitt er også kloritt rik på erts- og zirkoninneslutninger.

Sillimannitt. Karakteristisk høymetamorft mineral fra den vestlige del av området. Intimt sammenvokst med glimmermineralene. Den sillimannittførende gneis har et moderat muskovittinnhold, og sillimannitten må antas delvis å erstatte muskovitt ved stigende metamorfose.

Granat. Opptil $\frac{1}{2}$ cm store, runde porfyroblaster. Fra den høymetamorfe sillimannittgneis 1 og fra den mindre metamorfe, klorittrike bergarten 4 ble det tatt opp spektrogrammer av granat, som ble bedømt av I. Oftedal, etter sammenligning med standardspektre. De to prøvene viste liten forskjell i sammensetning. Begge er alminnelige almandiner med Si, Al og Fe som hovedbestanddeler, Mg-innholdet antas 2-3 %, Mn-innholdet ca. 1 %. Videre Ca av større'sesorden 0,1 %, sannsynligvis størst i sillimannittgneisen. Ti-innholdet var merkbart større i denne gneisen, ca. 0,1 %, mens den var langt under i den klorittrike bergarten.

Gneisen er rik på *ertsmineraler*. Av andre aksessorier er *zirkon* og *apatitt* alltid tilstede.

Glimmergneisens opprinnelse.

Glimmergneisen har ved sin sterkt skifrige karakter med overgang til glimmerskifer et tydelig sedimentært preg. Karakteristisk i så måte er også de tallrike marmorlag som er innleiret i gneisen. Rikelig opptreden av zirkoninneslutninger i biotit' o. a. mineraler er ifølge Ramberg (1943) et tegn på sedimentær opprinnelse. Dannelsen av mineraler som muskovitt, almandin og sillimannitt viser at det har vært et stort Al-overskudd tilstede, og at vi har med opprinnelige leirsedimenter å gjøre.

b. Alminnelige biotittgneis.

Biotittgneis med atskillig lavere glimmerinnhold enn glimmergneisen er utbredt i sone 6, som utpreget finkornige gneiser. Videre er det særlig i utkanten av de nordlige diorittene vanlig med gneisstruerte, tildels helt hornblendefri bergarter. Disse gneiser omtales i seinere avsnitt.

Utenom disse områder har alminnelige biotittgneiser liten utbredelse på Hitra. De fins bare i enkelte smalere bånd, og har fra kvartsdiorittisk til granodiorittisk sammensetning. Rødlige gneiser med eller uten kalifeltspat (mikroklin) fins et par steder innen migmatitten på Nord-Hitra: NV for Klinten og NØ for Melkestadvann, og et par steder ved amfibolitt og rød granodioritt på Fjellværøy. Biotitten kan være helt klorittisert. En lys grå, mikroklinrik gneis fins i fortsettelse av øyegneis på Mulås vest for Ansnes.

c. Hornblendegneis.

I likhet med biotittgneis er hornblendegneis meget utbredt som finkornig gneis i sone 6, og i forgneisede deler av de nordlige dioritter.

I dette avsnitt omtales bare hornblendegneis fra sone 5, hvor den opptrer sammen med amfibolitt. Sonen ligger syd for, og under de fleste diorittene på Nord-Hitra. Foruten på strekningen Hestnes-Fausland, også på Fjellværøy, på Ulvøy og på Ansnes-halvøya. Østligst på sistnevnte ligger de skifrige bergarter over dioritten. Lenger vest fins sonen igjen på Helgebostadøy og i Kvenvær. Her er sonen helt omringet av dioritt, bredden er ca. 1500 m. Noen steder dominerer gneis, andre steder amfibolitt. På strekningen Fausland-Klinten er det overveiende gneis nordligst, nærmest dioritten, og amfibolitt sydligst. Alle overganger mellom de to bergarter er tilstede, og bånding i alle størrelser mellom

mørk og lysere bergart er det vanlige. Dessuten ser en ofte inneslutninger av amfibolitt i gneisen. Aller nordligst er gneisen ofte utviklet som øyegneis (denne har lite eller ikke hornblende), som omtales nærmere under. Gneisen er meget rik på pegmatitt, gjennomskjærende eller tettsittende årer parallellt skifrigheten. Årene kan være sterkt småfoldet.

Hornblendegneisen er fra middels- til finkornig. Hovedmineralene er plagioklas, hornblende, biotitt og kvarts. Plagioklas i størst mengde, omkring halvparten av bergarten. Innholdet av mørke mineraler varierer sterkt. Vanligvis er det mest hornblende, men delvis har gneisen lite hornblende og mye biotitt. Kvartsinnholdet er 10–20 %. Av bibestanddelene er gneisen rik på epidot, og kloritt er vanlig sekundærmineral. Kvartsen er anhedral, de øvrige mineraler fra subhedrale til euhedrale.

Plagioklas. An-innholdet ligger vanligvis på omkring 35 %. Som regel noe sericittisert. Delvis tektonisering, med bøyninger og små forkastninger av tvillinglamellene.

Kvarts. Meget sterkt undulerende.

Hornblende. Sterk pleokroisme: z: blåliggrønn, y: grønn, x: lys gulgrønn. Høy lysbryting: n_z 1,685–1,70. Dobbeltbrytningen er ca. 0,02. $2V$ ca. -70° , c/z 15–17°. Det er altså en Fe-rik type. Enkelte steder ses biotittisering langs spalteplan.

Biotitt. Som hornblendene er den meget Fe-rik, men Ti-innholdet er etter fargen å dømme lavere enn i glimmergneisen (Trøger). Pleokroisme: z: brun, x: lyst gullig. n_z omkring 1,655. Skjærer ofte gjennom hornblendene. Ofte grønn i kantene, som er begynnende klorittisering, delvis stripevis klorittisert.

Kloritt. Som i glimmergneisen er det en ripidolitt, men mindre Fe-rik med n_y ca. 1,620.

Epidot. Lysegrønn farge og svakere pleokroisme. Forekommer sammen med andre mørke mineraler, ofte innesluttet i biotitt.

Muskovitt og *mikroclin* kan opptre i små mengder.

Av aksessorier er gneisen rik på *titanitt*, *ertsmineraler* og *apatitt*, men den har i motsetning til glimmergneisen lite *zirkon*.

Hornblendegneisens dannelse.

Både syd for – på Smøla – og nord for Hitra – i Fosdalen – forekommer samme dioritt som på Hitra. Områdene er undersøkt av henholdsvis C. W. Carstens (1924) og H. Carstens (1949). Begge steder er metamorfosen atskillig mindre enn på Hitra, og opprinnelige bergarter lar seg lettere bestemme. Både på Smøla og i Fosdalen er det grønnstein like ved

dioritten, grønnsteinen er omvandlet basisk lava. Eruptivene har trengt inn i sin egen lava. Det ligger nær å slutte at det samme har vært tilfelle på Hitra, som ligger i storkretningen for de nevnte områder. Ved seinere granittisering, i første rekke ved Na-tilførsel, er så en større del av amfibolitten blitt omvandlet til en lysere bergart, hornblendegneisen. At omfattende granittisering har gått for seg, tyder også den rikelige opptreden av pegmatitt i disse bergarter på. I samme retning peker også de tallrike amfibolittinneslutninger i gneisen.

d. Øyegneis.

Øyegneiser er på Hitra utviklet i to forskjellige slags miljø, begge er allerede omtalt: 1. I migmatitten i sone 3 og 2. I amfibolitt-hornblendegneissonen (5).

1. *I migmatitt*. Forekommer ofte som tynne, lite utholdende lag. Enkelte steder, som ved Vikan og nord for Storvann-Andevann, noe mektigere lag. Dessuten som store sammenhengende masser på Rekstexen med fortsettelse på småøyene vestfor. Gneisen er alltid sterkt skifrig, men graden av skifrighet varierer en del med glimmerinnholdet. Øynene har langstrakt linseform, er opptil 5 cm lange, og er godt orientert i skifrighetsplanet. De er av forskjellig innhold og beskaffenhet. Delvis er de – og fortrinnsvis de største – mikroklin, delvis oligoklas. Begge slags øyne er delvis aggregater av små korn, delvis er det enkeltkrystaller eller karlsbadtvillinger. Mikroklinen, som også fins i grunnmassen, er pertittisk. Pertittlamellene har form av korte, tynne spindler eller har mer uregelmessig form. Plagioklasen har ca. 25 % An. Myrmekitt er ofte tilstede ved mikroklin. Bergarten er meget rik på kvarts. Sillimannitt og granat er ikke sett i øyegneisen. Bortsett fra dette, og innholdet av kalifeltspat, er mineralene de samme som i glimmergneisen uten øyne. Mineralinnholdet i en representativ prøve fra ei øy like syd for Kjøney i vol %:

Kvarts	33	Biotitt	7
Mikroklin	27	Muskovitt	6
Plagioklas	26	Erts	1

Gneisens dannelse.

Utgangsmaterialet for øyegneisen har tydeligvis vært leirsedimenter som for den øvrige glimmergneis. Porfyroblastdannelsen må ha skjedd ved en tilførsel av K. Om også Na er tilført i større mengder på den tid øye-

gneisdannelsen fant sted er mer tvilsomt. Dannelsen av trondhemitten i migmatitten må ha krevd en betydelig Na-tilførsel. Trondhemitten har meget lite eller ikke kalifeltspat. De to slags metasomatose har sannsynligvis foregått til forskjellig tid. Na-tilførselen som har dannet trondhemitten kan en gå ut fra er synorogenerisk. Og øyegneisdannelsen har sannsynligvis foregått på et sen- eller postorogenerisk stadium under avtagende trykk (sml. Rosenqvist).

2. *I amfibolitt/hornblendegneissonen.* Øyegneisen går her som en meget markert, men ikke helt sammenhengende sone, opptil 100 m bred, like syd for de fleste diorittene på Nord-Hitra. Bortsett fra området ved Ansnes, alltid under dioritten. Øyegneisen er ofte rik på mørke, amfibolittiske inneslutninger. Den har en annen karakter enn den tidligere omtalte. Den er mer massiv. Øynene som kan være opptil 5 cm lange, har for en større del euhedral form med rektangulær begrensnings. Orienteringen i skifrihetsplanet er langt dårligere, idet mange øyne står på tvers av dette. I likhet med glimmergneisen kan øynene være både av mikroklin og plagioklas, de største fortrinnsvis av mikroklin.

Mikroklinen opptrer helt overveiende som øyne, i grunnmassen er det lite av den. Ved siden av å føre kalifeltspat skiller øyegneisen seg fra hornblendegneisen ved å føre lite hornblende, som oftest mangler dette mineral. Øyegneisen har mer av sekundærminerale. Plagioklasen, som i likhet med den i hornblendegneisen har ca. An 35, kan være sterkt sericittisert. Kloritt opptrer rikelig. Iallfall for en større del er denne omdannet fra biotitt, da en ofte ser rester av biotitt i kloritt. Kloritten er meget rik på titanittinneslutninger. Et annet sekundærmineral er prehnitt. Det opptrer alltid ved kloritt. Ellers er mineralene som i hornblendegneisen.

Gneisens dannelse.

Denne gneisen kan tenkes dannet på to måter.

1. Som porfyrisk facies av dioritten.
2. Ved granittisering av de amfibolittiske bergarter.

For den første mulighet taler den delvis rektangulære form av øynene, og den dårlige orientering av disse. De kan se helt ut som porfykrystaller. Til tross for dette holder jeg den andre mulighet som mest sannsynlig. I felt gir bergarten inntrykk av å tilhøre amfibolitt/hornblendegneiskomplekset. Øyegneisen har samme skifrige struktur som disse bergartene, og skiller seg i så måte tydelig fra dioritten, som har en langt mer

massiv struktur, selv om også dioritten i disse områder kan være sterkt presset. Dette kommer tydelig til uttrykk i topografien. Dioritten begynner akkurat ved foten av de langstrakte fjellryggene, mens øyegneisen og de andre skifrige bergarter er langt sterkere erodert. At øyegneisen i motsetning til de omgivende bergarter – også dioritten – fører store mengder kalifeltspat, peker også hen på en seinere stofftilførsel. Øyegneisdannelsen har i første rekke krevd tilførsel av K. Karakteristisk er det at øyegneisen akkurat ligger på grensen til dioritt. Det ser ut til at det her har vært en særlig lett adgang for stofftilførsel. Det er også rimelig at trykket her har hatt et minimum. Retrograd metamorfose med klorittisering har funnet sted i sterkere grad enn i bergartene omkring.

e. Finkornige gneiser.

Fra Skipnes ved Strømsfjorden i V til Filfjorden med fortsettelse på Fjellværøy i Ø strekker det seg et opptil 1200 m bredt belte som overveiende består av utpreget finkornige gneiser. Selv om sammenætningen av disse gneiser varierer sterkt, faller det naturlig å omtale de under ett, særlig da de har en utpreget båndet struktur.

Foruten at de ulike gneiser veksler båndvis opptrer det rikelig med helt mørke, amfibolittiske bånd, noen steder er det en stadig veksellagring av gneis og amfibolitt. Nord for Strømsfjorden fins enkelte diorittiske bånd. Bånd av rød, presset granodioritt forekommer over hele området. Gneisene ligger under og syd for amfibolitt, mot syd grenser de til eruptivbergarter. Gneisene har meget varierende utviklet parallelstruktur, ofte har de en utpreget planstruktur og kan da vise sterk oppspaltning. Flere steder, som på Fjellværøy og ved Steinklov nord for Fillan er gneisene sterkt tektonisert. Utenom det nevnte belte er slike finkornige gneiser lite utbredt. Enkelte smale bånd fins på de mindre øyene nord for Hitra.

Jeg har skilt ut disse hovedtyper:

1. Rødlig, hard, meget kvartsrik gneis. Muskovitt- eller biotittgneis.
2. Mørk, grågrønn, klorittrik gneis. For en større del oppspaltning i heller, med skiferkarakter.
3. Grå til rødlig biotittgneis med lite eller ikke hornblende.
4. Rødlig, hornblenderik gneis. I motsetning til de andre typer er den rik på kalifeltspat.
5. Grå hornblendegneis. Mørke og lyse bånd etter hornblendeinnholdet.

6. Mørk pyroksen/hornblendegneis. I motsetning til de andre typer fattig på kvarts.

Typene 2, 3, 4 og 5 har størst utbredelse, men type 2 er begrenset til de østlige deler av feltet: Grøt fjell og Fjellværøy. Type 1 opptrer i større mengde vestligst i feltet, syd for Klinten, mens type 6 bare er sett som et smalere bånd øst for Skipnes, likeledes vestligst i feltet.

Gneisene har granoblastisk tekstur. Forholdsvis jevnkornig med gjennomsnittlig kornstørrelse ca. $\frac{1}{4}$ mm eller under. Tabellen på side 18 viser mineralinnholdet i vol. % av representative prøver, en fra hver av de 6 typer.

Kvarts. Meget sterkt undulerende. Ofte suturert struktur, kornene griper inn i hverandre. Kan være sterkt uttrukket i skifrihetsplanet.

Mikroklin. Klar i motsetning til plagioklasen.

Plagioklas. An-innholdet varierer fra 5 til 30 %, minst i typene 1 og 4, d. v. s. særlig kvarts- eller mikroklinrike gneiser, størst i pyroksengneisen (6). En del sericittisert, mest i klorittgneisen (2), kan også være litt saussuritisert, ofte er det utskilt noe kalkspat. Kan være tektonisert med bøyninger og små forkastninger.

Biotitt. Forholdsvis lys farge med pleokroismen: z: brun eller brungrønn, x: lyst gullig eller grønnlig. n_z vanligvis 1,640–1,645. Den er altså fattigere på Fe enn biotitten i de andre gneisene. Etter Tröger er Fe:Mg ca. 3:2. Delvis klorittisert. Enkelte zirkoninneslutninger, men sparsomt i forhold til glimmergneisen.

Kloritt. Den vanlige ripidolitt med pleokroismen: x og y: grønn: z: nesten fargeløs, og anomale interferensfarger. Rik på titanittinneslutninger. Dannes ofte omkring epidot.

Hornblende. Vanlig pleokroisme med blågrønn farge i z. $2 V_x$ ca. 70° , c/z ca. 15° . Noe lavere lysbrytning enn i hornblendegneisen i sone 5: n_z 1,665–1,685, og således mindre Fe-rik. Poikilitiske kvartsinneslutninger.

Pyroksen. Opptrer bare i type 6. Sannsynligvis diopsidisk med lysegrønn farge og svak pleokroisme. $2 V_z$ ca. 60° , n_z ca. 1,705, n_x ca. 1,675, men c/z forholdsvis stor, 43° .

Epidot. Gneisen kan være rik på små, subhedrale epidotkorn. Pleokroisme i lysegrønn og sterkere gulgrønt, z/a ca. 28, $2 V_x$ ca. 80° . Etter dette har den ca. 25 mol % Fe-epidot. Ofte sonart oppbygd. Assosiert med andre mørke mineraler, ofte dannes den omkring ertskorn.

Av andre mineraler opptrer muskovitt i større mengder bare i type 1.

Gneisen kan føre litt kalkspat, type 2 litt granat og prehnitt. Av aksessorier opptrer titanitt og ertsmineraler rikelig, titanitten er ofte dannet omkring ilmenitt. Litt apatitt og zirkon.

	1. S. Klinten	2. Filheia	3. V Grøt fjell	4. S Volden	5. Sandvann	6. Ø Skipnes
Kvarts	41	27	24	21	39	1
Mikroklin	2	-	2	13	-	-
Plagioklas	44 (An 5)	59 (An 13)	61 (An 17)	50 (An 5)	49 (An 25)	53 (An 30)
Muskovitt	7	+	1	-	-	-
Biotitt	-	-	7	1	1	-
Kloritt	3	11	+	8	1	-
Hornblende	-	-	+	3	9	24
Pyroksen	-	-	-	-	-	20
Epidot	1	+	4	1	1	1
Andre mineraler	2	3	1	3	+	1

I Vågen på Dolmøy er der i migmatitten et få meter mektig lag av en lysegrå, finkornig bergart som har en utpreget oppspaltnig i heller. Av utseende ligner den meget på en sparagmittskifer. I mikroskopet viser den seg å ha en sjelden sammensetning. Hovedmineralene er tremolitt, diopsid, andesin med An 47, mikroklin, kvarts og delvis klorittisert biotitt, dessuten noe muskovitt. Både tremolitten og diopsiden har svak grønnfarge og således noe Fe-holdige. Utgangsmaterialet for denne bergarten har sannsynligvis vært et noe sandholdig kalkrikt sediment.

Om de finkornige gneisers opprinnelse.

Det er lite en kan si med sikkerhet om dette. Kornstørrelsen skulle iallfall tyde på at vi har med suprakrustaler å gjøre. Leptitter fra grunnfjellet både i Sverige og Norge regnes for en større del å ha vulkansk opprinnelse. Og dette er meget trolig også tilfelle med de finkornige gneiser på Hitra. En ting som tyder på dette er en forekomst på Skipnes ved Strømsfjorden – den finkornige gneis er her en hornblendegneis – av magnetittmalm av lignende type som den på Fosenhalvøya (se under «Malmer»). Magnetittmalmen her er ifølge H. Carstens alltid knyttet til vulkansk virksomhet. Og like nord for Skipnes, på Garbufjell, er det i en litt grovere hornblendegneis samme slags malm som på Skipnes. Denne gneisen ble i et tidligere avsnitt tolket som en opprinnelig lavabergart.

2. Glimmerskifre.

Som nevnt under avsnittet «Glimmergneis» må en del av denne bergarten betegnes som glimmerskifer, selv om plagioklasinnholdet også da er betydelig. Utenom migmatitten har glimmerskifre en begrenset utbredelse. De fins følgende steder:

1. *Øst for Storvann.* Flere små felt. To sydlige ligger helt isolert i eruptivbergarter, det er tette, mørke skifre, sterkt oppsprukket med tallrike glideplan. Det nordligste felt ligger i utkanten av dioritt. Skiferen her er likeledes mørk, men har normal kornstørrelse (finkornig). Prøve fra midterste felt ble nærmere undersøkt mikroskopisk. I en tett grunnmasse, som overveiende består av kvarts og biotitt er det opptil 5 mm store porfyroblaster av granat. Denne er helt oppfylt av poikilitiske kvartsinneslutninger. Av andre mineraler er det litt plagioklas, epidot og kloritt.

2. *Syd for Strømsfjorden.* Også her er det en del sedimentrester i eruptivene, mer utbredt enn ved Storvann. Skiferen opptrer i et større felt øst for Ørndalen, og flere mindre felt og små inneslutninger i granodioritten lenger øst, til henimot Strøm. I likhet med skiferen ved Storvann er den tett, men har lysere farge, grå til gråbrun. Feltpatinnholdet veksler meget, slik at en har fra gneisaktige typer til skifre som ikke forefeltspat. En prøve av sistnevnte type ble nærmere undersøkt mikroskopisk. Skiferen er av lignende sammensetning som den ved Storvann, men den fører i motsetning til denne rikelig med kloritt og muskovitt ved siden av biotitt og kvarts, dessuten er den meget rik på ertsmineraler. Granatporfyroblaster full av poikilitiske kvartsindivider opptrer også her rikelig, men er meget mindre, de største ca. 1 mm.

3. *Helgebostadøy.* Glimmerskiferen her er opptil 600 m bred og har amfibolitt over og under. Det er to forskjellige typer. Nordligst er det en sterkt forvitret, råten skifer med brun farge. Den er dessuten meget karakteristisk ved å føre rikelig med sterkt utstående, cm-store granatporfyroblaster. Sydligst er det en frisk, gråbrun skifer med planskifrig struktur. Den fører noe amfibol, derimot ikke granat. Ved siden av biotitt og kvarts fører bergarten en del plagioklas. Den er rik på ertsmineraler. Biotitten er forholdsvis Fe-fattig med pleokroismen: z: lysebrun, x: nesten fargeløs. Den er rik på inneslutninger av apatitt og zirkon. Plagioklasen er klar og temmelig basisk, nemlig An 50. Ambifolen er forskjellig fra den vanlige. Den har lysegrønne farger og forholdsvis svak pleokroisme.

n_z ca. 1,663, n_x ca. 1,643, c/z ca. 15° , $2 V_x$ ca. 80° , $r > v$. Det er sannsynligvis en akzionolitt med ca. 45 % Fe-silikat.

Denne sydlige skifer har opprinnelig vært et kalkrikt leirsediment, mens den nordlige skifer representerer et leirsediment med særlig stort overskudd på Fe og Al.

3. Grønnskifre.

Som rimelig er i et så høymetamorft område som Hitra har grønnskifre liten utbredelse. Men de fins enkelte steder i sterkt tektoniserte soner, hvor retrograd matamorfose har funnet sted. Innen migmatittfeltet fins en slik skifer f. eks. syd for Storvann. På grensen mellom migmatitt og dioritt i et ca. 50 m bredt bånd ved Eidsvåg. Det er en lett oppsmuldrende skifer av mørkegrønn farge. Av mineralene kommer albitt i første rekke, deretter kloritt. Albitten (An 2) er helt brun av Fe-impregnasjon og meget sterkt sericittisert, den er også rik på utskilt kalkspat. Den er sterkt oppknuet og viser en mengde små forkastninger. Kloritten er den vanlige ripidolitt, men har forholdsvis lav lysbrytning, n_y ca. 1,620. Det tilsvarer Fe:Mg ca. 1:1. Kvartsinnholdet er forholdsvis lavt. Kvartsen er meget sterkt undulerende, og har suturert tekstur. Bergarten er meget rik på kalkspat og titanitt. Kalkspaten opptrer foruten i albitten som selvstendige korn. Titanitten er alltid sterkt knyttet til kloritten, for en større del er den innesluttet i denne. Det viser at kloritten er sekundært omvandlet fra et Ti-rikt mineral, enten biotitt eller hornblende. Det er mulig at grønnskiferen har vært en opprinnelig dioritt. Nettopp i disse strøk er det en spesiell type metadioritt, hvor all hornblende og biotitt er omvandlet til kloritt.

En annen klorittrik skiferbergart opptrer i Slåttedalen ved sydgrensen av feltet, midt i dioritt. Sydgrensen for skiferen er ikke gått opp. Som dioritten like nord for er skiferen sterkt oppsprukket. På sprekkene er avsatt klinozoisitt, sericitt og kvarts. Skiferen er rik på feltspat/kvartsårer parallellt skifriheten. Den har atskillig lysere farge enn skiferen ved Eidsvåg, nemlig grågrønn. Hovedmineralene er sterkt sericittisert albitt, meget sterkt undulerende kvarts og kloritt av omtrent samme sammensetning som skiferen ved Eidsvåg (n_y ca. 1,617). Dessuten flere prosent prehnitt.

Prehnitt. Dette mineral ble bestemt ved hjelp av røntgen. Det er alltid assosiert med kloritt. Som kloritt er det et lavtemperaturmineral, og i bergartene på Hitra sekundært. Makroskopisk svakt grønn. I slip farge-

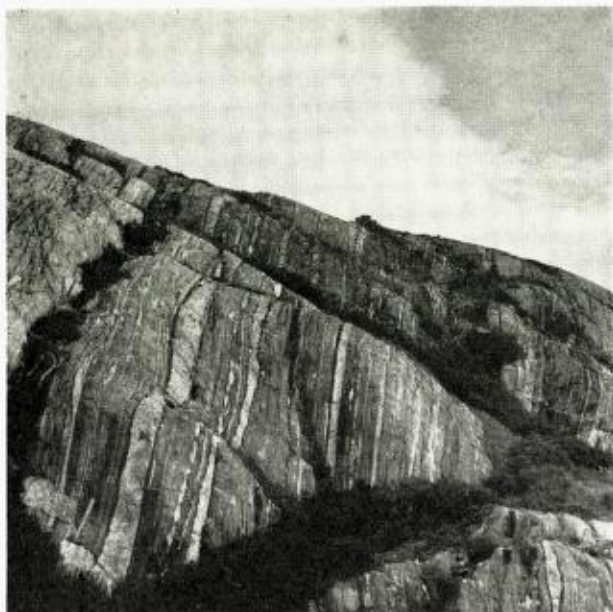


Fig. 3. Båndet amfibolitt med lagerganger av rød granodioritt.
W Mellomseter, Fjellværøy.

Banded amphibolite with sills of red granodiorite.

løst, med omtrent samme relieff som kloritt, men med betydelig høyere dobbeltbryting. n_z ca. 1,638, n_x ca. 1,618, dobbeltbrytingen ca. 0,02. Stor positiv aksevinkel, 60–70°. Bra spaltbarhet, rett utslokning.

Harde skiferbergarter av lignende sammensetning, men med mer utpreget mylonitt-struktur enn disse omtales under «Kataklastiske bergarter».

4. *Amfibolitter.*

Amfibolitter er meget utbredt innen alle slags metamorfe bergarter på Hitra:

1. *I migmatitten* (sone 2 og 3). Opptrer som små inneslutninger, langstrakte slirer og breidere bånd. Ofte forekommer den i stadig vekselagring med marmor (fig. 5).

2. *Syd for dioritt i sone 5.* Utbredelsen ble nærmere omtalt under hornblendegneis. Amfibolitten forekommer her båndet sammen med

hornblendegneisen. Og alle overganger mellom de to bergarter er tilstede. Syd for Hokkeltind og Ovnfjell er det vanlig at mindre legemer er dreid rundt, slik at de er orientert tvers på den vanlige strøkretningen.

3. *Med finkornige gneiser og rød granodioritt* (sone 6). Forekommer her som breidere eller smalere bånd. Ved siden av at det er en båndvis veksling av gneis og amfibolitt er også selve amfibolitten båndet, fra helt mørke til lysere bånd. Ganger av rød granodioritt som opptrer utpreget konformt, er meget vanlig (fig. 3). Andre steder har granodioritten mer diffuse grenser til amfibolitten. Særlig typisk nord for Storvann og på Fjellværøy er en stadig veksling av amfibolitt og granodioritt. Også granodioritten er vanligvis tydelig parallellstruert.

Pegmatitt i amfibolitt. Amfibolitt er den bergarten som fører aller mest pegmatitt. Som den sprø bergarten amfibolitt er, sprekker den lett opp, og det oppstår ofte da pølseformige legemer, de såkalte boudinager. I sprekkenes dannes trykkminima, og dermed blir også den fri energi mindre her enn i omgivelsene. Dermed blir det en vandring av le. tbevegelig stoff mot slike steder (se fig. 2). Mange steder er det større pegmatittmasser, hvor det bare er inneslutninger av amfibolitt tilbake (fig. 4). Pegmatitten er vanligvis kvit, sjeldnere rød, og har hovedmineralene mikroklin, sur oligoklas og kvarts. Av sjiktmineraler både biotit, kloritt og muskovitt, sistnevnte er mindre utbredt enn i pegmatitten i glimmergneisen. Hornblende opptrer enkelte steder. I vegskjæring på Filheia ble funnet litt molybdenglans.

De største pegmatittmasser fins nord for Vettan på Dolmøy. I et felt på ca. $\frac{1}{3}$ km² er her pegmatitt hovedbergarten, men større mengder med amfibolittrester er også tilstede. Dessuten er pegmatitten sterkt oppblandet med finkornige partier. I amfibolitten her er det gode eksempler på metasomatisk dannede kvartsårer. Omkring årene er det ofte en anrikning av hornblende. Etterat kvartsmaterialet er trukket ut fra sidebergarten og inn i årene er hornblenden blitt konsentrert like ved.

Bortsett fra enkelte avvikende typer er det ingen stor forskjell på amfibolittene i de tre områdene. Det er mørke, ganske finkornige bergarter med gjennomsnittlig kornstørrelse vanligvis ca. $\frac{1}{2}$ mm eller under. Som nevnt er det vanlig med lysere bånd i sone 5 og 6. De er mer eller mindre planskifrige. Mest utpreget i sone 6, hvor også hornblendens linjestruktur er mest utpreget. Teksturen er granoblastisk. Hovedmineralene

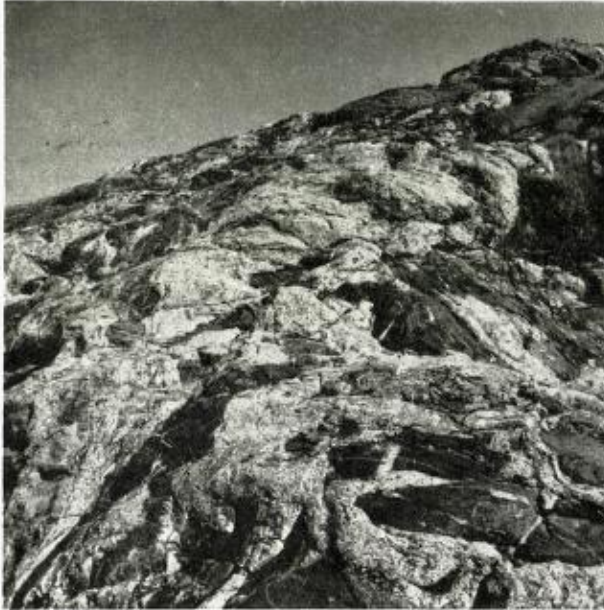


Fig. 4. Pegmatitt med amfibolittinneslutninger. Vågan.

Pegmatite with inclusions of amphibolite.

er plagioklas og hornblend ϵ , i tilnærmet like store mengder. Biotitt og kvarts opptrer vanligvis i små mengder, men begge mineraler kan overstige 5 % av bergarten, biotitten opptrer mest rikelig i sone 6. Kloritt er ofte rikelig tilstede som omvandlingsprodukt fra hornblende \pm biotitt. Av aksessorier kan amfibolittene være rike på titanitt, epidot og ertsmineraler, dessuten fører de litt apatitt og zirkon, delvis også kalkspat og ortitt.

Plagioklas. I de vanlige amfibolitter er An-innholdet ca. 35 %. Den er mer eller mindre sericittisert, prøvene fra sone 5 er også noe saussuritisert.

Hornblende. Hornblend ϵ n i migmatitten er forskjellig fra den i sone 5 og 6, hvor det er den vanlige blågrønne. I migmatitten har den derimot denne pleokroismen: z og y: brungrønn, ofte grønn ytterst og brun innerst, x: lysegrønn eller lysebrun. Den blågrønne hornblend ϵ n har $2 V_x$ ca. 70° , c/z ca. 17° , n_z 1,665–1,685. Den brungrønne har $2 V_x$ ca. 80° , c/z ca. 15° , n_z 1,675–1,695. Dobbeltbrytningen er i begge typer ca. 0,02. Forskjellen kan skyldes et høyere Ti-innhold i hornblend ϵ n i

migmatittfeltet, men også at temperaturen her har vært høyere enn lenger syd.

Biotitt. I alle tre områder normal brunfarge og pleokroisme med forholdsvis moderat lysbrytning: n_z 1,640–1,645, og forholdsvis lite av zirkoninneslutninger, altså noe forskjellig fra biotitten i glimmergneisen.

Kvarts. Som vanlig sterkt undulerende.

Titanitt. En større del innesluttet i hornblende.

Avvikende typer.

1. Nordøstligst på Ansneshalvøya (sone 5) er amfibolitten meget mørk, finkornig og temmelig massiv. Mineralogisk skiller den seg fra den normale amfibolitt ved å ha en meget basisk plagioklas: An ca. 70, og at hornblendens utgjør ca. $\frac{3}{4}$ av bergarten. Amfibolitten her er således meget Ca-rik.

2. *Granatamfibolitt i migmatitt.* Karakteristisk opptreden som små isolerte, linseformige inneslutninger i glimmergneisen. Det er en tung og massiv bergart. Meget finkornig grunnmasse, men med opptil cm-store granatporfyroblaster. Hornblendens er forholdsvis lys med brungrønn farge. Forholdsvis lite plagioklas, som er meget basisk med An 65, og lite omvandlet. Videre er bergarten rik på kvarts, en forholdsvis lys biotitt, og ertsmineraler. Granaten er noe klorittisert.

Den massive struktur, høye egenvekt, den basiske plagioklas og hornblendens pleokroisme tyder på at vi har for oss en bergart som er dannet under meget høy facies. Spektralanalyse av granaten viste imidlertid at Mg-innholdet i denne er moderat, noen få prosent som i glimmergneisen. Den avviker fra granaten i glimmergneisen ved å føre noe mindre Mn; under 1 %, mer Ca: av størrelsesorden 1 %, og mer Ti: ca. 0,5 %. Det er altså en alminnelig almandin.

3. *Pyroksenførende amfibolitt.* I gode vegskjæringer like nord for Melkestadvann. Utpreget båndet struktur med stadig veksling av svarte amfibolittbånd og grønne pyroksen/epidotrike bånd. Båndingen går ned til mm-størrelse. Pyroksen overveier i de grønne bånd, hornblende i de svarte, men hvert av mineralene forekommer i begge slags bånd. Pyroksen er diopsidisk med lysegrønn farge og svak pleokroisme, $c/z = 43^\circ$. Den er delvis uralittisert. Hornblendens har den vanlige blågrønne fargen, men er ofte sterkt avbleket. Kvantitativt i annen rekke kommer epidot og plagioklas. Epidot er særlig assosiert med pyroksen, ofte innesluttet, det

er vanlig at den opptrer på grensen mellom pyroksen og hornblende. Den har lysegrønne farger, z/a ca. 28° . Plagioklasen er en labrador med An 52, den er noe sericitisert og saussurittisert. Dessuten har bergarten flere prosent kalkspat, og er også meget rik på titanitt.

Amfibolittenes opprinnelse. Under omtale av hornblendegneisen ble det gjort sannsynlig at amfibolitten i sone 5 er av vulkansk opprinnelse: sterkt omvandlet form av den samme lava som fins på Smøla og i Fosdalen, der som grønnstein.

Hva de andre amfibolitter angår er det vanskelig å si noe med sikkerhet. I sone 6 er skifriheten noe utpreget enn i sone 5. Biotittinnholdet kan være ganske høyt, noe som etter Ramberg (1943) skulle være typisk for sedimentogene amfibolitter i motsetning til de magmatogene. De grønne, pyroksenrike båndene i amfibolitten representerer meget kalkrike lag. Disse båndene er meget lik de grønne reaksjonsrender som enkelte steder dannes mellom amfibolitt og marmor. Men det er sannsynlig at iallfall en del av amfibolittene i sone 6 er av vulkansk opprinnelse, i likhet med de finkornige gneisene her. Fe-malmen på Skipnes, som må regnes for å ha vulkansk opprinnelse, opptrer i amfibolittbånd.

Med hensyn til amfibolitten i migmatitten er denne karakterisert ved for en større del å være intimt sammenblandet med marmor. Og det ligger da nærmest å tenke på en stadig veksling av kalk- og mergersedimenter. Men som kjent kan også lava blande seg sterkt med sedimenter. I sitt arbeid fra Vestranden kommer Ramberg til at en større del av den amfibolitten som opptrer veksellagret med sedimentogene bergarter som glimmerskifre og marmor er av vulkansk opprinnelse. Om det samme er tilfelle på Hitra er vanskelig å si noe sikkert om.

5. *Marmor.*

Kalkspatmarmor er en meget utbredt bergart i migmatitten på Nord-Hitra og omliggende øyer. Ofte er det bare helt tynne lag som ikke er avtegnet på kartet. Men selv disse tynne lagene kan vise stor utholdenhet i s'ørøretningen. Størsteparten av marmoren opptrer imidlertid i mektigere bånd, men er da aldri sammenhengende. Først og fremst er den sterkt knyttet til amfibolitt. De to bergartene forekommer ofte i stadig veksellagring, som fig. 5 viser. Flere av disse båndene har en mektighet på ca. 100 meter eller mer. Foruten med amfibolitt er marmoren også sterkt oppblandet med andre silikatbergarter: glimmergneis, trond-

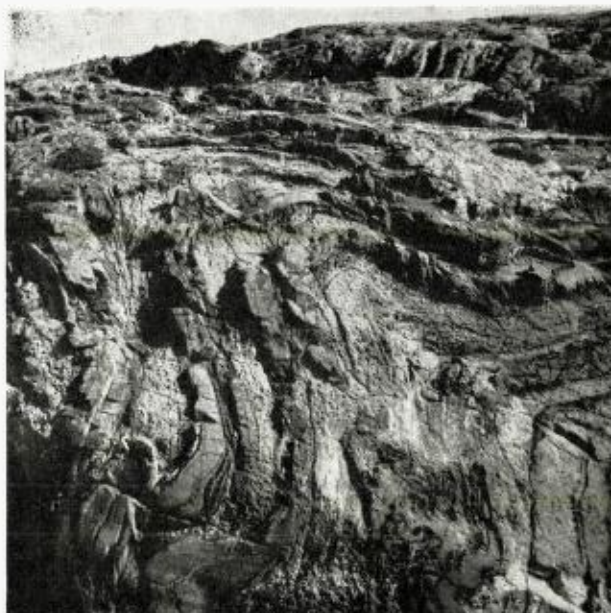


Fig. 5. Bånding av marmor og amfibolitt med folder.
Kråkøy NE Fjellværøy.

Banding of marble and amphibolite with folds.

hjemitt eller granodioritt og pegmatitt. Flere steder kan en se at marmoren har oppført seg plastisk, idet den har flytt inn mellom silikatbergartene. Selve marmoren er også temmelig uren for det meste. Fargen er fra skittenkvit til grå, enkelte steder brun. Innimellom kan det opptre forholdsvis ren marmor.

Utenom migmatitten opptrer marmor sparsomt. Enkelte tynne lag fins i amfibolitten i sone 6 på Fjellværøy. Et ca. 10 m mektig lag i dioritten vest for Liavann. Videre ligger en kvit og særlig ren marmor – den reneste jeg har sett på Hitra – i amfibolitt/hornblendegneis-sonen sydligst på Helgebostadøy, like ved Strømsfjorden. Østligst er den ca. 30 m mektig, men smalner av mot vest.

Det mektigste marmordraget lar seg følge fra Dolmsundet vest for Hopsjøen til Barmfjorden like nord for Vikan. Bredden er 150–200 m. Marmoren er godt blottet i vegskjæringen ved Hopsjøen. For størsteparten er den temmelig uren. To prøver er nærmere undersøkt mikroskopisk, en fra Hopsjøen og en fra Vatsdalen. Som vanlig for marmorene

på Hitra er den gjennomsnittlige kornstørrelsen ca. 1 mm, og korn-grensene er rette eller avrundete. Av forurensningsmineraler inneholder begge prøvene forholdsvis Fe-fattig, lysegrønn epidot, kvarts, plagioklas, muskovitt, titanitt og opake mineraler: grafitt og erts. Men mens marmoren fra Hopsjøen fører diopsidisk, lysegrønn pyroksen, fører marmoren fra Vatsdalen en fargeløs, langprismatisk tremolitt. I sistnevnte marmor er det også litt fargeløs kloritt.

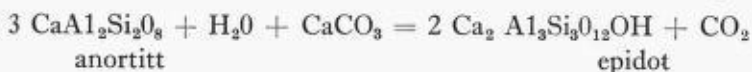
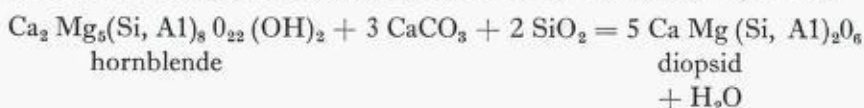
Like syd for dette marmordraget går et annet, noe smalere drag. Av sydligere drag kan nevnes et som ligger ved Storsvann, hvor det er flere nedlagte sink/blygruver. Dolmsundet er gravd ut etter ei marmorrik sone. Både syd for og nord for – på Dolmøy – er det marmor, likeledes på øyer i sundet. Fra Heggåsen på Dolmøy ble det tatt en prøve som ble analysert kjemisk (analytiker R. Solli). Den ga dette resultat:

MgO	0,29 %
CaO	52,35 %
CO ₂	40,72 %

Mg-innholdet er altså meget lavt. Bortsett fra at hverken pyroksen eller tremolitt er tilstede fører denne marmoren de samme mineraler som marmorene ved Hopsjøen og i Vatsdalen. Også lenger nord på Dolmøy er det flere marmordrag.

Reaksjonsskarn. I marmor/amfibolittbåndet ved Kjerringvåg på Dolmøy er det ofte en grønn reaksjonsrand mellom de to bergarter. Bredden på dette reaksjonsskarnet er på ca. 1 cm eller noe mer. Selve marmoren har foruten kalkspat enkelte korn av diopsidisk pyroksen, epidot, opake mineraler og apatitt. Hovedmineralene i reaksjonsskarnet er epidot og pyroksen. Titanitt opptrer som tallrike linseformige korn. Epidoten har lys grønnfarge med svak pleokroisme. $2V$ er nær 90° , z/a 26° . Det tilsvarende ca. 15 % Fe-epidot. Pyroksenen har likeledes svak grønnfarge og pleokroisme. $2V_z$ ca. 60° , c/z 39° . Det er en diopsid med få mol % Hc.

Dannelsen av diopsid og epidot skjer ved høyere temperatur når hornblende, henholdsvis plagioklas, reagerer med kalkspat. Ligningene er:



Ti-innholdet i hornblendene frigjøres som titanitt når diopsiden dannes.

Pneumatolyttisk skarn. I motsetning til reaksjonsskarnet, hvor der ikke kreves noen stofftilførsel, er dette nødvendig ved den vanlige skarndannelsen. Kilden for de lettflyktige stoffene som angriper marmoren må søkes i de sure granittiseringsbergartene som er så rikelig tilstede i migmatitten. Skarn med rød andraditt og grønn hedenbergitt er ganske vanlig å finne ved marmorene på Hitra. Til det kreves det en tilførsel bl. a. av Si og Fe. Foruten silikater dannes også forskjellige ertsmineraler. Av disse har jeg sett følgende: sinkblende, blyglans, kopperkis, svovelkis, magnetkis og hematitt. Ertsforekomstene omtales nærmere under «Malmer».

To steder har jeg funnet kalkstein som er meget forskjellig fra den vanlige i området: i dioritten like nord for Gjevik (syd for Ansnes), og i vegskjæring innerst i vik av Dolmsundet øst for Sveen gård, her ved vanlig marmor. Begge steder helt tynne lag. Det er en grå, helt tett kalkstein. Den ser ut som en ikke krystallisert kalkstein. En prøve fra Gjevik ble nærmere undersøkt mikroskopisk. Ca. 25 % av bergarten består av andre mineraler enn kalkspat. Kalkspatkornene har rund form, den gjennomsnittlige kornstørrelsen er ca. 0,02 mm. Kalkspaten danner en grunnmasse, hvor de noe større kornene – opptil 1 mm – av de andre mineralene ligger. Mineralene er sonarbygd plagioklas (An 25–30), mikroklin, kvarts, epidot, amfibol, titanitt og opake mineraler. Også de fleste av disse kornene har utpreget rund form, største avviket viser amfibolen, som ofte er langprismatisk. Amfibolen er atskillig lysere enn den vanlige hornblende. Den er lyst brungrønn, meget stor $2 V_x$, ca. 85° , og c/z ca. 15° . Epidoten er Fe-fattig med svak grønnfarge. Kombinasjonen epidot – oligoklas tyder på at metamorfosen har vært noe lavere enn vanlig i området.

Praktisk betydning. Som vist er det på Nord-Hitra store mengder med marmor. For en eventuell praktisk utnyttelse ville den ha en meget gunstig beliggenhet. En større del ligger ganske nær veg, og ikke langt fra brygge. Men da marmoren er så sterkt oppblandet med silikatbergarter, og i seg selv også er temmelig uren, egner den seg mindre bra.

Derimot er marmoren sydligst på Helgebostadøy av meget god kvalitet. Denne har også en gunstig beliggenhet nær sjøkanten, og ville egne seg bra til utnyttelse.

6. *Granodioritter og trondhjemitter.*

Granodiorittiske og trondhjemittiske bergarter har en meget stor utbredelse på Hitra, både i det nordlige, metamorfe området og i det sydlige eruptivfelt. De viser stor variasjon både med hensyn til utseende og geologisk opptrøden. Delvis er de uten parallellstruktur, delvis er denne mer eller mindre utpreget. Fargen varierer fra kvit til grå, rødlig og sterkt rød. En større del av disse bergartene har en tydelig intrusiv opptrøden, mens andre er dannet ved granittisering, disse dekker store områder i nord. Men for en del av bergartene er det vanskelig å si noe sikkert om dannelsesmåten.

Under den videre omtalen har jeg delt inn bergartene i disse gruppene:

- a. Røde, pressede granodioritter i sone 6.
- b. Granodioritter med skifrige rester på Dolmøy.
Vanligvis tydelig parallellstruert.
- c. Granodioritt på de nordligste småøyene.
- d. Granodioritt i dioritten på Ansneshalvøya.
- e. Trondhjemitt med skifrige rester på Nord-Hitra og Fjellværøy (sone 3).
- f. Andre trondhjemitter og granodioritter i sone 3.
- g. «Fillan»- og «Kvenværmassivene». Trondhjemitt og granodioritt.
- h. Andre trondhjemitter og granodioritter i syd.

De fleste av disse bergarter har langt mer plagioklas enn mikroklin. En mindre del – spesielt de pressede granodioritter – har omtrent like meget mikroklin som plagioklas. I disse typer er An-innholdet i plagioklasen lavest, ned til 0. De mikroklinfattige bergarter har alltid oligoklas, med et An-innhold på opptil 28 %.

a. Røde granodioritter i sone 6.

Røde, som oftest mer eller mindre sterkt pressede granodioritter er meget karakteristiske bergarter i sone 6, hvor de opptrer sammen med finkornige gneiser og amfibolitt. Rødfargen kan være meget sterk. Bare sjeldnere er bergarten grå, det gjelder noe av den på Fjellværøy. Fra smale lagerganger (se fig. 3) eller mer diffuse bånd til opptil flere hundre meter brede bånd, utpreget konformt i forhold til sidebergarten. Disse båndene er meget utholdende i strøketningen. Enkelte steder, som nord for Storvann og på Fjellværøy, er det en stadig bånding av granodioritt

og amfibolitt. Bare et sted har jeg sett at granodioritten opptrer diskonformt til sidebergarten, nemlig nordligst på Helgebostadøy. Sidebergarten er her dioritt, og diskonformiteten ca. 60°. Flere steder, som ved Hestnes og på Fjellværøy, har bergarten kataklastisk struktur.

Disse granodiorittene er forskjellig utviklet. Graden av parallellstruktur varierer sterkt, likeledes rødfargen. De er fra finkornige til middelskornige. Feltspat og kvarts utgjør vanligvis over 90 % av bergarten. Som oftest opptrer sur plagioklas og mikroklin i tilnærmet like store mengder, sjeldnere er det bare mindre mengder mikroklin. Av glimmerminerale dominerer biotitt i noen, muskovitt i andre.

Mest utbredt er sterkt røde, ganske finkornige bergarter med sterkere utviklet parallellstruktur. Den sterke rødfargen skyldes Fe-impregnasjon. Denne typen fins f. eks. på Stamnes (nr. 1 i tabellen), nordligst på Helgebostadøy, nord for Langvann (nr. 2), nord for Steinfjell og østligst på Fjellværøy. Av disse inneholder granodioritten ved Langvann forholdsvis lite kalifeltspat. Samme type granodioritt fins utenom sone 6 helt nordligst på Dolmøy.

Meget utholdende i strøkretningen er en granodioritt (nr. 3) som strekker seg fra syd for Klinton i vest til Volden i øst. Den fins igjen på Fjellværøy. Den har lysere farge, svakere utviklet parallellstruktur og er grovere enn de som er nevnt ovenfor.

Meget muskovittrike granodioritter, med forholdsvis lys farge fins f. eks. på Grotfjell og i Vikabukta. En glimmerfattig granodioritt, sterkt tød og med lite utviklet parallellstruktur fins på Fjellværøy, i eller ved mylonittsonen her (nr. 4). I motsetning til de andre typene har den moderate mengder kvarts. Andre granodioritter på Fjellværøy har grå farge. Enkelte steder, som f. eks. NØ for Hauksjøen, er granodioritten meget rik på magnetitt.

Tabellen nedenfor viser mineralinnholdet i enkelte prøver. Kvarts og mikroklin er anhedrale, mens plagioklasen har bedre utviklet krystallform, men dårligere enn i eruptivene i syd.

	1. Stamnes	2. Langvann	3. Knausan	4. Envik, Fjellværøy
Kvarts	26	30	26	13
Mikrolin	33	5	24	39
Plagioklas	34 (An 7)	57 (An 11)	46 (An 18)	47 (An 0)
Muskovitt	3	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$
Biotitt	$\frac{1}{2}$	6	$\frac{1}{2}$	-
Kloritt	1	$\frac{1}{2}$	2	$\frac{1}{2}$
Epidot	2	+	+	+
Andre mineraler	$\frac{1}{2}$	1	1	+

Kvarts. Sterkt undulerende. Delvis suturert tekstur.

Mikroclin. Delvis pertittisk. Albittlamellene er ganske korte og tynne, og er orientert i samme retning, loddrett akseplanet og parallellt 010. Det er de såkalte strengpertitter, som er høytemperaturpertitter (Rosenqvist 1953). Mikroclinen er klar. Ofte har den innesluttete plagioklaskorn, som sammen med den dårligere krystallform viser at mikroclinen er yngst av de to mineraler.

Plagioklas. Sur oligoklas eller albitt. Noe sericittisert, særlig sentralt i kornene. Sonarbygging er tilstede, men den er diffus og lite framtreddende. Der hvor plagioklas grenser til mikroclin er det ofte dannet myrmekitt. Kvartsen er trengt helt inn i de indre deler av plagioklaskornene. Etter Dreschder – Kaden (1948) dannes myrmekitten ved at K-holdige løsninger korroderer plagioklasen, og kvarts utfyller korrosjonskanalene. Plagioklas er ofte brunlig av Fe-impregnasjon, og viser ofte små forkastninger.

Biotitt. Fe-rik med sterk pleokroisme: z: mørkebrun eller grønligrøn, x: lyst gullig, og høy lysbrytning: n_z ca. 1,655 (Fe:Mg ca. 2:1). Mer eller mindre klorittisert, ofte stripevis.

Av aksessorier er der foruten epidot meget av ertsmineraler, dessuten litt titanitt, apatitt og zirkon.

Dannelse. Det er lite en kan si med sikkerhet om dannelsen av disse bergartene. Den rike variasjon av ulike typer gjør det også vanskelig å trekke noen generell slutning om dannelsesmåten. Ofte opptrer bergartene som de skulle være typiske lagerganger (fig. 3). Granodioritten har da skarp grense til sidebergarten. Men da grensene ofte er mindre skarpe, og båndingen kan gå ned til mm-størrelse – dette er vanlig særlig ved amfibolitt – er det mest sannsynlig at metasomatiske prosesser har funnet sted. Det ser ut til å ha foregått en båndvis anrikning av surt materiale, altså en metamorf differensiasjon. Til fordel for en metasomatisk dannelse taler også den mer granoblastiske tekturen i bergartene, i motsetning til en utpreget hypidiomorf-kornet tekstur i de sikre eruptivbergartene.

b. Granodioritter med skifrige rester, Dolmøy.

Som nevnt under avsnittet om glimmergneis er bergarten på Dolmøy en migmatitt. Hovedkomponentene er glimmergneis og granodioritt (trondhjemit vestligst på øya), de andre komponentene er amfibolitt, marmor og pegmatitt. Granodiorittene dekker en større del av øya. Over-

alt inneholder de skifrige rester. For det meste er dette glimmerrike slirer, men det fins også rester av amfibolitt og marmor. De skifrige rester har vanlig strøk og fall. Der hvor gneisen er den dominerende bergart opptrer granodioritten meget ofte som ganger og årer parallellt skifriheten, men den er også ofte gjennomskjærende.

Granodiorittene på Dolmøy er varierende utviklet. I motsetning til trondhemitten på Nord-Hitra har den vanligvis tydelig parallelstruktur, men innimellom fins det granodioritter med lite eller ikke utviklet sådan. De er fra middelskornige til finkornige. Fargen er delvis rødlig, delvis grå.

I likhet med granodiorittene i sone 6 fører de som oftest meget mikroklin ved siden av plagioklas, sjeldnere har de lite mikroklin. Plagioklasen er en sur oligoklas. Den har uskarp sonarbygging. Mikroklinen er pertittisk, pertittlamellene er korte og smale. Bergarten er alltid meget rik på kvarts. Av glimmermineraller overveier delvis biotitt, delvis muskovitt. Biotitten, som delvis er klorittisert, er av samme type som i gneisen, meget Ti- og Fe-rik med rødligbrun farge i z og sterk pleokroisme. Den er meget rik på zirkoninneslutninger. Aksessoriene er de samme som i granodiorittene i sone 6.

Om dannelsen av disse granodiorittene, se under e.

c. Granodioritt på de nordligste småøyene.

På småøyene NV for Dolmøy er granodioritten vanligvis retningsløs. Bare sjeldnere har den en svakere utviklet parallelstruktur. Den har rødlig farge, er middelskornig og temmelig homogen, bortsett fra at den er rik på pegmatittårer. Den fører lite av skifrige rester, bare enkelte amfibolittslirer og -lenser. Bergarten fører noe mindre kalifeltspat enn vanlig i granodiorittene på Dolmøy. Telling i slip av representativ prøve fra Edøy viste denne mineralsammensetningen, regnet i vol %:

Kvarts	33	Kloritt	3
Plagioklas	52	Muskovitt	1
Mikroklin	11		

Biotitt fins bare som rester i kloritt. Ved klorittiseringen er det utskilt Fe-oksyd, som danner tallrike inneslutninger i kloritten. Plagioklasen er en sur oligoklas (An 12), og sterkt sericittisert. Den har diffus sonarbygging. Mikroklinen har meget finspindlete pertittlameller. Kvartsen er sterkt undulerende. Teksturen er nærmest hypidiomorf kornet. Dette er

typisk for de bergarter på Hitra som har retningsløs struktur, både intrusive og metasomatiske bergarter.

Disse ytre strøk har ligget særlig sentralt i fjellkjeden, og det er meget sannsynlig at også denne granodioritten, i likhet med granodiorittene på Dolmøy, er dannet ved granittisering på stort dyp. I tilfelle har granittiseringen vært mer fullstendig her, idet det er lite igjen av skifrige bergarter.

d. Granodioritt i dioritten på Ansnes-halvøya.

I dioritten på Ansneshalvøya er det flere steder rød granodioritt, delvis med, delvis uten parallellstruktur. Den opptrer gangformig i dioritten, og er således yngre enn denne. Som oftest er den anordnet i langstrakte drag parallellt strøketningen. De fleste legemer er små og ikke inntegnet på kartet.

Granodioritten fører mest plagioklas, men er også rik på mikroklin. I likhet med dioritten i disse strøk er den meget rik på sekundærminerale. Plagioklasen, som er en albitt, er således meget sterkt sericittisert, og biotitten, som er det overveiende glimmermineral, er vanligvis omvandlet til kloritt.

e. Trondhemitt med skifrige rester på Hitra og Fjellværøy (sone 3).

Trondhemitten i migmatitten på Nord-Hitra og Fjellværøy opptrer på samme måte som granodiorittene på Dolmøy. Fig. 6 viser trondhemitt med skifrige rester på Herøy. Mest sammenhengende er trondhemitten på Fjellværøy og rundt Barmfjorden. Det er meget uskarpe grenser mellom gneis og trondhemitt. Når en f. eks. går fra Barmfjorden og vestover blir migmatitten gradvis rikere på gneis, inntil denne blir dominerende bergart. Ennå lenger vest er det flere områder hvor trondhemitten er anrikt, f. eks. omkring Grovavann. Nord for Fast-Hitra dekker bergarten storstedelen av Hjertøy og vestligste del av Dolmøy.

Også i mindre målestokk kan det være en uskarp grense mellom gneis og trondhemitt. I en smal sone avtar da glimmerinnholdet gradvis fra gneis til trondhemitt.

Trondhemitten har en meget lys farge: kvit til lysegrå, og har med sine skifrige slirer et karakteristisk utseende i feltet. Det er en massiv bergart med retningsløs struktur. Bare sjeldnere kan en se svakere parallellstruktur. Den er middelskornig eller forholdsvis finkornig.



Fig. 6. Trondhjemitt med skiffrige rester: glimmergneiss, marmor og amfibolitt. Herøy NE Fjellværøy.

Trondhjemite with schistose relicts: mica gneiss, marble and amphibolite

Mineralogisk karakteriseres den ved å føre meget lite eller ikke kalifeltspat, og ved alltid å ha rikelig med muskovitt ved siden av biotitt. Biotitten er mer eller mindre klorittisert. Glimmerinnholdet veksler en del, ellers er bergarten temmelig ensartet. Kvartsinnholdet er alltid høyt. En meget biotittrik prøve – nr. 3 i tabellen – inneholdt litt almandin. Aksessoriene er de vanlige: mest av ertsmineraler, litt apatitt og zirkon, dessuten sekundært dannet titanitt i kloritt. Teksturen er hypidiomorf kornet med subhedral til euhedral plagioklas og glimmer, og anhedral kvarts. Tabellen nedenfor viser mineralinnholdet i vol % av enkelte prøver, av disse har prøve 3 uvanlig høyt biotittinnhold, og danner således en overgang til gneiss.

Kvarts. Mer eller mindre undulerende. Ofte anrikt i større aggregater.

Plagioklas. An-innholdet er ca. 25 %. Noe sericittisert, delvis er det utskilt litt kalkspat. Inneslutninger av kvarts og biotitt. Enkelte korn viser tektonisering, med bøyninger av lamellene. Diffus sonarbygging.

	1. Nordbotn, Fjellværøy	2. Hammerstad	3. Småge
Kvarts	28	28	33
Plagioklas	59	65	50
Mikroclin	2	—	—
Biotitt	6	1	12
Muskovitt	4	4	3
Kloritt	1	2	+
Andre mineraler	+	+	2

Biotitt. Samme Ti-rike type som i glimmergneisen, med pleokroismen: z: rødligbrun, x: lyst gullig, n_z 1,650–1,658. Ganske rik på zirkoninneslutninger.

En kjemisk analyse av prøven fra Nordbotn ga dette resultat:

SiO ₂	71,12	MnO	0,01	H ₂ O—	0,11
TiO ₂	0,29	MgO	0,63	H ₂ O+	0,54
Al ₂ O ₃	16,07	CaO	2,78	CO ₂	0,11
Fe ₂ O ₃	0,28	Na ₂ O	4,57	P ₂ O ₅	0,02
FeO	1,62	K ₂ O	1,61	Sum	99,81

Analytiker R. Solli.

Na/K-forholdet er altså meget høyt, selv til en trondhemitt å være. SiO₂-innholdet er like høyt som i en granitt.

Dannelse av trondhemitt og granodioritt i migmatitten.

Flere forhold gjør at en må regne med en metasomatisk dannelse for disse bergarter:

1. Over hele området er det skifrige rester. Disse har beholdt sin opprinnelige orientering.

2. Gradvis overgang mellom områder med gneis som dominerende bergart og områder med trondhemitt eller granodioritt som dominerende bergart.

3. I liten målestokk kan det også være en uskarp grense mellom gneis og massiv bergart.

4. Biotitten er den samme som i gneisen: Ti-rik med rødligbrun farge og rik på zirkoninneslutninger.

5. Forholdsvis svakt utviklet sonarstruktur i plagioklasen.

Utgangsmaterialet for disse bergarter har etter dette overveiende vært

et leirsediment som for glimmergneisen. I disse områder har metamorfosen vært meget høy, og det har funnet sted en omfattende transport av lettbevegelig stoff. For å danne granodiorittene på Dolmøy har det vært nødvendig med tilførsel både av K og Na, mens det for trondhemittens vedkommende i første rekke er tilført Na. Et iøynefallende trekk ved disse sure bergartene på Hitra er at de som er parallellstruerte vanligvis har et høyt K-innhold, mens de med retningsløs struktur er fattigere på K. Det ser derfor ut som om K er blitt tilført lettest der stresset har vært stort.

f. Andre trondhemitter og granodioritter på Nord-Hitra

Bare enkelte steder er der i migmatittfeltet på Nord-Hitra trondhemittiske-granodiorittiske bergarter som avviker fra den vanlige trondhemitten. Således i to mindre felt omkring Storvann-Andevann, et tredje felt ligger nord for Barmannvanna. Alle tre steder konformt i forhold til glimmergneisen. De skiller seg fra den vanlige trondhemitt ved ikke å føre skifrige rester, og være noe mørkere. De kan også være tydelig parallellstruerte. For størsteparten dreier det seg om grå trondhemitter, men nord for Storvann fins også rødlig granodioritt. Trondhemitten nord for Barmannvanna fører meget muskovitt ved siden av biotitt, ellers har bergartene oveveiende biotitt som glimmermineral.

En presset trondhemitt fra området syd for Storvann ble undersøkt mikroskopisk. Den er rikere på biotitt enn den vanlige trondhemitt, og mangler muskovitt. Ellers er mineralene de samme. Biotitten har den samme rødligbrune farge og er meget rik på zirkoninneslutninger. Plagioklassen har samme sammensetning (An 24). Mikroklin opptrer sparsomt.

Den karakteristiske rødbrune biotitt er, sammen med den konforme opptreden, indisier på at disse bergarter er dannet på lignende måte som den vanlige trondhemitt, nemlig ved granittisering, dette til tross for sin noe avvikende karakter.

I motsetning til disse bergarter står et lite trondhemittlegeme like syd for Barmfjorden, som har tydelig intrusiv karakter. Det har rund form, og skjærer gjennom de skifrige bergarter omkring. Trondhemitten her er en meget massiv og frisk bergart, den har kvit farge. Hovedmineralene er oligoklas, kvarts og biotitt. Biotitten har normal brunfarge i slip.

g. «Kvenvær» og «Fillanmassivene. Granodioritt og trondhemitt.

Disse bergarter hører til det sydlige eruptivfelt, og dekker større arealer. Kvenværmassivet er et rundt legeme vestligst i feltet, det er helt omgitt av dioritt. Fillanmassivet er et langstrakt legeme som strekker seg fra Fugleheiene syd for Strømfjorden i V til Filfjorden med fortsettelse på aller sydligste del av Fjellværøy i Ø. Bredden varierer fra ca. 3 km ved Filfjorden til ca. 500 m syd for Strøm. Lengderetningen er i den vanlige strøkretningen VSV, men i smått er det ingen streng konformitet.

Grenseforholdene mellom disse bergarter og dioritten er meget uregelmessige. I grenseområdet er det tallrike inneslutninger av dioritt, og granodioritt eller trondhemitt er injisert langt inn i dioritten, i form av årer og ganger. Det forteller tydelig at de sure bergartene er yngre enn dioritten. Denne overgangssonen, hvor dioritt og sure bergarter opptrer sterkt sammenblandet, kan være flere hundre meter bred, f. eks. syd for Strømfjorden og på Jamtjøll.

Ved øst- og nordgrensen til Kvenværmassivet er der i en 50–100 m bred sone en overgangsbergart mellom trondhemitt og dioritt. Den utmerker seg ved å føre både hornblende og mikroklin, en assosiasjon som ellers ikke forekommer i de sydlige eruptiver. Der hvor trondhemitt grenser til skifrige bergarter: ved Fillan på Fjellværøy, er den også rikelig injisert i disse. Vestligst i Fillanmassivet, syd for Strømsfjorden, er der tallrike større eller mindre skifrige inneslutninger i granodioritten. Granodioritt og trondhemitt er altså også yngre enn disse skifrige bergarter.

Fillan- og Kvenværmassivet består av de samme bergarter. Nordligst er det en grå trondhemitt, sydligst en rødlig granodioritt. I den vestlige del av Fillanmassivet dekker granodioritt hele bredden, vestligst i Kvenværmassivet omgir trondhemitt granodioritt. Det er ingen skarp grense mellom de to varieteter, derimot en gradvis overgang. Det er tydelig at en differensiasjon har funnet sted.

Det er massive, middelskornige bergarter, uten tydelig parallellstruktur. Enkelte steder sterkere oppsprukket. Vanligvis lite utpreget benking, enkelte steder er denne bedre. Trondhemitt brytes ved Hernes i Kvenvær. Trykkfastheten er visstnok ennå større enn i Iddefjordsgranitten, som den ligner av utseende.

Mens granodioritten har et moderat innhold av kalifeltspat (mikroklin), har trondhemitten lite eller ikke kalifeltspat. Mens trondhemitten har mer biotitt enn muskovitt, har granodioritten ofte mest muskovitt.

Kvartsinnholdet er noe høyere i granodioritten enn i trondhemitten. Teksturen er hypidiomorf-kornet, den gjennomsnittlige kornstørrelsen ca. 1 mm eller noe mer. Tabellen nedenfor viser mineraalinnholdet i vol % av to representative prøver, en trondhemitt og en granodioritt.

	Trondhemitt Hernesfjorden, Kvenvær	Granodioritt Skaget, Filfjorden
Kvarts	28	37
Plagioklas	63	42
Mikroklin	-	13
Muskovitt	1	5
Biotitt	5	1½
Kloritt	1	½
Epidot	1½	+
Andre mineraler	½	1

Kvarts. Mer eller mindre undulerende, men svakere enn i de metamorfe bergarter.

Plagioklas. An-innholdet er omtrent det samme i granodioritt (ca. An 25) og i trondhemitt (An 26–28). Mer utpreget sonart oppbygd enn i de metamorfe bergarter. Ofte sterkere sericitisert, mest sentralt. Også litt kalkspat og saussuritt. Ved mikroklin opptrer myrmekitt.

Mikroklin. Finspindlet strengpertitt. Klar. Har ofte plagioklas innesluttet.

Biotitt. Pleokroisme: z : brun eller brungrønn, x : lyst gullig, n_z ca. 1,650 (Fe:Mg ca. 2:1). Mer eller mindre klorittisert. Enkelte zirkoninneslutninger.

Epidot. Sterkt knyttet til kloritt, ofte innesluttet. Som kloritten sannsynligvis sekundær.

Som sekundærmineral opptrer også litt prehnitt. Aksessorier i små mengder: ertsmineraler, titanitt, apatitt og zirkon.

h. Andre trondhemitter og granodioritter i syd.

Dette er mindre legemer som fins på Helgebostadøy, syd for Strømfjorden og i Kvenvær. Det er intrusive bergarter, enten i dioritt eller i skifrige bergarter. Som i Fillan- og Kvenværmassivet kan det være meget uskarpe grenser mot sidebergarter, og som her representerer de alltid de yngste bergarter. Fjellet på vestlige del av Helgebostadøy har et flekket utseende av vekslende dioritt og trondhemitt. Formen på hovedlegemene

er rund eller langstrakt. De runde legemer opptrer utpreget gjennomskjærende, mens de langstrakte legemer opptrer tilnærmet konformt, med lengderetningen parallellt strøkretningen.

Helt overveiende er det trondhemitter. Bare syd for Strømfjorden er det et par legemer med rød granodioritt. Trondhemitten som strekker seg fra koppergruva på Helgebostadøy og sydvestover, ligner mest på trondhemitten i Fillan- Kvenværmassivene: massiv og med grå farge. Ellers har de et noe annet utseende. Vanligvis meget lyse bergarter med fra kvit tillysegrå i farge, middelskornige eller forholdsvis grove. Ofte er de svakere parallellstruerte, og har et mer ufriskt preg enn bergartene i Fillan- og Kvenværmassivene. Ofte er størsteparten av biotitten kloritiseret, og epidot opptrer også rikelig. Ved siden av biotitt kan de også føre noe muskovitt. Mikroklin mangler eller opptrer sparsomt.

Tilslutt nevnes noen finkornige, trondhemittiske gangbergarter. De opptrer rikelig i dioritten på Håvikfjell og sydover, og i amfibolitt og hornblendegneis sydligst på Helgebostadøy.

7. Dioritter.

Under «dioritter» omtales bergarter fra gabbroid til kvartsdiorittisk sammensetning. Av disse har gabbro liten utbredelse, dioritt og kvartsdioritt overveier helt. Sammen med trondhemittene og granodiorittene omtalt under g og h danner disse bergarter en egen erupsjonsprovinc, med avtagende alder fra gabbro til granodioritt. Mens trondhemitt og granodioritt lett lar seg skille ut fra de diorittiske bergarter i feltet, ville det være uforholdsmessig mye arbeid å skille de ulike typer som fins innen diorittmassivene fra hverandre, og dette er derfor ikke gjort. Dioritten opptrer i:

- a. Et stort, sydlig massiv.
- b. En rekke mindre, nordlige felt.

Dioritten er noe forskjellig utviklet i syd og nord, og a og b omtales hver for seg.

a. Store, sydlige massiv.

Dette diorittmassivet dekker størstedelen av arealet på den sydlige del av Hitra. Det er nesten sammenhengende fra øst til vest. Innen mitt felt fins der i dette området andre bergarter bare på Helgebostadøy og nord-

ligst i Kvenvær: skifrige bergarter + trondhemitt, og i Slåttedalen: grønnskifer. I nord og sydvest grenser dioritten til granodioritt eller trondhemitt. Som allerede nevnt er grensen til disse bergarter meget uskarp, med blandingsbergart over større områder. Grensen til de skifrige bergarter er derimot skarp og tydelig.

I dette sydlige massiv dreier det seg stort sett om ekte diorittiske bergarter, mindre omvandlet enn diorittene i nord. De er alltid hornblendeførende. Over størstedelen av området er dioritten helt massiv, uten parallellstruktur. Bare i den nordvestligste del: på Helgebostadøy og nordligst i Kvenvær, er dioritten for en større del presset. I et mindre område nordligst på Helgebostadøy er parallellstrukturen ennå mer utpreget, det er her gneisaktige og amfibolittiske bergarter. Her har bergarten dessuten i likhet med enkelte andre steder: i Slåttedalen i syd, ved Ulvåg og syd for Tranvik i øst, kataklastisk struktur.

Dioritten kan være ganske rik på pegmatitt, med eller uten hornblende. Pegmatitten har form av årer, bredere ganger eller større masser.

Dioritten er for størstedelen middelskornig av ulike grader, delvis er den finkornig. Den gjennomsnittlige kornstørrelsen er vanligvis omkring 1 mm. I farge varierer dioritten etter innholdet av de mørke mineraler hornblende og biotitt fra helt mørk til lys. I et sentralt parti på Havmyrene er den utpreget lys, med 20–25 % mørke mineraler. I store trekk blir så bergarten herifra mørkere mot Ø, V og N. Den er mørkest i den østlige del, hvor den inneholder ca. 50 % mørke mineraler. Over større områder kan den ha et temmelig ensartet utseende. Således fins den lyse dioritten over hele Havmyrene, og den mørke dioritten over størsteparten av det østligste området. Mellom disse to områder: over hele Elsfjellet og noe lenger mot øst, er det middels mørk dioritt. Her fins de mest basiske typer. Delvis fører bergarten pyroksen og kan ha plagioklas med et An-innhold som overstiger 50 %, d.v.s. gabbroid sammensetning (nr. 1 i tabellen). Også den mørke, østligste dioritt har temmelig basisk plagioklas med An ca. 47 (nr. 2). Disse basiske typer utmerker seg ellers ved å føre lite kvarts, og ved at plagioklasen har en utpreget mørk farge: grå eller brunliggrå. Det skiller de fra diorittene i den vestlige del av feltet (vest for Elsfjell). Her er dioritten vanligvis kvartsrik og har plagioklas med lys farge, vanligvis kvit. Den lyse dioritt på Havmyrene har plagioklas med An ca. 40. (nr. 3). Vest og nord for Havmyrene er det ofte en rik differensiering i mørke og lysere typer. Dioritten kan her være meget rik på biotitt. An-innholdet i plagioklasen ligger delvis over, delvis under 40 %. Differensieringen er meget utpreget på Helgebostadøy, det samme

er tilfelle på Håvikfjell, og vestligst i Kvenvær, hvor en kan studere den i vegskjæringer. Den mørke dioritten er mer finkornig enn den lysere. Foruten veksling i større dimensjoner, ser en ofte årer av den lysere trengt inn i den mørke dioritten, eller inneslutninger av den mørke i den lysere. Det er altså tydelig at den lysere dioritten er den yngste. Noen overensstemmelse mellom farge og An-innhold i plagioklasen har jeg imidlertid ikke funnet i disse typene. Prøvene nr. 4, 5 og 6 i tabellen er alle fra Kvenvær. De to førstnevnte er mørke, nr. 6 er lysere. Også i den østlige del av området er det vanlig med lysere årer i den mørke dioritt.

Atskillig surere bergarter enn disse fins bare i mindre områder. De danner en overgang mellom dioritt og trondhjemit. Allerede i et tidligere avsnitt ble nevnt en mikroklinførende bergart i grensesonen mellom dioritten og trondhjemit i Kvenværmassivet. En annen overgangstype – uten mikroklin – fins ved trondhjemit vest for Laugenvann. Begge typer er meget kvartsrike, ca. 25 %, forholdsvis hornblendefattige, ca. 10 % eller under, og har plagioklas med An ca. 30 %.

Tabellen nedenfor viser mineralsammensetningen i vol % av ulike dioritt-typer. Foruten hovedmineralene plagioklas, hornblende, biotitt, kvarts \pm pyroksen, kan dioritten føre noe epidot, av aksessorier er den ganske rik på ertsmineraler, titanitt og apatitt, dessuten fører den litt zirkon. Av sekundærmineraler fins der foruten sericitt, saussuritt og kalkspat i plagioklas, noe kloritt, i den mørke dioritt fra Laksvann litt prehnitt. Teksturen er hypidiomorf-kornet.

	1. S Sand- vann	2. Laksvann	3. V Budals- vann	4. Stein	5. Viksheia	6. Viksheia
Kvarts	2	1	12	16	18	10
Plagioklas	71 (An 53)	51 (An 47)	66 (An 40)	50 (An 42)	45 (An 35)	63 (An 42)
Biotitt	3	–	4	12	13	4
Hornblende	9	46	17	20	21	21
Pyroksen	13	–	–	–	–	–
Andre mineraler	2	2	1	2	3	2

Kvarts. Mer eller mindre undulerende.

Plagioklas. Sonarbygd, mest basisk sentralt. Noe omvandlet, særlig sentralt i kornene. Mest sericittisering, men også noe saussurittisering. Den mørke varietet østligst i feltet er langt sterkere sericittisert enn de

andre typene. Ofte rik på inneslutninger: hornblende, biotitt og kvarts. Litt tektonisering.

Biotitt. Sterk pleokroisme: z: mørkebrun, x: lyst gullig. n_z 1,640–1,650. Noe klorittisert. Rik på inneslutninger av apatitt, også enkelte zirkoner.

Hornblende. Bortsett fra i den gabbroide bergarten, hvor fargen er brungrønn, har den vanlig pleokroisme: z: blågrønn, y: grønn, x: lyst gulgrønn. Styrken av fargen, og dermed Fe-innholdet, øker imidlertid fra Ø til V. I vest er fargen meget sterk, og lysbrytningen høy: n_z ca. 1,695. I Ø er fargen blassere, og lysbrytningen lavere: n_z ca. 1,670. I midtre deler av feltet har lysbrytningen mellomliggende verdier. Med stigende Fe-innhold synker $2 V_x$, fra ca. 80° til ca. 65° . Dobbeltbrytningen er høyest i den Fe-fattigste hornblende, ca. 0,28. Vanligvis er den ca. 0,02. (Forholdet er omvendt av det normale.) c/z 15–17°. Rik på poikilittiske kvartsinneslutninger.

Pyroksen. 2 slags pyroksener: *rombisk* og *diopsidisk*. Den rombiske pyroksen har makroskopisk brun farge, pleokroismen er: z: lysebrun, y og x: lysegrønn, den diopsidiske pyroksen har makroskopisk grønnfarge, i slip lysegrønn, uten tydelig pleokroisme. Pyroksenen er delvis uralittisert. Uralittiseringen skjer fortrinnsvis langs kanten av kornene eller langs spalteflater, men uralitten fins også ofte som uregelmessige flekker. Begge slags pyroksener er meget rike på brune Schillerinneslutninger og på ertskorn.

Epidot. Pleokroisme i lysegrønt og gult. $2 V_x$ ca. 85° , z/a 27–28°, dobbeltbrytningen ca. 0,03. Dette tilsvarer ca. 20 mol % Fe-epidot. Assosiert med hornblende, biotitt og kloritt, ofte innesluttet i disse. Ofte dannes mineralet omkring erts.

b. Mindre, nordlige felt.

Som oftest langstrakte legemer, konformt omliggende skifrige bergarter. Der fins forholdsvis store legemer:

1. Strømfjorden–Steinfjell.
2. Hestnesfjell.
3. Klinten–Fauslandsfjell.
4. Fjellværøy.
5. Skognesvann–Storvann.
6. Ansneshalvøya.
7. Ulvøy.

Dessuten fins der mindre legemer på strekningen Skipnes–Overdal, på Grøtfjell og på Dolmøy.

Diorittene i disse nordlige feltene er noe forskjellig fra dioritten i det store sydlige massiv. Parallellstrukturen er som regel sterkere utviklet, for en større del dreier det seg om gneisaktige bergarter, rike på biotitt og kloritt. Hornblendeinnholdet er ofte lavt, delvis mangler mineralet helt. De er altså sterkere omvandlet enn dioritten i syd. Plagioklasen er vanligvis surere, som oftest har den An 30–40. En mindre del av diorittene fører mikroklin. Som oftest er kvartsinnholdet høyt. Også i disse nordlige feltene er det særlig i de sentrale deler hornblenderike bergarter uten parallellstruktur, av ekte diorittisk utseende. Men disse typer viser seg ved mikroskopisk undersøkelse å ha et meget høyt innhold av sekundærminerale.

Strømfjorden–Steinfjell.

På begge sider av Strømfjorden i vest, bygger opp Jamtfjell og Steinfjell i øst. Meget uskarp grense til granodioritten i S, skarp grense til skifrigge bergarter i N.

Dioritten her står i en mellomstilling mellom dioritten i det sydlige massiv og diorittene i de nordligste felt. Den har ekte diorittisk utseende og har stort sett retningsløs struktur i vest, men er noe presset i øst, hornblendeinnholdet er alltid stort. I mikroskopet viser dioritten sterk omvandling, i første rekke av plagioklasen. Dioritten vest for Storvann og nord for Strømfjorden er meget mørk og finkornig og har et amfibolittlignende utseende. Ellers er dioritten for størsteparten av normal farge og kornstørrelse, men det er vanlig med mørke, finkornige masser og mindre inneslutninger i den lysere dioritt. Den mørke dioritt er rik på lysere årer.

En mørk, finkornig dioritt fra Strøm viste seg å føre en del mikroklin. Plagioklasen har An 38, kvartsinnholdet er forholdsvis lavt. Hornblenden viste en karakteristisk struktur: det som makroskopisk ser ut som større krystaller består i virkeligheten av aggregater av småindivider. For en større del er småindividene orientert parallellt lengderetningen av det ytre krystallomriss. Det er sannsynlig at de opprinnelige krystaller har blitt oppstykket under påvirkning av stresskrefter. Hornblenden er delvis uralitt, idet det fins tallrike rester av diopsidisk, lysegrønn pyroksen.

I området like øst for Strøm er dioritten kataklastisk. Plagioklasen er her albittisert, og mesteparten av hornblenden klorittisert.

Skipnes-Overdal.

Flere mindre langstrakte legemer av samme mørke, finkornige type som ved Strøm, men vanligvis noe presset.

Hestnesfjell-Klinten-Fauslandfjell-Fjellværøy.

Disse 3 diorittlegemer ligger i strøkretningen for hverandre, og utgjør sone 4. I nord grenser de til migmatitt, i syd til amfibolitt/hornblendegneis, for det meste med øyegneis umiddelbart ved grensen. Den sydlige grensen er også i terrenget meget markert, idet dioritten begynner ved foten av de fjella den bygger opp. Som nevnt i innledningen er dette de høyeste fjella på Nord-Hitra og Fjellværøy.

De tre diorittene viser en forholdsvis likeartet utvikling. I de sentrale deler fins bergarter av ekte diorittisk utseende. Det kan være meget mørke, hornblenderike og kvartsfartige bergarter (som nr. 1 i tabellen), eller noe lysere, kvartsrike bergarter (som nr. 2). I de ytre deler av legemene er det derimot vesentlig sterkere parallellstruerte bergarter. Disse er vanligvis meget biotittrike, mens hornblendeinnholdet kan være temmelig lavt, delvis mangler dette mineralet helt (nr. 3). Her er det også vanlig med klorittrike typer. Som følge av Fe-impregnering kan plagioklasen delvis være rød, noe som gir bergarten et karakteristisk kvit-rød-svart-spraglet utseende. Mikroklin kan være tilstede i mindre mengder (nr. 4). – Diorittene kan være rike på opptil 1 cm store, skarpkantede titanittkrystaller, og kan også inneholde en del ortitt.

Et senere differensiat går som et vel 100 m bredt belte Ø-V i den sydlige del av Hestnesfjell. Bergarten er meget kvartsrik, inneholder større mengder både av biotitt, hornblende og mikroklin og har plagioklas med An 28.

På Fjellværøy er der i den østligste del av øya helt mørke, amfibolittiske partier.

Parallellstrukturen i de biotittrike varieteter er ofte så sterk at bergarten får et gneisaktig utseende. I sitt arbeid fra Hitra omtaler Schetelig (1913) bergartene innen det metamorfe området som «pressede, skifrige aquivalenter til de upressede, masseformige eruptiver søndenfor». Han mener å ha påvist en gradvis overgang mellom upressede og pressede eruptiver. Dersom han hadde innskrenket seg til bergartene i disse diorittlegemer ville dette ha vært riktig. Ellers er det i det metamorfe området

som vist overveiende bergarter med en helt annen opprinnelse, og som det ikke er vanskelig å skille fra intrusivene.

Tabellen nedenfor viser mineralinnholdet i vol % av prøver fra vanlige dioritt-typer:

	1. S Grovavann	2. Hestnesfjell	3. Liavann	4. Ovnfjell
Kvarts	+	22	23	18
Plagioklas	49 (An 40)	61 (An 31)	53 (An 33)	58 (An 32)
Hornblende	35	6	÷	9
Biotitt	÷	9	23	÷
Kloritt	9	÷	+	10
Epidot	4	1	÷	2
Andre mineraler	3	1	1	3 (derav mikroklin 2)

Samtlige typer er middelskornige. Kvartsen er sterkt undulerende. Et iøynefallende trekk er den forskjell i omvandling av plagioklasen som det er mellom biotittrike og biotittfattige bergarter. De biotittrike diorittene kan ha nesten helt klar plagioklas, mens de biotittfattige diorittene har meget sterkt sericittisert plagioklas. I særlig grad gjelder dette den mørke dioritt (type 1), som også er sterkt saussurittisert. De sericittrike diorittene har alle et stort innhold av andre sekundærmineraler: kloritt og epidot, delvis også prehnitt. Når biotitten klorittiseres frigjøres det K som skal til for å sericittisere plagioklasen. Det dannes samtidig noe epidot. Prehnitten er sterkt knyttet til kloritt og hornblende, og dannes sammen med kloritt ved omdanning fra hornblende. Det samme gjelder en del av epidoten. Kloritten har som i de skifrige bergarter vekslende undernormale og overnormale interferensfarger. Egenfargen er noe sterkere (grønn) enn i de skifrige bergartene, n_y 1,620–1,630.

Skognesvann–Storvann.

Storparten av dioritten her er temmelig lys, og har gneisaktig struktur. Den er rik på kvarts og biotitt, og har forholdsvis lite hornblende. Eldre enn disse lyse bergarter er helt mørke, amfibolittrike bergarter som fins i de sentrale deler av legemet.

Grøtfjell.

Kvarts- og klorittrik dioritt med delvis rød feltspat, derav noe mikroklin. Hornblende i mindre mengder. (Type 4.)

Ansneshalvøya.

Godt eksempel på hvordan dioritten innordner seg konformt omgivende skifrige bergarter. Det er i dette området antiklinalstruktur; strøket bøyer fra NØ i SV til VSV i NV.

Dioritten har for det meste parallellstruktur, og er rik på kloritt \pm biotitt. Innimellom fins der partier med mørk, hornblenderik bergart, uten parallellstruktur, men med et meget høyt innhold av sekundærminerale. Den opprinnelige plagioklas er for størstedelen omvandlet til en grøtet masse av sericitt og saussuritt. Helt vestligst i området er all hornblende omvandlet til kloritt. Det gir en karakteristisk bergart. Mellom subhedrale, sterkt Fe-impregnerte og sericittiserte plagioklaskorn går det drag med kloritt, kvarts, epidot og mindre plagioklaskorn. Bergarten har vært utsatt for kraftig stress. Således er kvartsen meget sterkt undulerende, av rupturrell karakter. Kornene er langstrakte og suturert struktur er vanlig. Plagioklasen, som er albittisert, viser også sterk tektonisering med delvis oppknusing av kornene.

Helt i nord, på Skjelalandet, er parallellstrukturen sterkest utviklet, og bergarten må her karakteriseres som gneis (biotitt-hornblendegneis).

I feltet karakteriseres alle disse ulike dioritt-typene ved en rødbrun forvittringsoverflate. Dette sammen med en kornet og forholdsvis massiv struktur skiller de fra andre bergarter.

Ulvøy.

Også her bøyer diorittens strøkretning om, fra NV i Ø til V i V, parallellt underliggende hornblendegneis. Dioritten har som regel tydelig utviklet parallellstruktur. Det er forholdsvis sure bergarter, rike på kvarts og mikroklinførende, med eller uten hornblende. Innholdet av sekundærminerale kloritt og epidot er meget høyt.

Dolmøy.

Flere små, runde eller langstrakte legemer av en mørkegrå, noe presset dioritt, rik på biotitt, men forholdsvis fattig på hornblende.

8. *Diorittporfyritter.*

Slike bergarter har jeg sett to steder, nemlig ved Fillan og i NV-enden av Blåskogvann. Begge steder i form av 20–30 m brede ganger, orientert i strøkretningen. De har porfyrisk tekstur med meget mørk grunnmasse. Rike på sprekker som er gjenfylt med epidot. Porfyritten ved Fillan opptrer i trondhemitt. Fenokrystallene er utelukkende plagioklas. De er listeformige, opptil 1 cm lange. De fleste ligger tilnærmet parallellt gangens lengderetning, men en større del står på skrå. Porfyritten ved Blåskogvann ligger i dioritt. Den har noe kortere fenokrystaller, opptil $\frac{1}{2}$ cm. Ved siden av plagioklas opptrer her også hornblende som feno-

krystall. Begge steder er grunnmassen meget finkornig, ved Fillan er den gjennomsnittlige kornstørrelsen i denne ca. 0,2 mm, ved Blåskogvann ennå mindre: ca. 0,1 mm.

Mineralsammensetningen er som i diorittene. Foruten plagioklas og hornblende inneholder porfyrittene kloritt, epidot, kvarts, Fe-oksyd og titanitt. Plagioklasen, som er en andesin med An 35, er meget sterkt omvandlet, i første rekke saussurittisert, men også sericittisert, i porfyritten ved Blåskogvann er det utskilt rikelig med kalkspat. Plagioklasen har altså opprinnelig vært atskillig mer basisk. Hornblendene, som for en større del er klorittisert, er den samme som i diorittene (blågrønn farge).

Slik porfyrittene opptrer gangformig i dioritt og trondhjemit må de være yngre enn alle dyperuptivene.

9. Ultrabasisk bergart, Helgebostadøy.

Denne bergarten opptrer som et rundt, proppformig legeme, som skjærer gjennom glimmerskiferen ved gårdene på Helgebostadøy. Den forvitret lett, og jorda på disse gårdene består for en større del av forvitningsgrus fra bergarten. I fast fjell fins den bare i enkelte mindre blotninger. Det er en massiv, vakker bergart. Som diorittporfyrittene har den porfyrisk tekstur. Fenokrystallene består av hornblende. Denne har svart farge, har vakker glans og opptrer meget rikelig; kornstørrelsen er for en større del ca. 1 cm. Grønn grunnmasse som vesentlig består av pyroksen og hornblende, vanlig kornstørrelse 0,1–1 mm. Telling i slip ga denne mineralsammensetning i vol %:

Hornblende	60	Fe-oksyd	4
Pyroksen	35	Bowlingitt?	1

Hornblende – fenokrystallene fører meget rikelig med pyrokseninneslutninger. Pleokroismen er: z og y: grønn, x: lyst gulgrønn. $2V_x$ meget stor, $80-85^\circ$, n_z ca. 1,665, n_x ca. 1,645. Fenokrystallene utgjør 50 % av bergarten. Hornblendene i grunnmassen er iallfall for en stor del omvandlet fra pyroksen. Pyroksenene har svak grønnfarge uten tydelig pleokroisme. c/z ca. 40° , n_z ca. 1,700, n_x ca. 1,670. Det er således en Fe-fattig diopsidisk pyroksen. Både hornblende og pyroksen har tallrike inneslutninger av Fe-oksyd. For en større del er dette helt smale, langstrakte lameller, meget ofte orientert i spalteredningen. Dessuten fins det enkelte korn av et mineral som har sterke grønne, brune og gule farger. Ertslameller er anriket utenfor mineralet. Meget sannsynlig er det et omvandlingsprodukt av olivin. Bowlingitt?

Etter A. Johannsens system er bergarten en *grønlanditt*. Det er en hornblende/pyroksenbergart som har mer hornblende enn pyroksen (opprinnelig mineralinnhold). Innholdet av ertsmineraler skal ikke overstige 5 %.

Med hensyn til bergartens alder er den iallfall yngre enn glimmerskifren den har trengt inn i. Den helt massive struktur skulle tyde på at den i likhet med diorittporfyritten er yngre enn dioritten. Diorittene på Helgebostadøy er som regel mer eller mindre presset.

10. *Kataklastiske bergarter*

Under «Tektonikk» ble nevnt enkelte mylonittsoner. De mest utpregede fins i sone 6 og er avmerket på kartet: på Fjellværøy, ved Stenklov nord for Fillan, og ved Hestnes. Sammen med en sterk mekanisk deformasjon: oppsprekning og oppknusning av mineralkornene, har det her funnet sted en omfattende hydrotermal virksomhet med derav følgende retrograd metamorfose. De mest typiske mylonitter er harde, tette skifre med grønnskifersammensetning: mineralene er albitt, kvarts, kloritt og epidot. Ved Hestnes har disse bergarter delvis breksjestructur; de større bruddstykker er av albitt. Albitten er sterkt sericittisert og har rød farge. Det er sure, Fe-rike oppløsninger som har virket. På sprekkene er avsatt epidot-mineraler, kvarts og sericitt.

Også andre steder der det er dannet grønnskifre, som f. eks. ved Eidsvåg og i Slåttedalen, har det funnet sted en sterkere, mekanisk deformasjon. Det samme er tilfelle i sone 6 nord for Storvann, og i flere soner i dioritt. Sonene kjennetegnes ved sterk oppsprekning, ved sterk klorittisering og ved at plagioklasen har rød farge og er albittisert. De skiller seg fra de typiske mylonitter ved at den opprinnelige kornstørrelse i det vesentlige er bevart.

11. *Malmer.*

Det er på Hitra en rekke skjerp og gruver, men samtlige er forlenget nedlagt, etter å være funnet ikke drivverdige. Det er drevet både på sink, bly, sølv, kopper og jern. Det fins 3 ulike slags forekomster:

1. *Skarnforekomster.* Dette er den mest utbredte type av malmforekomster og fins på en rekke steder i marmordragene på Nord-Hitra. Marmoren er her sterkere oppsprukket, og ertsdannelsen har skjedd ved at metallholdige damper har reagert med marmoren. Disse dampene må antas å stamme fra trondhemitten. Ertsen opptrer som små, uregelmessige klumper i marmoren. De vanligste ertsmineraler er sinkblende og

blyglans, men mer eller mindre av kismineraler er alltid tilstede: kopperkis, svovelkis og (sjeldnere) magnetkis. Noen steder fins også hematitt. – De største gruvene lå like nord for Storvann (Melands gruver). Det ble drevet både på sinkblende og blyglans, sistnevnte er ganske rik på sølv. Det skal også fins fahlerts her, som likeledes er sølvholdig. Flere analyser av denne viser omkring 3 % Ag (J.H.L. Vogt i Arkiv f. Mat. og Naturv. B 10, 1886, s. 71). Stollene er nå for en større del gjenfylt med vann. Vest for Storvann ligger der flere små skjerp. – Lenger øst ligger de små gruvene Vikan og Kjølso. Vikan gruve ligger vest for Barmfjorden like ved Dolmsundet. Forekomsten er rik på hematitt, og ble drevet vesentlig på dette mineral. Kjølso gruver, som ligger øst for Barmfjorden, ble drevet på sølvholdig blyglans.

2. *Hydrothermal erts*. Enkelte steder fins der kismineraler: kopperkis og svovelkis på kvartsganger. Et ganske lite skjerp ligger således i glimmergneis ved Barman. Foruten kismineraler er det her blyglans. Et annet lite skjerp finnes øst for Leikvam gård, det ligger i amfibolitt. Den betydeligste forekomst av denne typen ligger nordligst på Helgebostadøy (Kvennarvåg gruve). Den kisleførende gangen ligger mellom en SØ–NV strykende rød, presset granodioritt og en NØ–SV strykende trondhemitt, som begge er sterkt oppsprukket. Kvartsgangen er ca. 10 m bred og følger granodiorittens strøk, SØ–NV. Vesentlig kopperkis og svovelkis. Malakitt og azuritt opptrer som sekundærmineraler.

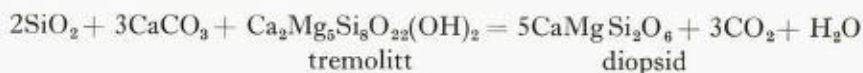
3. *Vulkansk-sedimentær jernmalm*. Slike forekomster har jeg funnet to steder som ligger i nærheten av hverandre, på Skipnes, like ved Strømfjorden, hvor det er drevet ut en del malm, og en mindre i S-kanten av Garbufjell, vel 100 m fra fjorden. Det dreier seg om magnetittmalm som inneholder en del svovelkis, denne er for det meste anordnet stripevis i magnetitten. Det er ganske rik malm, men mektigheten er bare få meter. Malmen opptrer lagformig i mørk, amfibolittisk bergart, som har det vanlige Ø–V strøk og steilt nordlig fall. Sidebergarten er en hornblendegneis, ved Skipnes finkornig og sterkt oppsprukket.

Dette er samme type jernmalm som den som fins i større mengder i Fosenfeltet. Her fins den i grønnstein og kvartskeratofyr. Jernmalmen er alltid knyttet til vulkansk virksomhet, men da den er meget horisontbestandig, regnes den for å være avsatt som sediment (H. Carstens 1955).

IV. Metamorfofen.

Bergartene på Hitra har gjennomgått en kraftig regionalmetamorfose. Kontaktmetamorfose omkring eruptivene har jeg ikke sett noe sted. Dersom en slik kontaktmetamorfose har funnet sted må den være skjult av regionalmetamorfofen.

En seinere retrograd metamorfose er meget utbredt i området, og vanskeliggjør bestemmelsen av den opprinnelige metamorfosegrad. Ved denne retrograde metamorfofen dannes blant annet epidot, noe som gjør at en vanligvis ikke kan benytte seg av epidot/plagioklas-likevekten ved en pålitelig bestemmelse. – Et av de sikreste geologiske termometre er som kjent uren marmor. Denne er meget ømfindlig overfor temperatur- og trykkforandringer. Ramberg (1952) setter grensen mellom epidot-amfibolittfacies og amfibolittfacies ved den temperaturen der tremolitt reagerer med kalk og kiseltsyre til diopsid:



Av de undersøkte marmorner inneholder marmoren fra Vatsdalen tremolitt og ikke diopsid, marmoren fra Hopsjøen, som ligger i samme strøk-retning, diopsid og ikke tremolitt. Mens altså marmoren fra Vatsdalen er dannet under epidotamfibolittfacies, har metamorfofen i marmoren fra Hopsjøen overskredet grensen til amfibolittfacies. Begge marmorner inneholder fri kvarts, slik at også i marmoren fra Vatsdalen hadde tremolitten hatt anledning til å bli omdannet til diopsid dersom temperaturen hadde vært tilstrekkelig høy. Marmoren fra Heggåsen på Dolmøy fører av kalksilikater bare epidot og titanitt, og metamorfofen kan her ikke nærmere bestemmes. Begge disse mineraler har et meget vidt stabilitetsområde, også epidot er stabil i amfibolittfacies. Den urene kalkstein ved Gjevik har epidot i likevekt med basisk oligoklas, og hører altså til i øvre del av epidotamfibolittfacies. Men denne type kalkstein avviker sterkt fra den vanlige marmor og er meget sjelden, slik at det på grunnlag av dette ikke kan trekkes større slutninger om metamorfofen for omliggende bergarter. Marmoren fra Kjerringvåg er tydelig dannet under amfibolittfacies. Den fører diopsid og ikke tremolitt. Videre er det ved denne marmoren vanlig med reaksjonsskarn mot amfibolitt, noe som krever en høy temperatur for å dannes. Reaksjonsskarnet består av diopsid og epidot. I kontakt med epidot er plagioklas med ca. An_{35} . Ramberg definerer grensen mellom epidotamfibolitt- og amfibolittfacies ved likevekten An_{30} – epidot. Mar-

innholdet meget høyt. Mineralet er overveiende dannet av biotitt og hornblende. Samtidig dannes ofte epidot. Sericittisering og saussurittisering av plagioklas er meget vanlig og kan være meget sterk.

Det er tydelig at stress framskynder en slik rekrystallisasjon meget sterkt. Diaftoresen er sterkest i mylonittsonene, hvor en finner en mineralparagenese som er typisk for grønskiferfacies: albitt, kloritt og epidot. Også utenfor disse soner har stressvirkninger spilt en vesentlig rolle for den diaftoretiske omvandling.

Hva spesielt kalifeltspat angår kan en merke seg at denne i samtlige bergarter, også i eruptivene, er mikroklin. Mikroklin representerer som kjent lavere temperaturer enn ortoklas, som dannes primært i magmatiske bergarter. En må gå ut fra at ortoklas også har vært tilstede i eruptivene på Hitra, men at det ved synkende temperatur har funnet sted en triklinisering av kalifeltspaten, slik at det er dannet mikroklin.

V. Aldersforhold.

For å kunne bestemme bergartenes alder er det naturlig å sammenligne med områder som ligger i strøkretningen for Hitra, nemlig Snåsa-Fosendistriktet i øst og Smøla i vest. I begge disse områder er det bergarter som er forholdsvis lite omhandlet, mens det ellers er store likheter med Hitra. Som tidligere nevnt er det begge steder dioritt av samme type som på Hitra, og de er som her intrudert i vulkanske bergarter. Sammen med de vulkanske bergarter opptrer kalkstein. I de vulkanske bergarter i Snåsa-Fosendistriktet, som består av grønskifer og kvartskeratoryr, fins der rikelig med Fe-malmforekomster av samme type som på Hitra. H. Carstens (1955) har bestemt denne vulkanske serien til å tilhøre undre Hovingruppe, og altså være av mellomordovicisk alder. Den tidligere oppfatning var at den tilhørte Bymarkgruppen. N. Spjeldnes har undersøkt fossiler i kalken og finner at også denne er av mellomordovicisk alder. Kalken på Smøla, som ligger ved dioritt, er sannsynligvis fra samme alder. Tidligere ble den holdt for å være underordovicisk (Bymarkgruppen), men seinere undersøkelser av E. L. Yochelson (*Geology of Norway*, 1960, s. 162) viser at den er yngre. Likeledes mellomordovicisk er lavaserien på Smøla (H. Carstens), og den tilsvarer således lavaserien i Snåsa-Fosendistriktet. Sammensetningen er fra andesittisk til basaltisk.

Etter dette er amfibolitt/hornblendekomplekset og sannsynligvis også diorittene på Hitra av mellomordovicisk alder. Det samme gjelder de

bergartene som Fe-malmen på Skipnes ligger i: finkornig hornblendegneis med amfibolittlag, som er kartlagt som finkornig gneis. De andre finkornige gneisene er meget sannsynlig også av vulkansk opprinnelse, og bør da, i likhet med forholdene på Smøla, tilhøre samme serie som de basiske lavaene. I tilfelle foreligger det på Hitra et kombinert effusiv-intrusiv kompleks i likhet med i Sunnhordland. De sure intrusivbergartene er yngre enn diorittene, men aldersforskjellen mellom dioritt og trondhjemit/granodioritt er sannsynligvis ikke stor. Ennå yngre enn disse bergarter er diorittporfyrerittene, og muligens også den ultrabasiske bergart på Helgebostadøy. – Med hensyn til glimmergneisens alder er det vanskelig å uttale seg om det. At diorittene i sone 4 ligger over lava-bergartene viser at lagstillingen her er invertert, og dette kan også være tilfelle mellom dioritt og glimmergneis.

Den utpregede konformitet som foreligger mellom de ulike bergartene på Hitra tyder på at de har fått sin tektoniske struktur utformet under en og samme foldningsfase. Tidligere foldningsfaser kan ha vært tilstede, men deres spor er eventuelt blitt skjult av den siste. Undersøkelser fra et nærliggende område, nemlig Ørlandet, av Max Richter viser at deformasjonen her er yngre enn øvre ordovicium. I dette området forekommer nemlig en sandstein av denne alder (tilsvarende Hovinsandsteinen) som tildels er betydelig forgneiset og granittisert. Størsteparten av de sydlige eruptivene på Hitra har en helt retningsløs struktur, men det kan forklares ved at disse store eruptivmassene har unngått deformasjonen.

VI. Summary.

The area investigated comprises the northern part of the island of Hitra with surrounding smaller islands, situated west of Trondheim, Norway.

North of a line between Strømfjorden and Fillan strongly metamorphosed sediments and volcanics predominate. Here a largescaled granitization has taken place, leading to the formation of massive trondhemitic and granodioritic rocks. Several dioritic bodies are intruded, most of them in lava. The diorites are partly gneissic.

South of this line, there are predominantly massive, igneous rocks, varying in composition from gabbroic to granodioritic. Gabbro is rare; diorite, quartzdiorite, trondhjemite and granodiorite predominate.

West of Barmfjorden one may distinguish the following 9 zones, from N to S:

1. The outermost islets: Granodiorite.
2. Dolmøy: Migmatites with mica gneiss, amphibolite, marble and foliated granodiorite.
3. The northernmost part of Hitra: Migmatite with the same components as on Dolmøy, but with an unfoliated trondhjemite as massive component.
4. Diorite.
5. Amphibolite and hornblende gneiss.
6. Finegrained gneisses, amphibolite and red, foliated granodiorite.
7. Diorite.
8. Trondhjemite and granodiorite.
9. Diorite in a large, southern massif. To the west trondhjemite and granodiorite.

East of Barmfjorden the conditions are more irregular. But on Fjellværøy, east of Hitra, the zones 3-8, except zone 7, occur in the same sequence as in the west.

Mica gneisses.

These rocks constitute one of the two main components of the migmatite in the zones 2 and 3. The other is granodiorite on Dolmøy, trondhjemite on northern Hitra. The migmatite is very rich in pegmatite.

The mica gneisses are strongly schistose rocks, with a very high content of mica. Most of the gneisses have large quantities of both biotite and muscovite, but the relation between the two mica minerals varies greatly. The gneisses in which muscovite predominate may partly be called a mica schist, even if the plagioclase content (An 25-30) is always high. The biotite is a characteristic one: rich in Ti with a strong red-brown colour, and with numerous inclusions of zircon. The biotite gneisses, which represent the highest degree of metamorphism, are in the western part of the area often sillimanite bearing. Almandine occurs in all types. The mica gneisses are formed from argillaceous sediments.

Hornblende gneisses.

In zone 5, mostly bordering upon diorite to the north, occur schistose rocks rich in hornblende: hornblende gneiss and amphibolite. They have a banded structure, and all transitions between gneiss and amphibolite are present. The hornblende gneiss has as main minerals andesine (An 35), hornblende, quartz and biotite. By correlation with neighbouring

regions in the strike direction of Hitra: Fosdalen to the NE, Smøla to the SW, these rocks are considered to be formed from basic lava. In both areas occurs diorite of the same type as on Hitra, here intruded in greenstone. The amphibolite on Hitra corresponds to the greenstone. By later granitization part of the amphibolite is transformed into a lighter rock, the hornblendegneiss. By this granitization there are also formed large quantities of pegmatite.

Augen gneisses.

Augen gneisses occur in two different environments:

1. In the migmatite. In certain places larger feldspar porphyroblasts have grown in the mica gneiss. The augen gneiss appear as quite thin or somewhat thicker layers, and as large, continuous masses on Rekstexen and the islets to the west. The porphyroblasts appear with a lense shape, and are well orientated in the schistosity plane. Particularly the largest ones consist of microcline, others consist of oligoclase.

The formation of the microcline porphyroblasts has required a considerable supply of K. This K-metasomatism is considered having taken place later than the Na-metasomatism, which formed the trondhjemite.

2. In the amphibolite/hornblende gneiss zone. A very marked zone, up to 100 m wide, directly bordering upon more of the diorites on northern Hitra. Less schistose than the mica augen gneiss, the porphyroblasts have a poorer orientation and show often euhedral, rectangular shape. A greater part of the porphyroblasts consist of andesine, but the largest ones consist of microcline. Contrary to the hornblende gneiss, the augen gneiss carries little or no hornblende.

The field occurrence indicates that the augen gneiss belongs to the amphibolite/hornblendegneiss zone. It is concluded that also the augen gneiss has originated from basic lava, and that the porphyroblasts are formed by metasomatism.

Fine-grained gneisses.

These rocks occur with amphibolites and red granodiorites in zone 6.

They have a very varying composition. The following types are recognized:

1. Light, hard muscovite – or biotite gneiss, particularly rich in quartz.
2. Dark, greygreen chlorite gneiss.
3. Grey to reddish biotite gneiss with little or no hornblende.

4. Reddish hornblendegneiss, rich in microcline.
5. Grey hornblendegneiss.
6. Dark, pyroxene/hornblendegneiss. As distinct from the other types poor in quartz.

The types 2, 3, 4 and 5 are the most extensive, type 2 is limited to the eastern parts of the area.

The gneisses have a typical banded structure. Besides an alternation between the different gneisses, there are numerous bands of amphibolite and granodiorite. The An-content in the plagioclase varies from 5 % in the types 1 and 4 to about 30 % in type 6.

The small grain size indicates a supracrustal origin. Probably, at least part of the gneisses are volcanic rocks. A magnetite ore of the same type as in Fosdalen occurs in fine-grained hornblende gneiss at Skipnes. In Fosdalen, this sort of magnetite ore is always connected with volcanic rocks.

Mica schists.

Outside the migmatite area mica schists have only limited extension. The largest area is situated on Helgebostadøy. Several small bodies of very fine-grained mica-schist occur enclosed in plutonic rocks south of Strømfjorden and east of Storvann.

Green schists

These rocks occur in some strongly deformed zones, where retrograde metamorphism has taken place. Hard, mylonitic rocks with a green schist composition occur on Fjellværøy and north of Fillan.

Amphibolites.

Amphibolites are most extensive in all sorts of metamorphic rocks.

1. In the migmatite. Small enclosures, schlieren and thicker bands often strongly mixed with marble.
2. In zone 5. Banded with hornblende gneiss.
3. In zone 6. Banded with fine-grained gneisses and red granodiorites.

Of all rocks on Hitra the amphibolites are the ones in which pegmatite by far is most frequent.

Apart from some diverging types, there is no great difference between the amphibolites. They are all relatively finegrained rocks with a distinct schistosity. Hornblende and andesine (An 35) are the main minerals,

biotite and quartz are minor constituents. The hornblende in the migmatite area has a brownish green colour, while it is bluegreen in the zones 5 and 6. This may be due to a higher Ti-content in the migmatite area, or a somewhat higher degree of metamorphism.

The amphibolites in zone 5 are considered to be originally volcanic rocks. This is probably also the case for at least part of the amphibolites in zone 6. The other amphibolites have a more uncertain origin.

Marbles.

Calcite marbles are abundant in the migmatite area, from quite thin layers to thicker bands, where the marbles are strongly mixed with amphibolite; a few of the bands exceed 100 m in thickness. The marbles are rather impure, with a high content of minerals other than calcite: quartz, plagioclase, muscovite, tremolite, diopsidic pyroxene, titanite, ore minerals and graphite. Green reaction rims between marble and amphibolite, with epidot and diopsidic pyroxene as the main minerals, occur on the northern part of Dolmøy. Pneumatolytic scarn is common; the most frequent ore type, PbS/ZnS, is a scarn formation.

Granodiorites and trondhjemites.

These rocks have a very wide extension, both in the southern, intrusive area and in the northern, metamorphic area. Many varying types. The colour is white, grey, reddish or red, the structure varies from quite massive to a more or less foliated one, the grain size from fine to medium. Some of them are igneous rocks, others have a metasomatic origin; for a greater part the origin is uncertain.

The rocks are divided into the following groups:

a. Red granodiorites in zone 6, usually strongly foliated. Often rather fine-grained. Occur as dykes with sharp contacts, more diffuse bands in fine-grained gneisses and amphibolites, nearly always with a pronounced conformity. Usually microcline and plagioclase in approximately the same quantities; the plagioclase is an acid oligoclase or albite.

b. Granodiorites with schistose relicts, Dolmøy. The schistose relicts, which are predominantly mica schlieren, appear all over the area. The relicts have retained their original strike and dip. The granodiorites are varying: colour reddish or grey, usually with distinct foliation, but partly

this is faint or absent. Microcline content usually high, more seldom moderate. The plagioclase is an acid oligoclase.

c. Granodiorites on the northernmost islets. Reddish colour, massive structure, without schistose relicts. Microcline content relatively moderate. The plagioclase is the same as in b.

d. Granodiorite in the diorite on the Anshes-peninsula. Occur as intrusive dykes parallel the strike. Red colour, partly foliated, partly massive.

e. Trondhjemite with schistose relicts, Northern Hitra and Fjellværøy. The same occurrence as the granodiorites on Dolmøy. Apart from the schistose relicts it is a homogenous rock, the colour is white to light grey, foliation is usually absent. The plagioclase is a basic oligoclase (An 25), microcline is absent or scarce, of mica both biotite and muscovite occur in larger quantities.

The following facts make it probably that this rock, as well as the granodiorites on Dolmøy, are formed by granitization.

1. All over the area occur schistose relicts, which have retained their original orientation.
2. Gradual transition between areas with gneiss as dominating rock, and areas with trondhjemite and granodiorite as dominating rock.
3. On a small scale there may also be an unsharp contact between gneiss and trondhjemite/granodiorite.
4. The biotite is the same as in the mica gneiss: rich in Ti with redbrown colour, and with abundant inclusions of zircon.
5. Relatively faint zonar structure in the plagioclase.

While mainly Na is introduced by the formation of the trondhjemite, the formation of the granodiorites has required both K and Na.

f. Other trondhjemites and granodiorites on Northern Hitra. Only in smaller areas there are trondhemitic-granodioritic rocks which deviate from the normal trondhjemite, the largest ones are situated south and east of Melandsjø. They lack schistose relicts, and have usually a distinct foliation. Most of them are grey trondhjemites, somewhat darker with more biotite and less muscovite than the normal type, more seldom occur reddish granodiorite. The plagioclase and the biotite are the same as in the normal trondhjemite, and also these rocks are considered having a metasomatic origin.

g. The "Kvenvær" - and the "Fillan massif". Granodiorite and trondhjemite. These igneous rocks cover large areas south of Strøm-

fjorden – Fillan. They are younger than the surrounding diorites and schistose rocks, which they penetrate. The two massifs consist of the same rocks: grey trondhjemite in the northern part and reddish granodiorite in the southern part. The transition between the two rock types is gradual. They are massive rocks without foliation. While the granodiorite has a moderate content of microcline, the trondhjemite has little or none. The plagioclase has a distinct zonal structure, the An-content is 25–28 %, slightly more basic in the trondhjemite. The quartz content is highest in the granodiorite. While the trondhjemite has predominately biotite, the granodiorite often has more muscovite than biotite.

h. Other trondhjemites and granodiorites in S. Smaller intrusive bodies on Helgebostadøy and south of Strømfjorden. Predominately trondhjemites, granodiorites are rare. Somewhat lighter than the trondhjemite in g, and often with a distinct foliation.

Diorites.

Differentiated intrusive rocks, ranging in composition from gabbroic to quartzdioritic; gabbro, however, is rare. They cover a large, southern area, and several smaller, northern areas somewhat different in S and N.

1. *The large, southern massif.* Covers the largest part of the area south of Strømfjorden–Fillan. The diorite has a massive structure, distinct foliation occurs only in smaller areas. The hornblende content is always high. The diorite shows a distinct differentiation. The most basic types occur in the eastern part of the area, from Elsfjellet and eastwards. Gabbro with labrador (An 53), orthorhombic and monoclinic pyroxene occurs east of Elsfjellet. Diorites, however, are dominating, the An-content in the plagioclase is usually about 45 %. Especially in the easternmost area the diorite is very rich in hornblende, and has an almost black colour. The quartz content in these eastern diorites is low, as distinct from the diorites west of Elsfjellet, where the quartz content is high. A very light diorite covers large areas on Havmyrene. West and north of Havmyrene, in Kvenvær and on Helgebostadøy, it is common with alternating dark and lighter diorite, the lighter one is youngest and penetrates the dark one. The western diorites are often very rich in biotite; the An-content in the plagioclase is usually 35–42 %. A special acid type appears in a narrow zone between trondhjemite and normal diorite. It has the association hornblende-microcline, which is not found elsewhere in

the southern massif. This rock forms a transitional link between diorites and trondhjemite/granodiorite.

2. *Smaller, northern diorites.* These diorites have usually a distinct foliation, a larger part of them have a gneissic structure, often with biotite or chlorite as dominating dark minerals, the hornblende may be scarce or absent. Apart from the southernmost of these diorites, Steinfjell-Strømfjorden, which is more similar to the southern diorite, dark, massive rocks with abundant hornblende occur predominantly in the central parts of the bodies. Common for all types, however, is a strong alteration, with a very high content of secondary minerals: chlorite, epidote, sericite, calcite and prehnite. Prehnite, as far as I know, is not earlier reported from the Norwegian Caledonides. The mineral occurs also in schistose rocks, always closely associated with chlorite. – In general, the northern diorites are somewhat more acid than the southern ones. The quartz content is usually very high, the An content in the plagioclase is mostly 30–40 %, a minor part of the diorites are microcline-bearing.

Diorite porphyries.

Occur as dykes in two places: in trondhjemite at Fillan and in diorite west of Blåskogvann. Both dykes are parallel to the strike. Phenocrysts of plagioclase ± hornblende, dense groundmass with the same minerals as in the diorites. The occurrence as dykes in other intrusive rocks shows that they are of relatively young age.

Ultrabasic rock, Helgebostadøy.

A small, round body penetrating mica schist. Phenocrysts of hornblende, groundmass of diopsidic pyroxene and hornblende. The composition corresponds to a grönlandite. A massive structure, differing from the foliated structure in most of the diorites on Helgebostadøy, indicates that also this rock is younger than the diorite.

Ores.

Several small deposits, none of them are mined at present. 3 different ore types:

1. Scarn deposits. Occur in marble in the migmatite area, most of the deposits are situated N and W of Storvann. Galena and sphalerite are the most abundant ore minerals, the others are pyrite, chalcopyrite, pyrrothite, tetrahedrite and hematite. Galena and tetrahedrite contain some Ag.

2. Hydrothermal ore. Chalcopyrite and pyrite in quartz dykes. The most important deposit occurs on Helgebostadøy.

3. Volcanic-sedimentary Fe-ore. At Skipnes and on Garbufjell occurs magnetite ore with stripes of pyrite in hornblende gneiss. It is the same type as in Fosdalen. Here the Fe-ore is always connected with volcanic rocks, but as it is very stable in one and the same horizon, it is regarded as having been deposited as a sediment.

Tectonic.

The tectonic on Hitra is rather simple. It is a fold tectonic with a relatively constant strike direction within large areas, mostly between W and SW. Also the dip is constant within the largest part of the area, namely steep to the north. On the Ansnes-peninsula, in the eastern part of the area, there is an anticlinal structure.

The rocks are nearly always concordant or approximately concordant.

Signs of a younger deformation are found in some zones with cataclastic structure. Most prominent in zone 6: on Fjellværøy, north of Fillan and at Hestnes. Here the rocks are strongly crushed, they are typical mylonites; at Hestnes these rocks have partly a brecciated structure. Together with the deformation an extensive hydrothermal activity has taken place.

Other younger deformations are some greater faults: on Fjellværøy, along Filfjorden and north of Strøm. The faults are younger than the formation of the augen gneiss.

The metamorphism.

The metamorphism in the area is very high. Most of the rocks are in the amphibolite facies, a minor part in the epidot-amphibolite facies. The marble Hopsjøen - Vågan on northern Hitra has diopsidic pyroxene at Hopsjøen, while it has tremolite further to the E. At Kjerringvåg on Dolmøy, the marble contains pyroxene and often has a reaction rim between marble and amphibolite, containing pyroxene, epidote and plagioclase with An 35, indicating lower part of the amphibolite facies. In all the marbles quartz is in equilibrium with calcite.

Other rocks also show paragenesis of the amphibolite facies. Thus amphibolites with andesine-hornblende are common in all the metamorphic zones. The mica gneisses have quartz, oligoclase, biotite, muscovite, almandine \pm sillimanite. The paragenesis without sillimanite is

common in the lower part of the amphibolite facies, while the paragenesis with sillimanite only occurs in the upper part. Sillimanite is only found in the western part of the area, indicating that the metamorphism has been highest here.

On northern Hitra extensive metasomatic processes have taken place, leading i. a. to the formation of trondhjemites and granodiorites. This Na/K matasomatism is considered to be synorogenic, while a K metasomatism which has formed augen gneisses probably is younger.

A later retrograde metamorphism is very extensive. Most of the rocks on Hitra are rich in chlorite and other secondary minerals. Stress highly promotes the recrystallisation. In the mylonite zones the rocks have a green schist composition.

Age relations.

The region is compared with the Snåsa-Fosen district in E and Smøla in W. In both these regions, the metamorphism is considerably lower than on Hitra. The greenschists in these regions, which correspond to the amphibolite in zone 5 on Hitra, are determined to have a middle ordovician age (lower Hovin group). Likewise, age determinations of limestone, which occurs in greenschist in Snåsa, have resulted in a middle ordovician age.

The amphibolite/hornblendegneiss complex on Hitra is accordingly considered to be of a middle ordovician age, and this is probably also the age of the diorites. The same applies to the rocks, in which the Fe-ore on Skipnes occurs: fine-grained hornblende gneiss with amphibolite bands in zone 6. Also other fine-grained gneisses in the same zone are very probably of volcanic origin, and then ought to belong to the same series as the basic lavas. In case, there is on Hitra a combined effusive-intrusive complex. The acid intrusives are younger than the diorites, but the age difference is probably not great. Still younger than the acid intrusives are some dykes of dioritoporphyry.

The pronounced conformity between the different rocks on Hitra indicates that they have got their tectonic structure within the same folding-phase. Possibly, earlier folding phases are concealed by the last one. Investigations from a neighbouring region, Ørlandet, show that the deformation here is younger than upper ordovician. The greater part of the southern intrusives on Hitra has a quite massive structure, but this may be due to the fact that these large masses have avoided the deformation.

Litteraturliste.

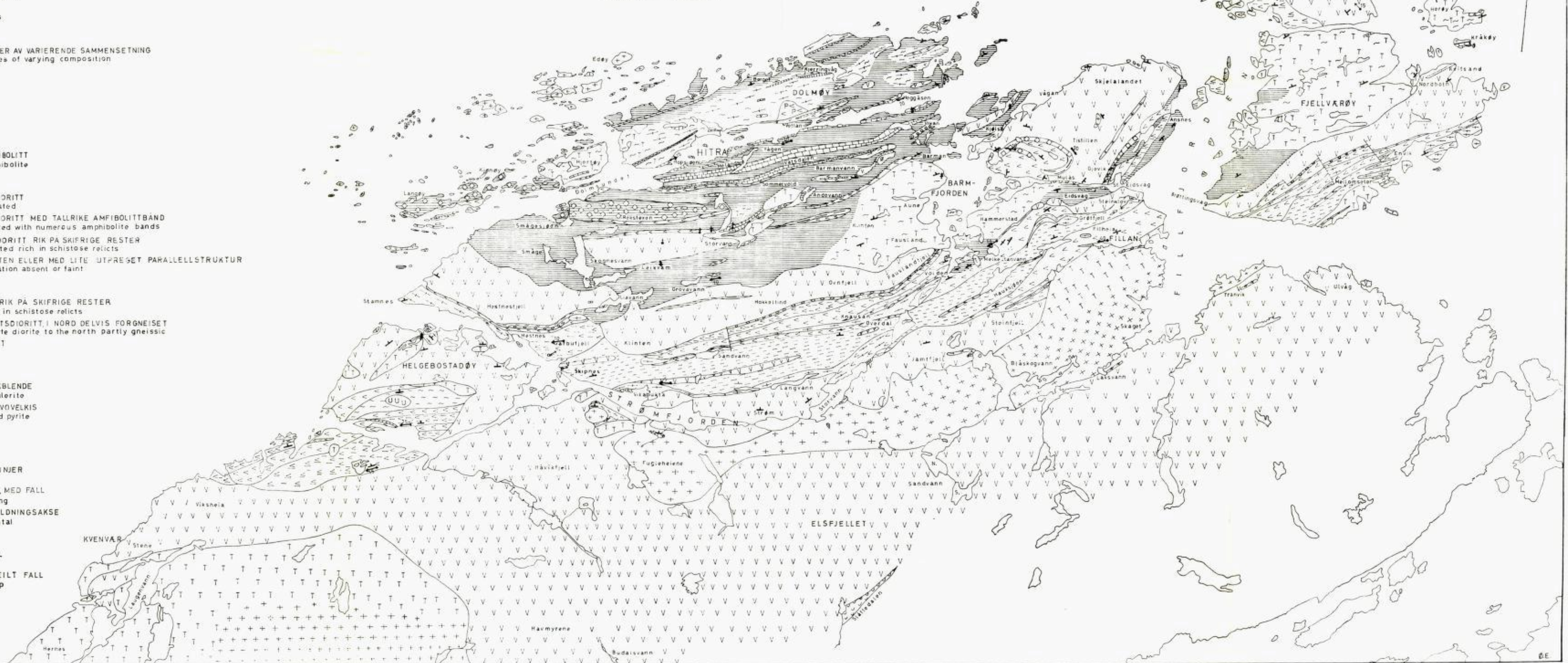
- Barth, T.* 1952: Theoretical Petrology. New York.
 — 1936: Petrology and Metamorphism of the Paleozoic Rocks. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 47, p. 775.
- Birkeland, T.* 1958: Geological Investigations in N. Trøndelag. NGT. 38.
- Carstens, C. W.* 1924: Der unterordovisische Vulkanismus auf Smølen. Vit. Selsk. Skr. Nr. 19.
 — 1945: Om den kjemiske sammensetning av Trondheimsfeltets kalkstener. NGT 25.
- Carstens, H.* 1949: Geologiske undersøkelser på kartbladet Steinkjer. Hovedoppgave i mineralogi og petrografi.
 — 1955: Jernmalmene i det vestlige Trondhjemsfelt og forholdet til kiskeforekomstene. NGT 35.
- Drescher-Kaden* 1948: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin.
- Eskola, P.* 1932: On the Principles of Metamorphic Differentiation. Bull. Comm. Geol. Finlande 16.
- Foslie, S.* 1925: Syd-Norges gruber og malmforekomster. NGU 126.
- Gjelsvik, T.* 1953: Det nordvestlige gneisområde i det sydlige Norge. NGU 184.
- Goldschmidt, V. M.* 1916: Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid.Selsk. Skr.
 — 1920: Die Injektionsmetamorphose im Stavanger gebiet. Vid. Selsk. Skr.
- Holtedahl, O.* 1944: On the Caledonides of Norway. Vit. Ak.
 — 1953: Norges geologi, Bind 1 NGU 164.
 — 1960: Geology of Norway. NGU 208.
- Kvale, A.* 1937: Et kaledonsk intrusiv- og effusivfelt på Stord. B. M. Å. 6. Nat. rekke 1.
- Quenecel, P.* 1916: Zur Kenntnis der Mylonitbildung erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet. Bull. Geol. Inst. Uppsala.
- Ramberg, H.* 1943: En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. NGT 23.
 — 1952: The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago.
- Reusch, H.* 1914: Nogen bidrag til Hitterens og Smølen's geologi. NGU 69.
- Richter, M.* 1943: Das Alter des westnorwegischen Grundgebirges. Geol. Rundschau 34.
- Rosenqvist, I.* 1941: Om øiegneisdannelse i fjellkjeder. NGT 21.
 — 1952: The Metamorphic Facies and the Feldspar Minerals. B.M.Å.
- Schetelig, J.* 1913: Hitteren og Smølen. NGT 2.
- Sæther, E.* 1949: Mikroskopiering av mineraler og bergarter.
- Tröger, W. E.* 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- Turner & Verhoogen* 1951: Igneous and Metamorphic Petrology. New York.
- Wegmann, C. E.* 1935: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26.

TEGNFORKLARING - Legend

- HETEROGEN GUMMERGNEIS, DELVIS GLIMMERSKIFER, RIK PÅ TRONDHEMITT ELLER GRANODIORITT
Heterogenous mica gneiss, partly mica schist, rich in trondhjemite or granodiorite
- ALMINNELIG BIOTITGNEIS
Common biotite gneiss
- HORNBLENDEGNEIS
Hornblende gneiss
- ØYEGNEIS
Augen gneiss
- FINKØRNIGE GNEISER AV VARIERENDE SAMMENSETNING
Fine-grained gneisses of varying composition
- GLIMMERSKIFER
Mica schist
- GRØNNSKIFER
Green schist
- AMFIBOLITT
Amphibolite
- MARMOR
Marble
- PEGMATITT I AMFIBOLITT
Pegmatite in amphibolite
- KVARTSGANGER
Quartz dykes
- PRESSET GRANODIORITT
Granodiorite, foliated
- PRESSET GRANODIORITT MED TALLRIKE AMFIBOLITTBÅND
Granodiorite, foliated with numerous amphibolite bands
- PRESSET GRANODIORITT RIK PÅ SKIFRIGE RESTER
Granodiorite, foliated rich in schistose relicts
- GRANODIORITT, UTEN ELLER MED LITE UTPRESET PARALLELLSTRUKTUR
Granodiorite, foliation absent or faint
- TRONDHEMITT
Trondhjemite
- TRONDHEMITT - RIK PÅ SKIFRIGE RESTER
Trondhjemite, rich in schistose relicts
- DIORITT OG KVARTSDIORITT, I NORD DELVIS FORGNEISET
Diorite and quartz diorite to the north partly gneissic
- DIORITTPORFYRITT
Diorite porphyry
- ULTRABASITT
Ultrabasic rock
- BLYGLANS OG SINKBLENDE
Galena and sphalerite
- KOBBERKIS OG SVØVELKIS
Chalcopyrite and pyrite
- MAGNETITT
Magnetite
- MYOLITTSØNER
Mylonite zones
- FORKASTNINGSLINJER
Faults
- FOLDNINGSAKSE, MED FALL
Fold axis, plunging
- HORIZONTAL FOLDNINGSAKSE
Fold axis, horizontal
- STRØK OG FALL
Strike and dip
- LØDDRETT FALL
Vertical dip
- SKIFTENDE STEILT FALL
Varying steep dip
- 65-95°
- 35-65°
- < 35°

GEOLOGISK KART OVER NORDLIGE DEL AV HITRA.
Geological map of northern Hitra.

MÅLESTOKK Scale 1:100 000
1 0 1 2 km



Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal.

Av

JAN MANGERUD

Innhold.

	Side		Side
1. Forord	223	5. Gudbrandsdalen	246
2. Eldre arbeider	224	Sedimentpetrografiske studier ...	246
3. Isskillet og bevegelsesretninger belyst ved skuringstriper	227	Kornfordelingsanalyser ...	246
4. Fjellområdene	230	Steintelling	250
Området mellom Gudbrands- dalen og Fryadalen	231	Frya-Harpefoss	253
Krøkla-Skarven	231	Fryas munning	253
Grønnfjell-Kvitberget ...	234	Fossåens munning	256
Området N for Vinstradalen ...	238	Auglas munning	258
Omkring Masdølstjern ...	239	Oversikt, konklusjon	260
Området S for Vinstradalen ...	241	Harpefoss-Vinstra	262
Fra Gålåvann mot N til Jora	241	Svartløkken-Granmorken	262
Området ved Valsvann ..	241	Sulas munning	262
V for kartet, fig. 4	241	Vinstras avsetninger	264
De glaciologiske forhold under avsmeltingen i fjellområdene ..	242	Vinstra-Kvam	268
Isoverflatens skråning	242	Sundet-Tårud	268
		Veiklas vifte	268
		S-sida i Kvam	269
		Oversikt, konklusjon	270
		6. Summary	272

1. Forord.

I fire somre (1959-1962) har jeg utført kvartærgeologisk kartlegging for Norges geologiske undersøkelse. Jeg skal her legge fram en del av resultatene fra dette arbeid, og vil da nytte anledningen å takke statsgeolog dr. philos. Gunnar Holmsen og statsgeolog Per Holmsen, som jeg har vært medarbeider for. De har hele tiden vist stor interesse for mitt arbeid, og diskutert problemer både ute i feltet og på instituttet.

Parallellt med meg har cand. real. Ole Fredrik Bergersen arbeidet sydover i dalen. Vi har hele tiden hatt et meget nært samarbeid, og mine konklusjoner bygger derfor nødvendigvis dels på hans undersøkelser. Jeg vil her takke ham for dette gode samarbeid.

Jeg vil også rette en takk til dosent dr. philos. Hans Holtedahl. Foruten stadige diskusjoner og rettleiding, har han gått gjennom manuskriptet og oversatt Summary.

Endelig vil jeg takke en lang rekke andre som har vært meg til hjelp, det gjelder ikke minst frk. Ellen Irgens, som har rentegnet de fleste figurer, og min lærer i geografi, professor dr. philos. Just Gjessing, som har gitt meg meget av min interesse for isavsmeltingen.

2. Eldre arbeider.

Områdene omkring Gudbrandsdalen og Østerdalen har inntatt en sentral plass i norsk kvartærgeologisk debatt. Særlig i tidsrommet 1885–1920 kom en rekke avhandlinger, dels fra våre fremste geologer.

Det var Jens Esmark som, i 1824, var den første som fikk ideen om at isen hadde hatt større utbredelse i Norge. Han vant imidlertid ikke umiddelbar tilslutning av alle geologer.

J. C. Hørbye (1855) holdt seg til Sefströms teori om «rullestensflod». Et par av hans avhandlinger fikk, tross dette, stor betydning for bestemmelsen av isskillet i disse områder. Ved studier av «friktionsmerker» (skuringstriper) og erratiske blokker nær riksgrensen, kom han nemlig til «. at Masserne for fra Øst at kunde naae Rigsgrændsen have tildels maattet bevæge sig opad mot Terrænets naturlige Hældning». Senere (Hørbye 1857) gjorde han studier over større områder og la i Gudbrandsdalen skillet for bevegelse mot N og S i Sel.

T. Kjerulf var vel den første i Norden som anvendte glacialteorien i sin fulle utstrekning til forklaring av morenejordartene (Bjørlykke, 1913). I «Udsikten» skrev Kjerulf (1879) om erratiske blokker, skuringstriper og morener: «Det bliver da ganske overraskende at se, til hvilken styrke disse mærker samle sig om at angive visse stadier for et tilbakesmeltende eller for et fremkrybende isdække.» Han tegnet så en rekke avsmeltingsstadier fra kysten og innover (ved hjelp av endemorener). Den siste is mente han lå i høyfjellsområdene.

Av utenlandske forskere ble setene nordligst i Gudbrandsdalen trukket inn i diskusjonen. Dette refereres av P. A. Øyen (1896). Her skal bare nevnes at det finnes lignende dannelser i Glen Roy i Skottland. Disse

“the parallel roads of Glen Roy”, tolket Agassiz som strandlinjer fra bredemte sjøer.

Et avgjørende arbeid ble A. M. Hansen: «Om seter eller strandlinjer i store høider over havet» (1886). Etter markbeskrivelsene diskuterer også han “the parallel roads of Glen Roy”, hvorfra han legger ved et kart. Jeg siterer: «. . . i det hele har bevegelsen spredt seg vifteformig ud fra vinkelens toppunkt ved Fort William. I de dale, hvor *Parallel Roads findes*, repræsenterer dette en bevægelse oppad, mod vassdragets løp. Fra alle skar går nu for tiden elve til begge kanter, som tilsammen har udgjort bræns gamle leie. Når nu isdækkets afsmelting var nået under skarets høide i en dal, måtte der nødvendigvis stænges inde et vand, dannet af nedbøren på selve stedet, af overfladevand fra brænen og af det vand, der altid siver ud af bræns ender».

Dermed var idéen unnfanget, og han overførte den til Norge. Han fant, både for Skottland og Norge, at setehøydenes stemmer med passhøydenes. Videre at seteregionens sørgrense er «. . . linjen Sel–Atneosen–Lomnæs–sjøen–Rendalssølen–Långå – en linje der – når et par observasjoner sættes ud af betragtning – noiaktig falder sammen med det efter Hørbyes kart optrukne bræskille. Observationene bestyrker hverandre».

Han tegnet så et kart over tilbaketrekningstadiene, i overensstemmelse med at den siste isrest skulle ligge etter nevnte linje.

Men Hansen vant ingen umiddelbar tilslutning. Kjerulfs idé, at isen trakk seg tilbake til fjellområdene, var den herskende. Setene ble da forklart som vannbehandlede sidemorener (Reusch 1886, Blytt 1891, 1892, for de S-lige deler av dalen også Øyen 1898, 1899), eller som strandlinjer fra sjøer demmet av dalbreer ut Ottadalen (Øyen, 1896, 1916, Rekstad 1896).

I de områder jeg har arbeidet er det J. Rekstad (1895) og W. Weren-skiold (1911) som har utført størst feltarbeid. Rekstad mente å finne en rekke endemorener oppover i Gudbrandsdalen, og satte disse i forbindelse med dalbreer som løp ut fra de høyeste fjellområder. Weren-skiold sluttet seg for Frons vedkommende til Rekstad. Han utfylte bi!det, ved fra end. morenene å finne sidemorener i dalsidene.

Foruten det nevnte kom Reusch (1894, 1900, 1901, 1910) med flere innlegg, oftest med brodd mot Hansen. Etterhvert kom han imidlertid fram til et syn på isavsmeltingen som stemmer forbausende med dagens oppfatninger. Han skriver f. eks. (1901): «Overhovedet gaar min erfaring ud paa, at man i hele det søndenfjeldske Norge kun finder svage spor til endemoræner mellom kyststrøgene, hvor de til dels er betydelige, og de

nuværende isbrægne. Afsmeltingen af istidens bræmasser kan ikke have gaaet for sig saaledes, at der, medens den stod paa, har ligget virksomme bræer som istunger ned gjennom de forskjellige dale. Mangelen paa endemoræner er en støtte for den forestilling, man er ledet ind paa af andre grunde (de opdæmmede innsjøer), at isdækket i det søndenfjeldske under afsmeltingen laa hen som en død masse, der gradvis aftog i tykkelse og omfang til, den ganske svandt bort».

Det avgjørende arbeid om setene ble G. Holmsen (1915): «Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen». Han utførte nemlig et stort markarbeid med nøyaktige nivellementer, og brakte på den måten orden i setenivåene og fikk dem til å stemme med passhøydene. Hans konklusjon var direkte i tråd med Hansens idéer.

Med noen modifikasjoner godtar nå også Reusch (1917) disse teorier, og dermed avsluttes den lange, men fruktbare debatt om avsmeltingen i Det sentrale Norge – i denne omgang.

For Gudbrandsdalen skulle det gå en mannsalder uten nye arbeider. Det var C. M:son Mannerfelt (1940, 1945) som blåste nytt liv i studiene av Sentral-Norges isavsmelting. Hans grundige arbeid skisserte opp nye metoder og synspunkter som bygde på undersøkelser av nåtidige breer. Det er imidlertid ingen som har studert nedre Gudbrandsdalen under disse synsvinkler.

Rekstads og Werenskiolds oppfatninger om aktiv tilbakesmelting i Gudbrandsdalen synes å ha holdt seg. O. Holtedahl (1953, 1960) støtter i alle fall denne oppfatning i sine store oversiktsarbeider «Norges geologi» og «Geology of Norway». Jeg siterer (O. Holtedahl 1953): «Forholdene er her i hoveddalføret for det meste temmelig forskjellige fra de østlige dalførers idet det er mindre av de mektige dalfyllinger som vi ovenfor har hørt om. Lienes morenedekke som er Gudbrandsdalens viktigste dyrkningsjord og som i stor utstrekning er av leirkarakter, går på lange strekninger ned til de lavtliggende elvesletter. Det ser ut som det har vært en langt mindre smeltevannstransport og også mindre av dødis-smelting. vi må da også være oppmerksom på at Gudbrandsdalens beliggenhet er en annen enn de østlige dalførene, både med hensyn til forholdet til de største bresjø-områder og til det strøk som i særlig grad ga muligheter for en aktiv brevirkosomhet langt frem i tiden, nemlig Jotunheimen. Med dette kan det stemme at det på flere steder forekommer store grusmasser som har vært oppfattet som endemorener».

J. Gjessing (1955) har imidlertid en annen oppfatning. Han sier han «har besøkt en del løsavleiringer som tidligere ble antatt å være ende-

morener. Disse synes, i alle fall for en del, å være (glaci-)fluviale avsetninger. Materialet i mange er ført ned av sidebekker og kanskje i første omgang avlagt ved en iskant i dalsiden».

3. Isskillet og bevegelsesretninger belyst ved skuringstriper.

Skuringstriper lages av en bre i bevegelse, men foran nåtidige breer ser vi at de kan avsettes under kortvarige framstot. Jeg finner det sannsynlig at det overveiende antall striper er så å si fra siste bevegelse i isen, og derved nær samtidige.

Skuringstripene er samlet på fig. 1. Mine egne observasjoner er her gitt samme nummer som i tabell 1.

I den lyse sparagmitt omkring Rondane finnes svært få skuringstriper. I Trondheimsfeltets skifre noe N for kartet kjennes imidlertid flere N-lige striper tilsvarende min observasjon nr. 1. Mellom Gudbrandsdalen og Atnedalen må derfor isskillet ha ligget i eller svært nær Rondane.

I de V-lige deler av kartet, fig. 1, har T. Lunde (1956) arbeidet. Jeg skal kort referere hans synspunkter. Langs øvre Sjøa og videre mot NØ er isbevegelsen mot NØ. Fra denne retning bøyer den av mot Ø og S i alle forsøkninger (daler). Hans tolkning skulle gå klart frem av fig. 2. Han mener det var en høyerygg som skrånet fra Jotunheimen mot Sel, med isbevegelse langs denne og vifteformig ut mot sidene. Isen var så avhengig av topografien at han mener den ikke var særlig mektig på dette stadium, kanskje endog de høyeste toppene (16–1700 m o. h.) har stukket opp.

Tolkningen synes tilfredsstillende for områdene S for Ottadalen. Både i Otta- og Gudbrandsdalen peker imidlertid stripene mot SØ lenger N og Ø enn han tegner isskillet.

Spørsmålet er om isen også på «innlandsisstadiet» for en stor del har drenert ut hoveddalene. Også videre S-over følger stripene i store trekk Gudbrandsdalen. Ifølge R. F. Flint (1961) synes dette å stemme med forholdene på Grønlands innlandsis: «The western mountains are less high. They, too are transected by outlet glaciers and, in addition, by ice streams, which are localized streams of relatively rapidly flowing ice within the body of the ice sheet, sharply marked out by transverse crevasses and by an elongate depression in the ice surface. They are seen to extend inland (80 km in places) at least as far as the firn limit, beyond which they are covered with snow. One of them seems to follow the line

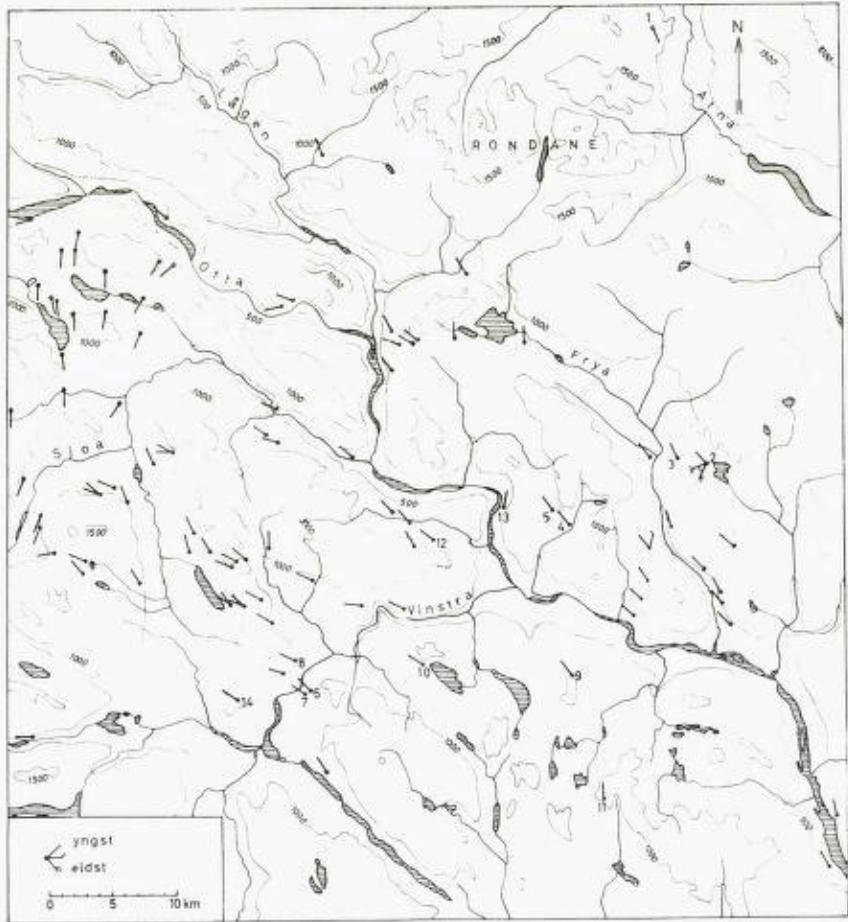


Fig. 1. Kart over skuringstriper. Tallene henviser til tabell 1 (egne observasjoner). De øvrige striper er tatt fra J. Rekstad (1895 -96 -97) W. Werenskiold (1911) G. Ramsli (1948) O. Holtedahl (1953) T. Lunde (1956) og P. E. Balteskard (1958).

Map showing glacial striae and their orientation.

of a broad, shallow, subglacial valley. These ice streams can be compared with currents within the body of the sea and are evidence of differential, streaming flow within the ice sheet.»

På fig. 3 har jeg antydnet hvordan forholdene kan ha vært. Er dette bilde riktig, har det vært flere sentra som bevegelsen har gått ut fra, og

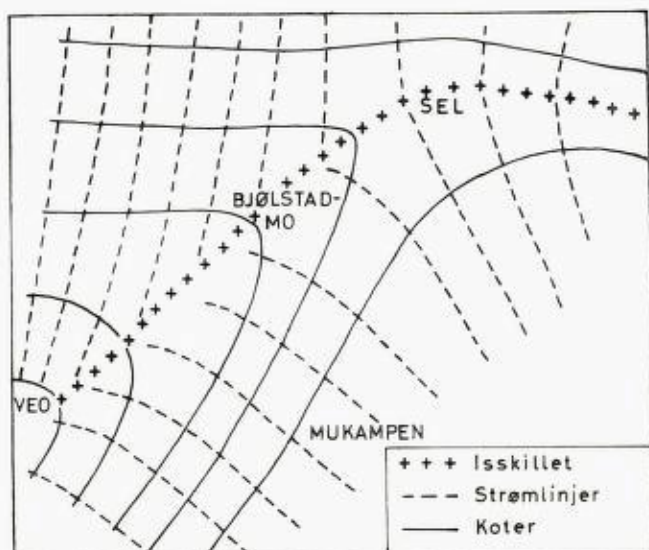


Fig. 2. «Isens stilling under siste aktive fase av siste nedising» etter T. Lunde (1956).

Position of ice-shed, contourlines of ice surface and direction of ice movement during last active stage of the ice in western part of area.
After T. Lunde (1956).

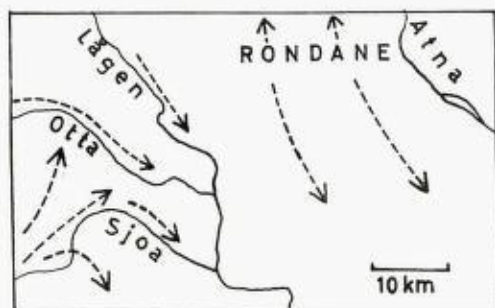


Fig. 3. Pilene viser antatte isbevegelsesretninger under siste aktive fase.
Arrows showing supposed direction of ice movement during last active stage.

ikke et klart definert isskille som lenger Ø. (Se f. eks. «Glacial map of Norway», O. Holtedahl, 1960).

De kryssende striper (nr. 2, fig. 1) er helt klare og meget interessante.

På grunnlag av så få observasjoner vil jeg foreløbig ikke trekke noen konklusjoner.

Tabell 1. *Skuringstriper* (egne observasjoner).

Henv. til nr. på kart fig. 1	Lokalitet, anmerkninger	H. o. h.	Retning 400* korrigert misvisning
1	Simlehø (NØ-hjørnet av Rondane). Flere lokaliteter nær hverandre	1350	366
2	V for Flaksjøen. På en flate: Mange striper på 28* går med mellomliggende over til 66*, som er flere enn de mellomliggende, men færre enn 28* Yngste, svært mange Annen flate (lavt): En Flere Tredje flate (frittliggende haug): Nesten utvisket Vanlig NV for Svartfjell	900-50	28 66 142-52 68 138 24 136 146
3	Slavollkampen	960	164
4	Brandvolseter (ved Sula)	900	151
5	Lauvåsen seter (ved Sula)	900	154
6	Skåbu bakli. Der Kasla renner under hovedvegen	750	150
7	Ved veien et par km lenger V enn sistnevnte	750	140
8	Skåbu. Ved n. Heltåen	850	121
9	Skjeraldkampen (flere steder)	1000	153
10	1 km NV for Feforvannet (stor flate)	900	130
11	Kantliknappen	1050	190
12	Glupbekken ved Ødalen	850	137
13	Straks S for Bosåen i dalbunnen ved Kvam. Utydelig	260	208
14	Toppen av Skalfjell	1155	135

4. Fjellområdene.

Undersøkelsene i fjellområdene har vesentlig hatt følgende formål:

1. Klarlegge smeltevannets dreneringsveier og på grunnlag av disse finne
2. isoverflatens skråningsretninger og en eventuell iskulminasjons beliggenhet.
3. Få et bilde av de glaciologiske forhold under avsmeltingen i områdene omkring Gudbrandsdalen.

Jeg har bare vært interessert i en regional tolkning for angjeldende område og har ikke gjort noen detaljerte, prinsipielle studier. En del spor er utelatt i omtalen, da de ikke har betydning for helhetsbildet.

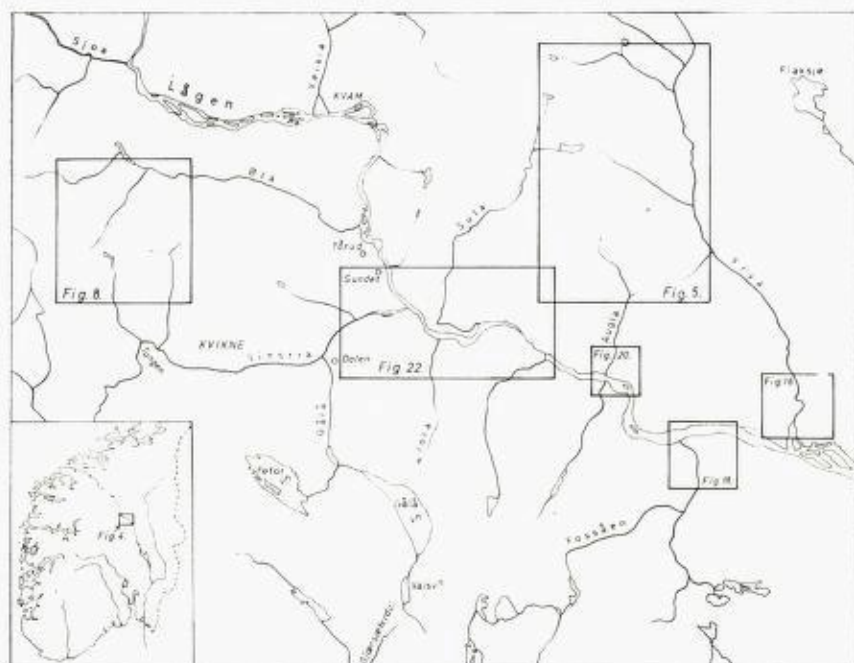


Fig. 4. Oversiktskart.

Situation map.

OMRÅDET MELLOM GUDBRANDSDALEN OG FRYADALEN

Smeltevannsporene i dette fjellpartiet er inntegnet på fig. 5, hvis lokalisering fremgår av oversiktskartet, fig. 4.

Krokla-Skarven.

De høyeste smeltevannspor jeg har funnet mellom Gudbrandsdalen og Fryadalen ligger i de N-lige deler av fig. 5.

V for Skarven har vært overløp mot N til Lystjern. Her går en rekke slukrenner i løsmateriale ned lia. I det flate området omkring Lystjern har vært noen akkumulasjon. Videre har vannet fulgt Himlysa dal. Lenger Ø, mellom Skarven og høyde 1207, er et dendrittisk mønster av renner mot Himlysa. De er helt overveiende i løsmateriale og 4-5 m brede. De begynner ved passet og representerer tydeligvis yngre overløp

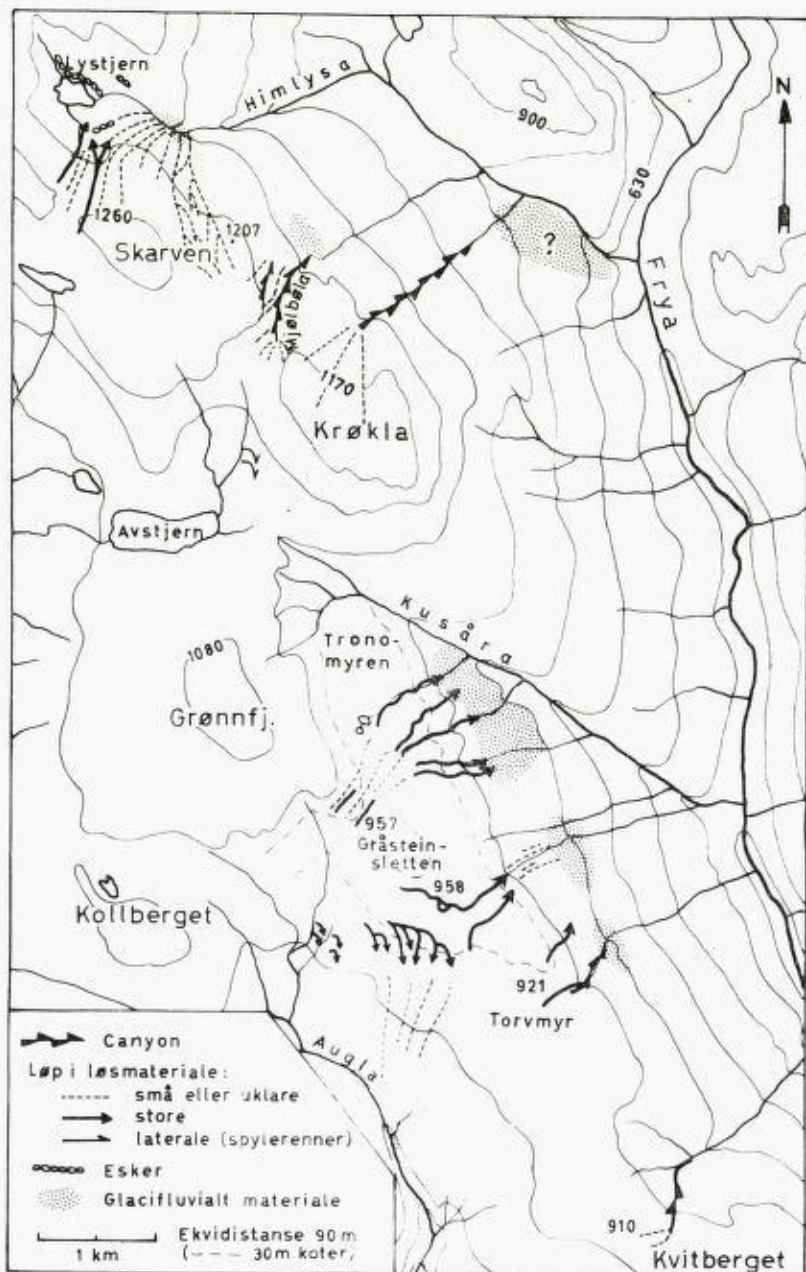


Fig. 5. Kart over endel av fjellet mellom Frya og Gudbrandsdalen.

Meltwater channels and deposits in the mountain area between Frya and Gudbrandsdal.

enn de ovenfor omtalte. Ned mot Himlysa blir fallet så sterkt at vannet må ha gått ned under isen. Nede i dalen sees noen akkumulasjoner.

Ennå yngre overløp er, videre mot Ø, representert ved renner og små canyoner over vannskillet og nedover lia på N-sida, inntil det laveste punkt i passet, hvor det er et stort sadelskår, Mjølboå, som bygdefolket kaller det.

Det er mange (de fleste små og utydelige) tilløp til Mjølboå, i forskjellige nivåer. Tilløpene er svakt hellende og begynner uten brå nedskjæring. Vannet må derfor ha rent med rolig fart inn fra isoverflaten. Det øverste av disse løp ligger så høyt at det vesentligste av gjennomskjæringen av passet må være subaeril.

Selve canyonen begynner S for passet og skjærer seg gjennom dette. Bakveggen er bratt, så vannet fra de omtalte tilløp må ha fosset ned. Canyonen er 10–15 m dyp, og noe bredere og fortsetter 5–600 m nedover lia.

Nedenfor er materialet akkumulert i en uryddig, men dog forholdsvis jevnhøy fylling. Materialet skiller seg ut fra morenen ved overflateformen og i flere snitt langs en setervei. Det er utvasket, men kantet og dårlig sortert.

Prinsippet i min tolkning er vist ved fig. 6. Hvor vannet har rent etter at det har akkumulert sitt materiale, er ikke mulig å si sikkert, da det ikke finnes noe spor, men antagelig har det fortsatt videre nedover lia.

Ø for Mjølboå er en canyon av samme størrelsesorden. Den begynner imidlertid et godt stykke ned i lia (N for Krøkla). Denne har jeg dessverre bare såvidt vært og sett på, og jeg vil følgelig ikke omtale den nærmere.

SV for Krøkla, i lia mot Avstjern er fire lateralerrenner, eller skvalserpentinere etter Mannerfelts terminologi. De ligger tett ved hverandre, ifølge lommebarometer 1030 m o. h. Den største er 8–10 m dyp og 10–15 m bred i løsmateriale.

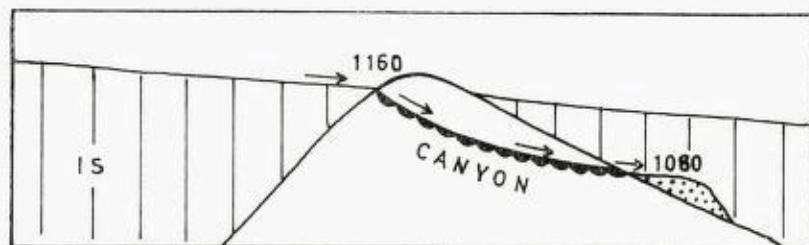


Fig. 6. «Situasjonsbilde» fra den seneste tid smeltevann rant i Mjølboå.

Gully incised by meltwater.

Vannet har her kommet på isoverflaten omlag fra V, svinget såvidt innom dalsida og rent ut på isen igjen med retning mot Kusåra.

Konklusjon. Jeg har omtalt en rekke overløp over vannskillet som viser en N-lig komponent av isoverflatens helning, da den her lå ca. 1200 m o. h. Etter å ha fått kontakt med bakken har vannet gått ned under isen, og dets vei kan tildels følges langt nedover, men forsvinner alltid. Skvalserpentinene viser en Ø-lig komponent av isoverflaten.

Grønnfjell-Kvitberget.

I dette området er flere smeltevannløp over vannskillet til Fryadal, og også andre dreneringsmerker (fig. 5). Deres innbyrdes aldersforhold er ikke helt klart, men høydeforskjellen mellom overløpene tyder på at de N-ligste er de eldste. For beskrivelsen er det enklest å begynne i SØ.

V for Kvitberget er ei slukrenne. Ved innløpet og mot SV er terrenget ganske flatt. Her sees svake spor etter rolige tilløp. Selve slukrenna er en canyon i fast fjell, 4–5 m dyp, 6–7 m bred. Videre nedover blir den betraktelig større, men her går det også en bekk i den. Ca. 750 m o. h. er det ved renna en løsmaterialfylling med 15–20 m høye ytterkanter. Dette kan være avsatt av smeltevann fra renna, men det var ikke mulig å avgjøre om det er glacifluvialt materiale.

Fra Torvmyren er det en slukrenne mot Fryadalen. Over vannskillet er liten erosjon, nærmest bare avspylt berg, men renna skjærer seg snart 6–7 m ned i fast fjell. Litt ned i lia deler den seg før den faller ned i en større canyon. Denne største canyon begynner plutselig og er 12–15 m dyp. Jeg skal ikke her gi noen detaljtolkning, selv om forholdene er interessante.

Canyonen ender 120 m (vertikalt) lavere enn vannskillet. Her er en stor akkumulasjon. Overflaten er temmelig flat og jevn, men virker likevel ikke subaerilt modellert. Det er en del store blokker (opptil flere m³) på flaten, hvorav noen er fra Sulseterfeltet. Ytterkanten står i rasvinkel og er 30–40 m høy. Et lite snitt langs veien viser glacifluvialt materiale.

Beliggenheten viser klart nok at dette er en avsetning av smeltevann fra omtalte slukrenne. Da den ligger så mye lavere enn overløpshøyden, må den være avsatt subglaciale, noe også de store langtransporterte blokker på overflaten antyder. Jeg har ikke funnet noe spor etter hvor vannet har rent herfra.

3–400 m N for overløpet ved Torvmyren er ennå et overløp, ca. 15 m høyere. Det er flere små løp som samler seg i en 6–8 m dyp canyon.

Denne går et stykke nedover lia, men deler seg så i flere løp som i begynnelsen er markerte, men lenger ned blir mer diffuse og vanskelig å følge.

Ytterligere en halv km videre (NV) mot Gråsteinsletten er et overløp i løsmateriale, 10–12 m bredt, et par m dypt. Det har i begynnelsen N-lig retning, men svinger så rett ned lia. Det løser seg imidlertid snart opp i smårenner og blir vanskelig å følge.

S for det høyeste av Gråsteinsletten begynner et svært og buktende smeltevannløp i løsmateriale, som på det største er 30 m bredt og 6–8 m dypt. Det går 5–600 m mot SØ før det skjærer gjennom høyderyggen til Fryadalen. Et stykke ned i lia løser det seg opp, men små løp og avspylt berg viser at vannet har fortsatt videre nedover.

Nede i lia synes vannet fra dette løp og det forrige omtalte delvis å ha fulgt de samme veier. Som nevnt er løpene nokså diffuse, men kan likevel følges på flybilder. Et stykke ned i lia er det også små akkumulasjoner i rygger og hauger, inntil ca. 820 m o. h. hvor en svær terrasse er bygget ut.

Terrassen er 100 m lang langs lia, og 40–50 m bred. Forkanten står i rasvinkel og er anslagsvis 30 m høy, et stort snitt i denne viser sortert materiale. Overflaten er helt jevn, men spor etter elveløp såes ikke.

Akkumulasjonen må ha foregått subglacialt, på samme vis som ved renna fra Torvmyren. Dersom overflaten er modellert subaerilt, kan dette ha foregått senere. Heller ikke her er det mulig å følge vannet videre.

Mellom Gråsteinsletten og Grønnfjell finnes de N-ligste overløp. Et par er temmelig klare, men de fleste er små. De kan imidlertid følges ned mot Tronomyren og over i 5 meget markerte renner som herfra skjærer seg i løsmasser ned mot Kusåra. Det er svingete løp, som alle er omlag 10 m dype og 20–25 m brede. Dette er det meget vanskelig å få oversikt over, da bjørkeskogen er så tett at en knapt ser en meter foran seg.

Sammenfatning over overløpene. Alle overløpene mot Fryadalen mellom Grønnfjell og Kvitberget viser at isoverflaten her har hatt en NØ-lig komponent, da den lå 900–1000 m o. h. (Omtales noe mer senere).

Betydelige vannmasser har gått over vannskillet og ned under isen i Fryadalen. 1–200 m under isoverflaten har de akkumulert sitt materiale i konsentrerte, tildels terrasselignende akkumulasjoner. Ingen steder har det vært mulig å finne spor etter vannet videre.

Dette siste gjør det vanskelig å si hvilke forhold som har bevirket akkumulasjon så høyt oppe i lia. Jeg har særlig tenkt på to ting:

1. Isen er under en viss tykkelse (30–60 m) plastisk. Skal vannet holde tunneler åpne under denne grense, må det smelte isen like hurtig som denne siger sammen. Har vannet liten varme, kan det ikke trenge dypt.
2. Det kan tenkes å ha vært et noenlunde bestemt lengdeprofil i dreneringsveiene under isen. Da omtalte slukrenner nådde dette nivå, akkumulerte de det meste av sitt materiale, og vannet rant noe roligere videre. Tanken bestyrkes av at akkumulasjonshøyden stiger innover dalen.

Det er i alle tilfelle vanskelig å forstå hvorfor vannet ikke har satt spor etter seg videre. Dette kan forklares ved

1. at det gikk englacialt videre, hvilket neppe kan hverken bevises eller motbevises.
2. Ved flere av rennene har jeg omtalt at vannet fra en markert renne spredde seg i flere små. Det kan tenkes at vannet fra akkumulasjonene nærmest sivet under hele isen videre ned mot dalbunnen, og derfor ikke satte noe spor etter seg.
3. Dersom akkumulasjonene var bestemt ved et lengdeprofil i dreneringen under isen (se over), kan det tenkes at vannet fortsatte i en tunnel langs (eller nær) dalsida. Var dette profil noenlunde utjevnet, kan det hende at hverken akkumulasjon eller erosjon var så sterk at den satte noe merke etter seg. Det synes imidlertid lite sannsynlig at det har hersket så stabile forhold.

På *Gråsteinslettens S-helling* er en serie renner som er uterodert i løsmateriale og er opptil 6–8 m dype (vanlig 3–4 m) og 15–20 m brede (fig. 7). De markerte renner er temmelig like store, men det er også små utflatninger og tegn etter vannstrømmer ellers.

Også genetisk er de ensartet. De begynner noe lavere enn vannskillet, med Ø-lig retning, og ser her ut til å være strengt laterale. De svinger så mot S, samtidig som fallet blir sterkere. Etter 2–300 m «løser de seg opp» og forsvinner i lange myrdrag mot Augla. Det synes helt klart at vannet har gått subglacialt denne vei, trolig i lite stabile og konsentrerte strømmer. På flybildene ser en imidlertid en striping i myrene fra rennene mot Augla.

Hver renne skjærer seg gjennom innløpet til nærmeste renne i Ø. Således er den Ø-ligste eldst, og så blir de yngre etter hvert som en går mot V.

Rennene må være yngre enn de tidligere omtalte høyere opp på Gråsteinsletten, som går over vannskillet. Deres aldersforhold til overløpene lenger SØ, som ligger 20–30 m lavere, er imidlertid ikke klart.



Fig. 7. Sublateral renne ved Gråsteinsletten mot Augla.

Sublateral meltwater channel at Gråsteinsletten, towards Augla.

Ved Augla er noen glacifluviale akkumulasjoner som jeg regner er avsatt av vann fra de renner jeg nå har behandlet. Materialet skiller seg ikke ut i overflaten (ved former eller vegetasjon), men der den lille bekken med retning fra Torvmyren kommer ned til Augla er et grustak.

Snittet er vel 15 m høyt og består vesentlig av krysskiktet sand og grus. To lange, sammenhengende kvabb-lag viser imidlertid at forholdene har vært vekslende. Øverst var noe usortert materiale som tolkes som ablasjonsmorene.

Vannet må fra akkumulasjonen ha fulgt Auglas dal videre nedover. Akkumuleringen tyder på at dreneringen denne vei var treg, men vannet må likevel ha funnet seg vei, og her er det vel ikke mulig å forestille seg annet enn at det gikk under isen. Nye spor etter smeltevann finnes først nær Gudbrandsdalens bunn, men sannsynligvis er dette merker fra den samme drenering. Et sted må jo vannet renne, og det er lite trolig at det har rent ut av Auglas dype, trange dal når det først var kommet ned. I så tilfelle skulle en vente å finne merker etter det i lia i Gudbrandsdalen.

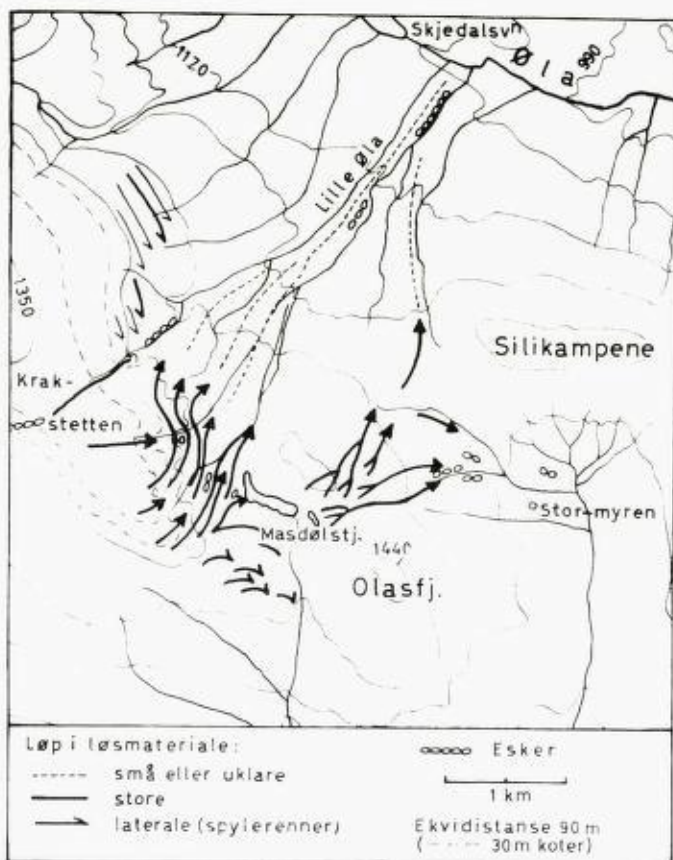


Fig. 8. Kart over endel av fjellområdet mellom Vinstra og Gudbrandsdalen.

Meltwater channels in the area between Vinstra and Gudbrandsdal.

OMRÅDET N FOR VINSTRADALEN

Deler av dette fjellområde har både G. Ramsli (1948) og T. Lunde (1956) behandlet i sine hovedoppgaver. Begge har imidlertid vesentlig arbeidet V for kartet, fig. 4. Innenfor dette kart finnes få spor etter isavsmeltingen, unntatt området omkring Masdølstjern, som derfor behandles som et nøkkelområde. Observasjonene her stemmer forøvrig godt med det Ramsli og Lunde har funnet lenger V. Nå har jeg også selv arbeidet V-over og må her innskyte at noen av brelvløpene de beskriver synes å være høyst tvilsomme, selv om hovedlinjene sannsynligvis er riktige.

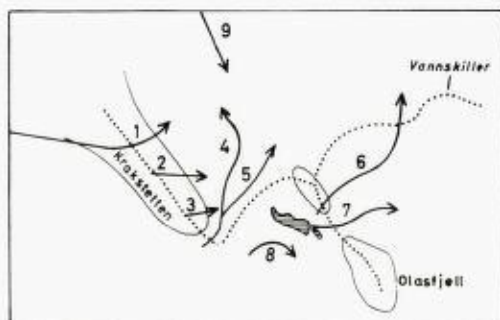


Fig. 9. Prinsippskisse for rekkefølgen (alderen) av løpene omkring Masdølstjern.

Meltwater channels (fig. 8) mentioned according to age.

Omkring Masdølstjern.

Observasjonene er inntegnet på kartet, fig. 8, og på fig. 9 er vist i hvilken rekkefølge jeg mener dreneringsmerkene er dannet. For enkelhets skyld lar jeg beskrivelse og tolkning følge fig. 9 (sml. fig. 8).

1. V for kartkanten av fig. 8 hever Saukampen seg fra Krakstetten. I S-hellinga av Saukampen går en esker omlag horisontalt langs lia og går innerst på flaten på Krakstetten over i en renne som skjærer gjennom vannskillet. Eskeren er liten, bare 1–2 m høy, men er iøynefallende både på flybilder og i terrenget p.g.a. sin lengde på ca 2 km. Overløpet er et par meter nedskåret (litt i fast fjell). Noe ned i lia mot Øldalen går renna over i en esker igjen. Videre nedover er store akkumulasjoner, men disse er ikke bare kommet denne vei. Eskerne må være subglaciale. Renna synes av forholdene ved innløpet å være subaeril (meget bredt innløp, flere rolige løp).
2. Under den først omtalte esker er små spor etter flere lignende. Lenger SØ på Krakstetten er en 3–4 m dyp gjennomskjæring (hvorav en del i fast fjell), som fortsetter som slukrenne nedover lia. Også denne synes å ha gått over til å akkumulere lenger nede.
3. Ytterst på Krakstetten er en rekke renner som har lagt opp svære hauger (6–8 m høye) glacifluvialt materiale V for Masdølstjern, Tydeligvis subglaciale.
4. Gjennom dette materiale kan imidlertid lange renner følges over vannskillet mot N. I lia mot Øldalen gjør de en sving mot NV, før de med større fall går ned langs lille Øla. Disse renner er 6–7 m dype og ca. 20 m brede lengst N. V for Masdølstjern er de stykkevis strengt later-

ale. Rennene må være dannet langs en N-overhellende iskant over passet etter at Krakstetten var smeltet fram.

5. Den nevnte sving mot NV blir mindre og mindre jo lavere (og lenger Ø) rennene ligger, og finnes ikke på de laveste. Svingen har vel sammenheng med det allerede etablerte sluksystem langs Lille Øla.
6. Fra Masdølstjern har smeltevann også drenert mot Ø, over passet til Stormyren. Noen løp begynner en del høyere enn tjernet. Disse må vel til dels være samtidige med omtalte serie lateralrenner V for Masdølstjern (pkt. 4).
7. Det laveste overløp er bare få meter høyere enn dagens vannstand, og synes å ha virket som utløp for tjernet. De markerte løp er her av størrelsesorden 2 m dype og 5–6 m brede, men det er også en rekke utflatinger og små løp. Tilsammen må betydelige vannmasser ha gått over her. Videre nedover lia er det dels akkumulasjoner, dels renner. De N-ligste (og høyeste) har gått over passet til Øldalen, de lenger S har drenert til Stormyren, hvor det også sees små rester av eskere.
8. Til slutt har isen over Vinstradalen blitt så tynn at vannet ikke lenger kunne renne fra isoverflaten og inn i Masdølstjern. Fra denne tid finnes S for Masdølstjern en rekke skvalserpenter nedover lia, de største er 15–20 m brede og 5–6 m dype. Fra de laveste synes vannet å ha gått ned under isen.
9. N for Krakstetten er et svært spylrennesystem. De fleste rennene er små, og det hele arter seg som en linjering av lia. I de øverste har vannet gått lengst mot SØ før det svingte ned i slukrennesystemet ved Lille Øla. Vannet fra de lavere spylrenner har bøyd tidligere ned under isen.

Dreneringen fra disse renner og overløpene kan følges som slukrenner og eskere ned til Øla. Videre har det ikke vært mulig å finne spor etter det.

Isoverflatens helning. Overløpene viser at isoverflaten her har hatt en N-lig og en Ø-lig komponent da den lå i 12–1300 m høyde (omtales mer senere). Dette er en helt annen konklusjon enn den T. Lunde (1956) kom fram til. Han har ikke sett overløpene mot N, og bygger vesentlig på spylrennene N for Krakstetten da han sier: «Denne retningen (for isoverflatens helning) er nokså nær opp til den som skuringsobservasjonene gir oss for den siste isbevegelsen. Det vil si at isen bevarte samme helningsretning ved overgangen fra det dynamisk levende til det dynamisk døde stadiet her i traktene omkring Øldalen».

Skuringstripene (fig. 1) har her SØ-lig retning, mens de omtalte smeltevannspor viser at isoverflaten da de ble avsatt, hadde en skråning mot Ø, eller kanskje noe N for Ø.

OMRÅDET S FOR VINSTRADALEN

Jeg har vært på de aller fleste vannskiller, også S for kartet, fig. 4. Mange steder er det tegn som kan tyde på drenering, men få steder er det så klare former at de kan brukes til en analyse av hoveddreneringsveiene.

Fra Gålåvann mot N til Jora.

har vært et overløp. Det begynner som et lite, buktende løp i løsmasser i S, og går så over i myrdrag langs Jora. Slik det ligger sier ikke overløpet noe entydig om isoverflatens helning. Isen må imidlertid ha vært høyere i NV, siden vannet ikke har tatt det naturlige utløp mot Vinstra.

Området ved Valsvann.

Fra Valsvann er et betydelig overløp mot S. Det er 3–4 m dypt og 10–15 m bredt i løsmateriale ved innløpet, og større nedover. Videre nedover Gjærsæterdalen er svære glacifluviale akkumulasjoner. Over passet er også noe glacifluvialt materiale, som tyder på at eskere har gått over her før det subaerile løp.

Både Ø og V for Valsvann er eskere (5–6 m høye) som går mot passet. I N-enden av vannet er også en rygg, trolig en esker. Analogt til de andre er det naturlig å regne at den har drenert mot S.

Overløpet viser at isoverflatens helning har hatt en (trolig langvarig S-lig komponent).

V for kartet, fig. 4.

er høye fjellområder. Dette kan forklare at så lite smeltevann er kommet til de omtalte vidder. En finner da også at veldige vannmasser har drenert mot SØ i Espedalen (se fig. 11). Dette er omtalt av G. Ramsli (1948). Jeg skal bare referere at det fra Espedalsvann har vært et svært overløp mot SØ til Dritua. Her er en canyon så avskrekende at den kalles Helvete, med opptil 30–40 m dype jettegryter i anorthositt.

DE GLACIOLOGISKE FORHOLD UNDER AVSMELTINGEN I FJELLOMRÅDENE

Smeltevannspor langs iskanten dannes bare under firngrensen. Ved å bruke Mannerfelts (1945) resonnement, kan en si:

1. I de omtalte områder finnes smeltevannspor opp mot de høyeste fjelltopper.
2. Fjellene må følgelig ha ligget under firngrensen på den tid de smeltet fram.
3. Breen får da ikke noe næringsområde, og må derfor ha vært klimatisk død.

De omtalte slukrenner tyder på at isen i det vesentligste også var dynamisk død.

Avsmeltingen har foregått vertikalt, slik at de høyeste fjell ble frilagt først og så suksessivt de lavere områder. Jeg har ikke funnet noe tegn på at levende breer har eksistert i fjellområdene etter at de smeltet fram av innlandsisen.

ISOVERFLATENS SKRÅNING

En aktiv bre beveger seg den vei isoverflaten skråner. Skuringstripene viser bevegelsesretningen, og derved skråningen. Uregelmessigheter kan selvfølgelig forekomme, men kartet, fig. 1, skulle vise skråningsforholdene temmelig klart ved siste isbevegelse.

Senere steg firnlinjen over isen, og avsmeltingen foregikk vesentlig vertikalt. Så lenge isen lå høyt over fjellene, hadde den trolig nokså ensartet skråningsretning over store områder. Etterhvert som større områder ble frilagt og isen mer oppdelt, ble antakelig lokaltopografiske forhold viktige for isoverflatens skråning.

Vi kjenner ikke noe som viser skråningsretningen for en dødis direkte. Det vi kan bruke er spor etter smeltevannet, som jo vil renne den vei overflaten heller. Disse spor finner vi imidlertid bare der vannet har vært i kontakt med bakken, og da er det ikke lenger bare isoverflatens helning som er bestemmende. Jeg skal kort omtale hva en generelt kan slutte av retningen på smeltevannrenner. Selv om en ofte kan komme til bedre konklusjoner ved også å trekke inn helhetsbildet eller detaljobservasjoner, er det viktig å ha noen generelle trekk klart for seg.

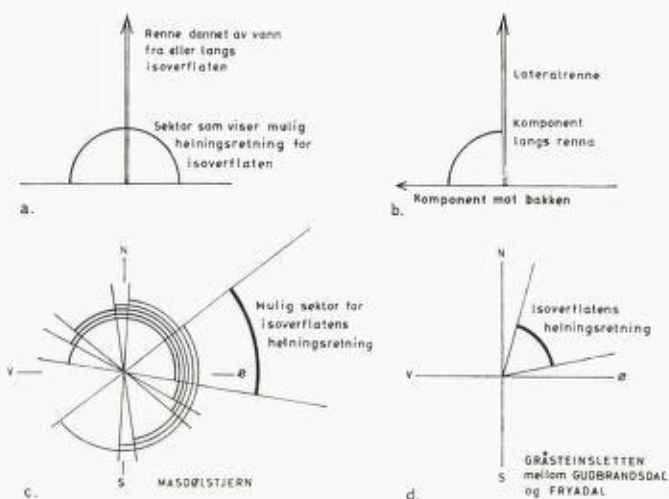


Fig. 10.

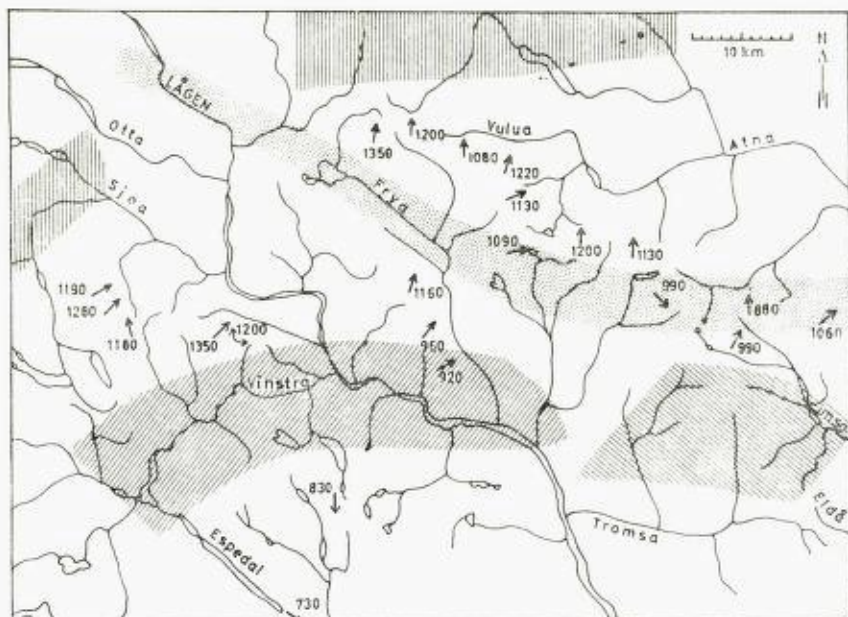
Vann som fra isoverflaten renner ut på flat mark, vil kunne danne renner vinkelrett på isens skråningsretning eller med en større eller mindre komponent langs denne. En slik renne angir følgelig bare en sektor på 200° for isens skråningsretning (fig. 10 a). Det samme gjelder renner i unnabakke fra isen.

Lateralrenner dannet i skråninger mot isen kan muligens si noe mer. Isoverflatens skråning må her ha én komponent mot bakken (ellers ville vannet renne ut på isen), og én den veien vannet renner. Da disse komponenter vil stå nær vinkelrett på hverandre, må isens skråningsretning ligge i sektoren mellom dem (fig. 10 b). Her må en imidlertid ta i betraktning at isen under firngrensen alltid skråner ned mot bar bakke. Den omtalte komponent mot bakken kan derfor være av rent lokal karakter. Generelt kan en altså heller ikke av lateralrennene slutte mer enn fig. 10 a viser.

Hvis det i et område er flere renner med forskjellige retninger, vil de tilsammen gi et bedre bilde av isens skråningsretning.

På fig. 10 c er avsatt de yttergrenser som en del markerte renner i området ved Masdølstjern angir for isens skråningsretning (etter fig. 10 a). Isen må her, ca. 1200 m o. h., ha skrånnet omlag mot Ø. Tar en i betraktning at alle overløp over vannskillet er mot NØ, er det temmelig sannsynlig at retningen har vært noe N for Ø.

På fig. 10 d er vist resultatet for en lignende bestemmelse for området







- 1  Omtalt isskille slik skuringstripene viser det.
- 2  Dødissskille idet fjellområdene 1000–1300 m o. h. smelter fram etter egne undersøkelser.
- 3  Siste isrests beliggenhet ifølge A. Samuelsen (1953).
- 4  N-siden av isoverflatens kulminasjonssone ifølge J. Gjessing (1960).

Fig. 11. En del smeltevannløp over vannskiller er inntegnet med pil og høydetall. Foruten egne observasjoner er disse tatt fra G. Ramsli (1948) A. Samuelsen (1953) T. Lunde (1956) P. E. Balteskard (1958) og G. Holmsen (1960).

Meltwater channels across watersheds are marked by arrows, and numbers state altitudes in m. Legend: 1. ice-shed, shown by glacial striae. 2. ice-shed during stage of stagnation when mountain-areas above 1000–1300 m a.s.l. were protruding above ice surface. 3. The position of last remaining glaciers according to A. Samuelsen (1953). 4. Northern part of icedshed according to J. Gjessing (1960).

ved Gråsteinsletten mellom Gudbrandsdal og Fryadal. Nå er det innen det området jeg har studert ikke så mange smeltevannspor at en så god bestemmelse lar seg gjennomføre flere steder. Det er likevel mulig å få fram hovedtrekkene i isoverflatens skråningsforhold.

På fig. 11 har jeg tegnet inn breveløp over vannskiller. Ved å stille

dette sammen med det jeg tidligere har sagt om isoverflatens skråning, foruten noen spylrenner som ikke er inntegnet på kartet, synes det berettiget å trekke følgende konklusjon: Også etter isen ble død, har den hatt et kulminasjonsområde (dødissskille, etter T. Lunde 1956), hvorfra overflaten skrånet til begge sider. På den tid fjellene på vidda smeltet fram lå dette dødissskillet omlag over Vinstradalen og hadde her en Ø-lig skråning.

På fig. 11 har jeg også tegnet inn de resultater andre har kommet fram til. Mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen har A. Samuelson (1953) bestemt den siste isrestens beliggenhet til «et område fra og med Remdalen-Åstdalen i nord og til og med Tromsdalen-Eldådalen i syd.»

Som nevnt under omtalen av eldre arbeider, er det en gammel oppfatning at det i de øvre deler av dalene har vært bredemte sjøer som har drenert over vannskillet til Trøndelag. I de senere år har J. Gjessing (1960) gjort inngående studier over dette, og om S-grensen for denne N-gående drenering konkluderer han: «N-siden av isoverflatens kulminasjonssone strøk antagelig S for Femund, S for Atnas møte med Glåma, og nær over Selsrusten». Denne begrensning passer godt med den tidligere omtalte S-grense for de bredemte sjøer.

Ø for Gudbrandsdalen stemmer dette også noenlunde overens både med Samuelsons og mine konklusjoner. V-over ser det derimot ut til å være store uoverensstemmelser (se. fig. 11).

Jeg regner imidlertid ikke med at dreneringen fra dødissskillet over Vinstradalen har gått N-over til Trøndelag. Tvertimot tyder avsetningene ved Sjoas munning i Gudbrandsdalen på at dreneringen her hele tiden har vært mot S. Forklaringen kan muligens søkes i dødissskillet forhold til det aktive isskillet.

Ø for Gudbrandsdalen var det aktive isskillet temmelig klart definert. Fig. 11 viser at iskulminasjonen under den døde avsmeltingen forskov seg 20–40 km mot S. En slik forskyvning er tidligere påpekt av P. Holmsen (1955, 1956) for Østerdalen.

V for Gudbrandsdalen kan dødissskillet over Vinstradalen muligens betraktes som en forskyvning mot S av isskillet over Sjoadalen. Dette har også T. Lunde (1956) hevdet, selv om han ikke mente forskyvningen var så stor.

Hvis nå det aktive isskillet over Gudbrandsdalen lå lenger N (sml. fig. 3), ville dette danne S-grensen for dreneringen til Trøndelag. Jeg antyder altså den mulighet at dødissskillet er en gjenspeiling av fig. 3, bare med en forskyvning på 20–40 km mot S.

Denne forskyvning mot S er høyst overraskende. En skulle snarere vente at isskillet beveget seg mot vannskillet (eller høyere fjellområder) under avsmeltingen. Noen tilfredsstillende forklaring har jeg ikke funnet.

5. Gudbrandsdalen.

Som vel kjent (se f. eks sitat fra O. Holtedahl, s. 226) er forholdene i Gudbrandsdalen svært forskjellig fra dalene lenger Ø. De to som har kommet inn på isavsmeltingen her de siste år, sier da også: J. Gjessing (1955): «I Gudbrandsdalen synes historien vanskeligere å tyde». (-enn i områdene lenger Ø.) P. E. Balteskard (1958): «Heller ikke her (Ø-sida av Frya) har jeg utført nøyaktig kartlegning, da jeg regner med at det som har skjedd under avsmeltingen har vært sterkt påvirket av forholdene i Gudbrandsdalen. Disse synes å ha vært svært kompliserte.»

Forskjellen ligger først og fremst i løsmaterialets mengde og karakter. I Østerdalene er enorme mengder glacifluvialt materiale, som både i ytre form og materialtype skiller seg helt klart fra morenen. I Gudbrandsdalen er det mye mindre glacifluvialt materiale, men den største vanskeligheten er at dette ikke skiller seg klart ut fra morenen. Tvert imot ser det ofte ut til at det også genetisk er en jevn overgang mellom klare glacifluviale dannelser og rene bunnmorener.

Å skille disse forskjellige dannelser har vært en av de største vanskeligheter under arbeidet. Når jeg i denne artikkel konsentrerer meg om de viktigste glacifluviale avsetninger, vil dette siktepunkt komme mer i bakgrunnen. For de S-lige deler av Gudbrandsdalen har imidlertid Bergersen (1962) gitt en god behandling av problemet, som trolig publiseres i nær framtid.

SEDIMENTPETROGRAFISKE STUDIER

Etter det som er sagt ovenfor, er det naturlig at studiet av sedimentenes struktur og tekstur har vært meget viktig. Av teksturstudier har jeg gjort kornfordelingsanalyser og steintellinger. Jeg skal i det følgende gi en kort omtale av metodene og en oversikt over resultatene.

Kornfordelingsanalyser.

Prøvetaking. I usorterte morener har jeg bare spadd ut en passelig mengde. I lagdelt materiale har jeg så godt som mulig holdt meg til et

enkelt lag. I snitt med markert forskjellige lag, har jeg tatt en prøve av hver. Jeg tok alltid et anslag over hvor mye materiale som var større enn det som ble medtatt i prøven.

Jeg har forsøkt å ta typiske prøver, som foruten å gi beskrivelse av den spesielle lokalitet også viser generelle trekk. Tilsammen har jeg utført 36 analyser.

Analysemetoder. Analysene har jeg gjort ved jordartslaboratoriet i Norges Geologiske Undersøkelse, under veiledning av konstruktør John W. Wilhelmsen.

Prøvene ble først slått gjennom 3/4" (19,1 mm) sikt, og det gjenliggende materiale er ikke tatt med i analysene. For hver prøve har jeg imidlertid angitt hvor mye dette kan dreie seg om, hvor jeg også har inkludert anslagene som ble gjort under prøvetakingen. Summen er angitt i tabell 2. Dette er selvfølgelig ikke noe eksakt tall, men er likevel av stor betydning fordi det ofte bare blir den nedre del av den fullstendige kurve som kommer fram.

Det ble brukt sikter ned til 0,074 mm. Videre ble prøvene slemmet etter Boyoucos areometermetode, med vannglass som dispergeringsmiddel. Prøvene er skaptørket ved 110° C.

Ved dårlig sorterte og grusholdige prøver ble til sikting brukt 800–1500 g, som regel dog mer enn 1000 g. Av finere og bedre sorterte prøver ble gjerne 4–800 g brukt, et par ganger mindre. Til slemming ble tatt ut 100 g, av de mest leirholdige prøver 50 g.

Der det var nødvendig å dele prøven, ble den kastet opp i en kjeleformet haug og delt etter midten.

Nøyaktighetsgrad. Den omtalte framgangsmåte er den samme som R. Selmer-Olsen (1954) brukte på en stor del av prøvene. Jeg henviser derfor til hans undersøkelser over nøyaktigheten. Den vesentligste feil synes å frø mkomme ved delingen. Selv om denne gjøres omhyggelig, kan feilen utgjøre 2,5 % som differens i analyseresultatet (oppgitt i %).

Bearbeidelsesmetoder. Som nevnt har jeg holdt meg til NGU's og R. Selmer-Olsens metoder under analysen. Jeg har derfor funnet det naturlig også å bruke de samme parametre og grafiske framstillinger, selv om dette til dels bryter med annen (internasjonal) bruk. Selmer-Olsen (1954) gir forøvrig enkle formler for eventuell omregning.

Definisjonene fremgår av fig. 12. Betegnelse for kornstørrelsene er de vanlige norske, som bygger på Atterbergs inndeling. Jeg bruker dessuten i beskrivelsene det folkelige ord *kvabb*, som betegner en jordart som hverken er leirig eller sandig (tilsvarer omtrent den engelske betegnelse

silt). Sortering (So) og symmetri (Sk) er parametre som tas grafisk av kurven, rett og slett ved å måle en avstand og uttrykke den i logaritme-enheter.

Prøvenes Md, So og Sk er oppført i tabell 2, og kan direkte sammenlignes med Selmer-Olsens resultater. Han har videre gitt dem en oversiktlig form i Md - So-diagrammer. På fig. 13 har jeg samlet de av hans konklusjoner som har interesse og tegnet inn mine egne analyser. De fleste av mine prøver stemmer med hans konklusjoner, men ikke alle.

Tabell 2. Kornfordelingsanalyser.

Nr.	Sted	Avsetning	> 2 cm	Md	So	Sk
1	Fryadalens munning	Glacifl.	$1/2$	2.0	1.44	-0.99
2	° °	°		4.1	1.16	-0.16
3	° °	°		0.013	0.50	-0.02
4	° °	°		0.041	0.46	0
5	° °	°		0.59	0.94	-0.04
6	Ved Forr 350 m. o. h.	Bunmorene	$1/10$	0.058	1.90	+0.20
7	Olstad Ø for Fosse	Glacifl.		4.8	0.40	-0.50
8	° ° ° °	°	$1/2$	2.2	0.78	+0.80
9	Fosse	°	$1/2$	5.0	0.90	-0.06
10	°	°		3.6	0.79	-0.06
11	°	°		0.13	0.28	-0.02
12	°	°		0.028	0.48	0
13	°	°		1.45	0.72	0
14	°	°		2.7	0.74	-0.50
15	Hyttebyen	Glacifl./ ablasjon	$1/2$	3.3	1.08	-0.10
16	°	°		0.040	0.36	0
17	S. Fron idretts plass	Morene	$1/10$	2.9	1.18	-0.14
18	Riksvei 50 Ø for Augla	Glacifl.		1.70	0.94	-0.06
19	° ° ° ° °	°	$1/10$	4.0	0.94	-0.20
20	Augla Ø for Rudi	°	$1/10$	0.70	1.26	+0.04
21	° ° °	°		0.035	0.38	0
22	° ° °	°		0.27	1.42	-0.05
23	° ° °	°	$1/4$	2.8	0.90	-0.09
24	Riksvei 50 200 m V for Augla	Morene		2.4	0.80	-0.03
25	Riksvei 50 $1/2$ km V for Augla	Fluvialt		1.02	0.94	-0.02
26	° ° ° ° °	Bunmorene	$1/2$	0.13	2.06	+0.18
27	Svartløkken	Glacifl.		0.0093	0.36	-0.02
28	°	°		5.7	0.40	0
29	Rivsvei 50, 2 km Ø for Øien	Skred		1.3	0.72	-0.03
30	Brandvol	Glacifl.		1.15	0.90	-0.02
31	Ø for Sula	°		2.0	0.68	-0.02
32	° ° °	°	$1/2$	4.0	1.30	-0.20
33	V for Sula	°	$1/4$	1.75	0.88	+0.06
34	Vinstra landsgymnas	°	$1/10$	2.9	1.00	+0.08
35	Tårud	°		0.52	0.56	-0.02
36	Lien	°		0.90	0.30	0

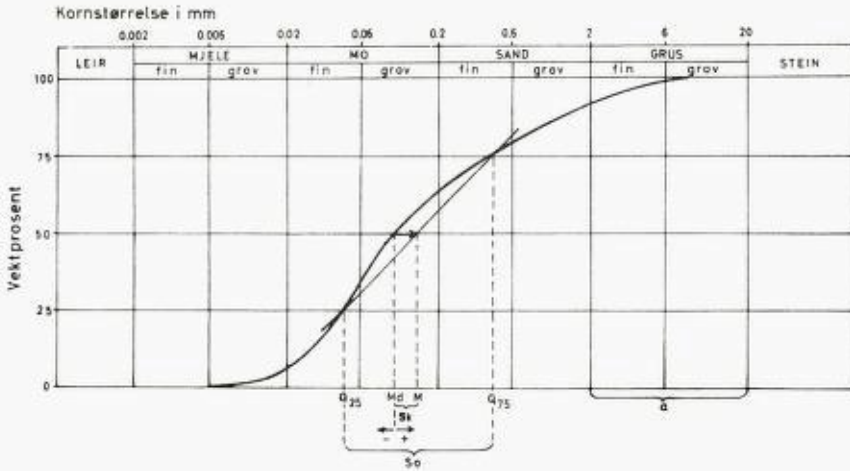
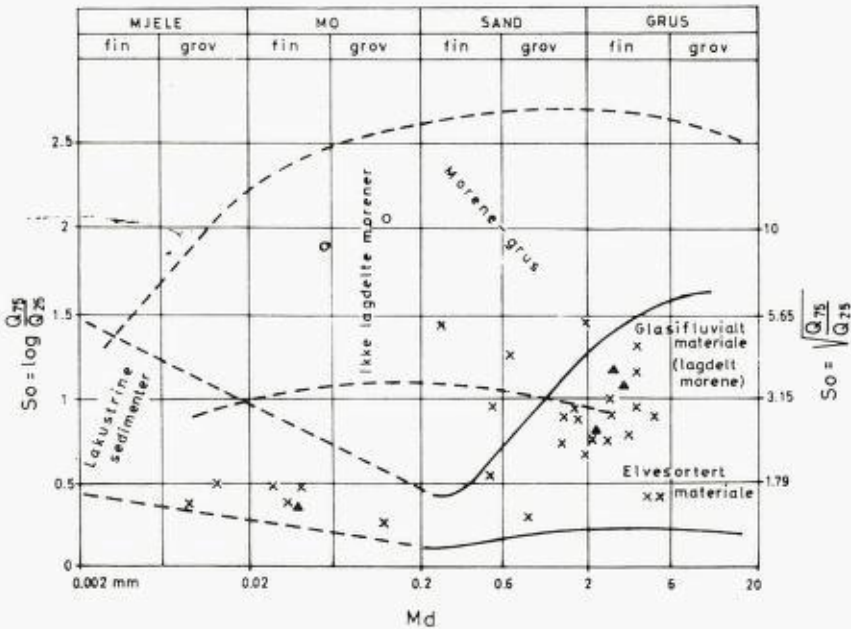


Fig. 12. Definisjoner av parametre til kornfordelingsanalysene.

Definition of statistical constants.

Fig. 13. M_d - S_0 diagram over kornfordelingsanalysene. Noen av Selmer-Olsens (1954) konklusjoner er påført (ved begrensingslinjer og tekst). Til høyre er også påført skala etter den vanlige definisjon av S_0 .

x Glacifluvialt materiale. o Morene.

▲ Prøver (15 16 17 og 24) med uklar opprinnelse (morene/glacifluvialt).

 M_d - S_0 diagram of size distribution analyses. X - Glacifluvialt deposits.

O - Till. ▲ - Uncertain origin.

Steintellinger.

Jeg har gjort en rekke enkle steintellinger (tabell 3). Dette er en metode som synes å gi gode resultater i området. Det er for meg ikke mulig å fastslå sikre avgrensede opphavslokaliteter for de enkelte steiner. Jeg har derfor innskrenket meg til en forholdsvis grov klassifisering. Dette er raskt, men gir likevel flere gode resultater.

Framgangsmåte. Ved en lokalitet, fortrinnsvis skjæring, tok jeg ut 100 stein på 2–10 cm, ved at jeg i et område plukket opp samtlige stein av denne størrelse. Dette skulle da være et tilfeldig utvalg. Steinene ble så bestemt, og antallet av hver bergart talt. En del av bestemmelsene er foretatt på stedet, disse er i tabellen merket med U, de andre (I) er tatt med og bestemt senere.

Gruppering. Den gruppen jeg har kalt «fyllitter», inneholder forskjellige typer leirskifer – fyllitt – glimmerskifer. Disse er ofte vanskelige å skille fra noen sparagmitter. Da dessuten den mørke sparagmittavdeling for en stor del består av fyllitter, burde jeg kanskje slått disse grupper helt sammen.

Imidlertid kan en med minimal feil regne de tre første grupper (i tabellen) å tilhøre sparagmitten og kambrosiluren. Disse er derfor summert i fjerde kolonne. Dette tall anser jeg å være temmelig riktig, da det neppe er mange stein i disse grupper som er ubestemte.

Gruppen Jotundekkebergarter inneholder vesentlig gabbro – anorthosit (Bergen – Jotunstammen), men også Trondhemitt og Valdresparagmitt som kommer fra de samme området, er henført hit.

Antall ubestemte avhenger av flere forhold, bl. a. hvor lang tid som er brukt til den enkelte telling. Det er imidlertid klart at det overveiende av disse kommer fra Jotundekkene, hvor det er et stort antall bergarter.

Nøyaktighetsgrad. Stikkprøver tyder på at 100 stein gir et temmelig godt bilde, i alle fall tilstrekkelig til mitt formål. Bergersen (1962) gir også noen tall som viser dette. Antall feilbestemte skulle være ubetydelig, da usikre inngår i gruppen «ubestemte».

Som nevnt har jeg holdt meg til kornstørrelsene 2–10 cm (S). Et par steder har jeg for sammenligning også talt blokker 20–40 cm (B), med følgende resultat (begge tellinger er utført sammen med *Ole Fr. Bergersen*):

Sted	Sparagmitt		Fyll.	Kv.	Jotun.	Ub
	Lys	Mørk				
Frya (nr. 1)	S	70	9	2	9	1
	B	67	0	2	21	0
Svelle (nr. 4)	S	90		5	5	0
	B	83		4	11	2

I store trekk er sammensetningen den samme innen stein- og blokkfraksjonene. De resistente Jotundekkebergarter utgjør imidlertid en relativt større del av blokkene.

Oversikt. Da tabellen er vanskelig å få oversikt over, både geografisk og sediment-petrografisk, har jeg framstilt den fullstendig i kartogrammet, fig. 14. (Unntatt 20 og 21, hvis lokalisering fremgår av fig. 15).

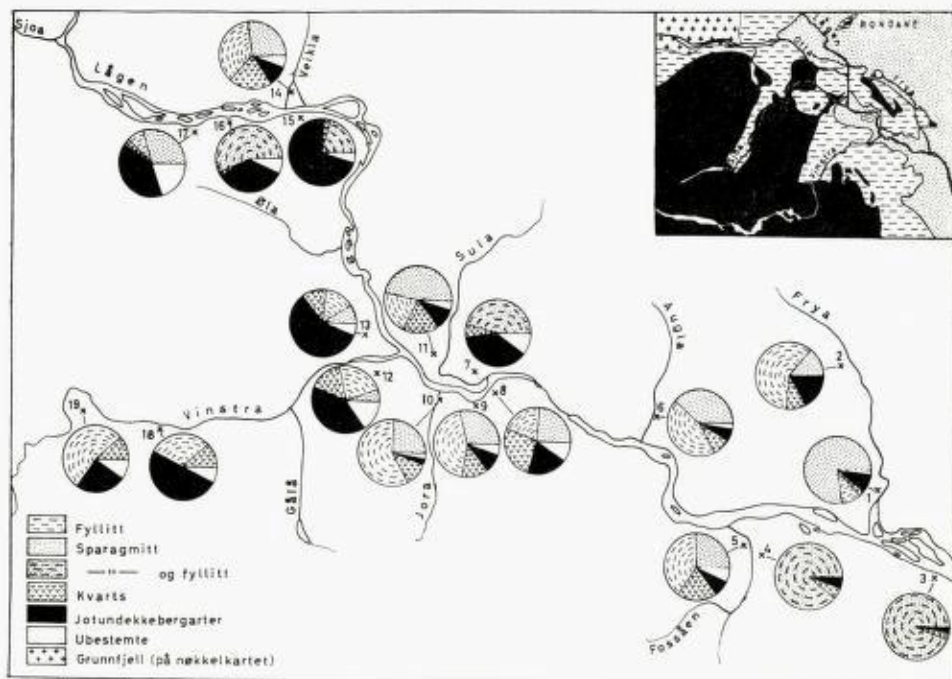


Fig. 14. Kartogram over steintellingene (unntatt 20 og 21). Innfelt geologisk oversiktskart sterkt forenklet etter O. Holtedahl (1960).

*Distribution of rock types in till (2, 3, 20), and glacialfluvial material.
Simplified geological map of area included.*

Tabell 3. Steintellingar av fraksjonen 2–10 cm.

Nr.	Bestemt (ute, inne)	Lokalitet Materialet er glaci­fluvialt hvor ikke annet er anført	Sparagmitt	Fyllitt	Kvarts	Sum sparag- + fyllitt, kvarts	Jotunde­kke- bergarter	Ubestemte
1	I	Frya	79	9	2	90	9	1
2	I	Guri­berg, Morene	14	61	9	84	16	
3	I	Ånshus, Morene		94	3	97	3	
4	I	Svelle		90	5	95	5	
5	U	Fosse	23	43	20	86	8	6
6	U	Augla	39	44	9	92	6	2
7	I	Øien		46	6	52	38	10
8	U	Svartløk­ken	24	20	27	71	20	9
9	U	Vin­straverket	29	44	13	86	9	5
10	U	Øium	24	60	11	95	3	2
11	U	Sula	47	21	17	85	11	4
12	U	Bryn	5	23	16	44	41	15
13	I	Vinstra landsgymnas	9	15	12	36	59	5
14	I	Veikla, Recent vifte	27	36	22	85	10	5
15	I	Klefstad­lien		22	2	24	72	4
16	I	Lien		57	1	58	35	7
17	U	Feten	29	8	3	40	40	20
18	I	Kvikne bakside		31	12	43	50	7
19	I	Tungen		54	12	66	25	9
20	I	Jodalen, Morene		26	10	36	56	8
21	I	Jodalen, Fluvialt under morenen		12	8	20	75	5

De aktuelle tellingar lar seg naturleg innde­le i tre grupper etter summen av sparagmitt, fyllitt og kvarts.

- 84–97 %. Avsetninger som helt overveiende består av detritus fra sparagmitt – og kambro-silurformasjonene. Dette betyr at de er tilført fra Gudbrandsdalens nærhet eller områdene Ø for dalen.
- 52–71 %. I denne gruppen er bare glaci­fluviale avsetninger. De samme bergarter som i gr. 1 er i flertall, men det er et så stort innslag av Jotunbergarter at det også må regnes med en sterk tilførsel fra V.
- 20–44 %. Løsavsetninger som overveiende har sin opprinnelse i områdene V for Gudbrandsdalen. Til Gudbrandsdalen er de vesentlig ført med elvene Sjoa og Vinstra.

Denne forenklete inndeling er vist på fig. 15.

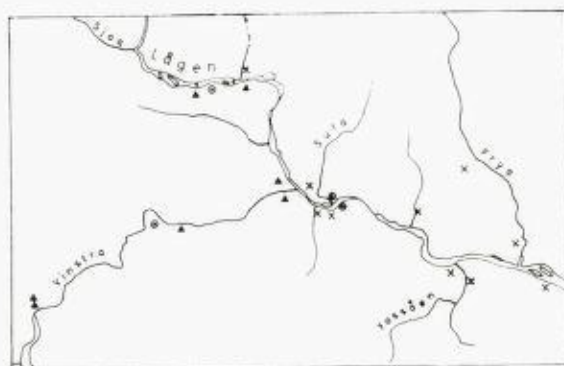


Fig. 15. Forenklet oversikt over steintellingene.

x	Sum sparagmitt fyllitt og kvarts	84-97 %
⊙	" " " " " "	52-71 %
▲	" " " " " "	20-44 %

Distribution of rock types in samples, simplified.

FRYA-HARPEFOSS

I denne del av dalen skal jeg omtale løsmasser ved munningene av Frya, Fossåen og Augla. Disse avsetningene har så mange likhetspunkter at jeg skal behandle deres genesis under ett, etter å ha gitt en nærmere beskrivelse av hver enkelt.

Fryas munning (kart fig. 16).

Feltarbeidet her er i det vesentligste gjort sammen med cand. real. Ole Fr. Bergersen, som har arbeidet herfra og S-over i dalen. Ved Fryas munning ligger svære løsmasser med opptil 60 m mektighet. De begynner nederst på Berdals jorder og vider seg som en vifte mot dalen. På V-sida senker overflaten seg sterkt mot Gudbrandsdalen og svakt mot lia i V. På denne sida er overflaten hauget, uten noe tegn til subaerile vannstrømmer.

Mot Gudbrandsdalen er løsmassene begrenset av høye (opptil 50-60 m) erosjonskanter, og det er derfor ikke mulig å si hvor langt utover de har strukket seg tidligere. De kan imidlertid følges langs Kjønnåsen mot SØ.

Som det framgår av kartet (fig. 16) er det på N- og Ø-sida av Frya flere elveterrasser, dannet i glaci-fluvialt materiale. Disse er høyest lengst fra elva og blir lavere mot dagens løp. Det er helt klart at disse viser for-

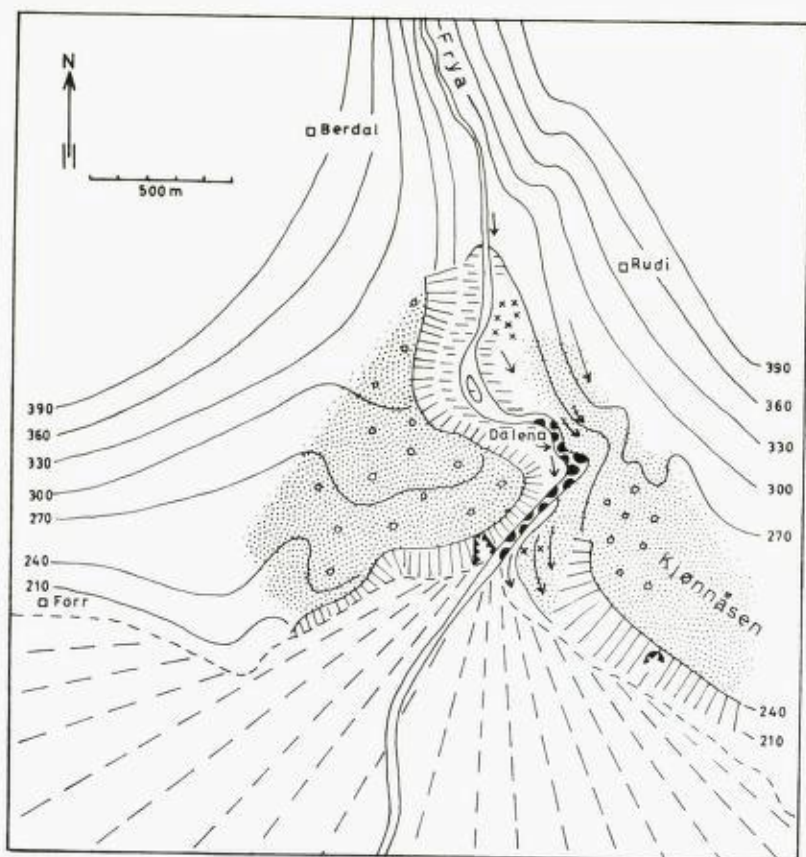











Fig. 16. Kart over Fryas munning. Grunnriss etter Widerøe's flybilder.
Koter inntegnet på frihånd etter topografisk kart.

Map of area at mouth of Frya river.

-  Glacifluvialt materiale. *Glacifluvial deposits.*
-  Glacifluvialt materiale, haugete. *Glacifluvial deposits, hilly.*
-  Erosjonskant i glacifluvialt materiale. *Erosional slope in glacifluvial deposits.*
-  Elveterrasser og -løp. *River terraces and channels.*
-  Canyon.
-  Bart (avspylt) fjell. *Exposed bedrock.*
-  Snitt. *Section.*
-  Recent elveslette. *Recent alluvial plain.*
-  Recent (postglacial) vifte. *Recent (postglacial) alluvial fan.*

Det undre materialets tekstur gir kanskje, i alle fall ved første øyekast, inntrykk av morene. Kornfordelingsanalysene (1 og 2, fig. 17) viser imidlertid en klar forskjell fra den usorterte bunnmorene (6, fig. 17). Kurve 1 viser også for dårlig sortering. Som anmerket er anslagsvis halvparten (eller kanskje ennå mer) grøvre enn 2 cm (grus), og kurven ville opplagt ha vært temmelig steil innen steinfraksjonen. Også lagdelingen og slit-sjen av materialet tyder på vann-transport.

Materialet må være avsatt av en elv (strøm) med stor hastighet og materialføring, men som her plutselig har mistet det meste av sin fart, og derfor avsatt et dårlig sortert materiale.

På et sent stadium må det ha vært en meget rolig strøm, som avsatte det fine og godt sorterte materiale (pr. 3 og 4, fig. 17).

Topplaget av grus – stein kan være avsatt ved en økning av strømhastigheten, eller det kan være ablasjonsmorene.

Også et par andre snitt viser lagdelt glacifluvialt materiale med forholdsvis dårlig sortering, men med godt sorterte lag i blant. Prøve 5 (fig. 17) viser sand som jeg spadde opp nær rotpunktet for akkumulasjonen (i NV).

Bergartssammensetningen er gitt i tabellen, s. 251. Den dominerende rolle de lyse sparagmitter spiller, viser at materialet for en stor del må være kommet fra områdene N og Ø for Fryadalen. Det er en klar forskjell til morenen Ø for Frya (telling nr. 2), og også til glacifluvialt materiale fra dette fjellområde (nr. 6).

Fossåens munning (kart fig. 18).

Med 50–60 m høy erosjonskant ligger her glacifluviale avsetninger med sin største utstrekning langs Lågen. Fossåens dal er for trang til at store masser kan ligge inne i munningen, som ved Frya. Den høye erosjonskanten viser imidlertid at massene kan ha hatt en mye større utstrekning også ved Fossåen.

Det mest framtreddende av former er den jevnhøye overflate ca. 260 m o. h., nærmest erosjonskanten (fig. 18, 19). Den har nesten preg av en terrasse. Jeg vil imidlertid presisere at overflaten fra Fossåen stiger mot Ø, og overflaten er (var) overalt haugete. (Dette siste er vesentlig nå, fordi en rekke hauger er fjernet til veigrus, og det drives utplanering med bulldozer til åkrer). Her er i det hele ingen spor etter subaeril fluvial planering.

Det fluviale materiale finnes imidlertid også over dette nivå, særlig på

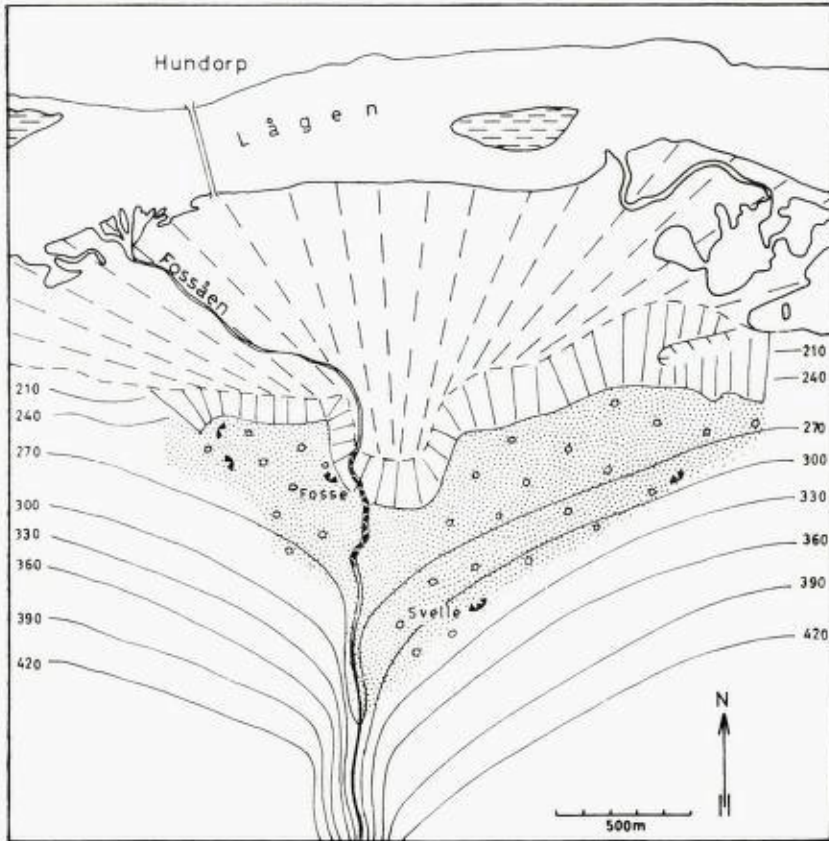


Fig. 18. Kart over Fossåens munning. Grunnlag og tegnforklaring som for Fig. 16.

Map of area at the mouth of Fossåen river. Legend see Fig. 16.

Ø-sida av Fossåen. Her finnes ingen markert overgang som tyder på forskjellig genesis. Et stykke Ø for Fossåen er det tvert imot forholdsvis jevn skråning helt ut til kanten, med dårlig utvikling av omtalte nivå.

Det finnes ved Fossåen ingen store snitt, men jeg har sett en rekke små (et par avmerkinger på fig. 18 gjelder flere snitt nær hverandre). Unntatt ett lengst V er imidlertid alle i hauger.

Alle snittene viser det samme: Glacifluvialt materiale vesentlig av fraksjonene sand – grus – stein. Sortering og lagdeling er sterkt skiftende, men oftest dårlig, med enkelte godt sorterte lag (gjerne mo-sand). Kornfordelingsanalysene er inntegnet på Md-So-diagrammet fig. 21, og viser at sorteringen gjennomgående er bedre enn ved Frya.



Fig. 19. Foto mot Fossåens munning. Kryss viser snittet ved Svelle, sml. forøvrig med Fig. 18.

Photo taken towards the mouth of Fossåen river.

Da materialet er lite rundet og helt overveiende er sparagmitt-fyllit (steintelling 4 og 5), synes det klart at det er korttransportert.

Auglas munning (kart fig. 20).

Ø for Augla ligger løsmasser som en ca. 200 m bred hylle, med innerbegrensning omlag langs Riksvei 50. Overflaten er noe ujevn, og stykkevis er en rygg ytterst. Den begrenses av en 40–60 m høy erosjonskant, dels mot Auglas postglaciale vifte, dels mot en rekke skar som bekker har skåret gjennom kanten. Hylla virker ikke som noen fluvial terrasse.

I erosjonskanten synes det bare å være glaci-fluvialt materiale (sand – grus – stein). Særlig sees dette langs en ny vei fra Sør-Fron st. mot Østgård. Inne på flaten så jeg utgraving av ei tomt. Materialet hadde karakter av bunnmorene. Heller ikke i overflaten har en her inntrykk av glaci-fluvialt materiale.

Det er vanskelig å si hvor mye av hylla som er oppbygget av glaci-fluvialt materiale. Jeg kan her innskytte at mektigheten er liten innerst, da løsmassene ligger på og utover ei dalhylle i fast fjell (som sees i den største

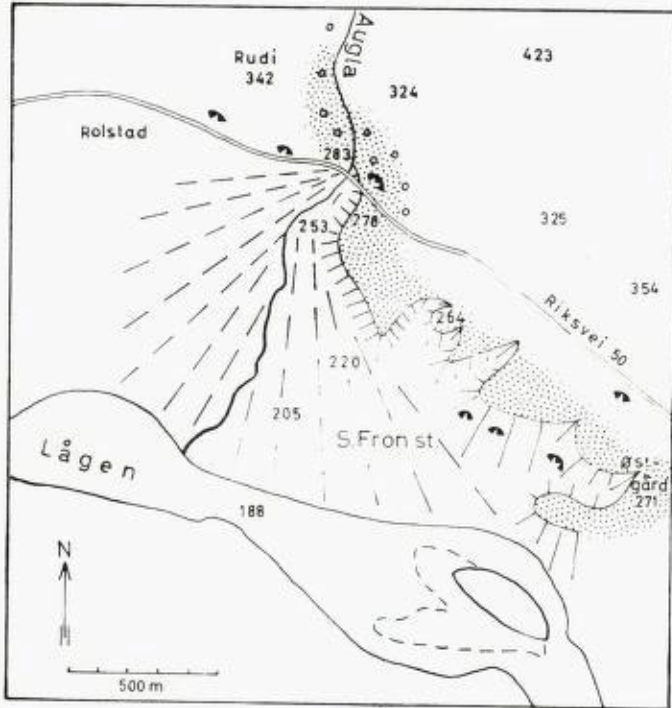


Fig. 20. Kart over Auglas munning. Istedetfor koter er satt på noen høydettall fra kopier av NGO's originalkart, forøvrig grunnlag og tegnforklaring som for Fig. 16.

Map of area at the mouth of Augla river. Legend see Fig. 16.

bekken). Det er mulig at det glacifluviale materiale bare er en rygg (esker ?) ytterst. Den indre del av flaten kan være dannet ved at morene fra lia ovenfor er vasket og sklidd ned og har lagt seg mot ryggen. Lenger Ø i Sør-Fron har jeg sett en like stor flate, hvor snitt tvers over hele viser at den er oppbygget slik.

Auglas postglaciale vifte er dels ei «erosjonsvifte». Elva har gravd seg ned i løsmasser, trolig glacifluviale – og de NV-lige deler av vifta ligger høyt over det elva kan nå, selv i storflom.

Ovenfor Riksvei 50 er hauget terreng på begge sider av Augla. På Ø-sida er dette temmelig klart glaci-fluviale masser. Her er flere grytehull, og snitt viser sortert materiale. (Kornfordelingsanalysene 18, 19 er tatt i avmerkete snitt).

På V-sida av Augla er det vanskelig å se hva som er morene og hva som er glacifluvialt. Ø for Rudi var sommeren 1960 et ras mot elva som viste fluvialt materiale. Det var øverst et loddrett snitt på ca. 2 m, men også lenger ned såes enkelte lag. Kornfordelingsanalysene 20–23 er tatt her. De er, sammen med 18 og 19, inntegnet på fig. 21, og viser stor likhet med avsetningene ved Frya og Fossåen.

Alle de glacifluviale masser omkring Augla består helt overveiende av sparagmitt – fyllitt. Telling nr. 6 er gjort i det avmerkede snitt ved Riksvei 50 straks Ø for Augla. Den synes å være representativ også for de andre snitt. Det store antall fyllitter tyder på tilførsel fra vidda i N.

Oversikt, konklusjon.

Ved munningen av Frya, Fossåen og Augla ligger store løsmasser som jeg mener er ført ut sidedalene med rennende vann. Tidligere (J. Rekestad 1895, W. Werenskiold 1911) er det hevdet at dette er morenemasser. Akkumulasjonene har imidlertid et klart rotpunkt ved elvene, og lignende masser finnes ikke andre steder. Materialet er dessuten lagdelt, og viser til dels fluvial slitasje.

Kornfordelingsanalysene er samlet i et Md – So – diagram på fig. 21. De fleste ligger i det område R. Selmer-Olsen (1954) avgrensner for glaci-

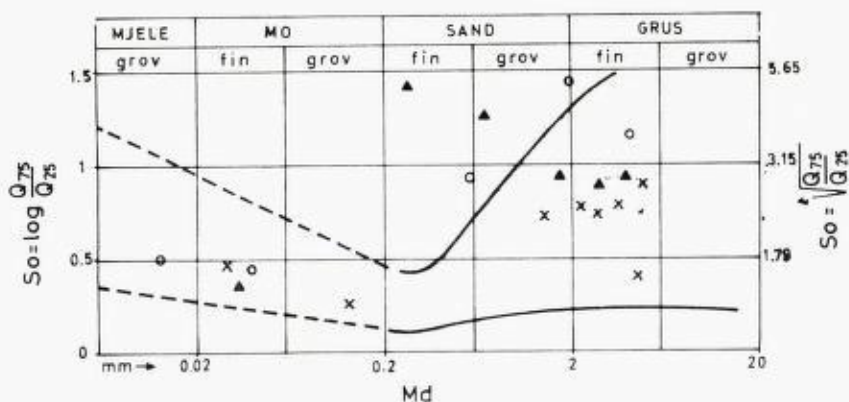


Fig. 21. Md-So-diagram for avsetningene ved ○ Frya, x Fossåen og ▲ Augla. Selmer-Olsens (1954) begrensingslinjer for fluviale – (hele linjer) og lakustrine (stiplet) sedimenter er påtegnet.

Md-So diagram of glacifluvial deposits at ○ Frya, X Fossåen and ▲ Augla rivers. Selmer-Olsens (1954) boundary-lines for fluvial – (solid-lines) and lacustrine (dotted lines) sediments are shown in the diagram.

fluviale sedimenter. Noe er dårligere sortert, men en del lag er meget godt sorterte. Det bergartmaterialet de er oppbygget av sier ikke noe entydig om transportretningene. Det store antall lyse sparagmitter ved Frya viser imidlertid at massene her må være kommet ut Fryadalen. Også for Fossåen og Augla tyder tellingene på tilførsel fra elvenes dreneringsområder, og skiller seg i alle fall klart fra det som fra Vinstra er ført langs Lågen.

Spørsmålet er så hvordan disse masser er avsatt i forhold til isen. At is har vært tilstede, viser grytehullene og den høye oppbygning. Dette siste må nemlig skyldes isstøtte på et eller annet vis, da det ikke finnes noe tegn til en fullstendig oppfylling av løsmasser i dalen.

Det er to muligheter som synes mest rimelige for disse massers forhold til isen, nemlig lateral eller subglacial akkumulasjon. Uten at jeg har noe klart bevis synes alle ting å tyde på subglacial opprinnelse:

1. Var disse masser avsatt lateralt, måtte en vente å finne lateralavsetninger, eller -erosjon, også i høyere nivå. I Gudbrandsdalen eller sidedalene har jeg funnet få spor etter lateraldrenering.
2. Likeledes skulle en vente å finne spor etter subaeril planering på massene. Dette finnes ikke (unntatt yngre erosjons-spor), og massene skråner også sterkere mot Lågen enn de postglaciale vifter.
3. Etter det en vet om døde breer, er det helt usannsynlig at en liten rest i dalbunnen skulle kunne demme opp de betydelige vannmasser som har ført materialet fram. (Se Mannerfelt, 1945).
4. Jeg har tidligere omtalt en omfattende subglacial drenering i disse dalene. Selv om det ikke er mulig å følge vannet kontinuerlig, må en regne med at når det først var kommet dypt ned, ville det også fortsette under isen. Når isen senere ble tynnere, skulle også betingelsene for subglacial drenering være bedre.

Hendelsesforløpet. Idet fjellområdene rundt Gudbrandsdalen smeltet fram, tok vannet til å renne ned under isen. Det fulgte oftest dagens dreneringsveier, og det finnes derfor de fleste steder ikke klare spor etter det.

Da sideelvene er mye brattere enn Lågen, ble det meste materialet akkumulert som vifter i sidedalenes munning i Gudbrandsdalen. Hovedbetingelsen for akkumulasjonene synes således å være den samme som for de postglaciale vifter.

Akkumulasjonene er begrenset av erosjonskanter og har følgelig strukket seg lenger enn idag, hvor langt er det ikke mulig å si. Konsekvensen blir imidlertid at «. . .vattnet finna väg under hela ismassan och samlar

sig slutligen i en subglacial samlingsfåra i dalens botten under isen. (Mannerfelt, 1945). Denne «samlingsfåra» har trolig vært en esker over lange strekninger, men den er omlagret av Lågen i postglacial tid. Senere skal jeg imidlertid omtale et par små rester, og S-over i dalen finnes den også (Bergersen, 1962).

HARPEFOSS-VINSTRA (Kart fig. 22).

Dalbunnen karakteriseres her av store masser fluvialt materiale, hvor det er vanskelig å skille mellom hva som er senglacialt (glacifluvialt) og hva som er postglacialt. I tolkningen av dette område må jeg derfor trekke inn forhold som ikke har noe med isavsmeltingen å gjøre.

Terskelen ved Harpefoss er av stor betydning for forståelsen, særlig av Vinstras vifte. Terskelen er så høy at området ovenfor er et bekken i fast fjell. Harpefossens canyon betrakter jeg som postglacial (Dyp og trang, flater ved innløpet, høye elvterrasser ovenfor o. a.). Innløpet, som er lokal erosjonsbasis for området ovenfor, er senket omlag 20 m.

Svartløkken-Granmorken.

Mellom Harpefoss og Vinstra er det S for Lågen en rekke glacifluviale avsetninger. Da deres genesis er uklar, skal de bare kort omtales.

Unntatt ved Øium er det ingen klare overflateformer. Den høye vifta her er vel dannet på samme vis som den senere omtalte ved Sula. Avsetningene består helt overveiende av sand-grus-stein, med sterkt vekslende sortering. På jordene ved Svartløkken er meget godt sortert mjele (pr. 27, fig. 23).

Steintellingene (9 og 10) viser at materialet er kommet fra dalsida (og fjellet) i S.

Ca. 400 m N for Svartløkken er det en haug med glacifluvialt materiale ved elvesletta. Steintellingen (nr. 8) viser et betydelig større innslag av jotundekkebergarter og residualkvarts enn i avsetningene langs lia, og tyder på en tilførsel langs dalen. Materialet er også bedre rundet. Jeg antar at dette er en liten rest av en esker.

Sulas munning.

På Ø-sida av Sula, rett overfor Toksen, er en høy rygg. Toppen er ca. 20-30 m over elva, 9-10 m over lia innenfor. Den slutter brått i SØ, men

FIG. 22.

KVARTÆRGEOLOGISK KART
OVER OMRÅDET
HARPEFOSS-VINSTRÅ

Tegnforklaring

1. Subrecent elvevitte
2. Senglacial, tidlig postglacial elvevitte
3. " " " " elveslette
4. Subrecent elveslette

5. Glacifluvialt materiale. Helt i N fluvialt.
6. " " " " i rygger
7. Antatt forbindelse ved Toksen.
8. Erosjonskant i (glaci-) fluvialt materiale.
9. Tydelig elvelep.
10. " " " " med begrensningslinjer.
11. Canyon.
12. Avspylt fjell.
13. Flater ved innløpet til Harpefoss.
14. Helt morenedekke.
15. Sparsomt " " " "
16. Skredgrop og -avsetning.
17. Snitt.



Fig. 22. Grunnriss etter Widerøe's flybilder. Høydetall på Lågen etter Vassdrags-vesenets lengdeprofiler. De øvrige høydetall etter minst 2 målinger med Paulin-barometer.

Legend: 1. Subrecent alluvial fan. 2. Lateglacial or early postglacial alluvial fan. 3. Lateglacial or early postglacial alluvial plain. 4. Subrecent alluvial plain. 5. Glacifluvial deposits. 6. Eskers. 7. Supposed connection of eskers at Toksen. 8. Erosional slope in glacifluvial deposits. 9. Distinct river channels. 10. - with boundaries. 11. Canyon. 12. Exposed bedrock with washed surface. 13. Rock terraces. 14. Areas mainly covered by till. 15. Areas with sparse cover of till. 16. Scars and accumulations from slumping. 17. Section.

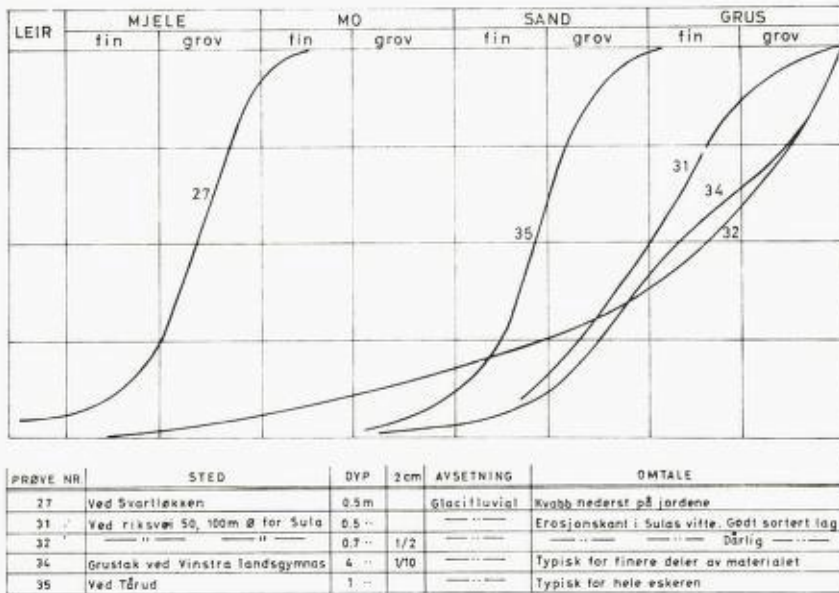


Fig. 23. Kornfordelingsanalyser.

Cummulative curves showing size distribution of samples.

synes å kunne følges i utstående partier videre mot SØ. Et snitt i N-enden viser glacifluvialt materiale.

Dette ser ut til å være en esker, men det kan også være en erosjonsrest av større løsmasser. Dens (alders-) forhold til løsmassene lenger ned ved Sula er det ikke mulig å utlede.

Vifta. Lenger nede, med rotpunkt omlag 300 m o. h., ligger glacifluviale masser som ei vifte. Grensene mot den morenedekte li er nokså utvisket (av skred og nedvasket materiale).

Lengst i V er en subaerilt utformet overflate (270 m o. h.) som ender i en høy erosjonskant. I denne er det et snitt som viser lagdelt materiale, med lagene sterkt fallende mot S. Sorteringen er imidlertid dårlig. Det er mye stein – små blokker, men så kittet av finmateriale at det står i høye vegger. Både tekstur og struktur er meget likt det som utgjør det meste av det store snitt ved Frya. Steintelling nr. 11 er foretatt i dette snitt.

Fra den omtalte avplanering (270 m o. h.) er en rekke erosjonspor ned til Sula.

Også på Ø-sida er viftas overflate subaerilt utformet, men den er bratt og preget av erosjon.

Nedenfor Brandvol er noen rygger. Øverst er de en naturlig fortsettelse av en jevn, svakt skrånende overflate. Her er de brede og flate, men blir smalere utover. Dalene mellom dem er tydeligvis erosjonsformer. Snitt i en av ryggene viser godt sortert sand-grus i lag som faller mot SØ. Prøvene 31 og 32 (fig. 23) er typiske for avsetningene ved Sula.

Det synes helt klart at massene Ø for Sula har vært høyere oppbygget, minst til overflaten av ryggene. Det som sees i dag er vesentlig en subaeril erosjonsoverflate. Erosjonen har senere fortsatt nærmere Sula, og det finnes en rekke spor etter nedskjæring i det område som er betegnet subrecent vifte.

Oversikt, konklusjoner. Den omtalte vifte begrenses av til dels meget høye erosjonskanter til en elveterrasse Moen-Solbrå-Øien, dannet av Lågen-Vinstra tidlig i postglacial tid (se senere). Både akkumulasjon og overflatemodellering (-erosjon) av omtalte vifte må altså ha foregått før denne tid. Senere har Sula lagt ut sin postglaciale vifte på elveterrassen.

Den «høye vifte» må etter det ovenstående være senglacial, og jeg regner at oppbyggingen har foregått omlag på samme måte som omtalt for Frya-Fossåen-Augla. Overflateplaneringen og erosjonen ved Sula blir en parallell til erosjonsterrassene ved Frya, men ved Sula har det foregått i mye større bredde. Dette skyldes trolig at erosjonen ikke gikk så hurtig.

Sammenligningen halter ved at det mangler iskon*aktformer ved Sula. Den høye oppbygging synes imidlertid å måtte skyldes isstøtte. Det er vanskelig å tenke seg at Sula skulle kunne legge opp slike svære masser på en kort tid etter at isen forsvant, og de høyeste deler er alt for høye til å kunne forklares av et høyt innløp til Harpefossen. Eventuelle grytehull kan være utvisket av den omtalte modellering - erosjon.

Vinstras avsetninger.

Med rotpunkt ved Lo, ligger ei veldig vifte ved Vinstras munning i Gudbrandsdalen. I N er et høydeparti i fast fjell (ved Sundet) som tvinger Lågen mot NØ, og derved legger det meste av Vinstras vifte i le for Lågens erosjon.

Overflateformer. Viftas rotpunkt ligger i dag omlag 30 m høyere enn elva. De høyeste deler er bevart langs lia mot N og SØ. Lenger ut på vifta er en rekke erosjonskanter som viser forskjellige stadier av elvas nedgraving i vifta.



Fig. 24. Grustaket nedenfor Bryn på Vinstras vifte.

Glacifluvial material in the Vinstra river fan, near Bryn.

Helt i N (ved kirken) er en terrasse som ligger 20–25 m høyere enn Lågen. Dette er de mest distale deler mot N av Vinstras vifte. På den tid vifta var så høy, måtte Lågen være noe oppdemmet ovenfor, og sedimenter (kvabb-sand) som tyder på dette finnes da også i N (i kartkanten på fig. 22).

Både overflateformene og bergartsmaterialet (sml. f. eks. tellingene 7, 11 og 12) viser klart at elveterrassen Moen–Solbrå–Øien hovedsakelig er en fortsettelse av Vinstras avsetninger (vifte).

Snitt. Det er flere gode snitt i vifta, som alle viser samme strukturer: Lange, sammenhengende lag som er konforme med overflaten. (fig. 24). Dette tyder på subaeril oppbygging.

Kornstørrelsen er fra sand og opp til blokker, grovest ved rotpunktet og finere utover. Sorteringen er sterkt vekslende (fig. 24), men prøve 34 (fig. 23) skulle være noenlunde representativ.

Steintellingene (nr. 12 og 13) viser at Vinstras vifte har et mye større innhold av detritus fra Jotundekken enn de tidligere omtalte vifter. Dette synes naturlig, i og med at en stor del av Vinstras nedslagsfelt ligger i dekkene. Jeg vil imidlertid påpeke at transportlengden må være minst

30 km. Videre er det viktig å legge merke til at det ikke kan ha vært en ren elvetransport, da Olstappen ligger som et klaringsbasseng mellom dekkene og vifta. Vifta må altså for en stor del bestå av omlagret glacialt materiale.

Vinstradalen. Som en støtte for konklusjonene om Vinstras vifte, skal jeg kort omtale noen forhold i Vinstradalen (se fig. 4).

Ved Dalen ligger glacifluviale masser høyt oppe i dalsida. Det er tydeligvis bare en erosjonsrest som ligger igjen, men form og beliggenhet kan tyde på subglacial opprinnelse. Vesentlig er at bergartsinnholdet er omtrent som for Vinstras vifte, og viser altså en transport langs Vinstradalen.

Enda høyere opp i lia er det langs Gålå et område med hauget glaci-fluvialt materiale. Dette består så å si utelukkende av fyllitt, og viser der-ved hvor klart det lokale glacifluviale materialet skiller seg fra det som er kommet ut Vinstradalen.

I Kvikne bakside ligger fluviale masser som ei hylle, omlag 400 m o. h. Snitt langs en ny vei viser lange sammenhengende lag, svakt fallende mot Gudbrandsdalen. Bergartsinnholdet (telling nr. 18) er omlag som for Vinstras vifte. Ytterst på Tungen er et par erosjonsterrasser i omlag samme nivå.

Jeg har ingen pålitelige høydetall, men høyden passer omtrent med det høyeste av Vinstras vifte. Da også struktur og bergartsinnhold peker på det samme, regner jeg derfor at dette er rester av den dal-fylling som nødvendigvis måtte være til stede da Vinstras vifte var på det høyeste.

Lenger inn (høyere) på Tungen er hauger av godt sortert materiale. Selv om en nå er nokså nær Jotundekken, viser steintellingen (nr. 19) en klar forskjell fra det som er kommet langs Vinstra (telling nr. 18). Jeg kan også innskytte at materialet i haugene er mye mindre rundet.

Oversikt, konklusjon. Akkumulasjonen ved Dalen kan tyde på en subglacial drenering. Også ut fra sammenligning med de øvrige dalmun-ninger, er det rimelig å anta at det har vært akkumulert materiale sub-glacialt ved Vinstras munning. Dette lar seg imidlertid ikke påvise, og om en akkumulasjon har eksistert, er den senere fullstendig dekket eller omlagret. Alt mitt materiale tyder på at Vinstras vifte slik den fremtrer i dag, er helt subaerilt oppbygget. Like etter at isen forsvant må Vinstra ha fort veldige løsmasser (omtales mer under). Harpefossen hadde på den tid et innløp som lå vel 20 m høyere enn i dag. Hele bassenget ovenfor fossen ble fylt av løsmasser, og Vinstras vifte ble bygd opp til en høyde (rotpunkt 30 m høyere enn dagens løp) som var bestemt av innløpshøyden til Harpefossen.

På denne tid var Vinstra, p. g. a. den veldige materialføring, helt domi-

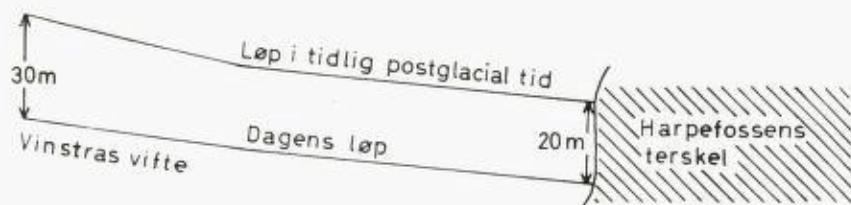


Fig. 25. Prinsippskisse som viser hvordan elvas lengdeprofil er bestemt av innløpshøyden til Harpefossens canyon.

Diagram showing relationship between longitudinal profile of the river Lågen, and the level of threshold at Harpefoss.

nerende i forhold til Lågen. I N finnes sedimenter etter en «oppdemming» av Lågen, og terrassen Moen–Solbrå–Øien viser at elva gikk helt inntil NØ-lia, og eroderte i Sulas senglaciale avsetninger.

De store høyder, både på Vinstras vifte og terrassen Moen–Solbrå–Øien, viser at alt dette foregikk temmelig snart etter isavsmeltingen. Det vesentligste av postglacialtida har det nemlig foregått erosjon: Innløpet til Harpefossen har stadig senket seg, og med dette hele elveløpet ovenfor (fig. 25). Dette viser seg ved en rekke erosjonskanter på Vinstras vifte og nedover mot Harpefossen.

Det er også klart at Vinstras materialføring har avtatt meget sterkt (se under). Da materialtilførselen er en viktig betingelse for viftas oppbygging (og brattheten av lengdeprofilet ned til Harpefossen), ville derfor Vinstra ha erodert også med konstant innløpshøyde til Harpefossen. Dette gjenspeiler seg i at lengdeprofilet synes å være blitt slakere, idet nedskjæringen ved viftas rotpunkt er over 30 m, mens Harpefossens innløp er senket omlag 10 m mindre (fig. 25).

Det skisserte forløp synes å ha en rimelig forklaring i forholdene høyere oppe i Vinstradalen.

Som tidligere nevnt omtaler G. Ramsli (1948) at dreneringen i isavsmeltingstida gikk mot SØ fra Espedalen. Denne drenering mente han var langvarig, og han skriver bl. a.: «Etter at isen var smeltet bort i Slangens, Olstappens, Breisjøens og Espedalsvatnets bassenger, dannet det seg en sammenhengende sjø her, mens Vinstradalen nedenfor Olstappen fremdeles var sperret». Senere skriver han: «Hvor lenge 'Storsjøen' har eksistert, kan en neppe fastslå, men at den har hatt en forholdsvis lang levetid, vitner de store terrassene ved Vinstra og Hinøgla om». ('Storsjøen' er den oppdemmede sjø i Espedalen, omtalt i første sitat.)

Hvis dette er riktig, har altså dreneringen gått til Gausdal til isen var

så å si helt bortsmeltet. I Vinstradalen må isen ha demmet. Dette synes ikke urimelig ut fra at jeg tidligere (s. 245) har lokalisert et dødisskille her. Bare denne døde is må imidlertid ha vært for svak til å demme så store vannmasser. I Skåbu er veldige løsmasser, som i slutten av istida opplagt har fylt dalen (J. Rekstad 1898). Dette vil jeg omtale nærmere i en senere artikkel. Her vil jeg bare påpeke at det vel var disse løsmassene som utgjorde den virkelige demning, og forårsaket dreneringen til Gausdal.

En dag har imidlertid vannet brutt gjennom demningen og fulgt dagens dreneringsvei ut Vinstradalen. I hele dalen var det da veldige mengder løsmateriale, både morene og glacialfluvialt. Dette ble tatt med av elva, som således en tid førte helt eksepsjonelle løsmaterialmengder.

Den svære vifta ved munningen kunne nå bygges opp på relativt kort tid. Etter hvert har materialføringen avtatt (samtidig med at innløpet til Harpefossen har senket seg), og elva har gravd seg ned i disse avsetninger.

VINSTRÅ-KVAM

I denne del av dalen skal jeg bare ganske kort omtale noen akkumulasjoner (se fig. 4). Foruten disse er det også et par avsetninger som er vanskelige å tolke.

Sundet-Tårud.

Som tidligere nevnt, er det like N for Vinstras vifte et lite høydedrag av fast fjell.

På N-sida av høyden går en rygg fra Lågen og oppover (mot S). Hele ryggen består av meget godt sortert sand, pr. 35 fig. 23 er representativ. Krysskikting viser strømretning mot S.

Da strømmen har gått i motbakke, må vannet ha vært under trykk i en istunnel, og ryggen er følgelig en esker. Enkelte stein på overflaten kan også tyde på dette, men noe ablasjonsmorene av betydning finnes ikke. Den usedvanlig gode sortering (og fine kornstørrelse) gjennom hele ryggen, viser at dette må være deler av en lang dreneringsvei.

Veiklas vifte.

er svær og har presset Lågen helt over på S-sida av dalen. Her finnes ikke noe glacialfluvialt materiale høyere enn den recente vifte, og det må være omlagret om det tidligere har vært til stede. På vifta har jeg utført en



Fig. 26. Ved Lien på S-sida av Lågen i Kvam. Snitt i de glacifluviale masser.
Section in glacifluvial deposits on the south side of the river Lågen, Lien, Kvam.

steintelling (nr. 14) som har betydning som sammenligningsgrunnlag for tellingene på den andre sida av Lågen (nr. 15, 16, 17). Også i denne del av dalen kan metoden brukes til å skille de forskjellige transportretninger (se mer under).

S-sida i Kvam.

Fra Kvam mot Sjoa er svære glacifluviale akkumulasjoner på S-sida av Lågen. Stykkevis ligger løsmasser høyt oppover lia. Så langt jeg har brakt i erfaring, er imidlertid det glacifluviale materialet begrenset oppad til ca. 300 m o. h. Det overliggende er morene- og skredmasser.

Det glacifluviale materialet ligger i dalbunnen, men helt inne langs lia, med en mektighet på opptil 50–60 m.

Langs en ny vei er en rekke store snitt (fig. 26). Materialet er godt lagdelt og sortert, og består av fraksjonene sand-blokker, men overveiende av grus-stein. Strukturene viser strømretning nedover dalen. Det finnes ikke forstyrrelser, og materialet er følgelig avsatt primært på sin nåværende plass.

Det store innslag av jotundekkebergarter (steintellingene 15, 16, 17) viser at det meste av materialet er kommet fra Sjoadalen. Her er det kortest og brattest vei til dekkene. Jeg har også foretatt rekognoseringer som viser at disse bergartene vesentlig er kommet denne vei.

Forholdene i dalen ellers viser at akkumulasjonen ikke kan være rester av en dalfylling, og den må opprinnelig være avsatt med isstøtte. Akkumulasjonen må da ha vært lateral eller subglacial.

Det er vanskelig å forestille seg en lateral akkumulasjon på 50–60 m langs en tynn streng is i dalen. Som tidligere nevnt kan materialet ikke ha hatt noe underlag av is. De store morene- og skredmasser ovenfor tyder også på at materialet ikke er akkumulert subaerilt. Disse måtte nemlig da ha sklidd ned i elva og blitt omlagret.

Jeg antar at materialet er avsatt i en tunnel med dalsida som den ene vegg. På den måten er det lett å forklare at materialet er akkumulert fra dalbunnen, og ligger uforstyrret i dag. Likeledes at morenematerialet i lia ovenfor sklidd ned og la seg oppå da isstøtten forsvant.

Jeg skal til slutt nevne at den siste mammut-tanna (Heintz, 1962) er funnet i omtalte akkumulasjon, og derfor sannsynligvis er kommet fra Sjoadalen.

OVERSIKT – KONKLUSJON

Alle løsavsetningene jeg har omtalt i Gudbrandsdalen ble av Rekstad og Werenskiold tolket som endemorener (se kap. 2, «Eldre arbeider»). Jeg tror imidlertid å kunne bruke G. Holmsens (1955) ord om områder lenger SV, også om Gudbrandsdalen: «Etter den gamle antagelse ble det ikke skjelnet mellom ablasjonsmorener og endemorener, og enhver grushaug ble betraktet som en skuvrand etter dalbreen som hadde gjort en stans eller et lite fremstøt under tilbaketrekningen mot høyfjellet». Av beskrivelsene framgår det nemlig at ingen av disse avsetninger har en endemorenes form eller struktur.

Det synes heller ikke mulig å påvise andre frontdannelser. Ved å sammenligne med områdene omkring ville jeg a priori heller vente å finne sandurer enn endemorener. I S har vi nemlig de store front-deltaer på Romerike – Minnesund, og i fjellområdene omkring har jeg tidligere omtalt dødisavsmelting.

Bergersen (1962) har heller ikke omtalt frontdannelser S-over i dalen, og konklusjonen må derfor bli: *Isen har i Gudbrandsdalen helt overveiende smeltet ned vertikalt, uten noen horisontalt tilbaketrekkende front.*

De fleste avsetninger har jeg tolket som glaci-fluviale, oftest subglaciale. Da formene både er uklare og usammenhengende, har det vært vanskelig å gi mer detaljerte tolkninger og å binde disse sammen. Hovedtrekkene synes imidlertid å være at vannet har fulgt de nåværende sideelver ned under isen i Gudbrandsdalen, og akkumulert en del av sitt materiale ved munningen, før det fortsatte i en tunnel nedover dalen. En slik tolkning er helt i tråd med den oppfatning J. Gjessing (1960) skisserer for Syd-Norge.

Jeg har foreløpig ingen sikre holdepunkter for å parallelisere eller tidsbestemme avsmeltingen i Gudbrandsdalen i forhold til områdene lenger S. U. Hafsten (1958) har imidlertid et par pollenanalyser fra Hedemarken som gir en pekepinn. Jeg siterer Hafsten (1960): «The pollen analysis made so far do not give much information about the different stages of the ice retreat, except that the southern part of the Mjøsa region was free of ice during late Pre-boreal time, cp. the genuine late Pre-boreal spectra at the bottom of the Vålertjern diagram».

Jeg har omtalt at isen i Gudbrandsdalen vesentlig smeltet vertikalt, og jeg vil også anta at isen lå lenge i Mjøsas basseng. Det synes derfor rimelig at en stor del av fjellområdene jeg har behandlet smeltet fram i Preboreal tid, mens Gudbrandsdalen tidligst kunne bli isfri i Boreal tid.

Disse løse overslag har en viss verdi. Ut fra det pollenanalysen forteller (se f. eks. Hafsten 1960), kan vi nemlig si at klimaet under isavsmeltingen i Gudbrandsdalen må ha vært varmere enn i dag og også forholdsvis tørt. Dette gir en god støtte for min framstilling av forløpet av smeltingen.

6. Summary.

The deglaciation of the middle Gudbrandsdalen area.

The ice-movement.

Observed glacial striae showing direction of ice-movement during the last active stage of the inland-ice are shown in fig. 1. Supposed major directions of ice movement are also shown in fig. 3.

Deglaciation of the mountain areas.

In the mountainous parts are found a great number of channels connected with the downmelting of the ice. As these meltwater-channels occur close to the highest summits, the latter must have been situated below the firn-line when they emerged as nunataks above the ice surface.

The dead ice mass was wasted by vertical thinning out, the faintly inclined ice tongues gradually retreating from the mountain sides. The orientation and position of the drainage channels have been used in determining the inclination of the ice surface (fig. 11). From the last active stage of the inland ice, shown by glacial striae, the culmination area moved 20–40 km southwards during the stagnant stage.

Deglaciation of the Gudbrandsdal valley.

According to previous views a series of terminal moraines have been thought to exist in the valley, deposited in front of an active valley glacier at different stages of the glacial retreat in late-glacial times. This is not in agreement with the views of the present author who believes the deposits are of glacialfluvial origin, derived from the tributary valleys, as shown by the lithological character of the gravel and stone content.

The accumulation is thought mainly to have taken place sub-glacially from meltwater streams leading into a subglacial meltwater system of the major valley. This is thought to have taken place on the assumption that the ice covering the area at this stage was stagnant.

Litteraturliste.

- Balteshard, P. E., 1958: Isavsmeltingen i fjellområdet sydøst for Rondane. Hovedoppg. i fys.geogr. ved Univ. i Oslo.
- Bergersen, O. F. 1962: Geomorfologiske og kvartærgeologiske studier i nedre Gudbrandsdalen. Hovedoppg. i fys. geogr. ved Univ. i Oslo.

- Blytt, A.*, 1891: Kalktuffen ved Leine Naturen 15.
 — 1892: En Kalktuf fra Faaberg. Naturen 16.
 — 1892: Om to kalktuffdannelser i Gudbrandsdalen med bemerkninger om vore fjeld-dales postglaciale geologi. Kr.a. Vid.-selsk. forh.
- Bjørlykke, K. O.*, 1913: Norges Kvartærgeologi. NGU 65.
- Flint, R. F.*, 1961: Glacial and Pleistocene Geology. N. Y.
- Gjessing, J.*, 1955: Orientering om noen isavsmeltningsstudier som er i gang i Østlandets fjelltrakter. Norsk Geol. Tidsskr. 35.
 — 1960: Isavsmelningstidens drenering. Ad novas 3.
- Hafsten, U.*, 1958: Jordbrukskulturens historie i Oslo- og Mjøstrakten belyst ved pollen-analytiske undersøkelser. Viking 21/22.
 — 1960: Se Holtedahl O.
- Hansen, A. M.*, 1886: Om seter eller strandlinjer i store høider over havet. Arch. Math. Naturv. 10.
 — 1890: Strandlinjestudier. Arch. Math. Naturv. 14-15.
 — 1895: Om beliggenheten av bræskillet. Nyt. Mag. Naturv. 34.
- Heintz, A.*, 1962: Tre nye mammutfunn i Norge. Norsk Geol. Tidsskr. 42.
- Holmsen, G.*, 1915: Brædamte sjøer i Nordre Østerdalen NGU 73.
 — 1918: Gudbrandsdalens bræsjø NGU 83.
 — 1955: Hallingdal. NGU 190.
 — 1960: Østerdalen. NGU 209.
- Holmsen, P.*, 1951: Notes on the ice-shed and ice-transport in Eastern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 28.
 — 1955: Om den siste isrestens beliggenhet i de østlandske daler. Norsk Geol. Tidsskr. 35.
 — 1956: Ytre Rendal og Stor-Elvdal. (De løse avleiringer). NGU 194.
- Holtedahl, O.*, 1953: Norges Geologi NGU 164.
 — 1960: Geology of Norway. (Med bidrag av U. Hafsten m. fl.) NGU 208.
- Hørbye, J. C.*, 1855: Det erraticke Phænomen paa Rigsgrænsen. Nyt. Mag. Naturv. 8.
 1857: Observations sur les phénomènes d'érosion en Norvège. Universitets-program 1. sem. 1857.
- Kierulf, Th.*: 1879: Udsikt over Det sydlige Norges geologi.
- Lunde, T.*, 1956: Isavsmeltingen i et område sør for Sjødalen. Hovedoppg. i fys.geogr. ved Univ. i Oslo.
- Mannerfelt, C. M:son* 1940: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. Norsk Geogr. Tidsskr. 8.
 — 1945: Några Glacialmorfologiska formelement. Geogr. Annaler 27.
- Ramsli, G.*, 1947: Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. Norsk Geogr. Tidsskr. 11.
 — 1948: Kvartærgeologiske undersøkelser i Skåbu og Espedalen. Hovedoppg. fys. geogr. ved Univ. i Oslo.
- Rekstad, J.*, 1895: Bræbevegelsen i Gudbrandsdalen mod slutningen av istiden. Arch. Math. Naturv. 17.
 — 1896: Mærker efter istiden i det nordlige af Gudbrandsdalen. Arch. Math. Naturv. 18.
 — 1898: Mærker efter istiden i Gudbrandsdalen. II. Arch. Math. Naturv. 20.
- Reusch, H.*, 1886: Vieflotten i Gudbrandsdalen. Naturen 10.

- Reusch, H.*, 1894: Har der existeret store, isdæmmede insjøer paa østiden af Langfjeldene. NGU 14.
- 1900: Bræsjøer i fordums tid. Det Norske Geogr. Selsk. 10.
 - 1901: Høifjeldet mellom Vangsmjøsen og Tisleia. (Valdres). NGU 32.
 - 1910: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. NGU 57.
 - 1917: Nogen bemerkninger i anledning av setene i Østerdalen. NGU 81.
- Samuelsen, A.*, 1953: Innlandsisens avsmeltning i fjellstrøket mellom Gudbrandsdalen og Østerdalen. Norsk Geogr. Tidsskr. 14.
- Schiotz, O. E.*, 1895: Om isskillets bevægelse under avsmeltningen av en indlandsis. Nyt Mag. Naturv. 34.
- Selmer-Olsen, R.*, 1954: Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. NGU 186.
- Strøm, K.*, 1956: The disappearance of the last ice sheet from central Norway. Journal of Glaciology 2.
- Werenskiold, W.*, 1911: Fjeldbygningen inden rektangelkart Søndre Frøns omraade. NGU 60.
- Øyen, P. A.*, 1896: Strandlinjer i Gudbrandsdalen. Arch. Naturv. 18.
- 1898: Bidrag til Jotunfjeldenes glacialgeologi. Nyt Mag. Naturv. 36.
 - 1899: Kontinentalglaciation og lokalnedisning. Arch. Math. Naturv. 21.
 - 1916: Istiden Naturen 40.

Deformation in the Gangåsvann Area.

By

J. S. PEACEY

Abstract.

The effect of multiple deformation on a series of banded metasedimentary rocks is described. Disharmonic folding has occurred and a slide formed during the first phase of movement separates highly folded rocks from those above which are less deformed. The isoclinal recumbent folds of the first phase have been re-folded across steeply-dipping axial planes to give a characteristic pattern of accurate outcrops. Later movements have produced open folds and rejuvenation of the slide. The development of faults and a fracture system is the final phase of deformation.

Introduction.

The broad outlines of the geology on the eastern flank of the Caledonian fold belt can be seen from the 1:1,000,000 map of the Norwegian Geological Survey — and in Fig. 1 (*N.G.U. 208, 1960*). These show a belt of granitic gneisses, extending inland from the coast, overlain by a strip of Eocambrian and finally by the Lower Palaeozoic rocks of the Trondheim synclinorium. The upper parts of the Cambro-Silurian sequence are fossiliferous and hence a stratigraphy may be established, but towards the west these rocks are too strongly metamorphosed for such evidence to be preserved and the recognition of stratigraphical units is based on the differing lithologies; thus massive greenstones and pillow lavas are generally taken to be equivalent to the Støren Group (lowest Ordovician-Upper Cambrian), mica schists with amphibolites as the Røros Group (Upper Cambrian-uppermost Eocambrian), and felspathic quartz schists or flagstones as the Eocambrian. The "basement", which conformably underlies these units, is a complex of granitic gneisses, and the remnants of Eocambrian and Palaeozoic metasediments which have been identified

in it suggest that the original rocks ranged in age from Archaen to Palaeozoic. However, the widespread metamorphism and migmatization, which took place during the Caledonian orogeny, has so transformed them that it is generally very difficult to infer anything of their original age or disposition.

The Gangåsvann area, which lies west of Trondheim between Orkdal and the sea, spans the transition zone between the gneiss and the Palaeozoic schists, but although the stratigraphy and metamorphism will be briefly discussed, the principal aim of this paper is to describe the effect on the Eocambrian rocks of several phases of deformation, and to show how these phases are related in time.

Little previous work has been done in the area and the few observations are summarized by Holtedahl and by Strand in the Survey publications (N.G.U. 164, 208). However, it is possible to collect structural data from the literature of surrounding areas and from these to predict something of the tectonic patterns which may be expected. Amongst the most obvious structures along the border of the gneiss region are the elongate folds whose axial planes follow the north-east grain of the country (Fig. 1). They are seen both in the Palaeozoic rocks and in the granite-gneiss; the axial planes are generally steeply dipping, but in Surnadal (Hernes 1956 b) a large syncline whose axial plane is sharply bent into an almost horizontal position suggests that locally later deformation has taken place.

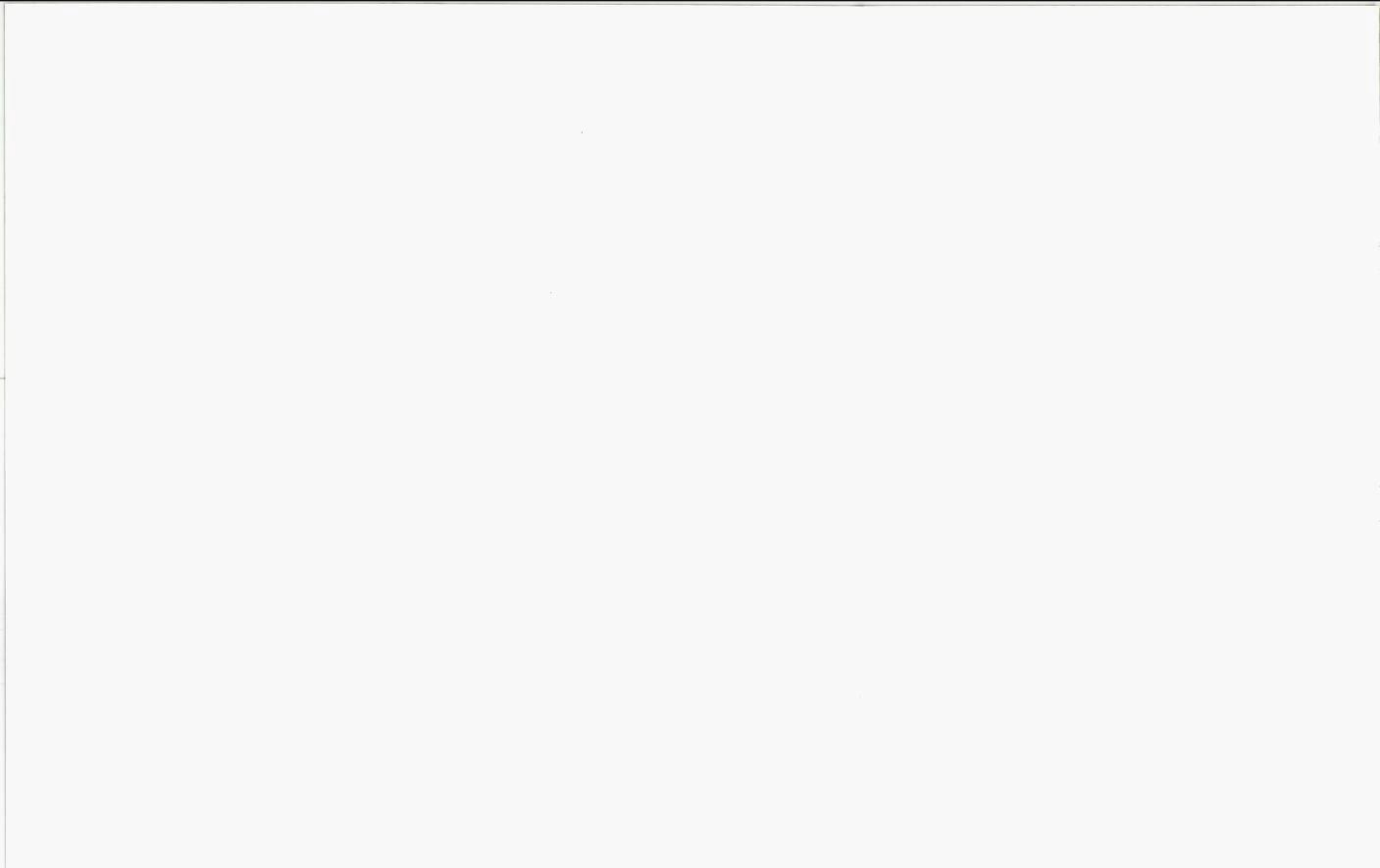
In the Trollheim region, where large, recumbent folds overturned north-west, are bent across east-west axial planes (Holtedahl 1938, H. Holtedahl 1950), it is even more obvious that several phases of deformation have occurred; these structures are bounded to the east by the thrust-plane delimiting the Trondheim schists, which can be traced for more than 100 km northwards towards Surnadal. Thus, in the Gangåsvann area, it would be reasonable to expect evidence of several periods of deformation and thrusting.

Lithological succession.

The three major units of the succession, the Våvann Group, the Sognsjø Group and the Gangåsvann Group, strike north-eastwards forming the elongate outcrops shown in Fig. 1. The rocks dip south-eastwards to varying extents and hence the Gangåsvann Group lies uppermost, but since deformation and metamorphism have destroyed any direct evidence of their age or original relationships, the succession is a purely structural



Fig. 1. Simplified geological map of the Gangåsvann area with inset to show its regional setting.



one and the tentative stratigraphical correlation is based on evidence from other areas.

The three groups, all of which have been metamorphosed in the "garnet grade", can generally be distinguished on lithology but in the north-east where the two lower units grade into microcline-bearing gneisses the differences are no longer so apparent. The Gangåsvann Group consists of garnet-hornblende-mica schists and amphibolites, with sheets or lenses of trondhjemite; the amphibolites are perfectly concordant, showing very little feldspar and no evidence of relict igneous texture. The Sognsjø Group, which lies below it with apparent conformity, is a series of quartzites and banded semi-pelites with small amounts of pelite. It can be divided into two units separated by a slide, which dies away north-eastwards; the upper unit consists of a quartzite in which graded bedding and poorly-preserved false bedding (exposed along the north shore of Gangåsvann) young eastwards i.e. up the structural succession, and this is followed by a horizon of dark semi-pelite containing small calcareous lenses. The rocks of the unit below, which comprise alternating quartzites and semi-pelites, are much more deformed and no sedimentary structures have been seen in them. Both units contain bands and lenses of amphibolite which occasionally show the remains of igneous texture; locally they cut across the primary banding of the metasediments or push it aside (Fig. 2) and hence they are interpreted as a swarm of dolerite sheets. Similar dolerites are seen in the group beneath but they have not been found in the Gangåsvann Group.

The Våvann Group is a variable complex of grey, plagioclase-rich gneisses in which are found thin bands of quartzite, mica schist and amphibolite. These rocks are cut both by metadolerites, which show remnants of ophitic texture, and by basic sheets in which metamorphic differentiation has induced the formation of zoned garnet-plagioclase segregations. There are several generations of pegmatites and locally the mica schists grade into coarse augen-gneiss with rapakivi texture. In some of the thicker horizons of banded hornblende gneiss there are patches of metastable pyroxene which suggest that these may once have been higher grade rocks.

These criteria, which distinguish the rocks of the Våvann Group from the quartzites and semi-pelites of the group above, make it evident that the two have had differing histories: the former group shows traces of a period of magmatic segregation and high-grade metamorphism which has not affected the Sognsjø rocks and this probably indicates that the Våvann

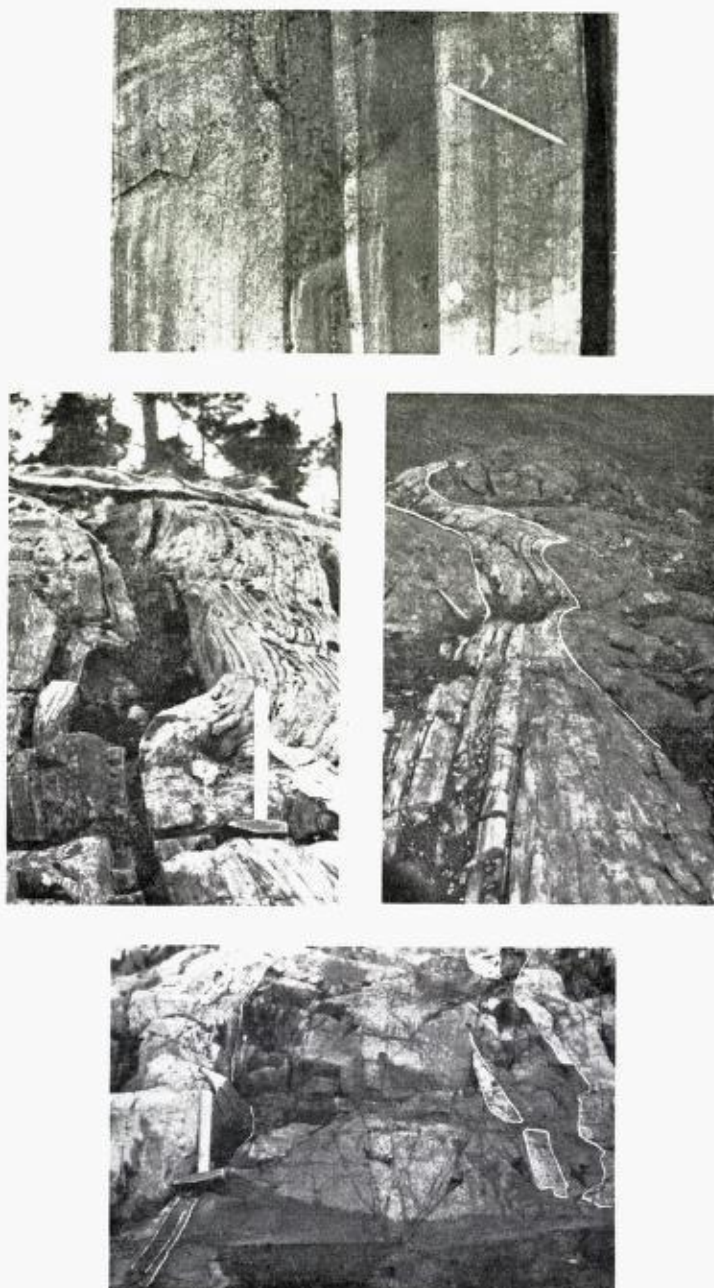


Fig. 2. Dolerite sheets in rocks of the Sognsjø Group.

group represents the earlier pre-Cambrian "basement". As the rocks of the Gangåsvann Group can be traced laterally beneath the pillow lavas which are typical of the Støren Group, it is presumed that they can be correlated with the Røros Group; hence the Sognsjø Group, lying below this, would be equivalent to the Eocambrian.

Structural History.

Although rocks of all three groups have been affected by the several episodes of folding, in those of the Sognsjø Group the evidence of repeated deformation is particularly well-preserved and hence they will provide the principal illustrations. This group forms the high ground immediately west of Orkdal and glaciation, which has removed most of the soil cover, has provided good exposures of bare rock. Aerial photographs with a scale of 1:40–50,000 were used as a basis for geological mapping and, from these and trigonometric data from the Norges Geografiske Oppmåling "rectangle" maps, a topographic map at a scale 1:40–000 was made using a Zeiss Stereotope.

The structural history can be divided into four phases:

- (a) Early folding
- (b) Main folding
- (c) Late folding
- (d) fracturing

and the data have been plotted on the map, which is shown in Fig. 9 (p. 293).

Early Structures: the Knipfjell slide.

The map shows that the slide running from Knipfjell north-east towards Annølkammen, which separates the two units of the Sognsjø Group, (see p. 277), also represents a discontinuity in the tectonic pattern; the rocks lying west of it are much more deformed and show major structures of the two earlier fold periods, whose combined effect has produced a complex pattern of outcrops. The slide is also shown in the diagrammatic sections across the area illustrated in Fig. 8 (p. 291), and it can be seen that whereas on Knipfjell the rocks of Unit 1 lie with strong unconformity upon the unit below, as the slide is traced north-eastwards the angle between the two becomes smaller and smaller until on Annølkammen the banding in the two units dips conformably south-east. This discontinuity might represent a plane of original discontinuity separating relatively undisturb-

ed rocks from a series of already-folded metasediments, but as the rocks of the upper unit show minor structures similar in style and orientation to the Early and Main folds seen elsewhere, and since the mineral growth parallel to the axial planes and lineations of Early age in the lower unit is abundantly seen in the rocks above, it is considered that the two units have had a common history. This implies that disharmonic folding has occurred and that the Knipfjell slide is a *décollement*, which has protected the rocks above from more intense deformation.

The Early folds.

Structures of this age are shown in Fig. 9 and it is obvious that the present attitude of both the major and minor structures has been strongly influenced by refolding. Ramsay (1958) and others, dealing with areas of multiple deformation, have applied techniques of statistical analysis to the structural data but in this area co-axial folding (e.g. near Hestseter) and the small amount of data available make such techniques unsuitable. The following hypotheses are based on the evidence of major and minor folds and on comparison of the outcrop patterns with those produced in models of superimposed folding (Reynolds and Holmes, 1954; Ramsay, 1962).

Typical minor folds of Early age are shown in Figs. 3b, 4; they are isoclinal with sharp crests and often show great thinning of the limbs: the linear structures comprise minor fold axes, the outcrop of cleavage on bedding and shape-oriented mineral grains. These structures affect both the Sognsjø metasediments and the enclosed dolerites (Fig. 3b, 4b;) hence the dolerite intrusion must have preceded the Early folding. There has been mineral growth associated with the folding, which is recorded both macroscopically and in thin section: micas or shape-oriented quartz and hornblende mark out the axial plane in the pelites, the quartzites and the amphibolites respectively, whilst hornblende, quartz and acicular kyanite follow the linear structures; in the calcareous lenses of Unit 1 (Fig. 4g) hornblende crystals flattened parallel to the biotite cleavage are elongated in the direction of the fold plunge. The age of these structures relative to the Main deformation is shown by examples such as Figs. 4a, c, d, f, and by Fig. 3a, b, where the Early folds are bent across axial planes of Main age.

In general the major Early folds beneath the Knipfjell slide have been too severely deformed by the later movements for any estimate of their

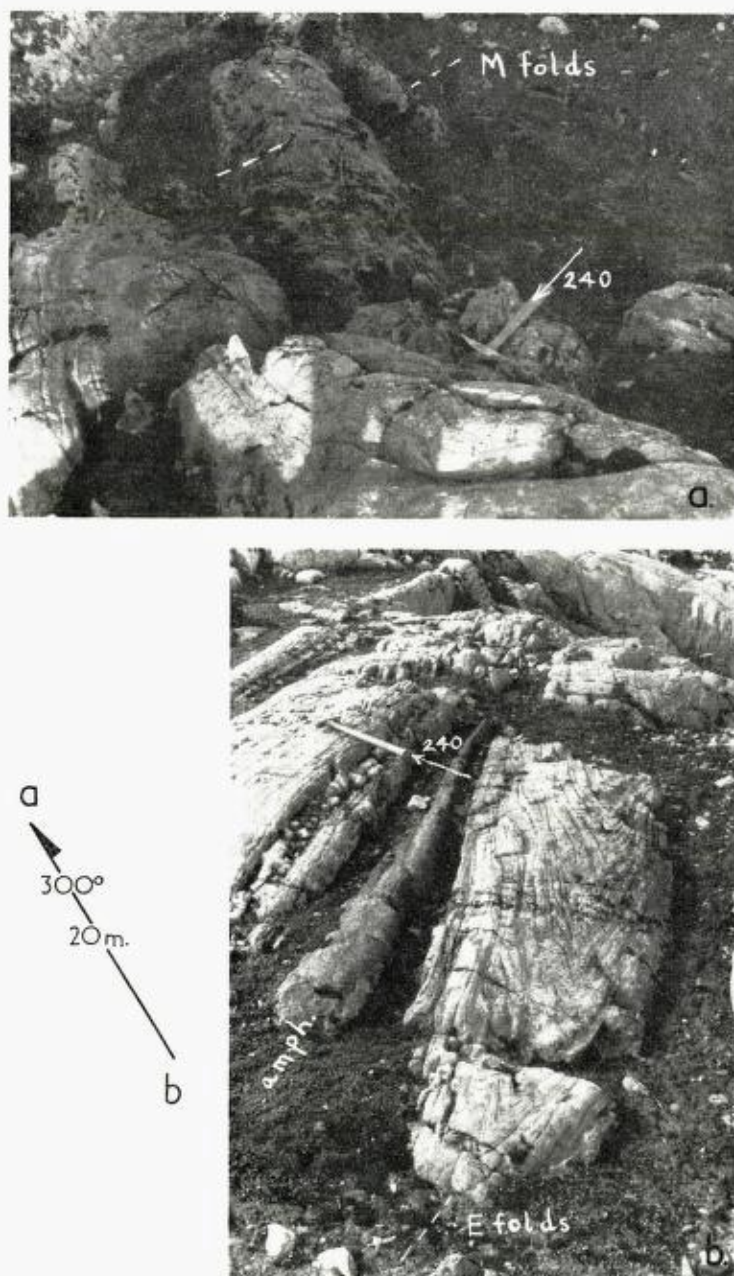


Fig. 3. Minor fold structures on Ovnfjell. (a) Main fold in the core of the synform M2 (see trend map in Fig. 9). (b) Early folds on south limb of M2.

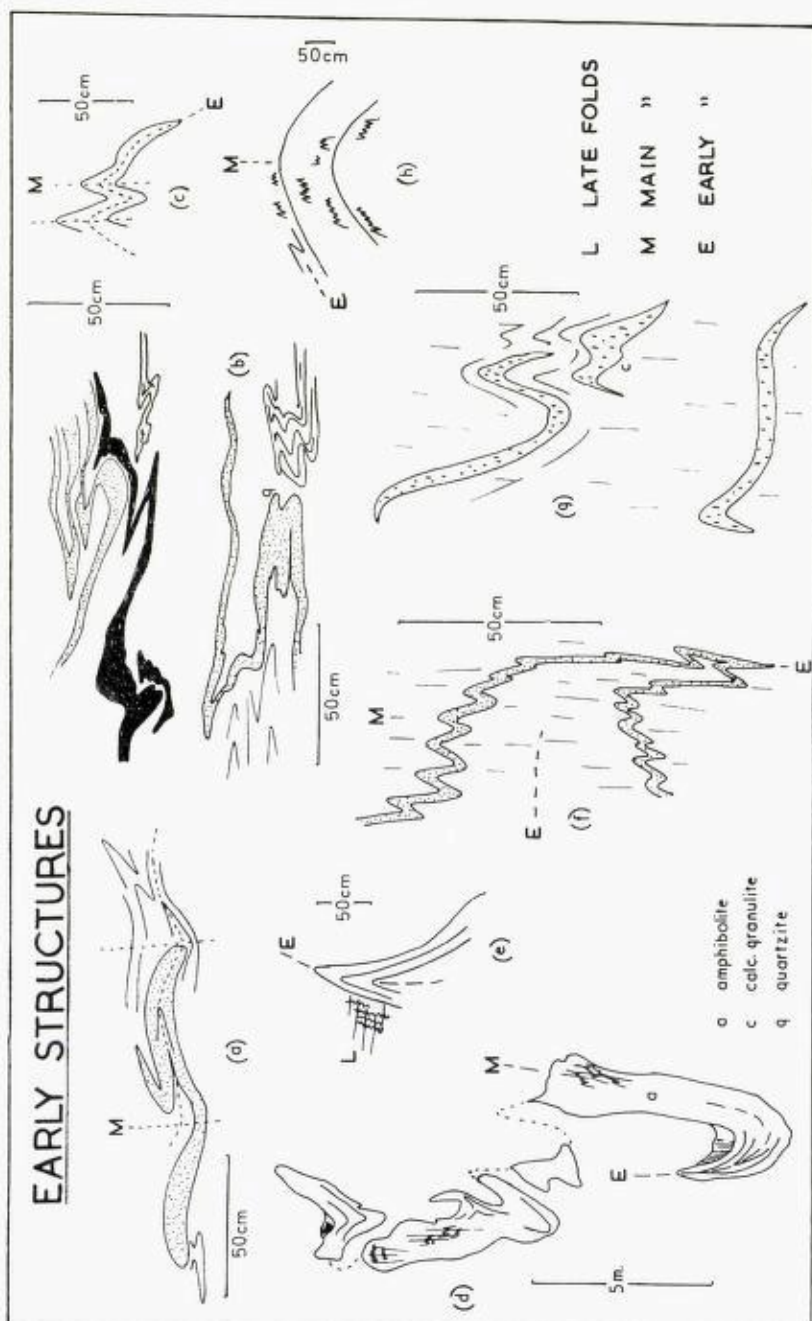


Fig. 4.

original position to be made, but above the slide two structures have been preserved. These are seen along Orkdalsfjord (Fig. 9) where rocks of the Gangåsvann Group occupy the core of a narrow syncline plunging gently east-north-east and overturned northwards. The axial plane of this structure dies out south-west along Annølkammen but that of the complementary antiform can be followed for a greater distance until it eventually becomes almost coincident with the Knipfjell dislocation. The minor fold relationships are diagrammatically shown in Fig. 8 and from this it appears that the rocks above the slide are the crest and the southern limb of an Early antiform, whose axial plane has acted as a plane of discontinuity (cross sections 8b, c, d, from Knipfjell to Jamtfjell); the upper limb has slid northwards and comes to rest with increasing unconformity on the underlying rocks as the plane is traced south-west.

These folds, overturned northwards, are the only Early structures whose orientation may be original; however, in the rocks beneath, the presence of recumbent structures may be inferred from the attitude of minor folds and from the lunate outcrop patterns which Reynolds and Holmes (1954) and Ramsay (1962) have shown to be characteristic of certain types of multiple deformation. Ramsay, whose fine block diagrams illustrate the effects of superposed folding, has divided the patterns obtained from the interference of two fold systems into three types; the outcrop shapes seen in this area approximate most closely to the type in which the 'a' direction of the second folds makes a high angle with the axial plane of the first fold, and the axis of first folding a high or moderate angle with the second axial plane; arcuate patterns are produced when recumbent structures, folded across the new axial planes, intersect the topography; hence both extremities of the arc are closures and the plunge of the new folds will be dependent upon the attitude of the limbs of the earlier structures (Ramsay, 1960).

Whereas the structures shown by Ramsay are symmetrical, those exposed beneath the Knipfjell slide are strongly asymmetrical (Fig. 9) and show one long and one short limb. This is due to the small angle between the two axes of folding and whilst on the short limb the Early fold hinges can be traced, on the long one the folds are too attenuated to be visible and the position of the Early axial plane can only be inferred. Along the axial planes of the Main folds, (numbered for reference), the plunge of the second structures gives an indication of the original orientation of the Early fold limbs: thus along M1 the second-fold minor struc-

tures plunge consistently north-east on both limbs of the Early fold, suggesting that the fold was recumbent north-westwards. Thinning of the limbs of the Main folds and distortion of the Early minor structures has made the minor folds of the two generations almost coincident along M1 and it is only possible to differentiate the minor structures where they are re-folded (Fig. 4h) or are accompanied by mineral growth, but on the axial planes M2 and M3 Early folds, plunging steeply north-west, are preserved in the Main fold hinges. The north-east plunge of the Main folds on all the Early fold limbs again indicates that the first structures were probably recumbent north-west.

In the best documented of these composite folds, which is exposed near Hestseter, the Early structures are well-preserved and can be traced in their varying orientations across the Main axial plane (M4). From Fig. 9 it can be seen that this structure is unusual firstly, in that it is a more open shape – this may indicate less intense Main deformation or that the massive quartzites, that form the core, have resisted folding – and secondly, in that most of the minor structures plunge south-west. The data seen in Fig. 9 show that the Early axial plane can be traced across M4 and that the minor-fold axial planes change gradually from dipping steeply south, to dipping west and finally to dipping gently north-west. The attitude of the lineations is more variable and it is difficult to estimate how much their orientation has been affected by shearing during the later movements; at the Early fold closure north of M4 minor fold-axes plunge steeply south or south-west but as they are traced southwards on the western Early limb the plunge becomes less and the folds of the two phases are virtually co-axial. South of M4 on this same limb the lineations plunge more gently south-west and finally turn north-east. On the eastern limb of the Early fold the pattern is similar except that as the lineations are traced east-wards along the Main axial plane they change from plunging south-west to plunging north-east. The Early minor structures are better preserved on the western limb than east of the Early axial plane and it appears that this thickened part of the fold has resisted the penetrative shearing of Main age, which has partly destroyed the structures elsewhere. This hypothesis is perhaps supported by the presence of a local slide which follows the inner curvature of the west limb (Fig. 9); it is suggested that dislocation along this plane occurred when the Early fold closure could no longer be further tightened.

Form and attitude of the Early structures.

Although a more detailed study than this would be necessary to discover the exact initial shape and orientation of the Early folds some deductions may be made from the present data: Ramsay (1958, 1960) has shown that when re-folding occurs two sets of linear structures, one on each limb, may develop if the limbs of the first fold diverged, and it is thus perhaps valid to suggest that in the Gangåsvann area, where the Main folds plunge with constant orientation on the limbs of the Early folds, the Early folds were isoclinal, recumbent structures, overturned to the north-west; on this hypothesis it would be necessary to assume that the Early Hestseter fold was overturned eastwards, perhaps forming the nose of a recumbent structure.

A method for finding the trend of the earlier axes in "double" folds was suggested by Reynolds and Holmes (1954) and modified by Ramsay (1960) for more accurate determination; in this the apices of the lunate outcrops are joined by a line, which gives the approximate direction of the earlier fold axis, and for the Early folds this direction is about N 50 E. The shape of the outcrops is then consistent with the hypothesis that these structures represent two antiforms and a synform, overturned north-west and a synform closing westwards, and this is diagrammatically shown in Fig. 8.

The Main folds.

Major folds of this phase do not occur above the Knipfjell dislocation although minor structures are present. The folds are much simpler than the structures previously discussed and their axial planes, trending north-east and dipping at a high angle north or south, are very constant in attitude; it is only near Hestseter that M4, the most southerly axial plane, begins to swing east-west; M1 and M3 are axial planes of antiformal folds whilst the structures shown by M2 and M4 are synformal. The orientation of the axial planes of major and minor folds is shown in Fig. 9 and the style of these folds in Figs. 3a, 5; they are open structures with angles of 60° to 120° between the limbs and, although there may locally be an orientation of quartz grains parallel to the fold axis or of mica along the axial plane, they do not normally show an axial plane cleavage or linear arrangement of minerals. There has, however, been subsequent recrystallization so that in thin section, the fabrics related to the Main folds are unstrained.

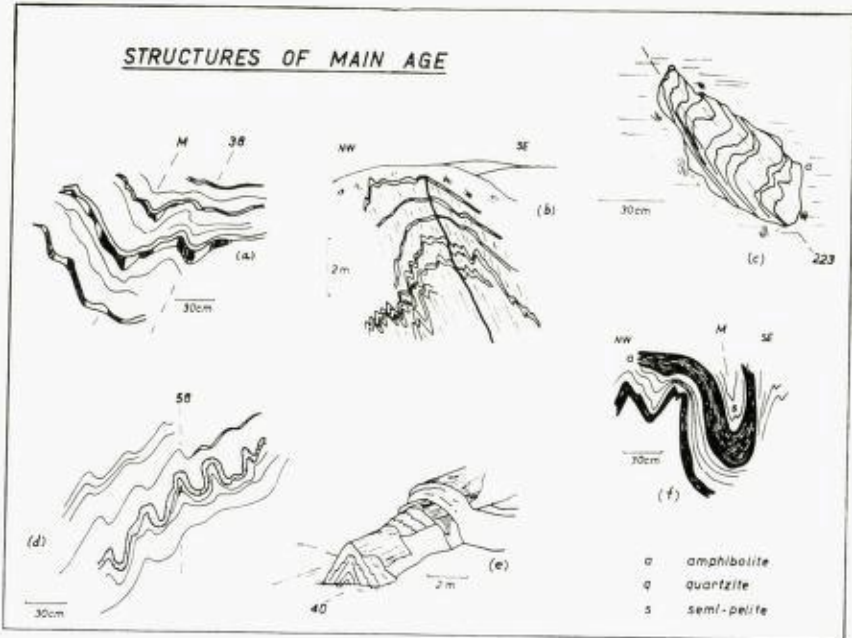


Fig. 5.

The deformation during this phase has apparently destroyed some of the minor structures of the Early period; an example of this is the difference seen on the two Early limbs of the Hestseter fold (see p. 284), and it is further illustrated by the destruction of kyanite in the pelitic schists lying west of this fold: here the acicular crystals oriented parallel to the Early fold axes are progressively destroyed by shearing as one goes south from M4 towards the thin limb of the Early fold. This is interpreted as an indication of the differential movement which has taken place on the limbs in this Main fold, whereby one limb, comprising a massive Early fold hinge has deformed by tightening of the fold and eventual dislocation and the other, thinner limb has deformed by rotation and shear.

The linear structures of Main age are also rather constant in attitude; the north-east plunge along M1 varies between 20° and 35° but turns south-west on Ovnfjell; along M2 the plunge, which is again to the north-east, varies from 20° on one limb to 40° on the other; structures on M3 plunge between 30° and 40° north-east and more steeply – up to 55° – on Jamtfjell. In the Hestseter fold the most easterly lineations plunge north-east, presumably reflecting the position of the Early limb, but

westwards they begin to plunge west and finally to show a consistent south-west plunge between 20° and 40° .

Late structures.

These are of many kinds and include small rucks, fractures, broad, open folds, monoclinical folds associated with fracturing, quartz-filled gashes and slickensides. Their common feature is that they occurred after the widespread mimetic recrystallization, which took place subsequent to the Main deformation.

They are shown in Fig. 9 and their style in Fig. 6; they can conveniently

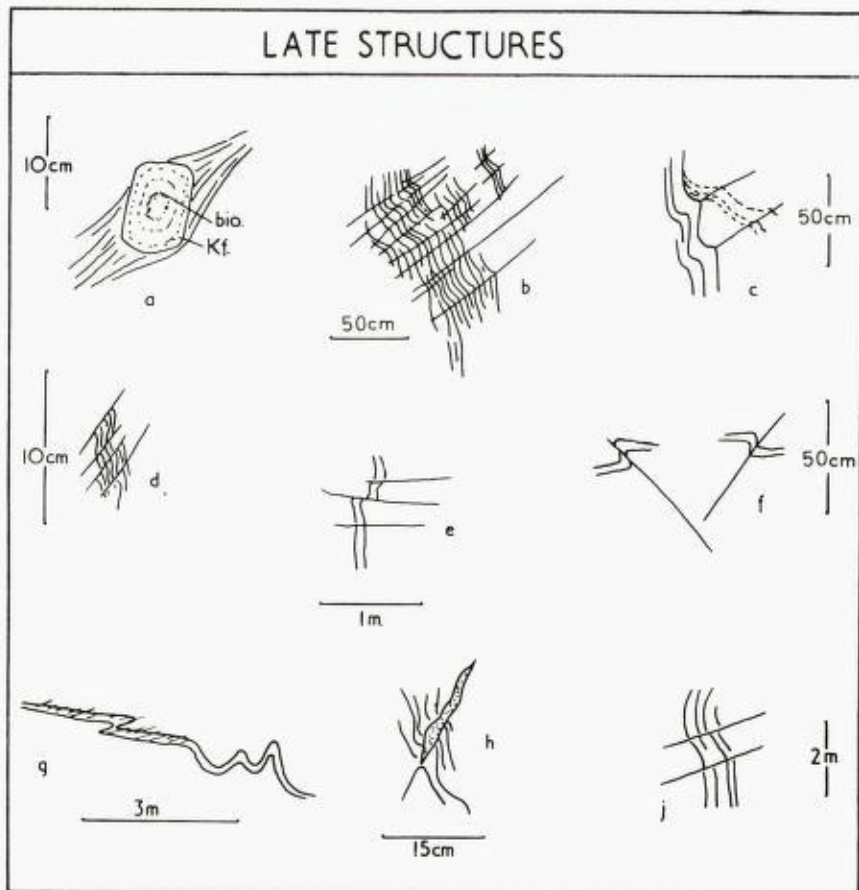


Fig. 6.

be divided into those associated with folding and those related to the fracture pattern:

(a) fold structures.

In the rocks of Unit 1, especially along the south-east border, broad folds, which distort both Early and Main structures, are seen. The largest of these which has an amplitude of nearly 1 km, deflects the banding north of Gangåsvann and contributes to the gentle dip west of it; other examples, varying in size from a few metres down to 10 cm., can be seen along the north shore of the same lake (Fig. 6b, c). These folds are open structures, cylindrical in type and they show only dextral movement; their axial planes are steeply inclined north-west and may be marked by thin stringers of quartz or quartz and feldspar; locally, on Jamtfjell and Ovnfjell, prismatic crystals of potash feldspar are oriented parallel to the axial planes of brittle kinks of this age (Fig. 6a). In general these structures show a very gentle plunge but on Knipfjell, where the rocks of Unit 1 are strongly affected by Late folding, the plunges may reach 30° NE; it seems probable that the décollement here has been rejuvenated and that Unit 1 has again moved north-westwards over the rocks below.

(b) Structures related to the fracture pattern;
the fracture pattern itself.

The other structures in this group are mostly associated with joints or fractures. Fig. 7, which is compiled from aerial photographs and from field data, shows the dominant joint pattern, and in Fig. 6f the relationship between monoclinical folds and jointing will be seen; often the movements which culminate in a fracture deflect the bedding first so that kinks and stepped folds are formed. Sometimes a closely-spaced set of small fracture planes produce a strain-slip cleavage (Fig. 6d) but although the minerals may be dragged into the shear planes there is no true cleavage formed.

Other types of Late structure are small gashes in the schists which may be filled with quartz or quartz-feldspar pods (Fig. 6h), similar to the structures described by Ramberg (1961), or the brittle zig-zag crenulations seen in Fig. 4c. The latter are formed on very gently dipping axial planes and may often be accompanied by displacements on low-angle faults so that the rocks seem to be divided into horizontal slices which have moved relative to one another (Fig. 6e). They are obviously associated with the

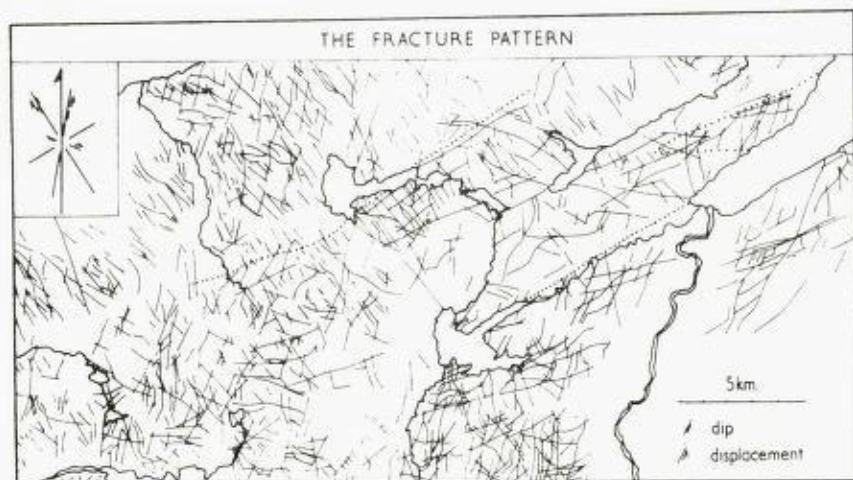


Fig. 7.

fracture pattern but, because of their orientation, do not appear as a regular set on Fig. 7.

The fracture pattern shown in Fig. 7 can be resolved into four sets of planes along which movement has taken place, one of which is the bedding or the Early cleavage. The most frequently developed joints strike approximately 330° and they dip at high angles variably north-east or south-west; very often they show small dextral displacements. They bear a "cross-joint" relationship to the Main folds. A complementary set parallel to the regional schistosity is particularly well-developed in the Gangåsvann Group and this is perhaps because of the well foliated nature of the rocks; there is not a preferred direction of displacement on these planes and the amount of movement is difficult to assess. In the Sognsjø and Våvann Groups fractures with this orientation (60°) tend to control the location of the larger river valleys. The set of fractures which shows the greatest displacement strikes 10° and generally dips steeply east; it is complementary to the "cross-joint" set and one of its members forms the main boundary between the Sognsjø and Gangåsvann Groups, south of Gangåsvann. These joints are few in number but the horizontal displacement may be up to several kilometres; on the fracture, which runs south from Gangåsvann along the Svorka, the apparent movement has been at least 6 km. and the zone of crushing is 1 kilometre wide; crush breccias have been formed along this zone and in similar zones on Ovnfjell. At the north end of this fracture the movement has partly been dissipated along

the boundary of the Sognsjø Group and the overlying greenschists have been slightly rotated so that they are not always perfectly conformable with the psammities below. There is no constantly preferred horizontal displacement on these fractures.

The fourth component in the joint pattern is a set of fractures which strikes 110° ; they are not common but where they occur seem to form extensive zones of weakness. Some of the larger valleys, e.g. Sognsjø, seem to have been controlled by them. These fractures dip rather variably but most frequently to the south-west, and they show a dextral displacement of differing amounts.

Many of the fracture planes are partly mineralized, and along some of them mylonite is developed; the commonest gangue minerals are quartz, epidote, calcite, pink felspar and chlorite. Locally veins of white potash felspar with chlorite or quartz-chlorite seams are found, and an unusual assemblage found along the north shore of Orkdalsfjord consists of epidote calcite and cubes of purple fluorite.

Conclusions.

The metamorphic rocks of the Gangåsvann area can be separated on lithology into three groups: the Gangåsvann Group consists of hornblende-mica schists and amphibolites; the Sognsjø Group is a series of banded semipelites and quartzites, cut by meta-dolerites, and the Våvann Group consists of mica schists, amphibolites and plagioclase gneisses, which are cut by several generations of basic sheets and pegmatites. A tentative correlation is made thus:

Gangåsvann Group = Røros Group = U. Cambrian-U. Eocambrian.

Sognsjø Group = Eocambrian.

Våvann Group = earlier pre-Cambrian "basement".

The effects of several periods of deformation are seen in the area and examples are taken from the Sognsjø Group. The first phase, the Early phase, gave rise to isoclinal structures overturned north-westwards. A plane of discontinuity, the Knipfjell slide, which separates highly folded rocks beneath, from those above containing sedimentary structures, can be traced until it becomes the axial plane of one of these Early folds, and there has been a relative displacement of the upper unit north-westwards.

Re-folding of the Early structures about steeply dipping Main axial

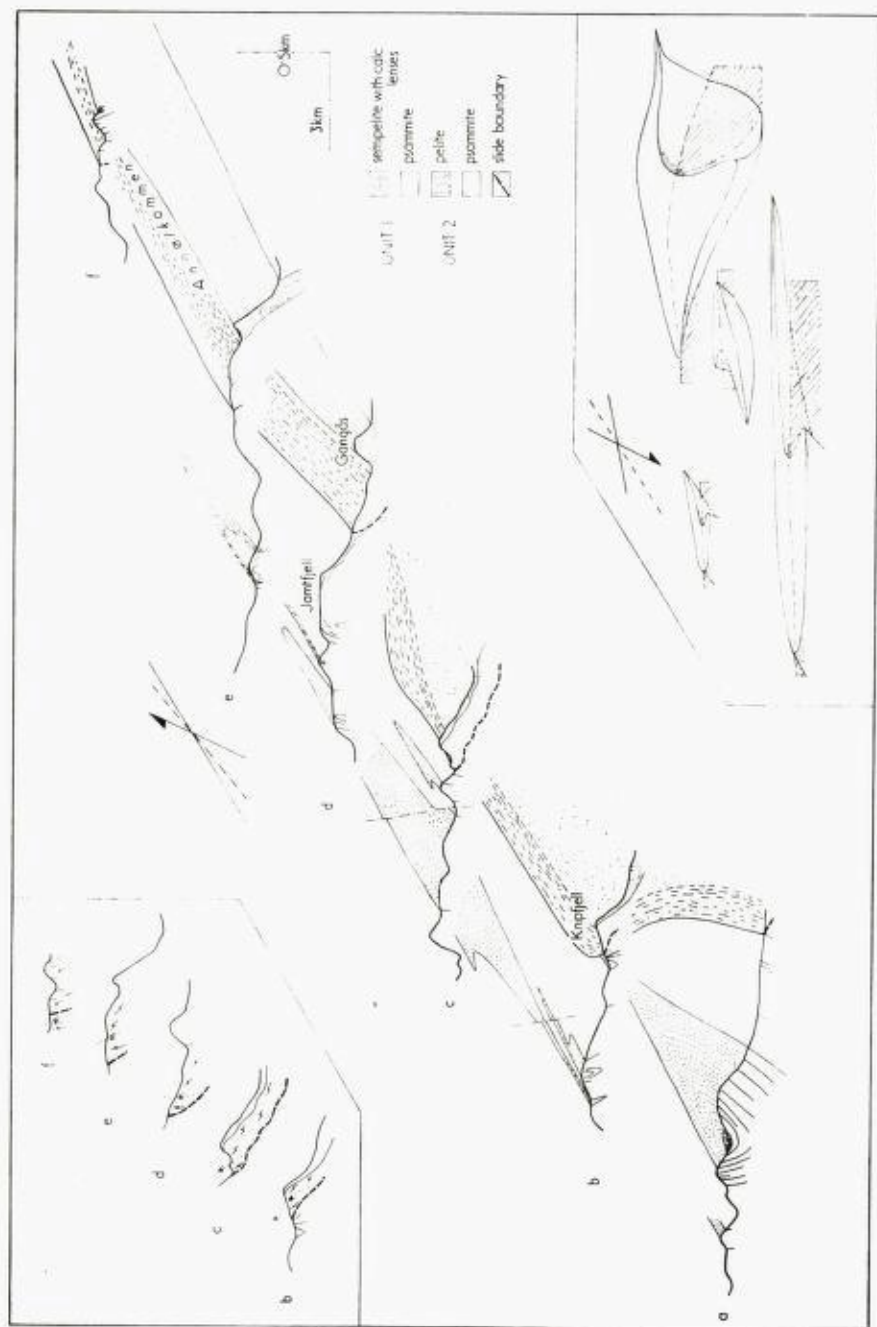


Fig. 8. Block diagram of the Gangåsvann area.

Upper inset: Serial sections to show Early minor folds in relation to the Knipfjell slide.

Lower inset: Simplified drawing of the hypothetical structure.

planes, which trend north-east, has produced a complex pattern of outcrops; the north-easterly trend of the Early fold axes can be reconstructed from these outcrops, and it can be shown how the first structures are deformed by the second folds. The first folds were accompanied by mineral growth at sufficient grade to form kyanite in the pelitic schists, but in the second phase many of the first structures and their lineations were destroyed by shearing.

The third phase of deformation, which took place after recrystallisation had stopped, produced open folds and there was renewed movement on the Knipfjell slide. This phase is closely associated with the fracture pattern, whose most important component, fractures striking N 10° E, have apparently displaced the southern boundary of the Sognsjø Group for at least 6 km. near Gangåsvann.

Acknowledgements.

This work was carried out during the tenure of a D.S.I.R. Research Studentship at Imperial College, London, and I am most grateful for the help of the staff and students both there and at the University in Oslo.

The field mapping would have been impossible without the kindness of the people in Trøndelag, particularly Bergingeniør Per Sandvik at Løkken Mine and Malernes Foreningen in Trondheim, who arranged accommodation for me. I am greatly indebted also to Prof. J. Sutton, Dr. M. Wells and Prof. T. Strand for reading and critical discussion of the manuscript.

References.

- Holte Dahl, H.* 1950: Geological and petrological investigations in the north-western parts of the Opdal quadrangle south-western Norway. Univ. Bergen Årbok 1949. Naturvit. rekke Nr. 7. Bergen.
- Holte Dahl, O.* 1938: Geological observations in the Opdal-Sunnal-Trollheimen district. N.G.T. 18. p. 29-53.
- 1953: Norges Geologi. N.G.U. 164.
- 1960: in Norges Geologi. N.G.U. 208.
- Ramberg, H.* 1961: A study of veins in Caledonian rocks around Trondheim Fjord. N.G.T. 41.
- Ramsay, J. G.* 1958 a. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. Quart. Jour. Geol. Soc. v. 113. p. 271-308.
- 1960: The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. Jour. Geology v. 68 p. 75-93.

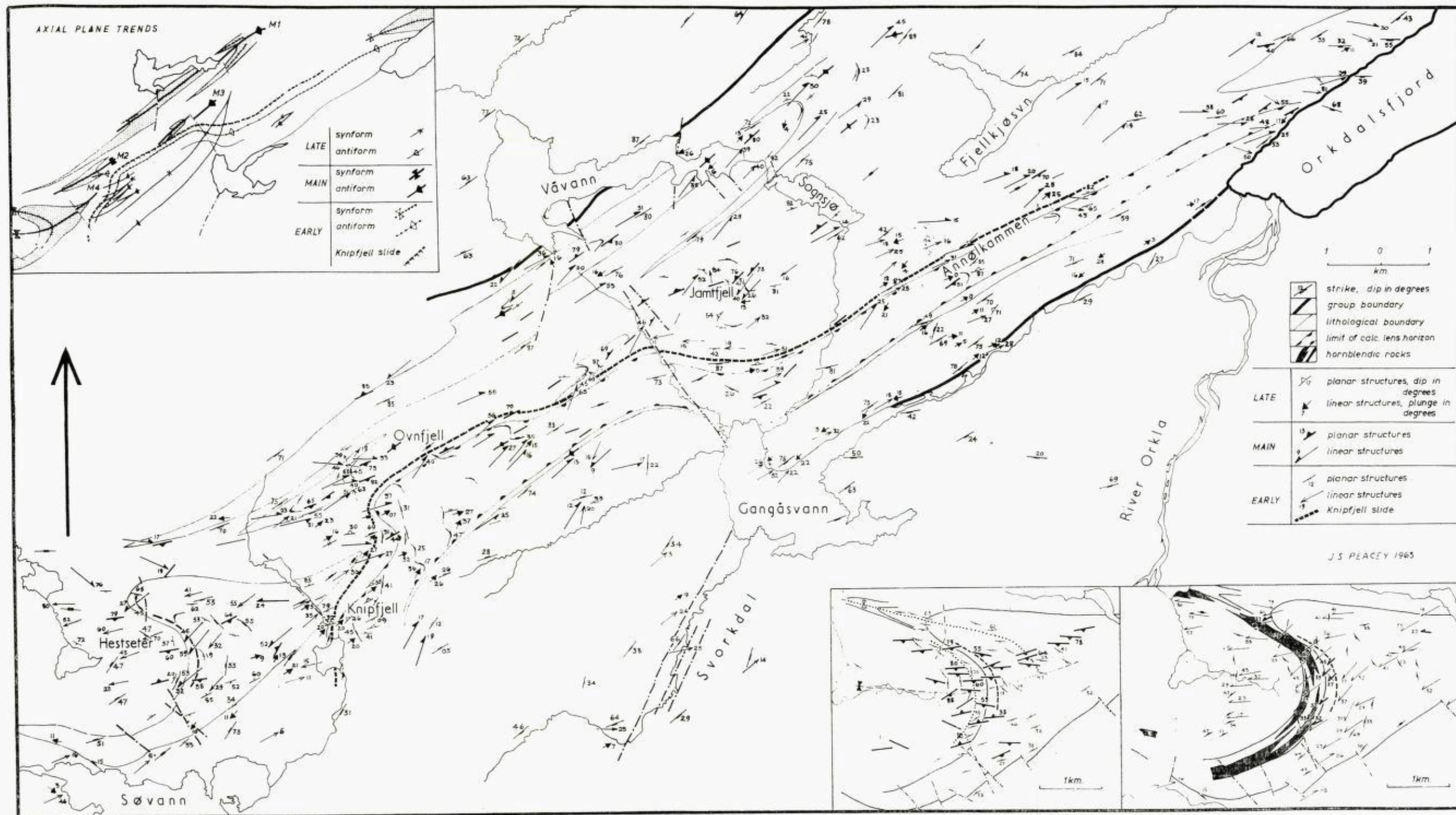


Fig. 9. Structural map of the Gangåsvann area. Upper inset: Axial plane trend map. Lower inset: Details of the Hestseter area.

- Ramsay, J. G.* 1962: Interference patterns produced by the superposition of folds of "similar" type. *Ibid.* v. 70. p. 466-481.
- Reynolds, D. L., and Holmes, A.* 1954: Superposition of Caledonoid folds on an earlier fold-system in the Dalradians of Malin Head Co. Donegal. *Geol. Mag.* v. 91 no. 6. p. 417-444.
- Strand, T.* 1960: in *Geology of Norway*. N.G.U. 208.

Noen stratigrafiske aldersspørsmål i Grong-feltet og i den sydøstligste del av Helgeland.

Av

TRYGVE STRAND

I to publikasjoner (Strand 1953, 1955) har forfatteren gjort rede for resultatene av egne og medarbeideres kartleggingsarbeider i den sydøstlige del av Helgeland i årene 1951–54. Senere er det blitt utarbeidet en utførlig rapport om de innsamlede observasjoner som sammen med kart over områdene ble innlevert til NGU i begynnelsen av 1960. Videre har forfatteren utarbeidet beskrivelse til Steinar Foslies geologiske kart Namsvatnet med en del av Frøyningfjell, som omfatter en del av Grong-feltet nærmest sønnenfor området i Helgeland (Foslie og Strand 1956).

I de ovenfor nevnte skrifter måtte det tas stilling til spørsmålet om alderen av de lagavdelinger som kunne skilles ut i de angjeldende områder. Derved kom forfatteren den gang til resultater som ikke lengre kan opprettholdes. Det kan nu være på sin plass å ta disse spørsmål opp igjen, derfor denne notis.

Store Børgfjells bunnmassiv ligger midt i det område som forfatteren har beskrevet på grunnlag av Foslies og av egne og medarbeideres iakttagelser. Sedimentene over dette må for den aller største del betraktes som alloktone, som en del av Seve-dekket. Underst i lagene over bunnmassivet er en avdeling av kvartstitter og helleskiferer, Dærgafjell-kvartsitten, muligens av eokambrisk alder. Derover følger en avdeling overveiende av fyllitter, tildels svarte og kullstoffrike, med innleirete grønskiferer og med intruderte serpentinit-linser. Disse lag danner Rørvik-gruppen, som ble ansett som svarende til Støren-gruppen i Trondheimsfeltet, en korrelasjon som det er grunn til å opprettholde. En tilsvarende avdeling av fyllitter finnes i tilstøtende områder på svensk side efter foreliggende beskrivelser av A. Högbom (1925) og T. Du Rietz (1941). Over

fyllitt-avdelingen ligger på svensk side en kvartsitt-kalk-horisont og over denne videre kalkglimmerskiferer i stor mektighet. Kvartsitt-kalk-horisonten ble av Högbom og Du Rietz ansett som tilsvarende Vojtja-konglomeratet og Slättdals-kalken i O. Kullings Björkvattnet–Virisen-område. Som en konsekvens av denne oppfatning måtte kalkglimmerskiferen over kvartsitt-kalk-horisonten være silurisk. Også på norsk side i Helgeland fantes det en avdeling med kalkholdige glimmerskiferer over Rørvik-gruppens fyllitter og en mellemliggende kvartsitt-kalk-avdeling kunne det også finnes svake spor av. En korrelasjon av disse lagavdelinger i områdene på hver sin side av grensen er nærmest en selvfølgelighet.

I Grong-feltet har man kvartskonglomeratet ved riksgrensen ved Portfjell (Portfjell-konglomeratet) og den tilgrensende kalk, som danner en stor bue ved Blåsjøen på svensk side. I den nordlige del av buen kommer kalken inn på norsk område i Huddingsdalen. Portfjell-konglomeratet og kalken var av Du Rietz (1936) blitt ansett som tilsvarende Vojtja-konglomeratet og Slättdals-kalken, en oppfatning som forfatteren overtok i sin ovenfor nevnte kartbeskrivelse. Denne oppfatning deles nu imidlertid ikke av Kulling (1955, s. 266), som vil plasere konglomeratet og kalken på et meget lavere stratigrafisk nivå.

Det øverste ledd i lagrekken både i syd i Grong-feltet og i nord i Helgeland består overveiende av arkoser og konglomerater i syd og av kalksandsteiner og kalkrike skiferer med mer underordnete konglomerater i nord. Foslie (1926, s. 9–10) karakteriserte avleiringene som en "flyschformasjon" som ligger på en markert erosjonsdiskordans, som vises ved at konglomeratene inneholder boller av alle de eruptivbergarter som finnes som intrusjoner i de øvrige lag i området. "Flyschformasjonen" ble av ham korrelert med Hovin-gruppen i Trondheims-feltet. Forfatterene har fulgt og kartlagt de samme avleiringer mot nord til ved sydenden av Røsvatn og har foreslått navnet Liming-gruppen som en stratigrafisk betegnelse for dem. På den nordlige strekning er det konglomerater med velrundete ganske små boller i en grunnmasse av kalksandstein, av og til med kryss-skiktning. Kulling (1955) har fra Björkvattnet–Virisen-området beskrevet Gillik-konglomeratet som en usortert avleiring med store kantete boller, noe som tyder på at det må være blitt dannet i områder med et kraftig relief, mens konglomeratene i Liming-gruppen på norsk side (i områdene fra nordsiden av Limingen nordover til Røsvatn) gir inntrykk av å være blitt avleiret på en deltaflate. Gillik-konglomeratet er eldre enn Vojtja-konglomeratet og Slättdals-kalken, Kulling parallelliserer det med Volla-konglomeratet i Trondheims-feltet. På grunn av den store

forskjell i avleiringsmåten har forfatteren tidligere ikke funnet å kunne jevnstille Gillik-konglomeratet og Liming-konglomeratene. Men i én henseende er det god overensstemmelse mellom dem, bollematerialet er det samme i begge (dette gjelder fremdeles for de nordlige områder på norsk side) og består av dolomitter, lyse sandstener og lyse, applittiske trondhemittbergarter. Det er således grunn til å anse Gillik-konglomeratet og Liming-konglomeratet som samtidige dannelser, tilsvarende Volla-konglomeratet og Hovin-sandsteinen i Trondheims-feltet, i overensstemmelse med Foslies oppfatning i 1926.

Vi kan således slå fast at det er to deler av lagrekken i Grong-feltet og i sydøstlige Helgeland som med stor sannsynlighet kan korreleres med geologisk tidsbestemte avleiringer i andre områder. Den eldste er Rørvik-gruppen med fyllitter og grønskiferer som må sidestilles med Støren-gruppen i Trondheims-feltet. Den yngste er Liming-gruppen med konglomerater og sandsteiner som må sidestilles ved Volla-konglomeratet og Hovinsandsteinen i Trondheimsfeltet og med Gillik-gruppen i Bjørkvattnet-Virisen-området. Liming-gruppens avleiringer er etter alt å dømme de yngste som finnes i områdene og avleiringer av aller yngste ordovicisk eller silurisk alder, tilsvarende Vojtja-konglomeratet eller yngre avleiringer, kan således ikke finnes der.

I beskrivelsen til Foslies Namsvatnet-Frøyningsfjell-kart (Foslie og Strand 1956, s. 41) ble de vekslende grønne og lyse sedimenter som forekommer sammen med kalken i Huddingsdalen regnet som hørende til Liming-gruppen. Dette kan kanskje være tvilsomt. Det er å vente at dette og andre stratigrafiske og tektoniske spørsmål i disse områder vil bli videre oppklart ved professor Chr. Oftedahls studier i de strøk som omfattes av Foslies kartlegging og ved nu pågående arbeider i tilstøtende områder på svensk side.

Summary.

A question of stratigraphic correlations.

Some years ago the present writer described the geology and stratigraphy of the districts along the Swedish border between $64^{\circ} 50'$ and $60^{\circ} 45'$ N (Strand 1953, 1955, Foslie og Strand 1956). In these districts and in adjacent districts on the Swedish side of the border a quartzite or a quartz conglomerate and an overlying limestone form a marker horizon in the stratigraphy. Swedish geologists had correlated the quartzite-limestone horizon with the Vojtja conglomerate and the Slättdal limestone described by

O. Kulling from a part of Västerbotten, Sweden. The Slättdal limestone is known to be of youngest Ordovician age on the evidence of well determinable fossils. The present writer accepted this correlation in the above-mentioned papers.

In the Norwegian districts in question the Liming group of arkoses, conglomerates and other rocks are evidently the youngest deposits. It now seems to the writer that there is good reason to correlate the Liming group with the Volla conglomerate and Hovin sandstone in the Trondheim region and with the Gillik conglomerate in Västerbotten. These deposits are known to be of middle or young Ordovician age, but certainly older than the Vojtja and Slättdal. In the districts here in question the quartzite-limestone horizon is certainly older than the Liming group. Thus the quartzite-limestone horizon must be considerably older than was assumed earlier. O. Kulling (1955) considered it to be of old Ordovician age.

Litteratur.

- Du Rietz, T.* 1936. Något om de stratigrafiska åldersförhållandene inom Frostvikens köli-skiffer. G F F 58 s. 425-438.
- 1941: Nyare undersökningar inom Remdalens malmtrakt och dess omgivning. S G U ser. C No 439.
- Foslie, S.* 1926. Norges svovelkisforekomster. N G U Nr. 127.
- og T. Strand. 1956. Namsvatnet med en del av Frøyningfjell. N G U Nr. 196.
- Högbom, A.* 1925: De geologiska förhållandene inom Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. S G U ser. C No 329.
- Kulling, O.* 1955: Beskrivning til berggrundskarta över Västerbottens län. 2. Den kaledoniska fjällkedjans berggrund. S G U ser. Ca No 37 s. 101 f.
- Strand, T.* 1953: Geologiske undersøkelser i den sydøstlige del av Helgeland. N G U Nr. 184 s. 124-141.
- 1955: Sydøstligste Helgelands geologi. N G U Nr. 191 s. 56-70.

Tundra polygons.

*Photographic interpretation
and field studies in North-Norwegian polygon areas.*

By

HARALD SVENSSON

Introduction.

When working with aerial photos, the interpreter very soon realizes that the vegetation adjusts itself very well to differences in the ground conditions, which is in this way registered in photography. This fact constituted one of the starting points when the author, with the help of aerial photos, began the search for large-scale patterned ground of the tundra polygon shape, which earlier had not been identified in Scandinavia.¹

In Arctic regions, *recent* tundra polygons can be clearly distinguished on aerial photographs which is a well-known fact derived from numerous investigations (amongst others, Troll 1944, Washburn 1950, Black 1952, Andreev 1955, Hopkins, Karlstrom et al 1955). The fact that there are considerable changes in the soil caused by the frost (cf. Figs. 1, 2 and 3) supports the hypothesis that, if a polygonal pattern of the tundra type developed in an area and this, at a later date in a milder climate, came to lie outside the tundra zone, it should be possible to trace *fossil* polygons or fragments of such with the help of the adjustment of the vegetation to the ground conditions. This idea has been followed up in order to investigate the correctness of the hypothesis and in order to check the possibility of this method.

¹) In vertical sections and gravel-pits, however, fossil periglacial formations have been observed and studied particularly in Denmark and Southern Sweden (Nörvang and Johnsson). As regards Swedish investigations of patterned ground reference is made to the surveys by Rapp and Rudberg (1960) and J. Lundqvist (1962).



Fig. 1. High-centered polygons, Northern Greenland. Appr. scale 1 : 20 000 (enlargement from the original scale 1 : 50 000). Copyright The Geodetic Institute of Denmark.



Fig. 2. Low-centered polygons in fluvial deposits, Northern Greenland. Appr. scale 1 : 20 000 (enlargement from the original scale 1 : 50 000). Copyright The Geodetic Institute of Denmark

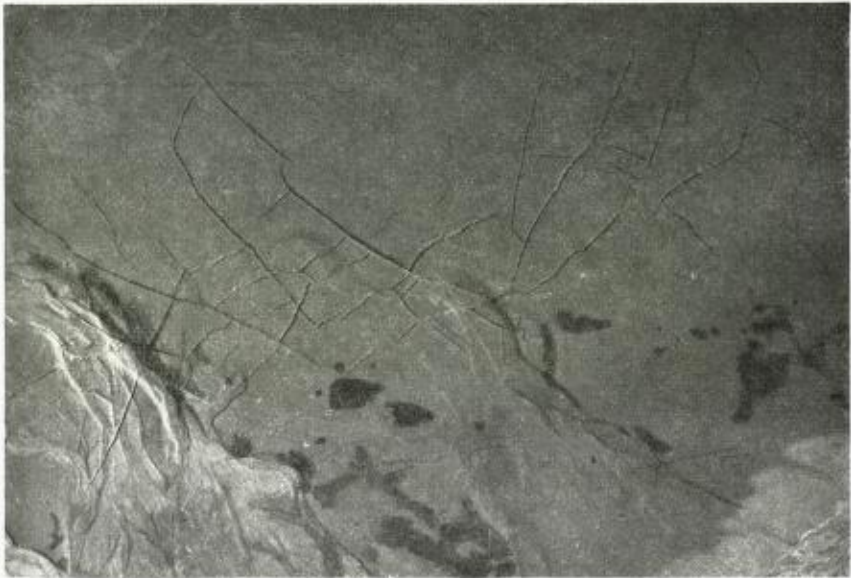


Fig. 3. Frost generated contraction cracks, Trail Island, Eastern Greenland. Appr. scale 1 : 40 000 (enlargement from the original scale 1 : 50 000). Copyright The Geodetic Institute of Denmark.

To gain experience of the reproduction of the phenomenon in aerial photos of recent tundra areas, a great number of photos from Northern Greenland have been examined at the Geodetic Institute of Denmark, Copenhagen.

When the search for polygonal tundra ground was started, it seemed to be adequate to begin in the far north, in order to try, if possible, later on to follow the forms and their variation in other areas.

According to the general map on the extent of permafrost in the northern Hemisphere drawn up by Black (1954), neither the zone of continuous nor discontinuous permafrost touches upon the Scandinavian peninsula.

The zone of sporadic permafrost, on the other hand, penetrates to the north-western part of Scandinavia. The knowledge of the occurrence of recent permafrost in Scandinavia must still be regarded as insufficient (cf. J. Lundqvist 1962). For the most usual type of permafrost, palses (hummocks of frozen peat) G. Lundqvist (1951) has, however, prepared a map, comprising observations made in Sweden. Later J. Lundqvist completed this map (1962) in his survey of frost phenomena in Sweden.

The extreme northern areas of Scandinavia have so far been insuffi-

ciently photographed from the air. Parts of the coast of the Varanger Peninsula, which were recently photographed in a scale suitable for this purpose, were chosen as the first area. Here, almost immediately polygonal patterns in the ground were discovered (demonstrated on a higher seminar at the Department of Geography, University of Lund, in February 1962 and referred to in *Geogr. Ann.* H 3-4 1962). Polygonal ground in some additional areas were identified during the studies of aerial photographs in the archives of Norges geologiske undersøkelse and Geofysisk malmletning in Trondheim (December 1961) and in the archives of Widerøes flyveselskap (March 1962).

During field investigations in areas with polygon ground on the Varanger Peninsula in the summer of 1962, it was possible to study some polygon lines in cuttings showing distinct fossil ice-wedges (Svensson 1962b).

Within another part of Scandinavia, viz. the inner Scandes (Pådjelanta). K. Gustafsson and P. Jobs made an interesting observation on remaining "tjäle" (late summer 1962) in terraces of former ice dammed lakes. After studying the aerial photos taken over that area, Rapp identified areas of probable tundra polygons on the terraces (Rapp, Gustafsson and Jobs 1962). Such frozen ground phenomena had not been observed earlier within that part of Scandinavia. In this case, the aerial photos were used to verify the indications from field studies.

Polygonal patterns have also been noticed with the help of aerial photos from more Southern areas of Norden and later studied on the ground (in Halland, Svensson 1962 c and in Jutland, Svensson 1963).

The purpose of this article is to deal with the interpretation of the aerial photos and with field control of some of the areas observed in the northernmost parts of Norway. Taking into account the limited knowledge as regards the occurrence of polygons of large-scale patterned ground in Scandinavia, it was thought appropriate to reserve a large portion of this article for illustrations comprising both, aerial and ground photos. The map (Fig. 4) has been drawn up with the purpose of indicating the position of the observations made as referred to in the text or the figures.¹

¹) In order to avoid misunderstandings it should be pointed out that the map does not include every occurrence of large-scale patterned ground. To the extent aerial photographs is recorded in an appropriate scale and become accessible for civilian studies, it is very probable that an additional large number of polygonal areas will be discovered. Furthermore, not all aerial photographs available from inland of Finnmark have been used in this study.



Fig. 4. Observations of large-scale polygon ground in the extreme north of Norway. The numbers refer to observations mentioned in the text or contained in pictures. Observations which are not commented on have been marked only by dots.

The Manifestation of the Pattern in the Ground.

Type of Terrain.

As mentioned above, it has been assumed that the vegetation could register the differences of the ground caused by the formation of polygons. In analysing the aerial photos, indications were soon forthcoming which supported this hypothesis, viz. the pattern of denser vegetation which the polygon sides indicated in photography and which contrasted greatly with the areas lacking vegetation. However, during field studies it was shown that the polygon margins (-sides) often had a morphological manifestation, as they were in the form of trenches or furrows in which vegetation, in the otherwise level and wind-eroded surface, could get a better hold and thus was able to form a denser growth (see Fig. 2, Svensson 1962 b).

As a rule, the trenches are relatively narrow and shallow and give no



Fig. 5. A network in the ground on a low mountain (Olafjeld 487 m a.s.) in Finnmark, Northern Norway (top. map sheet Alta). Appr. scale 1 : 6 000 (enlargement from the original scale 1 : 20 000). Photo Widerøes Flyveselskap, Oslo.

relief impression in stereoscopic viewing of the aerial photos. On the other hand, remaining snow can sometimes emphasize the pattern (Fig. 5).

A division of types according to form or position is not aimed at in this report. When studying a great number of photographs it has, however, been found that large-scale polygon ground mostly occurs and can best be identified in terraces or deltas at the highest shore line. Fluvial deposits have also in a number of cases been found to be a type of terrain that has received a polygonal pattern (Fig. 6). Finally, it would seem that flat surfaces in the inner parts of the mountains can constitute suitable terrain for the occurrence of polygon grounds (Fig. 5).

In the following, a division of the observations made will be effected, without paying attention to genesis or systematics, into coastal areas on the one hand and deposits in upland areas on the other hand. In the first case the areas are comprised of raised terraces, beaches and deltas, and in the latter of more indifferentiated types of terrain without connection with the coast.

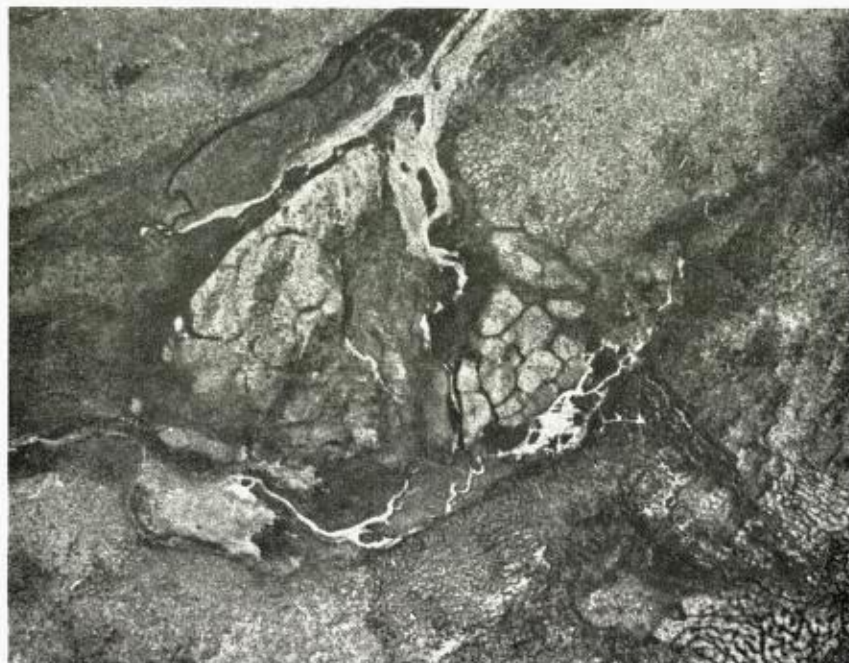


Fig. 6. Polygons in a delta of a local accumulation basin, locality no. 10 on the map fig. 4. Appr. scale 1 : 4 000 (enlargement from the original scale 1 : 20 000. Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

I. *Polygons in Coastal Areas.*

During the course of deglaciation, late glacial deltas have developed at several points on the southern side of the Varanger Fjord (cf. Holtedahl-Andersen: *Glacial map of Norway*/Holtedahl 1960/). The distal parts of these deltas are very often changed through a later marine erosion, as well as through the formation of beach ridges. Due to land elevation, the delta surfaces are now situated above the present sea level.

Figure 7, locality 1,¹ shows parts of such a delta, in the inner parts of which the fluvial pattern can still be distinguished. Nowadays, the delta formation which is deposited in front of a low mountain range and around mountain hills is connected with nothing but a minor stream. The aerial photo indicates on the delta surface (about 87 m above sea

¹) The numbering of the localities refers to the symbols on the map.



Fig. 7. Polygons in a wave-cut delta south of Veinesbugten (top. map sheet Nesseby). Locality no. 1 on the map fig. 4. Appr. scale 1 : 6 000 (enlargement from the original scale 1 : 10 000). Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

level)¹ the occurrence of a polygonal² pattern which can be observed with differing clearness in the various parts of the delta, but which is lacking entirely in the proximate part.

As can be seen on the photo (Fig. 7), the size of the sides varies considerably in the polygon pattern. The greatest side amounts to 65 m, and the smallest to 7–8 m (the measurements have been effected on closed polygons only). The sides are not always rectilinear, but sometimes slightly bent in their contour. The shape of the polygons varies with the non-uniform size of the sides and the number of corners. The majority are, however, tetragons. In a somewhat lower lying part between the delta

¹ The measurements of the heights are effected according to the barometer principle.

² As is customary the term "polygon" is used as a descriptive collective term for closed figures with four or more corners and not always having a rectilinear delimitation or even surface. This meaning partly deviates from the geometrical definition but the term with this meaning is applied in investigations on surface patterns.



Fig. 8. Horizontal view of part of the delta surface, fig. 7. A polygon furrow is seen running parallel to the bottom side of the picture.

surface and a beach ridge appears a diffuse pattern of almost orthogonal tetragons.

In the ground, the pattern is constituted by linearly extending depressions which perhaps could best be described as furrows, even if, in cross-profile, they are not emphasized by any marked break, but more gradually merge into the even polygon surface. The difference in height between the central parts of the polygon level and the bottom of the furrows varies, but can, on the average, be regarded as between 20–30 cm (maximum 50–60 cm). In the majority of cases, these furrows contain peat and are then more or less overgrown by denser vegetation.

Sometimes stones can be observed in the bottom of the marginal trenches of the polygons. In certain parts, there are very much stones in the polygon surface (Fig. 8).

It cannot be determined if this accumulation of stones in certain parts of the delta is of mainly primary origin as a consequence of fluvial and marine processes, or a secondary result of frost action. The frost pattern in the stone surface clearly indicates, however, later frost action, so that in any case it may be presumed that the frost accentuated the occurrence of stone. During digging (9th July 1962) in one of the furrows,



Fig. 9. View from a mountain slope over the eastern polygons of locality no. 1 (outside the picture fig. 7).

“tjäle” was reached after 25 cm, as corresponding to 80 cm under the polygon level.

In the easternmost parts of the delta, which is situated between mountain hills, the polygons are best defined (Fig. 9) and give here an almost “fresh” impression. Here, the surface of the ground is covered only to a smaller degree by vegetation. The polygon surface is visibly free from stone. Lichens and weathered soil make considerably lighter the impression which the polygon ground here conveys. Towards the polygon furrows, the vegetation increases and thus emphasizes the cellular pattern.

In these eastern parts the polygons are connected with two small lakes. On account of the high groundwater level, parts of the polygon lines are swamped and are, in some cases, filled with shallow pools particularly accentuated in the polygon corners. In many parts of the elongated pools occur accumulations of stones at the bottom.

In several parts of the polygon surface, sections of minerogenic soil can be observed which were brought to the surface by frost action and here clearly contrast with the rest of the ground which is covered by lichen and weathered soil. In the beginning of July, “tjäle” was found at varying depths in the polygon surface. In the majority of test holes it



Fig. 10. Tetragonal pattern in an area of raised beaches at the streamlet Falkelven (top map sheet Kiberg). No. 3 on the map fig. 4. Appr. scale 1 : 4 000 (enlargement from the original scale 1 : 10 000). Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

occurred at a depth of 30 or 35 cm. During digging in the polygon furrows, groundwater was found at a depth of 30 cm under the lowest point of the furrow.¹

Locality 2. Horizontal changes, such as fissures in the ground, were not observed in the polygon area described above. On the extensive gravel plateau south of the inner Varanger Fjord (top. map sheet Nesseby) fissures were, however, observed at various places. In the outer parts of the plateau there is a polygonal pattern which can be slightly observed on aerial photos. The pattern consists of narrow furrows, partly filled with peat. In this peat layer open fissures of the samme type as on Fig. 23, run rather continuously over several metres in the direction of the furrow. The fissures cannot, however, be distinguished in the subsoil and it is doubtful whether it has any vertical continuation at all or if it is only to

¹ When digging in these polygons a year later (July 1963) no "tjåle" was observed. At the depth of 70 cm the ground water soaked in and made further digging impossible.



Fig. 11. Horizontal view of part of the tetragonal-patterned area in fig. 10.

be regarded as fissures originated by the drying of the peat layer. Test holes of a metre were dug (10th July, 1962), but no "tjåle" could be observed.

Locality 3. Amongst the areas of patterned ground observed on aerial photos none has, from a geometrical point of view, a more regular shape than the Falkelven area (Fig. 10). In an area of beach ridges a four-sided cellular pattern can be noticed. The tetragons are almost orthogonal and the size of the sides is of remarkable uniformity in one and the same square. In those cases where a larger tetragon seems to have been secondarily divided into a number of smaller ones, these also have a square character.

In some parts of the area, the sides have a parallel or orthogonal orientation in relation to the raised beach ridges. Where these bend slightly, the lines cut the very flat ridges at an oblique angle, so that the main directions in the pattern are maintained. Prior to visiting this area, the possibility was considered that the square pattern could reflect a regular tectonic pattern in the underlying rock, which showed through a thin soil layer. Even though this possibility could not be entirely excluded, it now seems less probable.

When studying the pattern in the terrain, it does not appear equally

clearly, which is mainly due to the fact that it is impossible to obtain a good view on the slight slope. However, with the help of the aerial photos it is easy to identify the various squares in the ground which are delimited by shallow trenches (Fig. 11).

To a large extent, the ground is composed of stones of slate and sandstone in a soil of silt and clay. The very low content of stones in the surface layer itself is remarkable. During the digging, a clear difference could be observed between the position of the stones in the polygons and in the borderlines. In the first case, the stones and blocks have an almost horizontal or flat orientation, and in the latter an arbitrary orientation with a not inconsiderable slope or vertical position towards the longitudinal axis of the furrow, apparently caused by sliding or slipping during the filling-in of the fissure.

Still further out on the Varanger peninsula, considerable number of polygon areas (see map, Fig. 4) of varying clearness are found, only a few of which will be dealt with. The locality No. 4, Bussesund, (top. map sheet Vardø) is the place where tundra polygons were first identified on the Varanger Peninsula. In this locality, there is a gravel pit which is cut through the polygon trenches. Here, the three-dimensional character is emphasized through the fossil ice-wedges which are clearly marked in the vertical section and which constitute a direct continuation of the polygon lines on the ground surface. The locality has been mentioned in earlier reports (Svensson 1962 a and b).

At Bussesund there also occur at various places smaller areas with a polygonal ground pattern or with localities with occasional polygons. These areas may comprise parts of previously larger, continuous polygon areas, where erosional processes have removed the pattern.

Localities 5 and 6. On aerial photographs from the peninsula between Bussesund and Persfjord, (top. map sheet Vardø), two interesting localities with polygon ground can be observed south-west and west of Lake Barvikvand. These, as well as the foregoing areas, belong to the upper part of the glaciomarine deposits.

In the frontal protruding part of the terrace formation in locality 5 (Fig. 12), the ground pattern has a very complicated character without any marked similarity in shape between the polygons. Within the irregular pattern as well as in the northern parts of the area on Fig. 12, there appears a more uniform tetragonal mesh.

Some of the polygon lines in this locality show a secondary change through erosion. This is, in the first place, true of the lines which cut



Fig. 12. Fracture-like pattern in a marine terrace west of Lake Barvikvand. No. 5 on the map fig. 4. Appr. scale 1 : 6 000 (enlargement from the original scale 1 : 10 000).
Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

across the beach ridge system and extend towards the terrace slope. Here, the lines were attacked by erosion, whereby valleys were formed, a kind of "fissure valleys" in loose material. These short valley forms give the terrace slope a cut-up appearance (Fig. 13 a).

The connection with an original polygon line clearly appears on the upper parts of the short valleys where they merge into such a line (Fig. 13 b). Here, the furrow is well protected against erosion by a dense and low growth of *Betula nana*.

In the front parts the "larger" valleys reach a depth of 5 m under the terrace surface. Here, the bottom is rather level (Fig. 13 c). That mass-movement is still an active process in material transport can be seen from the consistency and structure of the material at the mouth of the valleys. Remaining snow obviously prepares the soil for solifluction.

As regards quantity, the accumulation of material at the mouth of the "fissure valleys" hardly corresponds to the obvious result of erosion, if



Fig. 13. a. *Top*: Marine terrace west of Lake Barvikvand with eroded polygon lines.
 b. *Bottom left*: Rear part of eroded polygon line in the terrace.
 c. *Bottom right*: Front part of do.

these valleys are judged as ordinary ravine formations. These polygon lines have, however, to a large extent contained ice-wedges, with the disappearance of which the volume was reduced. Even if this fact is taken into account, there seems nevertheless to exist a disproportion between the erosion result and the accumulated material immediately at the mouth. In this connection, a further transport e. g. through solifluction must be presumed.

The above-mentioned melting of the ice in the wedges may have contributed to this valley formation. The water which became free during melting probably caused solifluction when escaping on the slope of the terrace. It is also possible that the filled out ice-wedges directed the movements of the groundwater whereby solifluction was initiated on the emergence on the terrace slope. In any case, it is quite clear that the valleys with their position in a beach terrace in the majority of cases cannot have constituted properly functioning drainage systems.



Fig. 14. Polygon pattern at the small river from the mountain ridge Grøhøgda-Mellemfjeld No. 6 on the map fig. 4. Appr. scale 1 : 6 000 (enlargement from the original scale 1 : 10 000). Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

Leffingwell's observations of recent ice-wedges in Alaska (Leffingwell 1915) which became the foundation for the theories on ice-wedge polygons, were made in wave cut banks, where the ice-wedges occur in vertical exposures. In some of the illustrations in Leffingwell's paper it is clearly seen how the ice-wedges act as zones of weaknesses, where erosion dissects the bank in a manner that can be relevant to the small valley forms of locality 5.

Locality 6 (Fig. 14), is situated west of Lake Barvikvand at the river running from the mountain range Grøhøgda-Mellemfjeld. In the outer parts of a delta (terrace) formation, a partly diffuse polygonal pattern can be observed which loses in clearness and disappears in the locally higher parts of the delta. Here, the flat surfaces have been subjected to deflation whereby parts of the pattern were probably destroyed.

Divided by a branched fossil drainage system, the pattern occurs anew inside the top of the terrace. Within a horseshoe-shaped part there can thus be observed on aerial photos a section of concentrically bent polygon lines with transverse furrows, to a certain extent radially arranged.

The polygon pattern has an extension clearly marked in the terrain by



Fig. 15. Part of the gravel-pit at the lower course of the river Julelven. (No. 7 on the map, fig. 4). A fossil ice-wedge appears at the spade.

furrows in many places half a metre deep (calculated from the polygon surface) and particularly accentuated in the junctions.

The inner parts of the "horseshoe" lie somewhat lower than its bent edge. The maximum difference in level amounts to 1,5–2 m.

The drainage system mentioned contributes to accentuate the horseshoe shape. The concentric polygon lines, however, belong to the opposite leg.

The arrangement of the polygon lines indicates that the fissure formation may have occurred not only under the influence of forces working horizontally. A force in the interior of the ground working vertically may also have been active. The lower lying inside part also supports such an interpretation. Thus it seems possible that this may have been formed through the shrinking of a low, dome-shaped elevation caused by frost action in the ground.

Locality 7. The occurrence of ice wedges in vertical cuttings through a polygon pattern has been confirmed at Bussesund (locality 4), as mentioned on page 310. The ice-wedges observed form the immediate con-



Fig. 16. From the right-hand bottom corner, a polygon furrow runs towards the centre of the picture where it is interrupted by another, continuous line.

tinuation of the polygon furrow down into the ground. On passing a gravel-pit by the lower course of the river Julelven (top. map sheet Tana), three similar fissure fillings of ice-wedge type were observed. The gravel-pit is situated in a wide, wooded terrace surface (Fig.15). In the high cutting the ice-wedges protrude somewhat from the otherwise even wall. The ice-wedges contain rather fine fractions which give greater consistency.

The stone material nearest the ice-wedges shows a more arbitrary direction than the otherwise quite regularly arranged beach terrace material. Thus a number of stones are tipped or placed on edge. Some of the strata are also inclined towards the ice-wedge.

Bearing in mind the close connection between the ice-wedges and the polygon lines noted in the above-mentioned locality at Bussesund, it was interesting to examine the terrace surface, especially above the ice-wedges. It was shown that furrows leading to the edge of the gravel-pit just above the ice-wedges could be traced in the dense ground vegetation. Such a furrow appears in Fig. 15 as a slight depression in the surface.

The furrow in question can be followed for some ten metres or more into the birch forest, until it is orthogonally interrupted by another

furrow (Fig. 16), which in its turn is cut by another similar line. The furrows form a system which it is, however, difficult to survey in this case because of the ground vegetation. The surface form within the wooded terrace around the gravel-pit is undoubtedly identical with the polygon areas described earlier.

II. *Polygons in upland areas.*

The Norwegian areas by the Arctic Ocean, from which aerial photos are available, are mainly tracts where human activity has required aerial photography, especially low lying areas. Thus large mountain areas do not occur in aerial photographs available for civil use. On that account it is still too early to get a general idea of the occurrence of large-scale polygon ground within many of the upland areas. A number of polygon regions have, however, been identified by the photo interpretation and some examples will be cited here.

Locality 8. The mountain plateau at Herrekloftfjeld (top. map sheet Tana) contains within a very limited area a ground pattern of the polygon character (Fig. 17). In this locality the polygons lie on a slight, somewhat uneven slope and are divided, as in earlier cases, by shallow trenches. At the bottom of these is a 5–10 cm thick layer of peat. In general these polygons are less clearly marked in the ground than those previously described.

It is not easy to determine to what extent recent frost action contributes towards making the contours indistinct. It is, however, clear that recent frost has a great effect on the formation of the ground surface on the mountain plateau. Thus within the polygons appears a pattern of small surfaces without vegetation, consisting of soil of the mud circle type (J. Lundquist 1962). These clearly show frost action. Fresh, unweathered material has been brought up to the surface; frost boils spread; stones without a covering of lichen lie on the surface, and other stones are turned with the lichen-covered side downwards. When these mud circles occur in somewhat sloping ground, they get a terrace-like form. The mud circles often contain small stone rings.

Locality 9. The mountain range of Lievlamfjeldet – Brandfjeldet east of the lower Tana River is in many respects an interesting area (top. map sheet Tana).

In the aerial photos of the south-eastern parts of the elevation, point 390, there can be observed a small oval area which shows plainly in the

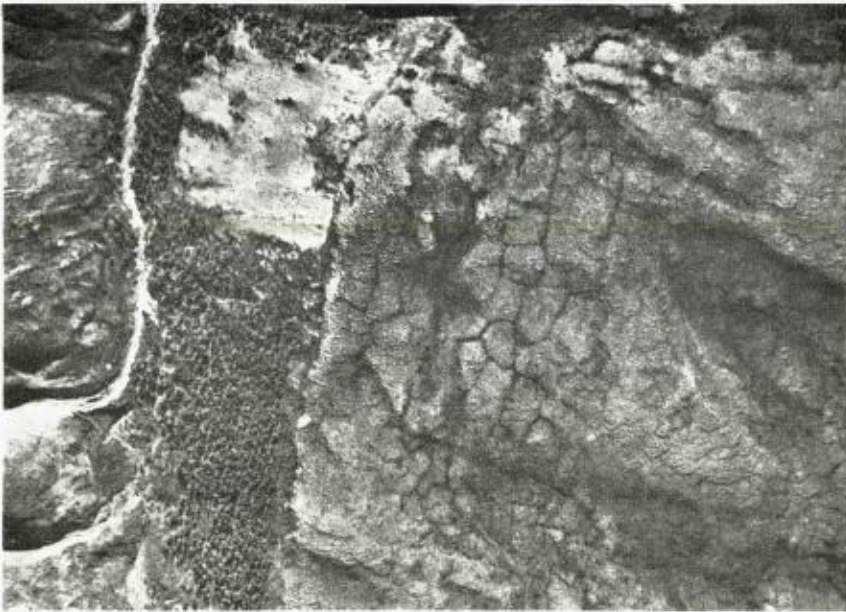


Fig. 17. Polygons on Herrekloftfjeld about 325 m a.s.l. No. 8 on the map fig. 4. Appr. scale 1 : 6000 (enlargement from the original scale 1 : 20 000).
Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

photos owing to its light gray tone and clearly defined contour (Fig. 18). On examining the aerial photo in more detail, a network is observed on the ground inside the curved contour. After the identification of the pattern in this section, it appears that it can be traced within a considerably larger area of which the light section is thus only a part.

The oval field is an enclosed area used by the Lapps for separating the reindeer. The light gray tone in which the ground inside the enclosed area is represented is caused by the fact that the ground has been trampled by the animals feet and the vegetation largely destroyed. The polygon pattern, on the other hand, still remains.

When this area was studied in the field (July 1962), the vegetation in the reindeer enclosure consisted largely of feeble shoots of *Betula nana* and *Vaccinium myrtillus*. The ground was partly covered by a thin layer of peat, containing a large amount of dead roots and twigs. Within the polygon lines the layer of peat and not yet decayed plants were thicker. In spite of this accumulation, the lines still occur as decimeter-deep furrows in the ground (Fig. 19).

The pattern within the area is composed as a rule of tetragons (cf.



Fig. 18. Tetragonal pattern on the eastern slope of the mountain ridge Lievlamfjeldet-Brandfjeldet about 225 m a.s.l. No. 9 on the map fig. 4. Appr. scale 1 : 6 000 (enlargement from the original scale 1 : 20 000). Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

Fig. 18). Regarding the geometrical qualities of the pattern in general, the orthogonal character is also apparent. On the gentle slope on which the tetragons occur, the sides are largely arranged parallel with or orthogonally to the contours of the slope. The lines of the former, parallel, direction usually run unbrokenly through several rows of tetragons, while the lines in the direction of the slope are more often interrupted. Thus the squares are largely found in bonds.

The patterned area largely corresponds in extent to a glaciofluvial deposit on the mountain side. From the morphological point of view this accumulation has the character of a complicated system of low eskers. In some parts small, relatively shallow pools of water occur, situated in kettles. The reindeer enclosure lies in the lower, flatter parts of the area.

As regards its direction and form, the tetragonal pattern does not appear to be influenced to any extent by the contour of the system of low eskers, but keeps its regular character over large parts of the mountain slope.

The system of ridges, hills and kettles in the area cannot altogether be



Fig. 19. Part of the tetragonal pattern inside the reindeer enclosure.

said to have a normal glaciofluvial character. The question arises if not certain forms can be traced back to frost action, not only as regards the tetragonal fissure formation and the changes resulting from this, but also other relief features in the pattern.

Two interesting forms, to judge from their outward appearance, of similar character but difficult to interpret, occur in the upper parts of the mountain range, without visible connection with the above mentioned polygonal area.

The forms are low, which means that they escape attention in the horizontal perspective. On the aerial photos they are mainly noticed on account of their contours. Under the stereoscope they show up clearly owing to the exaggerated stereoscopic effect obtained, which gives to the forms a more crater-like character than they actually have.

The formations have a circular to oval shape (Fig. 20), with a lower central part. The highest of the forms, which is situated in a slight depression, has a diameter of 40 m. Its inner circular depression is 10 to 12 m wide. The form stands out most clearly from its environment to north and south. Here the edge lies $1\frac{1}{2}$ -2 m higher than the surrounding ground.

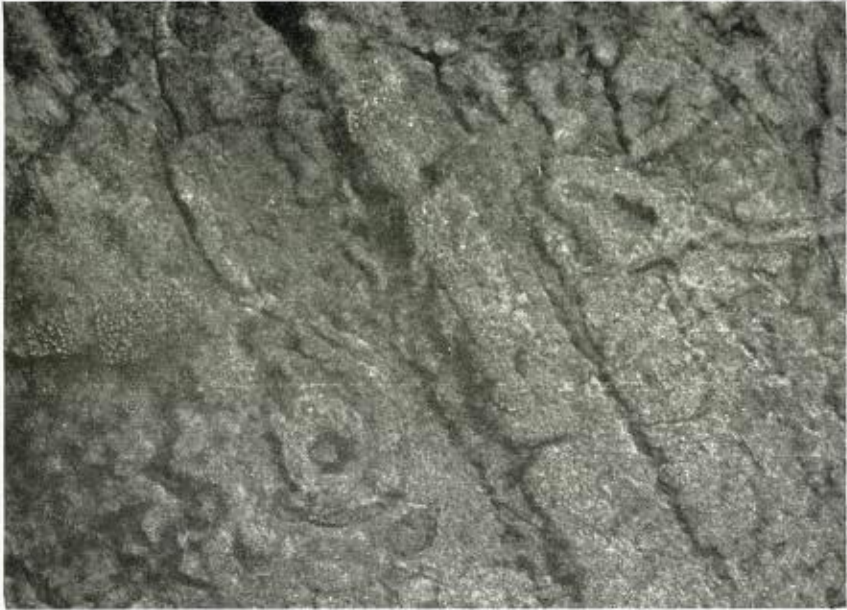


Fig. 20. Oval forms with a depressed centre on Lievlamfjeldet-Brandfjeldet. Appr. scale 1 : 5 000 (enlargement from the original scale 1 : 20 000). Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

The bottom of the centre of the form lies 1 metre below the south-eastern boundary. The centre is largely covered with earth hummocks.

The contour is influenced by recent frost and solifluction which also leave traces on the surface layer and its stone accumulation. In the neighbourhood the watered pattern of mud circles can be observed in the aerial photos. On the whole the photo analysis gives the impression of very strong and recent frost action in the area.

In digging the middle part of the formation, "tjäle" was found at a depth of 45 cm. Some metres away no "tjäle" was observed, in spite of the fact that the test holes were made some dm deeper. At the latter place, however, there was no surface layer of peat, whereas there was a distinct layer some 10–15 cm thick at the first test hole. (The peat layer, of course, very much delays the thawing of the ground through its insulating effect, which is known *inter alia* from the pals formation). Under the surface the clay-silt material is obviously free from stones.

A number of similar forms from different parts of Northern Scandinavia have been observed during the analysis of aerial photographs.



Fig. 21. Polygonal pattern on the plateau of Finnmarksvidda (Grønåsen-Bjørnhaugene, top map sheet Alta) Appr. scale 1 : 6 000 (enlargement from the original scale 1 : 20 000). Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

A common feature is that they very often occur in connection with large-scale polygons of the tundra type or adjacent to such ground forms. In spite of the difference in shape, it can therefore be justified to mention the group in this connection.

On aerial photos from the interior of Finnmark with its extensive mountain plateaux, large-scale network can be observed in many places (Fig. 21). The polygon surfaces often show recent frost action in the form of small-scale frozen ground types such as mud circles, stone rings etc.

The delimitation of the pattern is in many cases considerably less rectilinear than in the polygon ground of the coastal areas. As in these districts, the lines are morphologically reproduced in the terrain. That is to say, the contours of the pattern consist of furrows (Fig. 22) which are partly filled with organic material.

Owing to the frequently curved lines one is sometimes faced with the question to what extent running water may have contributed to the forma-



Fig. 22. Polygon furrows in the area of fig. 21.

tion of the furrows. On account of the slope, possible lateral drainage or some other disturbances in the consequent drainage, it is clear that the pattern has no fluvial traits and from a genetic point of view cannot be referred to fluvial processes.

The localities visited do not show any fluvial influence on the furrows. The peat layer was intact and showed no erosion. In local depressions in the furrows and in some of the corners which often form depressions water has, however, stood, which is shown by the absence of vegetation or belated vegetation.

A detail that arrests attention is the fact that at the bottom of the furrows there is often an irregular but quite clear fissure in the peat layer (Fig. 23) of the same nature as that mentioned in locality 2 (p. 308). When the peat layer was removed from the furrow, a rather superficial concentration of stone was revealed. After that followed unsorted material, mainly consisting of sand and gravel. No continuity in the open fissure in a vertical direction could be observed. A test hole was dug to a depth of 75 cm without "tjäle" being traced. The fissure must probably be regarded merely as a formation caused by drying of the surface layer of the furrow.



Fig. 23. Open zigzagged fissure in the peat layer of a polygon furrow.

In this paper mainly large-scale polygon patterns have been dealt with and the serviceability of aerial photos for tracing this type of ground has been emphasized. In the course of the work the knowledge has been gained that also frozen ground phenomena such as stone pits, stone streams, stripe hummocks and mud circles can very often be identified on aerial photos in scales of 1:20.000 (occasionally on still smaller scales). Such pictures are therefore very useful for reconnaissance purposes. Naturally with a larger scale the possibility of identifying these smaller ground forms increases, especially on viewing and magnifying in the stereoscope. With scales around 1:10.000, for example, the polygonal division that sometimes occurs in the peat layer of palses can be observed, and on the large-scale pictures, Fig. 24, a large part of the forms of patterned ground in mountain areas can be identified.

To start with, the hypothesis was put forward that the changed properties of the ground, due to frost action would be reflected in vegetation. Fossil forms of frozen ground could in that way be registered in the photograph. This has been a good working hypothesis in that a large



Fig. 24. Large-scale aerial photograph with patterned ground on the plateau of Magerøy (the island of Nordkap, fig. 4). Appr. scale 1 : 4 300 (The original scale is appr. 1 : 4 000). Photo Widerøes flyveselskap, Oslo.

number of polygon areas were discovered because of the arrangement of the vegetation on polygon lines. The dependence on these lines that the ground vegetation gets, is, however, in the first place the protection offered by the polygon furrows under the ruling climatic conditions. Whether differences in quality decisive for the vegetation really exist in the ground could therefore not be decided and in that respect the hypothesis was incomplete.

In the gravel-pits where polygon ground could be studied in vertical sections there was no "tjäle" on the occasion when the examination was made. According to oral information from workers, perennial frost has not been observed. Official road authorities in this part of Norway (Statens Vegvesen, Finnmarks fylke) have also supplied information that permafrost is not encountered in road construction except in peat bogs (palses). It therefore appears justifiable to regard the observed tundra polygons as fossil.

As previously mentioned, the Varanger peninsula lies, according to Black's map of the spread of permafrost in the northern hemisphere (Black 1954), outside the zones of both continuous and discontinuous permafrost. This map is, however, a general one and naturally not exhaustive as regards particular details.¹

In some cases, as mentioned, "tjäle" was encountered in test digging in polygon ground, but without the possibility of deciding on its depth or extent. It is quite clear that sporadic permafrost occurs on the Varanger peninsula. It is also possible that greater areas of permafrost occur (apart from the pals areas). Observations are, however, still insufficient for drawing conclusions on this question.

The occurrence of peat in the polygon furrows in several of the areas examined shows that a not inconsiderable time has passed since the polygon pattern was formed in the ground. This shows aspects of both chronological and climatological character. As regards the question of age, perhaps certain hopes can be placed on radio carbon-dating of the organic material of the furrows and in coastal areas also on comparisons of polygon patterned beaches with shore-line diagrams.

Within several polygon regions scattered forms of minerogenic mate-

1) According to Bogdanov et al. (quoted from Black 1954) in the northern hemisphere the southern limit of permafrost has moved north under the influence of the improvement in climate taking place at present. One result of this amongst others is that the permafrost can be divided and appear in isolated spots.

rial with what appears to be a sunken upper part have been observed (cf. pp. 319 – 321). The form can vary from merely an insignificantly elevated part of the ground to a low dome-shaped form. In the central “sunken” part layers of peat often occur. The forms are very fascinating and give associations of the pals and pingos of the recent frozen ground areas.

It is interesting that Rapp and Rudberg (1960) suspected that pingo forms occur in an area of the inner Scandes. G. Lundqvist (1953) also describes from these tracts the recent formation of dome-shaped forms in minerogenic material which can be connected with the pals formation.

A surveying of the occurrence of tundra polygons in connection with field studies of its surface and vertical forms and their affinity is justified owing to the fact that the distribution of this ground form in Scandinavia is unknown. It would probably also bring to light new aspects of the status of the areas in question in past ages, not only from a climatic point of view, but also from a general geographical one. Finally, an investigation of this kind can provide data which are usable for comparative studies in areas where tundra once has occurred but the surface form of the polygon pattern has been obliterated, so that now the phenomenon is only accessible in its vertical form in scattered cuttings.

Acknowledgements.

The author wants to express his gratitude to Norges Geologiske Undersøkelse, Trondheim, Geofysisk Malmletning, Trondheim Widerøes Flyveselskap, Oslo and Geodætisk Institut of Denmark, Copenhagen for the permission of studying in their archives of aerial photographs.

To Professor J. Ross Mackay, Vancouver, the author is much indebted for information on permafrost phenomena in Canada and to Docent A. Rapp, Uppsala, for interesting communications and valuable discussions.

Literature.

- Andreev, W. N.* 1955: Die Bestimmung der verschiedenen Tundratypen auf Grund von Luftbildaufnahmen und ihre von den auftretenden Frostspalten abgeleitete aerovisuelle Charakterisierung. (In Russian).
- Benninghoff, W. S.* 1953: Use of aerial photographs for terrain interpretation based on field mapping. Photogram. Engineer. 19.

- Black, R. F.* 1952: Polygonal patterns and ground conditions from aerial photographs. Photogram. Engineer. 18.
- 1954: Permafrost. A review. Bull. Geol. Soc. Amer. 65:2.
- Frödin, J.* 1914: Geografiska studier i St. Lule älvs källområde. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, No. 257.
- Holtedahl, O.* 1960: Geology of Norway. N.G.U. Nr. 208.
- Hopkins, D. M., Karlstrom, T. N. V.* et al. 1955: Permafrost and ground water in Alaska. U. S. Geol. Surv. Prof. Papers 264 F.
- Johnson, G.* 1956: Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. Medd. fr. Lunds Univ. Geogr. Inst. Ser. Avh. nr. 30.
- 1959: True and false ice-wedges in Southern Sweden. Geogr. Ann. 41.
- 1962: Periglacial phenomena in Southern Sweden. Geogr. Ann. 44.
- Lachenbruch, A. H.* 1962: Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers No. 70.
- Leffingwell, E. de K.* 1915: Ground-ice wedges. The dominant form of ground-ice on the north coast of Alaska. Journ. of Geol. 23.
- Lundqvist, G.* 1951: En palsmyr sydost om Kebnekaise. Geol. Fören. i Sthlm. Förh. 73.
- 1953: Tillägg till palsfrågan. Geol. Fören. i Sthlm. Förh. 75.
- Lundqvist, J.* 1962: Patterned ground and related frost phenomena in Sweden. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, No. 583.
- Mackay, J. R.* 1957: Field observations of patterned ground. Canad. Alp. Journ.
- 1962: Pingos of the pleistocene Mackenzie delta area. Geogr. Bull. No. 18.
- Marthinussen, M.* 1960: Coast- and fjord area of Finnmark. Norges Geol. Unders. nr. 208.
- Müller, F.* 1959: Beobachtungen über Pingos. Medd. om Grönl. Bd. 153. No. 3.
- Norvang, A.* 1939: Stenringe og frostspalter i Danmark. Naturhist. Tidende 3 Aarg. 7.
- 1942: Frostspalter i Jylland. Medd. fr. Dansk Geol. Foren. B. 10.
- Rapp, A. och Rudberg, S.* 1960: Recent periglacial phenomena in Sweden. Biulet. Perygl. No. 8.
- Rapp, A., Gustafsson, K. och Jobs, P.* 1962: Iskilar i Padjelanta? Ymer 1962.
- Svensson, H.* 1962 a: Note on a type of patterned ground on the Varanger peninsula Norway. Geogr. Ann. 44.
- 1962 b: Ice-wedges in fossil tundra polygons on the Varanger peninsula. Svensk Geogr. Årsb. 38.
- 1962 c: Ett mönster i marken. Svensk Geogr. Årsb. 38.
- 1963: Some observations in West-Jutland of a polygonal pattern in the ground. Geogr. Tidsskr. 62.
- Troll, C.* 1944: Strukturböden, Solifluction und Frostklimate der Erde. Geol. Rundsch. 34.
- Washburn, A. L.* 1950: Patterned ground. Rev. Canad. de Geogr. Vol. 4.
- 1956: Classification of patterned ground and review of suggested origin. Bull. Geol. Soc. Amer. 67.

Trekk av isbevegelsen og isavsmeltningen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter.

Av

ARNE TOLLAN

Disse undersøkelsene er gjort som kvarærgeologisk kartlegging for NGU innen og i tilknytning til landgeneralkart Jotunheimen. Feltarbeidet er utført i årene 1961 og 62.

Interessen for istidens spor i Nordre Gudbrandsdalen konsentrerte seg tidlig om dalen og de formene i løsmaterialet som finnes der. Det er et interessefelt som naturlig byr seg fram da en fra Dovre til Lesjaskogsvatnet finner ikke bare store og formrike løsmasser i dalbunnen men også «linjer» i dalsidene. De fanget oppmerksomheten i den diskusjonen som fra tid til annen har pågått om dreneringsveiene i området mellom hovedvannskille og senglasialt isskille.

Dette arbeidet tilsikter bl. a. å bringe til veie et grunnlag for å finne sammenheng mellom formene i dalen og på fjellet. *Fjellet* vil i denne sammenheng si Kjølønfjellene mellom Lesja og Vågå, fig. 1. Som et supplement er isbevegelsens retning under siste istid viet særlig oppmerksomhet.

Isbevegelsens retning.

Tre vesensforskjellige formtyper har gitt opplysninger om isbevegelsens retning. Grovest antyder morenematerialets petrografiske sammensetning hovedretningen. Det er ikke forsøkt gjennomført en metodisk blokkanalyse, enda området skulle egne seg bra med bergarter som er lette å atskille i hovedgrupper, og bergartsgrenser omlag vinkelrett mot den fremherskende isbevegelsen som under siste istid var N- til NV-lig. En slik analyse burde også gi viktige pekepinner for avgjørelsen av de troligvis kompliserte og skiftende isstrømmene NØ for Jotunheimen.

Dernest gir skuringsstriper et visst bilde av retningene. Et problem som særlig utmerker skuringsobservasjonene er datering av ulike retninger. Denne ulempen er ikke så stor ved den tredje formtypen som gir retningsbestemmelse, nemlig drumliner og morenestriper, idet den ret-

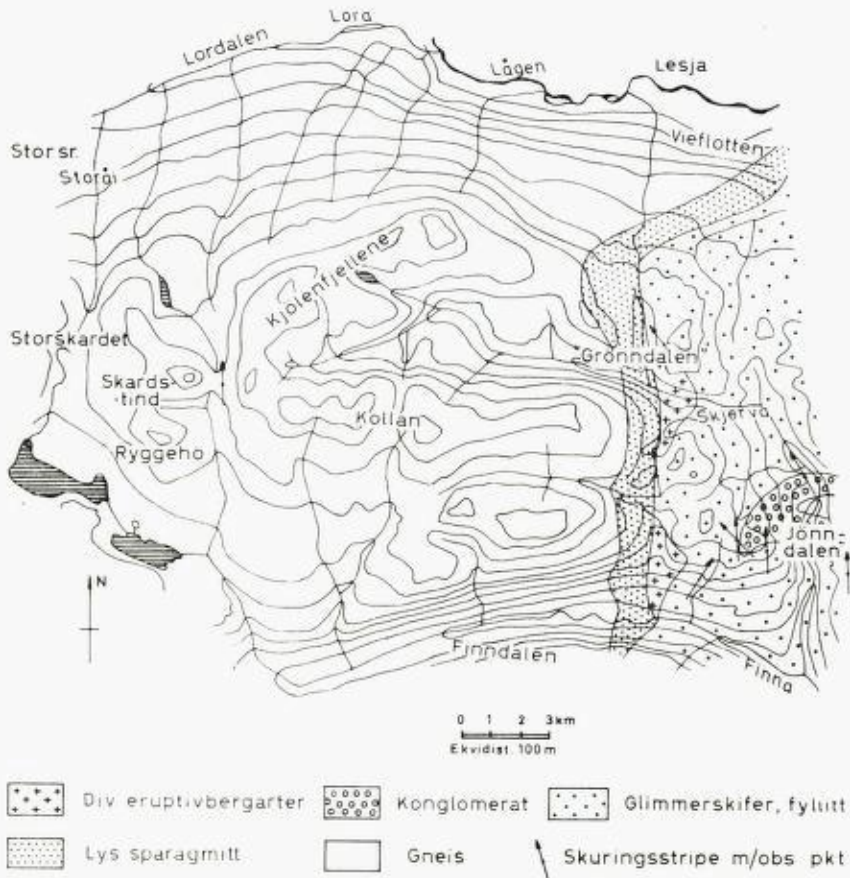


Fig. 1. Oversiktskart. Berggrunn og skuringsstriper.
Berggrunnen vesentlig etter Strand 1951.

ningen disse viser vanligvis antas å stamme fra den siste delen av nedisningen.

En ganske kort omtale skal gjøres av løsmaterialets opprinnelse innen feltet. Det er petrografisk kvantitativt bestemt bare på 5 lokaliteter i Lesja. Hovedinntrykket er naturlig nok at lokale bergarter overalt overveier. I gneisområdene utgjør således gneiser 70–100 % av morenematerialet. Innslaget av gabbroide bergarter, sannsynligvis fra Jotundekken, varierer mellom 2 og 10 %. Den største verdien stammer fra en dødis-"morene" av svakt glasifluvial karakter. Nærmeste skyvedekke ligger S

for Vågåvatn, ca. 30–35 km fra alle prøvelokalitetene. Også Rekstad har observert gabbroblokker i Lesja, men i små mengder (1896, s. 12).

Også i Finndalen er det markert forskjell i morenematerialets beskaffenhet på begge sider av bergartsgrensen. Det finnes morenemasser med ganske stort leirinnhold i feltets SØ-re fyllitt-hjørne, således flere steder ved elvesammenløpet Skjerva–Finna.

Skuringsobservasjonene er vist på fig. 1. Fordelingen av bergartene i området og deres innbyrdes ulike evne til å bevare skuringer gjør at de få observasjonene nesten utelukkende stammer fra SØ-hjørnet.

Skuringsobservasjonene grupperer seg i 3 hovedretninger:

- a) NNV – NV (3)
- b) N (5)
- c) NØ (1)

Aldersforholdet mellom a) og b) lar seg ikke sikkert avgjøre, da den eneste lokaliteten der de forekommer sammen er for mye forvitret. Det ser ut til at a) er minst influert av topografien og følgelig skulle være eldst av de to. Den større hyppigheten av b) antyder kanskje det samme. c) antas av forskjellige grunner å være den aller yngste bevegelsen.

Det som særlig gir støtte til en slik antakelse er et drumlinfelt ved Storsetrene inne i Lordalen, på dennes SØ-side. Feltet ligger ca. 1000–1150 m o. h. og har tilnærmet rektangulær form, ca. $2,5 \times 6$ km, med lengste side parallell med Lordalen. Terrenget skråner 11–13 % mot NV. Drumlinene er utstrakt med samme lengderetning, NØ–SV. Den faller noenlunde sammen med dalens retning. Fig. 2 viser drumlinfeltet.

Forholdet mellom største lengde, L, og største bredde, B, er av interesse ved tolkningen av drumliner og drumlinoide former. Dette forholdet er beregnet for ialt 40 drumliner etter flyfotografier. Drumlinene varierer i bredde fra ca. 50 til ca. 225 m og i lengde fra ca. 175 til ca. 800 m. Gjennomsnittsdrumlinen er 450 m lang og 110 m bred.

Gjennomsnittlig forhold $L : B$ er tilnærmet lik 4,1 : 1 og ekstremalverdiene 2,0 og 6,7. Charlesworth (1957), oppgir det gjennomsnittlige forhold mellom største lengde og bredde hos drumliner til 2,5 : 1.

Det ser ikke ut til å være noen lovmessighet i fordelingen av drumliner med forskjellig $L : B$ -forhold. Det er heller ikke å vente i et så begrenset felt.

Tverrprofilen av de fleste drumlinene er avrundet, men enkelte mer skarpryggede forekommer. Den mest typiske og klassiske drumlinformen med en lang og stadig tynnere hale er ikke særlig utpreget her, men det



Fig. 2. Drumlinfelt i Lirdalen.

høyeste tverrsnittet ligger nærmest den butte «støt»-enden som er mot SV på alle formene. Foruten enkeltstående former forekommer doble og endog en 3-dobbelt sammenvokst drumlin. Den innbyrdes plassering er tydelig «en echelon». Mest utpreget er dette hos de komplekse formene.

I ytterkanten av feltet kan en finne større flater som tydeligvis er dannet i tilknytning til drumlinene. En slik flate i feltets SV-ende er størst og best bevart. Den er også grundigst undersøkt.

Den er ca. $0,8 \times 1$ km stor og har form av en flat «kake» som er hvelvet svakt både på langs, NØ-SV, og på tvers. Den hever seg 15–20 m over terrenget omkring. «Kaken»s overflate er svakt bølget med forsenkninger og høyere mellompartier med samme lengderetning som dalen og drumlinene. Høydeforskjellen mellom topp og bunn kan være et par m og avstanden mellom forhøyningene over 100 m. At det virkelig dannes et stripemønster, en «fluted moraine», ser en best på flyfotografier. Like beskrivende er kanhende Fairchild's term «washboard structure». Retningen av stripene er ca. N 60° Ø. Overgangen fra «kaken» til omgivelsene er jamn og steil, men uten bratte ras-skråninger, unntatt i NØ-enden der en bekk skjærer seg gjennom.

Materialet er både i de egentlige drumlinene og i de flate «kakene» typisk morenemateriale, totalt usortert med nesten like store innhold av mo, sand og grus. Materialet virker hardt sammenpresset og er tungt å grave i. Ikke desto mindre har det gått et lite ras i en av drumlinflankene.

Når drumlinformer skal tolkes, viser det seg fra andre områder at forholdet $L : B$ øker med økende isbevegelseshastighet. De foreliggende formene er stort sett gjennomsnittlige eller helst litt langstrakte, og de skulle følgelig vitne om en midlere hastighet. En kompliserende faktor er det grove gneismaterialet som tenderer til å gi brede og mindre perfekte former. En kan derfor kanhende slutte at hastigheten likevel ikke har vært rent liten. Som nevnt ovenfor har enkelte drumliner et ganske skarpt tverrprofil. Tilsynelatende gjelder det særlig små eksemplarer. Det må tas som en antydning om at oppbygningen av drumlinene holdt ved helt til bevegelsen i ismassene stoppet opp. Retningen av de skarpeste ryggene burde derfor gi den siste isbevegelsesretningen med stor nøyaktighet. De noe større formene som antas å være mer eller mindre fullførte ville lettere få overflaten avrundet av mindre forskyvninger i isbevegelsens retning. Noen påvislig forskjell i lengderetningen for skarp-ryggete og andre former er ikke iaktatt.

Disse forholdene viser at den siste aktive isbevegelse i Lordalen trolig foregikk mot ca. N 50° Ø. En sammenlikning med skuringsobservasjonene viser straks en avvikelse fra den vanligste N-lige retningen som antas å være dominerende under nedisningsmaksimum.

Et hittil ubeskrevet drumlinområde ligger ved Tundradalens munning mot hoveddalen ved Nordberg i Skjåk. Høyden er 1200–1270 m o. h. og feltet er utstrakt NØ–SV med isbevegelse mot NØ. Feltet består av 11 enkle og 1 dobbel drumlin. Formene er noe større enn i Lordalen, den lengste måler ca. 1050 m, men forholdet $L : B$ er nær det samme. Et gjennomsnitt for de tydeligste gir et forhold omkring 4,5 : 1. Retningen svinger med dalmunningen fra N 30° Ø til N 60° Ø. Den fremherskende isskuringen i Skjåk er ellers stort sett NV-over, tildels SSV i vannskilletraktene mot Vestlandet. Drumlinfeltet i Tundradalen er ikke besøkt, men flyfotografier synes å vise at typen er identisk med Lordalens. Skulle derfor antakelsen av en siste isbevegelse mot NØ være riktig også i Tundradalen ser det ut til at Jotunheimens N-lige partier har vært sentrum for aktiv glasiasjon etter at ismassene lenger Ø i den egentlige Gudbrandsdalen var i stagnasjon. (Ramsli, 1947, Strøm, 1956 og Høltedahl, 1960.)

Som en konklusjon på disse undersøkelsene kan en da si følgende:

Isbevegelsen gikk i begynnelsen av siste istid trolig mot Ø. Svaberg i Finndalens N-side er modellert fra V, mens skuringsstriper i området går mot N. Under istidsmaksimum må bevegelsen ha vært N-lig og tildels NV-lig. De fleste skuringsstripene har retninger svakt V for rett N

og alle blokkundersøkelsene viste et større eller mindre innhold av gabbroide bergarter. Blant de N-lige retningene kan muligens utskilles en eldre NV-lig og en yngre N-lig. Mot slutten av nedisningen tyder flere ting på at isen beveget seg NØ-over fra Jotunheimen. Drumlinfeltene i Lordalen og Tundradalen er de sterkeste indikatorer på det, men også andre ting peker i samme retning.

Avsmeltningsforløpet.

Kjølenfjell-området byr med en høydevariasjon mellom 600 og 1900 m o. h. rik anledning til å studere den typiske sonale inndeling i avsmeltingssporene som en finner i våre fjelltrakter. Denne inndeling karakteriseres av forskjeller både i material- og formtyper. Systematisk er den gjennomført av G. Holmsen i NGU's kvartærgeologiske kartbladbeskrivelser, og han har navngitt 4 «regioner» som kan finnes innen det aktuelle høydeintervall. Når det her er brukt tildels andre navn er det særlig fordi en forenkling har vist seg tilstrekkelig.

En inndeling i 3 er brukt i det følgende: høyfjellet, flyområdene og dalfyllingene. Mellom de to første er det beskrevet et fjerde form-miljø, nemlig overløpassene.

Materialmengden som få steder er sparsom, tiltar mot lavere høyder, og området kan fremvise svært formtypiske eksempler på de fleste avsmeltingsspor som er kjent fra andre fjelltrakter. Dreneringen må under avsmelningstiden ha hatt imponerende dimensjoner tatt i betraktning det ubetydelige lokale tilsigsfeltet idag. Grunnen er de tilskudd av smelte- og nedbørvann som må ha kommet fra store deler av de områder som nå dreneres til Otta-bassenget.

Høyfjellet

Det som særpreger toppområdene er det frostsprengte materialet som over store strekninger danner blokkhav. Høydebestemmelse av det sammenhengende frostforvittringsfeltets nedre grense må nødvendigvis bli usikker. Først og fremst fordi grenseområdene gjerne er diffuse med gradvis overgang fra bregrus til frostsprengt materiale fra den underliggende berggrunn. Det blir derfor ofte en skjønnsmessig vurdering hvor en trekker grensen. Dessuten finner en hyppig tunger av urmateriale ned til lavere høyder enn frostforvitringen er vanlig der topografien byr muligheter for det. En finner også isolerte blokkfelter omgitt av morene, særlig der denne er tynn.

Mest typisk er blokkhavsforvitringen utviklet i gneisområdets toppområder, f. eks. i Kollans N-skråning ned mot Skjerva. Blokkene har dimensjoner fra hodestørrelse til 2–3 m diameter. Stripper med finere materiale som kan gi grobunn for en sparsom vegetasjon finnes, men er temmelig spredte. Disse stripene med finere fraksjoner er helst utstrakt med lengderetningen langs kotene.

Nedre grense for den sammenhengende blokkhavsforvitringen ligger stort sett omkring 1550 m o. h. på S-skråningen av Kollan. Skarpest er overgangen kan hende i feltets V-kant der blokkområdet går ned til et rennenivå med overløp over Storskardet. Høyden på grensen er her nær 1500 m o. h.

Til forskjell fra det S-lige Kollanområdet spiller morenematerialet en større rolle i N. Et jamnt, men tynt dekke av bregrus ligger i NØ-skråningen av Kjølen opp til ca. 1600 m o. h. Det er nok i blanding med forvitringmateriale, men er likevel furet av særdeles velbevarte spylereenner. N for Kjølen strekker det seg riktignok nedover 2 tunger med forvitringssur til ca. 1450 m o. h., men de er splittet av en forholdsvis tykk morene opp til 1550 m o. h. Aller høyest rekker det gjenkjennelige morenedekket over ca. 1650 m o. h. Massene er i denne høyden ikke særlig mektige, men tykkelsen er igjen ganske betydelig i feltets V-ligste del på begge sider av Storåi der den fører N-over fra Storskardet. Grensen til forvitringmateriale ligger her omkring 1450 m o. h.

I NGU's beskrivelse til de kvartærgeologiske kartbladene Røros og Østerdalen angis på forskjellige lokaliteter nedre grense for sammenhengende steinfløy så lavt som 1200 m o. h. i grunnfjellseruptiver og endog 1100 m o. h. i sparagmittformasjonen. (Holmsen, G., 1956, 1960 a). Dels gjelder dette enkelte særlig lavtliggende grenseområder, dels må en også ved en sammenlikning med det aktuelle felt ta hensyn til at de oppgitte høydene 15–1600 m o. h. er gjennomsnittsverdier for sammenhengende *grovblokket* forvitringssur. Forøvrig angir Holmsen (1960 b) nedre grense for Hindflyi der materialet er Jotuneruptiver til 1500 m o. h. Denne verdien som altså er i godt samsvar med målingene i Nordre Gudbrandsdal antyder kan hende en regional variasjon i grensens beliggenhet med avtagende høyder mot Ø (og naturligvis mot V-kysten). Mitt materiale er ellers for sparsomt til å kunne trekke vidtgående konklusjoner utenfor feltet. Sikkert er i allfall at bergartene har en avgjørende innflytelse på frostsprengningsgrensen og en større sammenlikning må ta hensyn til det.

Også i høyfjellet finnes spor etter dreneringen av smeltevannet. Slike

merker er oftest renner og grusakkumulasjoner av fluvial karakter. De ligger likevel så spredt at forsøk på detaljert rekonstruksjon av avsmeltningsforløpet ikke har noen interesse. Det er all grunn til å anta at isen smeltet død ned. Den høyeste lokaliteten der en med sikkerhet kan påvise smeltevannspor er omkring 1710 m o. h.

I tilknytning til omtalen av høyfjellsområdene er det på sin plass å nevne særskilt de periglasiale fenomenene foruten frostsprengningen. Solifluksjonsformer inntar overalt innen området en fremtredende plass i morfologien. Særlig hyppige er de innen fyllitthjørnet i SØ, men også i gneismorenen er flytjordsvalker og steinstriper meget utbredt.

På flyene S for Kollan er de øverste jordlagene svært vasstrukne utover sommeren og telen går sent ut av bakken. Dette har trolig gjort sitt til å lette dannelsen av steinpolygoner som mange steder dekker flyene. Nær beslektet er en form som mest typisk er observert på N-siden av Kjølen. Det er vegetasjonsløse grusøyer. I utenlandsk litteratur er synonymt brukt «stony earth circle» og «Schuttinsel». De forekommer i det undersøkte området på moderate skråninger, 5–15 %, og har gjerne en steinholdig valk foran. Høyden der de forekommer er påfallende konstant omkring 1170 m o. h. Av noe spesiell art er en lokalitet der grusøyene finnes på drumliner. Dimensjonene er der særlig store, enkelte er over 4 m lange i lengste utstrekning. Til sammenlikning kan for Rondanetraktene oppgis 1–2 m diam. gjennomsnittlig. (Williams, 1956). En ytterligere eiendommelighet er en porøs struktur i finsand/grovmo-materiale noen cm under det øverste grove gruset. Blærer, 1–2 mm brede, gir snittet et pimpsteinaktig utseende. De faktorer som begunstiger dannelsen av store grusøyer er særlig tynt snødekke (dyp inntrengning av frosten) og vindeksponering (skade på vegetasjonen). Finkornet morenemateriale er også gunstig. Liten tilgang på fuktighet kan begrense utbredelsen.

Morenematerialet i drumlinene har en normal kornfordeling og kan snauvt nok være utslagsgivende. Faktorene snødekke og vindeksponering har avgjort hatt betydning på de oppstikkende ryggene. Forøvrig antas at nedbøren i disse fjelltraktene er betydelig. Dalene i S og Ø ligger riktignok i regnskyggen og er kjent som aride, men Kjølensfjellene selv gir trolig mye av «skygge»-effekten. På en nærliggende lokalitet i drumlinfeltet viser et podsolert jordprofil med velutviklet A_2 -horisont at infiltrasjonen er stor.

Overløpass mot N

Fra feltets S-lige halvdel fører en rekke pass mot N, i alt 10–12 av noenlunde størrelse. Høyden over havet varierer fra 12–1700 m. De fleste av passene viser spor etter en tidligere drenering. Sporene kan være renner i løsmasser og/eller fast berg, elvesenger av forskjellig bredde med vannslitt stein, renspylte områder og rygger med glasifluvialt materiale. Særlig tre av passene skiller seg ut ved sin størrelse og ved mengden av dreneringsspor. Disse passene vil bli kort omtalt her.

Det V-ligste av de store overløpene er Storskardet. Det ligger ca. 3 km V for Skardstind. Passhøyden er målt til 1478 m o. h.

SØ for skardet strekker det seg en 20–25 m bred terrasse. Høyden er rett S for skardet 1480 m o. h.. Overflaten består av blokkfri sand og grus og heller svakt ut mot dalen. Også midt i dalen viser bekkeskjæringer nokså ren sand og grus. Lenger S, ca. 500 m, ligger fluvialt eroderte blokker i dagen, men fremdeles med mye finere materiale omkring. Terrassekanten har så langt S som den er tydelig høyden 1484 m o. h., men i den S-lige delen stiger den merkbart. I innerkant er her berget blottlagt og vannslitt. Herfra og Ø-over i lia løper ensidige renner i svakt stigende høyder fra terrassenivået.

Gjennom selve passforsenkningen er nesten alle blokker skyllet bort og bare fjellet ligger i dagen. Passoverløpet er 80–100 m bredt og svære vannmasser må ha rent over mot N. Det er tydelig at de største vannmengdene må ha gått over det som i dag er hovedpasset, men et sekundært løp finnes også.

Det er en rimelig tolkning av forholdene å anta at en i området nærmest S for Storskardet har hatt en isdemt randsjø, men vel med svakt strømmende vann. Største lengdeutstrekning er ca. 1000 m. Det gir en helningsgradient langs kanten på noe under 0,4 %. Tilførselen av vann til terrassen har sikkert foregått lateralt langs Ryggehøys V-side. Muligens kan også noe smeltevann ha kommet subglasialt.

Dreneringen i passet har foregått i overløp med stadig forflytning mot V og lavere høyder etter iskantens vekksmeltning inntil det laveste passet ble fritt og randsjøen kunne demmes opp. Hvor store vannmassene egentlig var som rant over Storskardet vises ikke bare av erosjons- og spylingsformene i selve overløpet, men også av kraftige rennesystemer i Kjølensfjellenes NV-side.

Sentralt i Kjølensfjellene ligger «Grøndalen», (den har såvidt vites intet offisielt navn). Dalen er under passnivået, 1334 m o. h., fylt av sand og

grus av fluvial karakter. Langs hele lia SV for passet finnes former som viser iskontakt. Dødisgroper som innrammes av eskerrygger er f. eks. vanlige. Rundetheten av materialet tiltar mot passet som en skulle vente. Selve passområdet har renspylt berg på kantene og et residuum av fluvialt slitte blokker i forsenkningen som er todelt.

Dreneringen N-over fra «Grøndalen» har til å begynne med trolig gått langs iskanten. Isen må på denne tida ha hatt et betydelig fall N-over for at vannet skulle makte å grave en serie canyoner i fjellryggen V for dalen. Den framsmeltende V-sida av dalen var trolig for bratt til å holde ved like en lateral drenering og vannet tok sikkert veien ned til dalbunnen. Under nedsmeltningen ble dalsida snauspylt for alle løsmasser som måtte ha vært der. Dette materialet ble akkumulert i dalbunnen og særlig på den V-re delen. Da isen var smeltet ned til passhøyde kunne flater og ensidige renner planeres. I allfall en viss tid fortsatte vannet å renne ut dalen under isen. Det viser en eskerrygg på vannskillet. På et senere stadium har overløpet vært subaerilt. Alt tyder på at også den siste avflatningen S-over i dalen foregikk på denne tiden, men med nær kontakt til isrestene i dalbunnen som sikkert ikke lenger var noen effektiv barriere mot dreneringen.

Det tredje av de store overløpsområdene ligger i feltets aller Ø-ligste del. Passet fører mot N fra Skjervas knekk mot SSØ. Største høyde ligger ca. 2,5 km N for knekken og er målt til 1184 m o. h.

Fra denne største passhøyden strekker det seg i en skjev trekant mot SSØ og Skjerva et område med glasifluvialt materiale. Det er vesentlig sand i de høyere deler av trekanten, og overveiende mo, ofte i horisontale lag, i senkningene. Enkelte veiskjæringer viser grovere materiale på toppen av det finere. Over ca. 1200 m o. h. ligger et tynt og sparsomt dekke av morenegrus. Overgangen til dalbunnen med de finkornete sedimentene er ofte skarp og markeres nær den største passhøyden av en tosidig renne som bøyer ned mot dalbunnen noen m over passhøyden.

Som ved «Grøndalen» må dreneringen ha begynt lateralt med en vekk- og nedspyling av morenematerialet i lia V for passet. Størst virkning har denne avdekkingen hatt på de utstikkende tungene som begge steder ligger i passområdenes SV-re del. På den tid da isoverflaten var smeltet ned omtrent i passhøyde utarbeides den store rennen. Endel smeltevann kan godt tenkes å ha forlatt passet i løp på eller i isen. Det ville forklare at overløpsrennen er såvidt svakt eller diffust nedskåret. Men en finner ingen utvetydige eskere eller andre ryggformer en da måtte vente. Endelig kan smeltevann ha drenert under isen mot S. Dette har nok også vært

tilfelle. De store flatene med glasifluvialt materiale som finnes S-over i trekanten tyder på det. Så langt S som ved Jønndalen ligger finsedimenter av denne typen, ofte i haugformer som viser iskontakt. Dreneringen over passet har etter hvert tatt slutt og er blitt erstattet av subglasial drenering ut Skjervas dal.

Flyområdene

Til denne sonen er regnet med områder mellom ca. 1000 og ca. 1500 m o. h. uavhengig av om de strengt tatt kan kalles flyer. Kriteriet har vært avsmeltningsformene. Overalt i dette høydeintervallet finnes merker etter smeltevannets transport og omlagring. Storslåtte canyoner veksler med strømterrasser, snaue bergflåg med eskerrygger.

Bare to typeområder vil bli omtalt mere i detalj her. Det ene gir eksempel på akkumulasjoner proksimalt i et dreneringssystem, det andre viser vannet som denuderende agens.

Praktisk talt langs hele Kollans S-side ligger i et påfallende skarpt avgrenset høydeintervall, 1425–1550 m o. h., akkumulert sand og grus i betydelige mengder. Avsetningene ser ut til primært å være sedimentert subglasialt, eller i allfall sublateral, i tunneller og hulrom i isen nær kanten. Skarpe iskontakter er det ikke mange av. Det skyldes en sekundær, lateral, bearbeidelse av løsmassene. Et iøynefallende trekk blant disse formene er rygger av fluvialt grus avsatt under isen som er overskårne av laterale og sublaterale dreneringsrenner. I de lavestliggende delene av slike områder er mye av materialet skyllet sammen og omleiret, gjerne i avflatete masser. Det synes rimelig at dette foregikk idet isen smeltet vekk fra området og vannet fikk mere løsmasser å arbeide med. Slike avflatninger kan ha terrasseaktig begrensning, men går oftest jamnt over i omgivelsene.

Den generelle dreneringsretning i området var i denne høyden mot V. Som nevnt er Storskardets høyde målt til ca. 1478 m o. h. Med det forhold i tankene at isen smeltet ned til omkring høyden i de største passene et stykke S og Ø for disse før den smeltet vekk fra passområdene, forekommer det sannsynlig at områdene med subglasiale avsetninger er noenlunde samtidige med frismeltingen av Storskardet og oppdemningen av den lille randsjøen der. Isen må allerede på det tidspunkt ha vært såpass oppsprukken og porøs at vannet lett kunne finne vei under den. Særlig gunstige har betingelsene vært for subglasial nedbøyning av ellers laterale renner der topografien danner innbuktninger.

Fra «Grøndalen»s pass strekker det seg et for det meste ubrutt belte med renspylt berg NV-over til traktene rett opp for sammenløpet Lora-Lågen. Her støter det sammen med et tilsvarende rent belte fra Storåi. Det er vannet som drenerte gjennom Storskardet og «Grøndalen» som her har konvergert og flytt bort under isen. Beltene er 500–1000 m brede og senker seg fra 1300/1400 m o. h. ved «Grøndal»spasset og fra ca. 1100 m o. h. nedenfor Storskardet til omkring 1000 m o. h. i sammenløpsområdet. Gradientene langs over- og underkantene ligger nær 2–2,5 %. Lengden av de to bare områdene er tilsammen 15–16 km. Dreneringen var høyst sannsynlig samtidig i de to greinene.

Betegnelse «bart» og «renspytt» berg må tas med visse reservasjoner. Enkelte steder ligger det tilbake blokkstriper av det tidligere morenedekket. I tilfeldige sprekker og forsenkninger i bergoverflaten kan også noe finmateriale være bevart.

Årsaken til en slik vidtgående vekkføring av løsmassene må være store vannmengder. Forholdene tyder på at vannet rant mer eller mindre langs iskanten. Gradientene omkring 2,5 % er i største laget til å kunne representere isoverflatens helning. Men en må ta i betraktning de spesielle lokale forhold. Store mengder vann, smeltevann fra isen og nedbørvann fra det frismeltete fjellet sto til rådighet. Særlig nedbørvannet vil kunne ha temperaturer godt over frysepunktet og en betydelig smeltning må kunne ventes i marginalsonen. Først og fremst i konfluensområdet, men også mere proksimalt i dreneringssystemene. Resultatet vil bli fallgradienter på vannet større enn isoverflatens helning også så lenge vannet løper marginalt. Derfor finner en også sjelden laterale renner med mindre enn ca. 2 % fall.

En konsekvens av en slik marginal smeltning vil være at også deler av isoverflaten vil dreneres til depresjonen. En vil vanskelig kunne avgjøre om de formene en finner stammer fra en slik drenering eller fra den iskantdirigerte. I allfall må en erkjenne muligheten av en super- eller englasial drenering ut mot marginalsonen i depresjoner.

Den dreneringen en finner spor etter på Kjølens NV-side er sett under ett preget av sublateral erosjon og akkumulasjon. Strengt laterale renner er en sjeldenhet og selv 300 m lengde på en ikke ren lateralrenne er snarere en maksimalverdi enn et gjennomsnitt. Derimot er det stor rikdom på tosidige renner med middels fallgradient. Uomtvistelige subglasiale renner er også hyppige. Trolig har de mange og lange bekkeløpene ført vann også under avsmeltningstiden.

De glasifluviale avsetningene inntar som overalt på flyområdene store

arealer. Akkumulasjonsmiljøet antas å være overveiende sublateralt og subglasialt. Under iskanten ville vannets transportevne brått avta og materialet avlastes. Den dyperegående subglasiale dreneringen viser på flyene hyppigere erosjons- enn akkumulasjonsformer. Eskere er ikke vanlige før en kommer ned i liene mot dalbunnene.

Dalfyllingene

Materialet i dalbunnene omkring Kjølensfjellene er som ventelig kan være sterkt fluvialt preget. Dels er avsetningene primært glasifluviale, dels er de bearbeidet postglasialt. F. eks. gjelder dette Finndalen, der det innbyrdes forhold mellom materialtypene fremtrer klart. Morenedekket i bunnen er særlig langs dalbunnens sider overleiret av glasifluviale avsetninger i forskjellige former. Den meandrerende Finna har omleiret begge de to typene til et nokså homogent elvegrus.

Ved Loras utløp i hoveddalen ligger en vifte med terrasser som tidlig har fanget kvartærgeologenes oppmerksomhet. De er først omtalt av Rekstad (1896) og Øyen (1896) og senere av Reusch (1910) som antar at de er avsatt i en liten isdemt sjø. G. Holmsen (1918) kaller dem akkumulasjonsterrasser og betrakter dem som strandlinjer etter «Gudbrandsdalens bræsjø». Senest har Gjessing (1960) beskrevet terrassene. Han konkluderer at materialet må være akkumulert subglasialt og «modellert av elven i synkende trinn».

Her skal ikke gis en detaljert beskrivelse av terrassene, men bare nevnes et par observasjoner som kan hjelpe til å klargjøre dannelsen. I en av Loras skjæringer er blottet et snitt, fig. 3, som viser underst 3–4 m bunnmorene med en viss overvekt av mo/finsand-fraksjoner, fulgt av 5–6 m uregelmessig og ikke særlig godt skiktet glasifluvialt grovmateriale. Lagdelingen i snittet er steilt fallende mot N. De overste 2 m er horisontalt liggende, utvaskete og godt rundete blokker.

Materialet som bygger opp Loraterrassene må være kommet innefra Lordalen og tilført gjennom slukåser som danner nettverk i liene på S-siden av elva. Massene er avlastet i subglasiale ryggssystemer nede i dalbunnen. Snittet i terrassen vist på fig. 3 er instruktivt for å forstå oppbygningen. At en kan tilskrive en slik avsetningsmåte generell riktighet vises av de mange ryggene, av utvilsom subglacial opprinnelse som kommer til syne på trinene mellom terrasseflatene. Som Gjessing beskriver fra hoveddalen videre NV-over mot Lesjaskog er eskerdreneringen der et helt dominerende trekk i avsmeltningen. Terrasselistene og eskerryggene



Fig. 3. Snitt i terrasse ved Lora. Skrålag med grovt glasifluvialt materiale.

ved Lordalens munning bøyer langs lia mot N og viser at vannet under akkumulasjonen fikk avløp over Lesjaskogsvannet.

Avflatningen av terrassene har trolig skjedd subaerilt av vann som strømmet ut dalen mot isresten ved munningen. Strømfurer og det utvaskete topplaget viser det. Terrassene faller sterkt mot NØ og mangler strandlinjehakk. Det har derfor ikke vært noen egentlig isdemt sjø her.

Andre terrasser i liene ned mot Lågen er undersøkt, blant dem den kjente Vieflotten lengre Ø i Lesja. Det er et umiddelbart inntrykk at liknende synspunkter kan brukes på dem som for Loraterrassene:

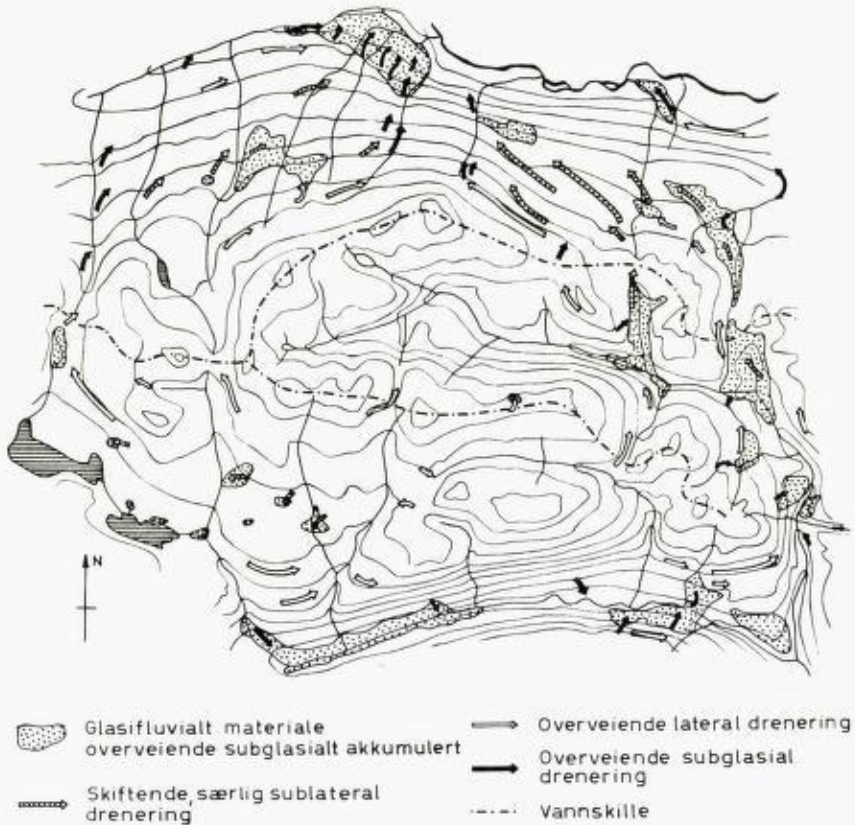


Fig. 4. Dreneringsformer og akkumulasjonsområder.

- 1) Subglasial akkumulasjon av kjernematerialet via rennesystemer som strekker seg flere hundre meter ovenfor terrassene, og i slukåser og andre ryggformer.
- 2) Subaeril avflatning av rennende vann i nærheten av iskanten, eller i en permeabel randzone.
- 3) Drenering bort fra terrassene under eller i isen, både ved akkumulasjonen og avflatningen.

Konklusjon.

Kjølenfjellene viser et etter måten mektig morenedekke høyt til fjells. De høyeste tungene strekker seg over 1650 m o. h. Dette vitner om gunstige forhold for bevarelse av dekket under isskillet. Isens hastighet og

eroderende evne må her ha vært liten under nedisningsmaksimum. Det faktum at norske mammutfunn utelukkende stammer fra Lågenvassdraget peker i samme retning.

Var disse traktene beskyttet mot store forandringer under nedisningen, satte til gjengjeld avsmeltningstiden spor etter seg. Svære vannmasser fra S skyllet over fjellsidene etter som de smeltet fram av isen. Vannet tok med seg store mengder løsmateriale, rullet det og avsatte det nede i dalene. Denne omfattende materialtransporten til lavtliggende områder er et hovedmoment i avsmeltningsforløpet.

Nedsmeltingen av en skrå isoverflate har hatt konsekvenser for dreneringstypene. En betraktning av dreneringsformene omkring Kjølen og Kollan antyder visse generelle trekk. På fig. 4 er vist den regionale utbredelsen av formene. Da det naturlig nok er den siste dreneringen i et område som setter de sterkeste spor, kan den subglasiale dreneringen undervurderes ved betraktning av kartbildet. Erfaringen viser at områder med langvarig subglasial drenering med betydelig akkumulasjon på kort tid omdannes og preges av den sublaterale eller laterale rennedeskjæringen idet randsonen passerer under nedsmeltingen. For å gi et fullstendigere bilde er på kartskissen også tatt med større områder med glasi-fluvialt avsatt materiale.

Det viser seg da at få og ubetydelige spor etter smeltevannet finnes rett S for de høyeste fjellene. Vannet har bøyd utenom og i SV- og SØ-områdene i Finndalen er lateral drenering fremtredende. At den subglasiale dreneringen likevel har tatt en god porsjon av vannmengdene viser dalfyllingene nede i Finndalen. En legger ellers merke til den sterke akkumulasjonen proksimalt i de tre største passoverløpene.

Kontrasten er merkbar når en betrakter de N-vendte fjellsidene mot Lesja. Lateral drenering der den forekommer er gjerne beskjeden, enda om flere unntak kan nevnes. Derimot er det overveiende merker etter sublateral og subglasial drenering med sterk akkumulasjon.

Summary.

Notes on the ice movement and deglaciation features in the mountain area in North Gudbrandsdalen valley, Central Norway.

Glacial striae and ice-moulded forms indicate that the earliest direction of glacial flow was towards E, and that the flow at the maximum was towards N or NW. The late-glacial movement, however, seems to have

been towards NE, in particular because the long axes in recently discovered drumlins have this orientation. The corresponding centre of active glaciation was situated in the northern part of the Jotunheimen high mountain area, at a time when the remaining ice, east of the investigated area, was climatically dead.

The deglaciation period brought large amounts of melt water to the area. Magnificent clean-swept belts show the former water ways. During this stage considerable quantities of sand and gravel were carried to the valley bottoms successively. The transport history was partly complicated.

A general tendency to subglacial transport and accumulation seems to have occurred in particular during the first phase, at a given place. Later, sublateral and/or lateral transport, modifying the earlier accumulation forms, have taken place. On the mountain slopes sublateral drainage channels are common, in part cutting across earlier subglacial accumulations. Along the lower parts of the valley sides a variety of «dead ice» deposits of great thickness cover the bed rock. The last phase seems to have involved a subaerial levelling of the subglacial or submarginal deposits, resulting in sloping terrace forms. The upper part of the Gudbrandsdalen valley exhibit a most beautiful example of a landscape characterized by the melting of a dead ice. It must be remembered that the area is situated between the lateglacial ice divide and the present water divide.

The combined effect of topography and the slope of the ice surface counts for the difference in drainage pattern on either side of the Kjølensfjellene mountain ridge.

Litteratur.

- Charlesworth, J. K.*, 1957: The Quaternary Era, I. London.
Fairchild, J., 1929: New York Drumlins. Proc. Rochester Acad. Sc., 7.
Gjessing, J., 1960: Isavsmeltingstidens drenering. Ad Novas, 3.
Holmsen, G., 1918: Gudbrandsdalens bræsjø. N.G.U., 83.
 — 1956: Røros. N.G.U., 198.
 — 1960 a: Østerdalen. N.G.U., 209.
 — 1960 b: Jordartregioner i Norge. N.G.U., 213.
Holtedahl, O., 1960: Geology of Norway. N.G.U., 208.
Ramsli, G., 1947: Siste istid i Gudbrandsdalsfjellene. N. Geogr. T., 11.
Rekstad, J., 1896: Mærker efter istiden i det nordlige af Gudbrandsdalen. Arch. Math. Naturv., 18.
Reusch, H., 1910: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. N.G.U., 57.

- Strand, T.*, 1951: The Sel and Vågå map areas. N.G.U., 178.
- Strøm, K.*, 1956: The disappearance of the last ice sheet from central Norway. Journ. of Glac., 2.
- Williams, P. J.*, 1956: Preliminary report of investigations into certain solifluction and pattern ground features in Norway. Cambridge.
- Øyen, P. A.*, 1896: Strandlinjer i Gudbrandsdalen. Arch. Math. Naturv., 18.

**A beryllium-magnetite correlation
in the Hørtekollen—Grubeås area, Buskerud, Norway,
and its use for beryllium prospection.**

By

L. VAN WAMBEKE AND G. VERFAILLIE

Preface.

This paper is a result of a collaboration between Euratom and the Geological Survey of Norway on the prospecting for Beryllium and Scandium in Norway.

The first investigations of Norwegian Beryllium and Scandium deposits were started after the last war by H. Bjørlykke, and the deposit at Hørtekollen was studied by J. Hysingjord in 1951.

The collaboration work with Euratom in the field was carried out in the summer 1962. From the Geological Survey of Norway the state geologists Th. Sverdrup and J. Hysingjord were engaged in this work.

We very much appreciate the interesting co-operation with the scientists of the Euratom, which has given us many valuable informations on this prospecting work.

H. Bjørlykke

Summary.

A helvite-magnetite mineralization at Hørtekollen was studied for its beryllium and magnetite contents. Statistically, a close correlation between the magnetite and the beryllium contents was found to occur. Therefore a magnetic survey was made in the Hørtekollen—Grubeås area along the contact zone between the Drammen granite and the cambrosilurian metamorphic sediments in search of magnetite concentrations in which a similar relationship could exist.

A well-defined magnetic anomaly close to the surface was found, not far away from the mineralized lens of Hørtekollen. In this area, stream sediments also clearly indicate an abnormal beryllium content of more than ten to twelve times the background. Detailed magnetic measurements carried out with a nuclear procession magnetometer show that the magnetic anomaly is caused by some 1600 metric tons of magnetite. Due to its geologic setting as well as to its close proximity to the Hørtekollen mineralization, a similar relationship between magnetite and helvite can be expected to exist and this possibility warrants further investigations.

I. Introduction.

The geology of the Hørtekollen-Grubeås area was first described by Leopold von Buch in 1810 (1) and was also mentioned in the publications of M. C. Strøm, Keilhau, Kjerulf and Voigt. A more complete description of the geology and of the mineralogy of this area was given at the beginning of this century by W. Brøgger (2), J. Schetelig (3), and by V. M. Goldschmidt (4), the last also describing the helvite mineralization at Hørtekollen. The Drammen porphyritic granite is considered by the last author as a laccolithic intrusion with some apophyses in the sediments. The metamorphic sediments covering the granite, strike from N 50° 4' to N 70° E, with a slope of 5 to 10° SE. These rocks are formed mainly of metamorphic pelites (hornfels) with some lenses of silicified limestones.

The map (fig. 1) shows the contact between the Drammen granite and the metamorphic sediments on the east side of the Veslevassdal where a magnetic survey was made. All the area prospected is covered by forests. Outcrops are only locally found on the mountain slopes.

II. The Helvite-Magnetite Mineralization of Hørtekollen (fig. 1, point 1).

The helvite-magnetite mineralization of Hørtekollen forms a small-sized inclusion of metamorphic cambro-silurian limestones and pelites inside the Drammen granite. This lenticular inclusion occurs at about 15 meters from the main contact. The mineralization is composed mainly of magnetite, helvite, molybdenite, sphalerite, fluorite, with silicate minerals such as wollastonite, quartz, feldspars, biotite, orthite, epidote, garnet, pyroxene, etc. The outcrop was sampled systematically in order

to study the distribution of barious elements, mainly Be, Fe (magnetite), Mo, Sc and Zn. This study only concerns the distribution of Be and Fe (as magnetite), the latter being determined by the Frantz magnetic separator.

A laboratory beryllometer (5) with a gamma-source of Sb^{124} of about 100 mill-curies was used for the determination of the Be content of the various samples collected in the field. The results are given in table 1, together with the percentage of magnetite.

Table 1. *Beryllium and Magnetite Distribution in the Mineralized Inclusion of Hørtøkollen.*

Samples	Be Content (ppm)	Magnetite Percentage
<i>Group I</i>		
(1) HØ/VW/4/1A-1D	175	0.5
(2) HØ/VW/4/1C-14	100	0.5
(3) HØ/VW/4/1B	830	5.5
<i>Group II</i>		
(1) HØ/VW/4/2A	2100	12
(2) HØ/VW/4/2B	130	1.1
(3) HØ/VW/4/2C	125	1.2
<i>Group III</i>		
(1) HØ/VW/4/3A	1830	9
(2) HØ/VW/4/3B	2630	15
(3) HØ/VW/4/3C	610	8
(4) HØ/VW/4/3D	6050	28
(5) HØ/VW/4/3E	210	0.1
(6) HØ/VW/4/3F	1030	5
(7) HØ/VW/4/3G	1530	9
(8) HØ/VW/4/3H	3730	18
(9) HØ/VW/4/3I	2900	12
(10) HØ/VW/4/3J	2210	8
(11) HØ/VW/4/3K	4300	3
(12) HØ/VW/4/3L	3900	32
(13) HØ/VW/4/3M	3470	14
(14) HØ/VW/4/3N	1820	2
(15) HØ/VW/4/3O	1400	16
(16) HØ/VW/4/01	2940	45
(17) HØ/VW/4/02	3900	48

The analysed samples were divided into three groups:

Group I : Western contact of the mineralized lens with the granite;

Group II : Western part of the lens;

Group III: Main part of the inclusion with strong Be mineralization.

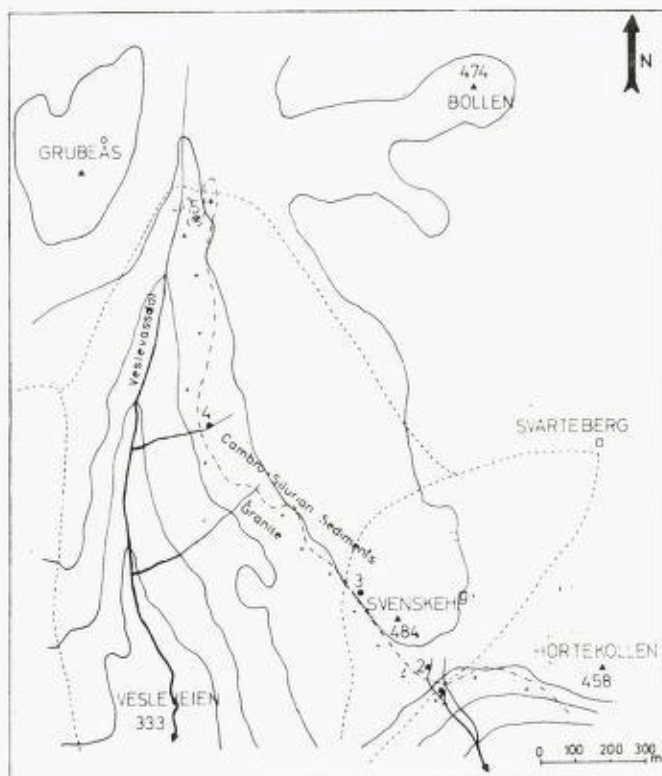


Fig. 1. Contact between the Drammen granite and the metamorphic Cambro-Silurian sediments.

Groups I and II form about $\frac{1}{5}$ of the total exposed surface. They are plotted on the fractile diagrams of fig. 2 (6). The broken line 1 suggests that we have sampled two populations with different beryllium contents. The fractile lines II and III respectively show the distribution of the Be content in groups I and II, and in group III. The median Be content of groups I and II is about 250 ppm (700 ppm BeO), whereas the median content of group III is 2400 ppm (6600 ppm BeO).

Groups I and II are mainly composed of metamorphic pelites with localized skarn lenses, whereas group III mainly contains silicified limestones (skarns), host-rocks, which are more favourable for mineral deposition.

Fig. 3 and table 1 show a good correlation between the beryllium and

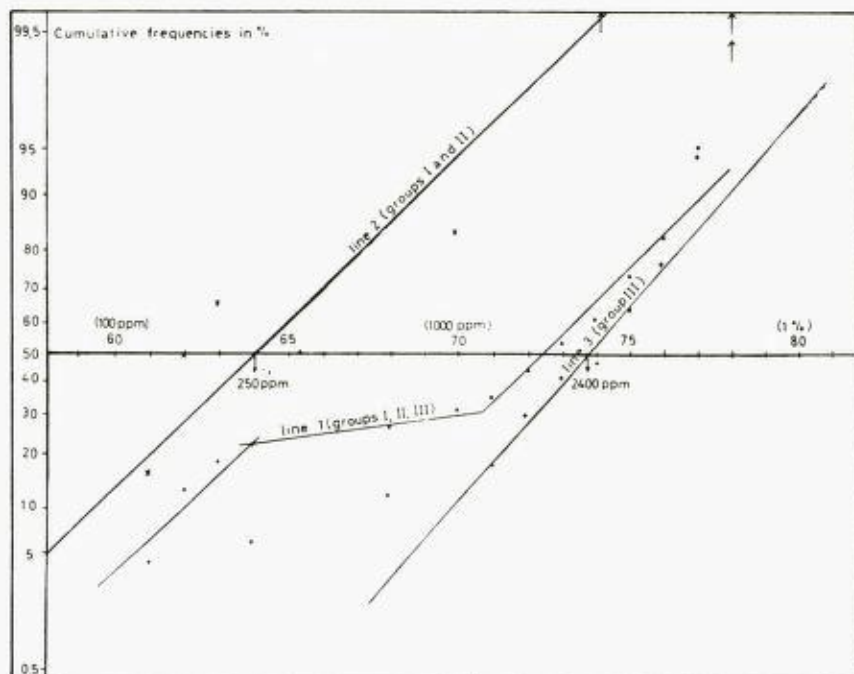


Fig. 2. Fractile diagrams of beryllium distribution in the different groups at Hørtekollen.

the magnetite contents. The correlation coefficient r has been computed with the classical formula:

$$r = \frac{\sum xy - (\sum x)(\sum y)/n}{\sqrt{[\sum x^2 - (\sum x)^2/n][\sum y^2 - (\sum y)^2/n]}}$$

where x and y respectively are the beryllium and the magnetite contents.

The correlation coefficient r is equal to 0.66 which is highly significant for (23-2) degrees of freedom. The probability that this correlation is due to hazard is under 0.001.

Stream sediments taken at various distances from the inclusion indicate an anomaly for Be up to a distance of about 50 m. Near the lens this value is 65 ppm Be. Due to the very small size of the mineralized lens, we observe a sharp diminution of the Be content in the stream sediments at a distance superior to 5 meters from the outcrop.

III. Magnetic Prospecting Along the Contact Zone.

Because of the short time we spent there – about two weeks – only the contact zone between the Hørtøkollen mineralization and Grubeås up to the left bank of the Veslevassdal was surveyed.

The magnetic measurements were made with a nuclear precession magnetometer VARIAN M49A. This type of magnetometer is very practical for a rapid search for magnetic anomalies, especially in hilly countries. It measures the total magnetic field and not only one of the field components. Orientation and levelling of the magnetic equipment are no longer necessary. Moreover, measurements are made in absolute values and no corrections are necessary, with the exception of the diurnal

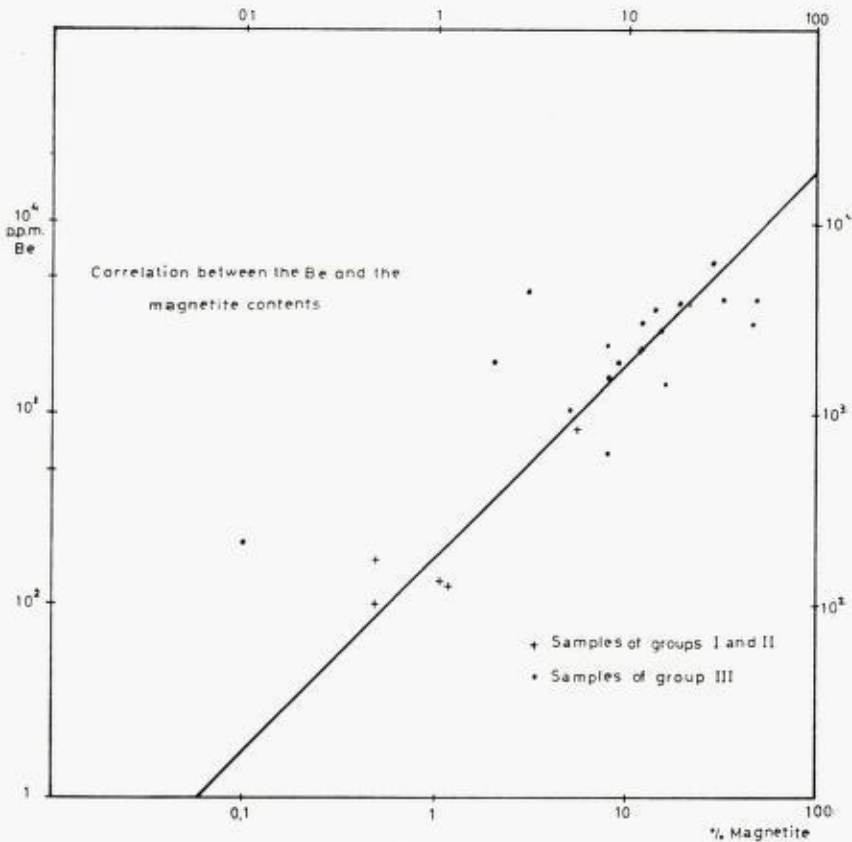


Fig. 3.

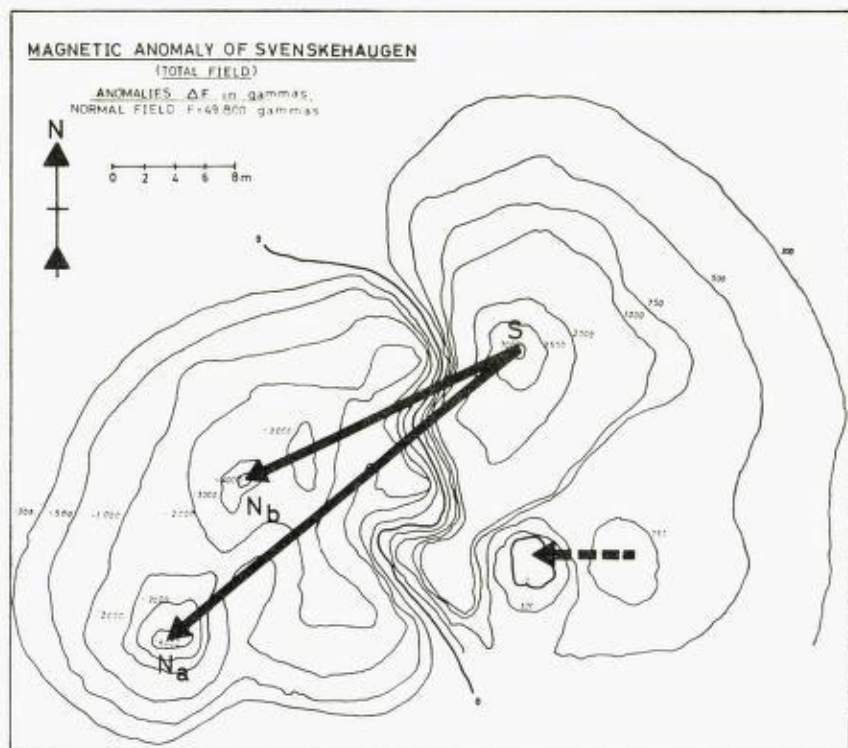


Fig. 4.

variations of the total magnetic field. In the present case, diurnal variations are not considered significant, with respect to the anomalous values found in the surveyed country. The normal total magnetic field for the country is $F = 49,800$ gammas. This value was measured at several points where no field gradient was found. During our survey several magnetic anomalies from 400 to 500 gammas were detected (Points 1, 2, 3, 4 and 5 on the map, fig. 1). Only one of them (Point 2 on the same map), deserved out attention because of its high intensity. This anomaly is located on the south-eastern slope of Svenskehaugen at about 70 m from the mineralization of Hørtøkollen. Point 5 corresponds to a small Mn-Fe-Zn mineralization.

IV. Analysis of the Magnetic Anomaly of Svenskehaugen.

IV. *Analysis of the Magnetic Anomaly of Svenskehaugen*

The magnetic anomaly found on the south-eastern slope of Svenskehaugen has a surface area of about 1000 m² and was surveyed with a grid spacing varying from 2 to 5 meters, depending on the gradient's variations.

The magnetic map is reproduced on fig. 4. All values were measured at a height of 8 feet above the surface.

Here follows a summary of the interpretation of the results:

Physical Interpretation of the Map

1. *Hypothesis*

We shall interpret the map assuming that each pole of the magnetic mass acts separately at the point laying over that pole at the surface level. Although the anomaly is small in area, such a rough approximation seems to be sufficient because of the lack of depth of the buried mass causing

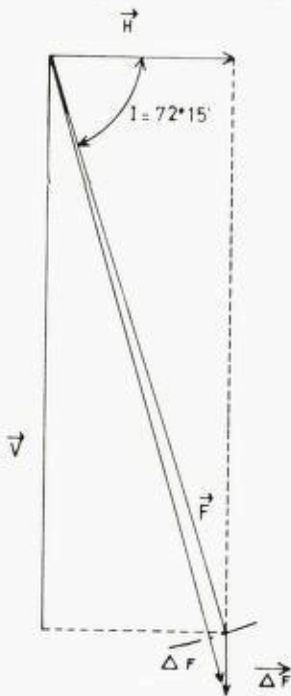


Fig. 5. Vectorial scheme of the total field \vec{F} and of the anomaly ΔF in this case $|\Delta \vec{F}| \approx 0,1 F$.

the anomaly. Accordingly, our numerical results cannot be considered more than a rough estimation.

Further, the field measured just over a pole considered as one point is approximately the algebraic sum of the normal geomagnetic field and the true anomalous field. This results from the high dip of the local geomagnetic field ($I = 72^\circ 15'$) (fig. 5).

2. Determinations of the Poles

The pole depths are readily found by measuring the field strength at different levels above the ground. A very convenient feature of the nuclear magnetometer is that it can be elevated up to 20 feet in the air using a set of 2-foot aluminium extension staffs.

a) South Magnetic Pole

Two measurements at 2 ft and 10 ft above the ground were made. Taking x_s as the depth of the pole in feet, we receive:

Level of the sensing head above the ground	Level of the sensing head above the pole	Local measured total field F (gammas)	Anomaly F (gammas)
2	$x_s + 2$	54.700	4.900
10	$x_s + 10$	52.350	2.550

From this:

$$\left(\frac{x_s + 10}{x_s + 2} \right)^2 = \frac{4,900}{2,500} \approx 1.4^2$$

$$x_s \approx 18 \text{ ft} \approx 5.50 \text{ m}$$

Pole strength p :

$$p = \Delta F_{10} (x_s + 10)^2$$

$$x_s + 10 \approx 28 \text{ ft} \approx 854 \text{ cm}$$

$$\Delta F_{10} = 0.0255 \text{ Ö}$$

$$p = 1.86 \pm 10^4 \text{ c.g.s. units}$$

b) North Magnetic Pole

According to the configuration of the magnetic field (fig. 4), we consider the North pole as divided into two points N_a and N_b , respectively respectively 30 and 20 meters distant from the South pole S .

i) Pole N_a

The depth was calculated from two extreme measurements at 6 ft and 20 ft above the ground (x_{N_a} in ft).

Level of the sensing head above the ground	Level of the sensing head above the pole	Local measured total field F (gammas)	Anomaly ΔF (gammas)
6	$x_{N_a} + 6$	48.280	-7.520
20	$x_{N_a} + 20$	42.160	-1.640

From this:

$$\left(\frac{x_{N_a} + 20}{x_{N_a} + 6} \right)^2 = \frac{7,520}{1,640}$$

$$x_{N_a} = 6.3 \text{ ft} \simeq 1.9 \text{ m}$$

Pole strength:

$$p_a = \Delta F_{20} (x_{N_a} + 20)^2$$

$$x_{N_a} + 20 \simeq 26 \text{ ft} \simeq 800 \text{ cm}$$

$$\Delta F_{20} = 0.0164 \text{ } \ddot{\text{o}}$$

$$p_a = 1.05 \pm 10^4 \text{ c.g.s. units}$$

ii) Pole N_b

The pole strength is obtained by difference:

$$p_b = p - p_a = (1.86 - 1.05)10^4$$

$$= 0.8 \pm 10^4 \text{ c.g.s. units}$$

Pole depth:

$$(N_b + 8)^2 = \frac{bP}{\Delta F_b}$$

$$\Delta F_b = 0.034 \text{ } \ddot{\text{o}}$$

$$(x_{N_b} + 8) \text{ ft} = 485 \text{ cm}$$

$$x_{N_b} = 8 \text{ ft} = 2.4 \text{ m}$$

3. Magnetic Moments M

Considering the lengths of the two branches:

$$L_a = SN_a = 30 \text{ m} \qquad L_b = SN_b = 20 \text{ m}$$

$$M_a = p_a L_a = 1.05 \pm 10^4 \pm 3000 = 3.15 \pm 10^7 \text{ c.g.s. units}$$

$$M_b = p_b L_b = 0.8 \pm 10^4 \pm 2000 = 1.6 \pm 10^7 \text{ c.g.s. units}$$

$$M_{\text{tot}} = M_a + M_b = 4.75 \pm 10^7 \text{ c.g.s. units}$$

4. Intensity of Magnetisation

This depends of course on the susceptibility of the rock which is unknown here.

For pure magnetite ($k \sim 0.3$) it would be:

$$I = k.F = 0.3 \pm 0.5 = 0.15 \text{ c.g.s. units}$$

5. Polar Cross Sections

Inversely proportional to the intensities of magnetisation, these cross sections would be minimal if pure magnetite were to be considered. In this case:

$$A_a = \frac{p_a}{I} = \frac{1.05 \times 10^4}{0.15} = 7 \times 10^4 \text{ cm}^2 = 7 \text{ m}^2$$

$$A_b = \frac{p_b}{I} = \frac{0.8 \times 10^4}{0.15} = 5 \times 10^4 \text{ cm}^2 = 5 \text{ m}^2$$

$$A_{\text{tot}} = 12 \text{ m}^2$$

6. Equivalent Volume of Pure Magnetite

$$V = \frac{M_{\text{tot}}}{I} = \frac{4.75 \times 10^7}{0.15} = 3.17 \times 10^8 \text{ cm}^3 = 317 \text{ m}^3$$

This can also be found from the polar cross sections and the lengths L . This value is of course the minimum one for the actual mass causing the anomaly.

7. Tonnage of $Fe_3 O_4$

Assuming the density of the magnetite being 5,

$$T = 317 \pm 5 = 1585 \text{ T}$$

This value however does not depend on the actual magnetite concentration of the rock, since susceptibility is proportional to volume concentration in magnetite.

8. *Conclusions of the Magnetic Measurements*

- The anomaly results from a superficial magnetite mineralization (sub-outcrop);
- The magnetic mass is divided into two branches approximately striking NE-SW and rejoining at the common south pole. The lengths of the branches are 30 m and 20 m;
- The mineralization contains about 1600 T of magnetite;
- It should be mentioned that the south magnetic pole lays at a deeper level than the north poles and further that the magnetic axis does not strike parallel to the actual local geomagnetic meridian. This indicates a high remanent polarisation of the mass.

V. **Geochemical Assays for Be in the Magnetic Anomaly.**

Stream sediments derived from the magnetic zone give a Be content of 17.5 ppm, which is more than ten to twelve times the normal background (1.4 ppm Be) of stream sediments in this area. The measurements were made by J. W. Brinck (see report 7).

VI. **Conclusions.**

The contact zone between the Drammen granite and the cambrosilurian sediments along the Tyrifjorden constitutes a favourable area for a possible new mineralization of Be and other metallic elements such as Zn, Mo, Fe, etc.

A study of the Be distribution in the mineralized lens of Hørtekollen indicates a high Be Content as well as correlation between Be and magnetite.

Magnetic and geochemical surveys were used in the Hørtekollen-Grubeås area in search of possible new mineralizations and have led to the discovery of a small area in which the probability of finding a similar correlation between Be and magnetite mineralizations is very great. However, from the surface area of the anomaly, it is indicated that the potential tonnage of this possible mineralization is substantially greater than that of the mineralized inclusion of Hørtekollen.

We wish to express our thanks to the Norwegian Government, to Dr. Bjørlykke, Director of the Norwegian Geological Survey, and to the Directorate of Euratom for their kind support.

Bibliography.

- 1) *L. von Buch*, 1810, "Reise durch Norwegen und Lappland", Bd. I, p. 118.
- 2) *W. C. Brøgger*, 1894, "Eruptivgesteine", Band II, p. 127.
- 3) *W. C. Brøgger and J. Schetelig*, 1900, "Geologisk Kart Kristiania".
- 4) *V. M. Goldschmidt*, 1911, "Die Kontaktmetamorphose im Kristianagebiet.", Vidensk. skr. I, Math.-Nat. Kl. no 1, p. 91-94.
- 5) *S. H. U. Bowie, H. Bisby, K. C. Burke and F. H. Hale*, 1960, "Electronic Instruments for Detecting and Assaying Beryllium Ores.", Trans. Inst. Min. and Met. Vol. 69 pt. 7.
- 6) *A. Hubaux*, 1961, "Représentation graphique des distributions d'oligoéléments.", Ann. Soc. Géol. de Belgique, T LXXXIV, Mars pp. 279-296, Rapport EUR 42 f.
- 7) *J. W. Brinck, A. Hofmann*, 1963, "Distribution of Be in the Oslo Region. A Geochemical Stream Sediments Study.", to be published in Economic Geology.

Pollen-meteoritten. Et nytt funn av meteoritt i Norge.

Av

FREDRIK CHR. WOLFF

Innledning.

Av alle de meteorsteiner som faller ned på jorden er det bare en liten del som blir funnet av mennesker. Det er således til nå bare funnet ni meteoritter i Norge. Vogt (1950) gir en liste over de inntil da åtte kjente meteoritter i Norge, hvorav den siste falt ned i 1950. I 1942 falt det imidlertid en meteoritt som har unndratt seg Vogts registrering. Dette skyldes at finneren, Andreas Pollen, oppbevarte den som en raritet i mange år før han i 1961 leverte den til bergmester J. Wennberg, som bragte den videre til Norges geologiske undersøkelse. Steinen er meget vel bevart, og det tjener finneren til heder at han etter å ha hatt den i sin varetekt så lenge, fattet interesse for en videre undersøkelse av funnet. Det ville være gledelig om andre eventuelle finnere av slike sjeldne steiner fulgte Andreas Pollens eksempel.

Beskrivelse.

1. Fallet.

Pollen-meteoritten falt ned på gården Pollen i Nord-Sjona, Nesna i Nordland, den 6. april 1942, omkring kl. 19.00. Fallet skjedde mindre enn en meter fra finneren i ca. en halv meter dyp snø. Steinen rapporteres å ha vært «glovarm» ved nedfallet. Ingen lyd eller lysfenomener er rapportert i forbindelse med fallet. Det er heller ikke sagt noe om fra hvilken retning meteoritten kom. Da det er gått såvidt lang tid siden den gang, må man regne med at de nærmere omstendigheter ved fallet ikke lar seg rekapitulere.



Fig. 1. Pollen-meteorittens frontalside som viser den 1 mm tykke smelteskorpen med kontraksjonsriss.

The Pollen-meteorite showing frontal surface with 1 mm fusion crust and craquelé.

2. Fysiske egenskaper.

Meteoritten veiet 253,6 gram etter at det var sagt av en liten flis til mikroskopisk preparat. Steinens dimensjoner var $7,9 \times 5,3 \times 5$ cm. Egenvekten er blitt bestemt til 2.574.

Steinen har form av et mangekantet, noe avrundet legeme med relativt tydelig orientering. En ca. 1 mm tykk smelteskorpe vises meget tydelig (fig. 1). Smelteskorpen viser også kontraksjonsriss (craquelé). Frontalsiden er noenlunde flat (fig. 1). De to dorsalsidene løper sammen i en kam og er begge forsynt med grunne, men tydelige piezoglyfter, søkk som minner om fingermerker i våt leire, og som er oppstått ved luftpress mot steinens overflate (fig. 2). Steinen er gråsvart av farge. Det er ikke registrert noen tydelig magnetisme.



Fig. 2. Pollen-meteorittens bakside som viser piezoglyppter.

The Pollen-meteorite showing piezoglypts.

3. Sammensetninger.

I tynnslip vises runde korn (chondrer) av olivin med diametre på opp-til 0,5 mm. Skarpkantede korn av olivin finnes også. Olivinkornene ligger i en opak matrix (fig. 3).

En røntgenundersøkelse viser følgende mineraler: olivin, antigoritt og kamacitt. Kamacitt er også synlig i polerslip, der den forekommer som runde legemer med en diameter av 0,01 mm inne i olivinkornene og som kuler med diameter 0,1 mm i matrix (fig. 4). En spektrografisk analyse viste følgende elementer: Si, Mg, Fe, Ca, Al, Co, Cu, Ni, Ti, Mn og Cr.

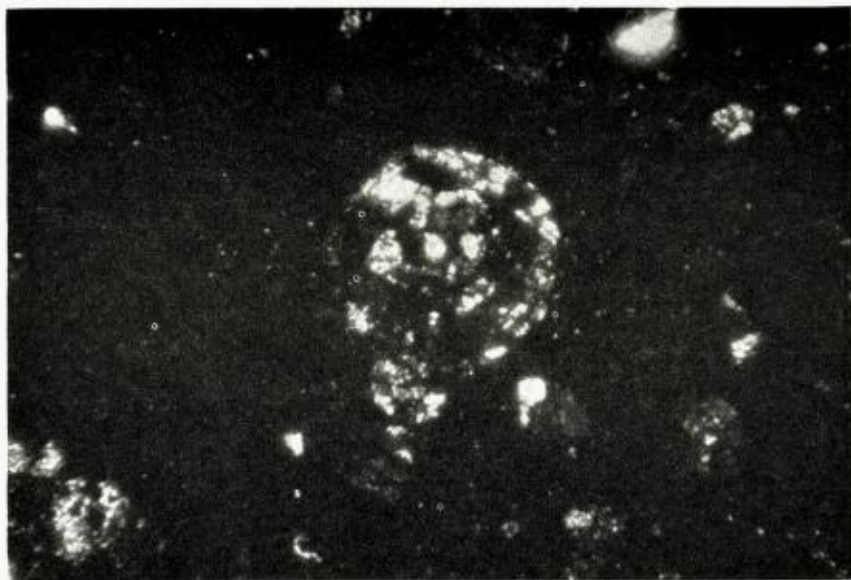


Fig. 3. Mikrofoto av rundt olivinkorn (chondrer) i Pollen-meteoritten (100 x).
Photomicrograph showing olivinchondrite in the Pollen meteorite (100 x).



Fig. 4. Mikrofoto av polerslip som viser runde legemer av kamacitt (hvit) med diameter 0,01 mm som ligger inne i et olivinkorn (130 x).

Photomicrograph showing spherules of kamacite, white, diameter 0,01 mm, in olivine (130 x).

Konklusjon.

Den lave egenvekten, chondrene, den umagnetiske karakteren og særlig funnet av antigoritt (serpentin) tyder på at Pollen-meteoritten er en kullholdig chondritt av Wiik's (1956) type II. Det er første gang en slik meteoritt er funnet i Norge.

På grunn av meteorittens kantede, noe avrundete form er det rimelig å anta at den er et bruddstykke av en større meteor som har eksplodert i jordens atmosfære. Da kantene er vel avrundete og smelteskorpen ikke er tykkere på noen side, er det videre grunn til å tro at dette har skjedd relativt langt ute i atmosfæren.

Summary.

A description of a carbonaceous chondrite of type II, Wiik (1956) fallen 6th april 1942 in Northern Norway ($66^{\circ} 20.9' N$ lat. - $14^{\circ} 0.9' E$ long. Gr.) is given. Weight: 253.6 gram, density 2.574, largest dimensions: $7,9 \times 5,3 \times 5$ cm. Minerals: Olivine, antigorite and kamacite.

Litteratur.

- Vogt, Th.*, 1950: Tromøy-meteoritten, en ny norsk meteorstein. D.K.N.V.S. forhandling. Bd. XXIII, nr. 26, Trondheim 1951.
- Wiik, H.* 1956: The chemical composition of some stony meteorites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*. Vol. 9, London 1956.

NORGES GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE

ÅRSBERETNING FOR 1962

Ved
KARL INGVALDSEN
Adm. direktør

Innhold.

	side
NGU's administrasjon	367
Personale	367
Regnskap og budsjett	375
Byggeregnskapet pr. 31/12-62	376
Biblioteket	376
Reiser	376
Årsrapport for Geologisk avdeling	
Oversikt over engasjerte geologer og studenter	376
Geologisk kartlegging	378
Generell geologisk kartlegging	378
Spesiell kvartærgeologisk kartlegging	379
Undersøkelse av malmer, mineralske råstoffer og bygningssten	380
Hydrogeologi	381
Oversikt over vannavdelingens arbeider	382
Bergarkivet	382
Laboratorier	383
Publikasjoner	383
Ekskursjoner	385
Internasjonale geologmøter – studiereiser i utlandet	385
Årsrapport for Geofysisk avdeling	
Geologiske undersøkelser og regional malmleting	385
Geofysiske bakkemålinger og borhullsmålinger	387
Flymålinger	389
Seismiske målinger	390
Diamantboringer	390
Verksted- og laboratoriearbeid	391
Studiereiser i utlandet	391
Årsrapport for Kjemisk avdeling	
Spektrografisk og kjemisk analytisk metodeforskning	392
Analysearbeid, kjemisk og spektrografisk	392
Laboratoriet for keramiske og ildfaste materialer	392
Geokjemi	393
Geokjemisk prospektering	393
Metallurgi	394
Undervisning	394
Foredrag	394
Utenlandsreiser og deltakelse i møter i utlandet	395
Publikasjoner	395

Årsberetning for 1962

NGU's administrasjon.

Ved Stortingsvedtak av 5. desember 1961 ble det besluttet at de tre tidligere institusjoner Norges geologiske undersøkelse, Geofysisk malmleting og Statens råstofflaboratorium fra 1. januar 1962 slås sammen til en institusjon som består av et administrasjonskontor og tre fagavdelinger med en leder for den Geologiske, Geofysiske og Kjemiske avdeling. Institusjonens betegnelse er Norges geologiske undersøkelse.

Administrerende direktør er sivilingeniør Karl Ingvaldsen, og dr. philos. Harald Bjørlykke, cand. real. Inge Aalstad og sivilingeniør Aslak Kvalheim er direktører for henholdsvis Geologisk, Geofysisk og Kjemisk avdeling.

Inntil 1/10-62 ble Geofysisk avdeling midlertidig ledet av adm. direktør Karl Ingvaldsen.

Personale.

Ansettelses i 1962.

Administrasjonskontoret:

Hvidsand, Brit, kontorassistent, 1. mars.

Aamo, Ingemar, fotograf, 1. august.

Brandli, Harald, bud- og kontorassistent, 18. september.

Geologisk avdeling:

Sverdrup, Thor L., personlig opprykk som statsgeolog I, 1. januar.

Anderssen, Gunhild, kontorfullmektig II, 1. januar.

(Tidligere ansatt i midl. stilling i Kisforedlingen og Statens råstofflab.)

Hysingjord, Jens, statsgeolog II, 19. mars.

Bryn, Knut Ørn, statsgeolog I, 19. mars.

Willa-Hansen, Rolf, tegner I, 1. mai.

- Flood, Boye, vikariat i stilling som vit.assistent, 2. juni.
 Klemetsrud, Harald Tidemann, personlig opprykk som konstruktør II, 1. juli.
 Gust, Johan, teknisk assistent I, 1. oktober.
 Vikholt, Halfrid, tegner I, 1. november.
 Esaissen, Ørnulv, tegner II, 21. november.

Geofysisk avdeling:

- Aalstad, Inge, direktør, 1. oktober.
 Gausdal, Odd, borte tekniker, 1. april, midl.
 Blokkum, Oddvar, tekniker, 1. april.
 Solvang, Ingebjørg, kontorassistent, 13. august.
 Lund, Astri, tegner, 15. august.
 Sindre, Atle, geofysiker II, 15. november.

Kjemisk avdeling:

- Stokland, Reidar, laboratorieingeniør I, 1. januar.
 Faye, Gjert Chr., laboratorieingeniør I, 1. oktober.
 Wik, Jon M., teknisk assistent I, 1. november.
 Nilsen, Rolf, laboratorieingeniør I, 16. oktober, tiltrer 1. april 1963.
 Sivertsen, Tove, konstruktør III, 1. november.
 Næss, Gunnar, konstruktør I, 1. november.
 Varga, Miklos, konstruktør II, 1. november.
 Pedersen, Ingebrigt, laborant I, 1. november, midl.
 Ødegård, Magne, laboratorieingeniør II, 1. desember, tidl. midl. lab.ing. II.

Avskjed i 1962.

Geologisk avdeling:

- Feyling-Hanssen, Rolf W., statsgeolog I, 1. februar.
 Engelsrud, Dagny, tegner I, 30. juni.
 Fekjær, Ellen, teknisk assistent, 31. desember.

Geofysisk avdeling:

- Sagli, Finn, midl. borte tekniker, 12. januar.
 Johannesen, Ivar, tekniker, 19. januar.
 Sivertsen, Åse, kontorassistent, 20. februar.

Kjemisk avdeling:

Brun, Kari, teknisk assistent, 30. mai.

Ved utgangen av året 1962 hadde NGU følgende personale i heldagsstilling:

Administrasjonskontoret:

Adm. direktør:

Ingvaldsen, Karl, siv.ingeniør, a. 1. januar 1958 (besk. midl.).

Kontorsjef:

Gundersen, Per Kristian, cand. jur., a. 1. oktober 1960.

Forvalter:

Thorvaldsen, Arvid, a. 1. juli 1956.

Bibliotekar:

Hornemann, Christian, cand. real., a. 1. januar 1961.

Fotograf:

Aamo, Ingemar, a. 1. august 1962.

Regnskapsfører:

Hanssen, Alf, a. 1. august 1955.

Kasserer:

Lervik, Hjørdis, a. 17. juli 1961.

Kontorassistent/fullmektig:

Skaanes, Kari, a. 1. juli 1961.

Ristan, Anne Margrethe, a. 1. mai 1961.

Hvidsand, Brit, a. 1. mars 1962.

Brandli, Harald, a. 18. september 1962.

Vakt- og varmemester:

Wold, Jostein, a. 15. august 1961.

Geologisk avdeling:

Direktør:

Bjørlykke, Harald, dr. philos. a. 1. august 1958.

Statsgeolog I:

- Broch, Olaf Anton, cand. real., a. 1. juli 1930.
 Holmsen, Per, cand. real., a. 1. juli 1939.
 Skjeseth, Steinar, cand. real., a. 1. juli 1952.
 Hagemann, Fredrik, cand. real., a. 1. mars 1957.
 Færden, Johannes, cand. real., a. 1. oktober 1959.
 Sverdrup, Thor Lorck, cand. real., a. 16. november 1958.
 Bryn, Knut Ørn, cand. real., a. 1. januar 1959.

Statsgeolog II:

- Henningsmoen, Kari Egede, cand. real., a. 1. juli 1953, midl. tj.fri.
 Hjelle, Audun, cand. real., a. 16. februar 1960.
 Hysingjord, Jens, cand. real., a. 15. august 1961.
 Wolff, Fredrik Christian, cand. real., a. 16. februar 1960.

Midlertidig statsgeolog:

- Poulsen, Arthur O., cand. min.
 Holmsen, Gunnar, dr. philos.

Vitenskapelige assistenter:

- Thorkildsen, Chr. Dick., cand. real., a. 1. februar 1960.
 (Vikarierer som statsgeolog II u/K. E. Henningsmoens permisjon.)
 Gustavson, Magne, cand. real., a. 1. januar 1961.
 Skålvoll, Harald, cand. real., a. 1. juli 1957.
 Sæbo, Per Christian, cand. mag., midl. tj.fri.
 Kollung, Sigbjørn, cand. real., midl.
 Flood, Boye, cand. real., midl.
 Gvein, Øyvind, cand. real., midl.

Laboratorieingeniør:

- Solli, Roar, sivilingeniør, a. 1. februar 1959.

Sekretær I:

- Møller, Laura, a. 1. april 1961.

Konstruktør II:

- Wilhelmsen, John Willy, a. 23. juli 1954.
 Klemetsrud, Halvard Tidemann, a. 1. juli 1957.

Tekniske assistenter:

- Fekjær, Ellen Alette, a. 7. september 1961.
Gust, Johan, a. 1. oktober 1962.

Preparanter:

- Jacobsen, Knut, a. 1. januar 1945.
Jacobsen, Tom, a. 1. mai 1962.

Laboranter:

- Aarsland, Edvard P., a. 1. januar 1959.
Hatling, Harald, a. 1. februar 1961.

Tegnere:

- Vikholt, Halfrid, a. 1. mars 1955.
Willa-Hansen, Rolf, a. 1. mai 1962.
Esaissen, Ørnulf, a. 21. november 1962.
Nergaard, Lajla, fast ans. 1. januar 1962.

Kontorassistent/fullmektig:

- Anderssen, Gunhild, a. 1. januar 1961.

Geologisk avdeling har videre i deltidstilling eller timelønnet: 1 tegner og kontorassistent. Dessuten har en del geologer ved andre institusjoner og viderekomne studenter vært knyttet til avdelingen som vitenskapelige medarbeidere under sommerens markarbeid. Se oversikt side 376. En del personell har vært ansatt i korttidsengasjementer.

Geofysisk avdeling:

Direktør:

- Aalstad, Inge, cand. real., a. 15. juli 1952 (besk. som dir. 1/10 1962).

Geofysiker I:

- Sakshaug, Gunnar, siv.ing., a. 1. juli 1936.
Singsaas, Per, tekniker, a. 1. september 1937.
Hillestad, Gustav, siv.ing., a. 20. januar 1953.

Fysiker I:

- Breen, Arne, siv.ing., a. 1. desember 1940.

Geolog I:

- Svinndal, Sverre, cand. real., a. 1. juli 1961.

Geofysiker II:

- Trøften, Per-Fr., siv.ing., a. 15. juli 1955.
 Moxnes, Hans Petter, cand. real., a. 6. juli 1959.
 Håbrekke, Henrik, siv.ing., a. 17. august 1959.
 Sindre, Atle, cand. real., a. 24. mai 1961.

Geolog II:

- Tan, Tek Hong, (nederlandsk eksamen) midl., a. 23. april 1959.

Konstruktør I:

- Uddu, Odd, a. 1. oktober 1952.
 Brandhaug, Kolbjørn, midl. a. 1. september 1958.

Sekretær I:

- Singsaas, Cathrine, a. 1. oktober 1953.

Borformann:

- Bratli, Johannes, a. 1. januar 1953.

Operator I:

- Dalsaune, Einar, a. 1. juli 1952.

Konstruktør II:

- Haugan, Arne, a. 1. juni 1961.

Vitenskapelig assistent:

- Opsahl, Henrik, midl. a. 21. april 1958.

Teknikere:

- Melleby, Petter, a. 14. november 1955.
 Blokkum, Oddvar, a. 17. januar 1961.
 Staw, Jomar, midl. a. 18. juni 1956.

Tegnere:

- Gran, Kjell, a. 12. desember 1955.
 Grønli, Gunnar, a. 12. januar 1956.
 Haugen, Torbjørn, midl. a. 3. juli 1959.
 Solvang, Terje, midl. a. 1. januar 1961.
 Jacobsen, Bjørn, midl. a. 16. mai 1960.
 Østby, Solveig, midl. a. 14. august 1961.
 Lund, Astrid, midl. a. 1. januar 1962.

Mekanikerformann:

Skauge, Ole, a. 1. oktober 1937.

Snekker:

Pettersen, Norman, a. 18. februar 1946.

Instrumentmaker:

Kirkeby, Kåre, a. 15. september 1951.

Mekanikere:

Brevik, Bjørn, a. 1. mai 1939.

Pettersen, Reidar, a. 25. mars 1952.

Gravseth, Odd, a. 10. november 1953.

Verkstedarbeider:

Tetli, Alf, a. 1. oktober 1958.

Kontorassistent:

Solvang, Ingebjørg, a. 13. august 1962.

Avdelingen har 1 tegner i deltidstilling. Videre har endel personell vært knyttet til institusjonen på annen måte, f. eks. i korttidsengasjementer som tegnere. Ved avdelingen har det dessuten vært engasjert personell til feltarbeidet.

Kjemisk avdeling:

Direktør:

Kvalheim, Aslak, siv.ing., a. 1. oktober 1937.

Laboratorieingeniør I:

Grenness, Johannes, siv.ing., a. 1. mai 1943.

Aarvik, Jon, siv.ing., a. 25. august 1950.

Stokland, Reidar, siv.ing., a. 1. januar 1962.

Faye, Gjert Chr., siv.ing., a. 10. desember 1958.

Geokjemiker I:

Bølviken, Bjørn, siv.ing., a. 1. mars 1954.

Laboratorieingeniør II:

Carstens, Harald, dr. philos., a. 1. mars 1955.

Odegård, Magne, siv.ing., a. 1. mai 1961.

Andreassen, Birger Th. siv.ing., a. 15. februar 1961.

Geokjemiker II:

Hvatum, Ole Ø. siv.agr., a. 1. april 1961.

Konstruktør I:

Berner, Beate, a. 4. januar 1955.

Næss, Gunnar, a. 16. januar 1960.

Solem, Knut, midl. a. 1. januar 1961.

Konstruktør II:

Varga, Miklos, midl. a. 8. april 1957.

Konstruktør III:

Sivertsen, Tove, a. 9. januar 1958.

Teknisk assistent I:

Bremseth, Asbjørn, a. 9. november 1959.

Wik, John M., a. 23. november 1953.

Laborant I:

Horgmo, Birger, a. 1. mars 1953.

Ekremsæther, Jørgen, a. 1. september 1960.

Forbordsaune, Johan, midl. a. 1. januar 1961.

Pedersen, Ingebrigt, midl. a. 1. november 1962.

Laboratorieassistent I:

Holmberget, Edna, a. 1. september 1960.

Laboratorieassistent II:

Skarholt, Siri, a. 1. januar 1961.

Sekretær I:

Bersvendsen, Jørgen H., a. 1. juni 1957.

Kontorassistent/fullmektig II:

Ellingsen, Inger, a. 25. april 1960.

Kjemisk avdeling hadde dessuten pr. 31.12.1962 i tjeneste 6 praktikanter.

Den oppførte ansettelsesdato angir det tidspunkt da vedkommende funksjonær ble knyttet til avdelingene i hovedstilling. Institusjonen har 93 faste og 32 stillinger i helårsengasjementer, tilsammen 125 stillinger.

Regnskap og budsjett.

	1962	
	Budsjett	Regnskap
Statsbudsjettets kap. 3943		
<i>Inntekter:</i>		
1. Oppdragsinntekter	Kr. 575 000,00	Kr. 596 185,15
2. Salg av kart og publikasjoner »	5 000,00	8 502,79
3. Salg av instrumenter	» 10 000,00	» 11 791,90
4. Andre inntekter	» 10 000,00	» 10 000,38
	<u>Kr. 600 000,00</u>	<u>Kr. 627 405,22</u>

Statsbudsjettets kap. 943.

<i>Utgifter:</i>		
01. Lønninger	Kr. 1 697 700,00	Kr. 2 831 038,84
10. Kjøp av kontorutstyr	» 50 000,00	» 51 779,11
11. Kjøp av feltutstyr	» 100 000,00	» 95 547,18
12. Kjøp av instrumenter	» 80 000,00	» 75 681,38
13. Kjøp av maskiner og transp.utst. »	100 000,00	» 98 688,38
14. Ekstraordinære anskaffelser ..	» 100 000,00	» 100 000,00
15. Vedlikehold	» 50 000,00	» 55 201,80
29. Andre driftsutgifter		
291. kontorutgifter	» 106 000,00	» 156 127,42
292. trykningsutgifter	» 141 000,00	» 57 255,11
293. bygningers drift	» 145 000,00	» 135 894,58
294. reise- og forpleiningsutg. »	468 000,00	» 532 278,62
295. forbruksvarer	» 226 000,00	» 240 563,85
296. ymse driftsutgifter	» 314 000,00	» 326 945,14
	<u>Kr. 4 577 700,00</u>	<u>Kr. 4 757 001,41</u>

Statsbudsjettets kap. 943 post 20. Malmundersøkelse

<i>Utgifter:</i>	<u>Kr. 332 371,47</u>	<u>Kr. 332 371,47</u>
------------------	-----------------------	-----------------------

Byggeregnskapet pr. 31/12-1962.

Bevilgning	Kr. 4 300 000,00
Tillatt overskridelse på grunn av prisstigningen	» 45 000,00
	<hr/>
Regnskap	Kr. 4 345 000,00
	» 4 342 034,64
	<hr/>
Ubenyttet	Kr. 2 965,36

I årsberetningen for 1961 er tatt inn et avsnitt om nybygget og flyttingen av NGU til Trondheim.

Biblioteket

Biblioteket har hatt en tilvekst av 226 bøker inklusive separater og periodika. Biblioteket omfattet ved årets utgang ialt 44071 bøker.

Cand. real. Chr. Hornemann har hatt den daglige ledelse av biblioteket.

Reiser.

Administrerende direktør Ingvaldsen deltok i det V. geologiske vintermøte i Århus 8.-10. januar.

Administrerende direktør har deltatt i det årlige møte med kolleger fra de nordiske geologiske undersøkelser, denne gang i Stockholm ved Sveriges geologiska undersökning 22. og 23. november.

Årsrapport for geologisk avdeling.

Ved direktør dr. Harald Bjørlykke.

*Oversikt over engasjerte geologer og studenter ved NGU 1962***A. Berggrunnskartleggingen.***Telemark.*

Kviteseid og Rjukan	J. A. Dons
	Ass. H. B. J. Musæus, L. Kirkesæter.
Kragerø	Arne Bugge.
Kviteseid og Nisser	Arthur G. Sylvester.
Mo	Gerd B. Liestøl.
	Ass. Signe Rønning.

Rogaland.

Haugesund og Vikedal	Ruth Clementine Sørbye.
----------------------	-------------------------

Oppland.

Otta	T. Strand
Fåvang	Jens O. Englund (hovedoppg.) (Skjeseth)
Synnfjell	Brit Løberg (hovedoppg.) (Skjeseth)

Hedmark.

Kongsvinger	Øyvind Gvein (hovedoppg.) (Sverdrup)
Flisa	Fritjof Sommerud (hovedoppg.) (Sverdrup)
Åmot	K. Bjørlykke (hovedoppg.) (Skjeseth)
Åmot	Johan Nystuen (hovedoppg.) (Skjeseth)
Lillehammer	Hans Chr. Seip (hovedoppg.) (Skjeseth)
Lillehammer	Dag Huseby (hovedoppg.) (Skjeseth)

Sogn og Fjordane.

Hornelen	Inge Bryhni
----------	-------------

Sør-Trøndelag.

Trondheimsfeltet	Chr. Oftedahl
Feragen	Ivar Hultin (hovedoppg.) (Færden)

Nord-Trøndelag.

Namdalen	Chr. Oftedahl
Kystdistriktene	Hans Ramberg

Nordland.

Nord-Rana	Bjarne Lindgaard (hovedoppg.) (Færden)
Røsvatn	Ivar Ramberg (hovedoppg.) (Vokes)

Troms.

Tromsø	K Landmark
--------	------------

Finnmark.

Alta	S. Føyn
Serøy	Brian A. Sturt

Diverse.

Det sydnorske grunnfjellsområde	Tom F. W. Barth
------------------------------------	-----------------

B. Kvartærkartleggingen.

Oppland.

Jotunheimen	Ole Fr. Bergersen (P. Holmsen)
»	Per Jørgensen (P. Holmsen)
»	Jan Mangerud (P. Holmsen)
»	Arne Tolland (P. Holmsen)

Sør-Trøndelag.

Roros	Oluf Olsen, blokkleting (P. Holmsen)
-------	--------------------------------------

C. Mineralske råstoffer.

Nord-Norge	Viggo Wiik (Sverdrup) Kvartsittundersøkelser, osv.
------------	---

Geologisk kartlegging.

Der henvises til plan for den geologiske kartlegging av landet som er omtalt i NGU nr. 215, årbok 1961. Man har ennå ikke fått de bevilgninger som er nødvendige for å sette denne planen ut i livet, men det generelle geologiske kartleggingsarbeid i 1962 har foregått etter de samme retningslinjer.

En betydelig del av den generelle geologiske kartlegging har foregått som sommerarbeid med hjelp av geologer som er ansatt ved våre universiteter og høyskoler, idet institusjonen har betalt deres reise- og diet-utgifter under arbeidet. Også en rekke utenlandske geologer fra universiteter i England, Holland og U.S.A. har utført geologisk kartlegging i Norge i samarbeid med NGU. De fleste av disse har dekket sine utgifter ved hjelp av stipendier fra hjemlandet, men enkelte har fått noen godtgjørelse i form av diet- og reiseutgifter innen landet mot at alle resultater av arbeidet blir stilt til vår disposisjon for utarbeidelse av de geologiske karter.

Generell geologisk kartlegging.

Kartleggingen Flisa-Kongsvinger fortsatte våren 1962 Statsgeologene Sverdrup, Wolff, Hysingjord og vit.ass. Gustavson og Skålvoll, samt preparant Jacobsen og laborant Hatling deltok i dette arbeidet.

Cand. mag. Øyvind Gvein fortsatte detaljkartleggingen ved Kongsvinger og cand. mag. Fritjof Sommerud fortsatte kartleggingen ved Flisa.

Statsgeolog O. A. Broch har tatt opp igjen den geologiske kartleggingen av Nesodden og området sønnenfor for å finne sammenhengen mellom disse bergarter og gneiskomplekset i Ås-Frogn.

Statsgeolog Per Holmsen har sommeren 1962 arbeidet med den geologiske kartlegging av Finnmark, særlig strøket omkring Kautokeino. Videre har han foretatt befaringer i Trysil. Han har også deltatt i og ledet den kvartærgeologiske kartlegging i Jotunheimen hvor der deltok 4 studenter, O. F. Bergersen, Per Jørgensen, Jan Mangerud og Arne Tollan. Ved Røros utførte Oluf Olsen noen blokkletingsarbeider.

Statsgeolog S. Skjeseth har ledet kartleggingsarbeider i Sparagmittområdet (kartbl. Lillehammer 1:250.000). I dette arbeidet deltok studentene Knut Bjørlykke, Lars Kirkhusmo, Dag Huseby, Brit Løberg, H. Chr. Seip og J. O. Englund.

Statsgeologene K. Ø. Bryn og A. Hjelle har fortsatt kartleggingen av den såkalte «Mylonittsone» langs Mjøsa og sydover mot Storsjøen.

Statsgeolog Johs. Færden har fortsatt den geologiske kartlegging på AMS Røros 1:250.000 med to assistenter. Arbeidet foregikk vesentlig i området Haldalen-Singsås.

Statsgeolog F. Chr. Wolff har foretatt kartleggingsarbeider på kartblad Trondheim AMS 250.000 og en detaljkartlegging omkring sink-bly-forekomsten Mosbergvik, kartbl. Målselv, gradteig 1:100.000.

Vit.ass. M. Gustavson har foretatt geologisk kartlegging i Sør-Troms på AMS-kart Narvik 1:250.000. Det gjenstår nå bare mindre områder før dette kartblad er dekket. Som assistenter deltok studentene T. E. Lynneberg og H. Heier.

Vit. ass. H. Skålvoll har fortsatt kartlegging i Finnmark (No'arvas, gradteig 1:100 000).

Spesiell kvartærgeologisk kartlegging.

Konstruktør J. Wilhelmsen har i sommer på det nærmeste kartlagt kartblad Eidsvoll ferdig.

Der ble dessuten satt igang en orienterende undersøkelse av grustak i Gauldalen med sikte på å bygge opp et arkiv over landets ressurser av sand og grus.

Grunnboringer ved Assebakte og Noaiddejavrre i forbindelse med undersøkelser av gullførende elvesand.

For A/S Joma Bergverk kartlegging av grus og sandforekomster. Konstruktør Wilhelmsen har sammen med lab.ing. Grenness foretatt kartlegging, grunnboringer og laboratorieundersøkelser av 6 mulige fore-

komster teglsteinsleire med henblikk på plasering av teglverk i Gauldalen.

Sammen med statsgeolog Sverdrup er det foretatt kartlegging og laboratorieundersøkelser av stenforekomster til asfaltsingel.

Undersøkelser av malmer, mineralske råstoffer og bygningssten.

Malmforekomster. Denne seksjon blir ledet av statsgeolog Johs. Færden.

Det ble foretatt befaringer på malmforekomster i Kvikne og Ytterøy.

Konsultasjonen for A/S Røros Kobberverk og Killingdal Grubeskop fortsatte. Det er innledet samarbeid med A/S Sulfidmalm. Det ble utført endel befaringer i Ofoten-området for Samarbeidsnemnda for Ofoten-kommunene. Befaringene ble foretatt av Magne Gustavson. Vit.assis*ent Boye Flood deltok i markarbeider i Nord-Trøndelag og Finnmark etter oppdrag av A/S Sulfidmalm.

Der ble foretatt geologiske undersøkelser av en rekke gabbroide bergartskomplekser med henblikk på prospektering etter nikkell- og kopperforekomster. Der ble også befart en rekke nedlagte nikkellgruber både i Syd-Norge og Nord-Norge.

Ca. 100 innsendte malmprøver er undersøkt og besvart.

Mineralske råstoffer og bygningssten.

Seksjonen blir ledet av Thor Sverdrup.

Vinterhalvåret ble benyttet til utarbeidelse av rapporter etter diverse befaringer sommeren 1961. Her kan nevnes diverse kvartsfeltspatforekomster i Agder-fylkene og Østfold. Kartlegging av hyperittfelter ved Kragerø for Raffineringsverket A/S, Svartvasshei kvartsforkomst i Nordland, granittfelter i Trysil m. m.

På Øksnanuten uranforekomst, Rogaland fylke ble det våren 1962 påsatt 3 diamantborhull. Hullene ble senere radiometrisk målt av statsgeolog Thorkildsen.

Statsgeolog Thorkildsen har videre foretatt radiometriske målinger i Dalene, Telemark.

Statsgeologene Sverdrup og Hysingjord foretok i juni diverse befaringer av feltspat-kvartsforkomster i Telemark og Agderfylkene. Det ble også foretatt en detaljkartlegging av Lien feltspatbrudd, Evje, samt kartlegging av feltspatforekomster i Østfold.

Statsgeolog Jens Hysingjord gjorde i begynnelsen av juli orienterende undersøkelser av silimanitt-gneiser i Kragerødistriktet, og statsgeolog Sverdrup fortsatte undersøkelsene etter hyperitt til makadam for Raffineringsverket A/S, Kragerø.

Det ble også samlet inn diverse prøver i Oslofeltet for Nb-bestemmelse. Prøvene er sendt til Søve gruber for analyse.

I Trøndelag undersøkte statsgeolog Sverdrup leirskiferforekomster i Horg og Flå og en tilsvarende forekomst ble undersøkt av Hysingjord ved Støren.

Sverdrup og Hysingjord har undersøkt 2 kleberstensforekomster, en på Dovre og en i Heidal.

Diverse befaringer.

Statsgeolog Jens Hysingjord har i løpet av sommeren utført diverse befaringer av flusspatforekomster i Telemark og Buskerud, kobberkis i Telemark og kaolin i Akershus.

Direktør Bjørlykke og statsgeolog Sverdrup foretok en reise til Hovin kobberforekomst, videre ble en gullforekomst sett på NV for Bø. I det samme distriktet ble en molybdenforekomst befart av Hysingjord og Sverdrup.

Bjørlykke har også foretatt en del befaringer av rastruede områder i Nord-Norge.

Vit.ass. Viggo H. Wiik har foretatt diverse undersøkelser i Nord-Norge, bl. a. to kvartsforekomster i Bardu, Lundlia og Grønnlia, og en kleberstensforekomst på Grunnes i Målselv.

Videre kvartsittforekomster i Kvænangen og på Rolla.

Diverse disthenforekomster i Nord-Norge har også blitt befart. (Wiik, Gustavson.)

Hydrogeologi.

Seksjonsleder er statsgeolog F. Hagemann.

Statsgeologene ved avdelingen har hovedsakelig vært opptatt med befaring i anledning grunnvannsforsyning. Befaringene har omfattet planlegging av enkelt- og fellesanlegg ved boring i fjell og løsavleiringer. Enkelte steder har en løst vannforsyningen til tettbebyggelser fra borebrønner i fjell. I Ski og Vestby har de kommunale vannverkene oppnådd vannmengder av størrelsesorden 10.000 l/time ved boring i prekambriske bergarter. De fleste av «hyttebyene» langs Oslofjorden har ordnet sin vannforsyning ved felles boreanlegg.

I forbindelse med planleggingen av den interkommunale vannforsyning til en del Vestfoldkommuner er det boret en forsøksbrønn med

observasjonshull på Syrbekk ved Tønsberg. Her blir det foretatt kontinuerlig pumping og observasjon av grunnvannsspeilet.

Konstruktør T. Klemetsrud har også i år utført en rekke forundersøkelser for å bringe på det rene mulighetene for grunnvannsforsyning fra sand og grusavsetninger. I løpet av året er det bygget flere vellykkete rørbrønner rundt om i landet. Foreløpige grunnboringer og pumpeforsøk ved Lom og Støren tyder på at de der på en enkelt måte kan løse vannforsyningen ved rørbrønner. Klemetsrud har fortsatt de systematiske grunnvannsundersøkelser på Romerike.

Avdelingen har også i det siste året hatt hydrogeologiske oppdrag i forbindelse med vassdragsregulering. I Rendal og Stor-Elvdal har en sammen med Vassdragsvesenets hydrogeologiske avdeling satt ned observasjonsrør for registrering av grunnvannsvariasjoner.

Det er påvist innhold av fluor i vannet fra enkelte borebrønner i fjell. Dette gjelder bl. a. borebrønner for vannverkene i Breiskallen syd for Gjøvik og Hov i Land ved Randsfjord. På disse stedene har helsemyndighetene satt igang undersøkelser av eventuelle virkninger på tennene. Norges geologiske undersøkelse vil sette igang systematiske kjemiske undersøkelser av grunnvann fra borebrønner for å finne ut eventuell sammenheng mellom fjellgrunnen og vannets kvalitet.

Registreringsarbeidet ved Vannboringsarkivet utføres av fru Aase Walderhaug.

Bergarkivet

Tilveksten i året 1962 var liten, den nådde kun opp i 41 rapporter hvorav 27 behandlet malmer.

Bergarkivet omfatter i dag 3790 rapporter, hvorav 3252 behandler malmforekomster og 538 industrielle bergarter og mineraler.

Tilveksten må antas å bli større i tiden fremover, idet vi har avtalt med bergmestrene om bytte av rapporter og karter.

Vår kartsamling er øket med 36 kart og består nu av 1522 kart. Samlingen av tracinger har hatt en forholdsvis svak økning.

I det forløpne år fikk vi avtalt med departementet og Kongsberg Sølvverk om å overta en rekke karter og kartskap. Disse kom til Trondheim over nyttår og vil bli registrert i året 1963.

Pensjonert statsgeolog Arth. O. Poulsen har fortsatt som ansvarshavende for bergarkivet.

Laboratorier.

Det kjemiske laboratorium har i 1962 vært ledet av sivilingeniør R. Solli. Det er i løpet av året utført 35 totalanalyser og 106 diverse mineralanalyser.

Ved jordartslaboratoriet er det foretatt ca. 400 differensialtermiske analyser og ca. 500 mekaniske analyser.

Vi har hatt et større forskningsprogram gående på kvartsundersøkelse i samarbeid med Silikatinstituttet ved NTH.

Leder av jordartslaboratoriet har vært konstruktør John Wilhelmsen.

Ved radiometrisk laboratorium er utført undersøkelse av innsamlede og innsendte prøver på Sør- og Vestlandet, og bearbeidelse av materialet fra Øksnanuten.

Daglig leder av laboratoriet er statsgeolog Chr. Dick Thorkildsen.

Røntgenlaboratoriet. Laboratoriet har nu mottatt 1 sett typefilmer fra Geologisk Museums røntgenlaboratorium som har hjulpet godt under identifikasjon av materialer. I løpet av året er ca. 350 røntgenopptak utført, og av mere sjeldne mineraler fra Norge kan nevnes kainositt og ytтроfluoritt fra Eivolden, Drag i Tysfjord. Videre er bastnässitt funnet på flere nye lokaliteter.

I løpet av året har laboratoriet anskaffet et Vreeland spektroskop for identifikasjon av elementer.

Over 70 forespørsler og innsendte prøver er besvart.

Daglig leder av laboratoriet er statsgeolog Jens Hysingjord.

Separasjonslaboratoriet. Laboratoriet har fått bygget et rystebord som er spesielt egnet for utskillelse av glimmer av bergarter.

Arbeidet med utskillelse av biotitt fra bergarter for aldersbestemmelse fortsetter. Arbeidet utføres av laborant Hatling under veiledning av statsgeolog Thorkildsen.

Publikasjoner

I NGU'S serie er i 1962 utkommet:

- 215 Årbok 1961 (Innhold: Knut Ørn Bryn: Fortsetter Horrsjøbergets sedimentserie inn i Norge? Med 3 tekstfigurer. Abstract (in English). Harald Carstens: A Post-Caledonian Ultrabasic Biotite Lamprophyre Dyke of the Island Ytterøy in the Trondheimsfjord, Norway. Med 6 tekstfigurer. Abstract (in English). Arne

Grønhaug: Some notes on a Compiled Gravimetric Map of Southern Scandinavia. Abstract (in English). Audun Hjelle: Ultrabasisk biotittførende lamprofyrgang ved Skabberud, Stange. Med 2 tekstfigurer. Abstract (in English). M. Marthinussen: C// -datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in Northern Norway. (A supplement to Papers of 1960 and 1961 by the Author). With 2 plates. Dag Risdal: En undersøkelse av kvartære, økostratigrafiske soner i Drammen, på grunnlag av foraminiferer. Med 5 borprofiler og 1 stratigrafisk profil. Steinar Skjeseth og Tidemann Klemetsrud: Rørbrønner. Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 12. Med 9 tekstfigurer. Steinar Skjeseth: «Trysilhevningen». Kambro-ordovisisk stratigrafi i Femundtraktene. Med 5 tekstfigurer. S. Thor Sverdrup: Feltspatundersøkelsene på Drag og ved Innhavet syd for Tysfjorden, Nordland fylke. (Foredrag holdt i Norsk Geologisk Forening 10/6-60). Jacques Touret: Geological Studies in the Region of Vegarshei-Gjerstad. Med 8 tekstfigurer. Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1961. Ved direktør Harald Bjørlykke. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.

I NGU'S småskriftserie er utkommet:

- 7 Harald Bjørlykke og Thor Sverdrup: Feltspat.

I løpet av året er trykning av følgende publikasjoner satt igang:

- 214 A. W. A. Elders: On the Form and Mode of Emplacement on the Herefoss Granite.
- 214 B. S. B. Smithson: Granite Studies: I. A Gravity Investigation of two Precambrian Granites in South Norway.
- 216 J. A. Dons: Gruber og skjerp innen gradteigskart E 36 V Kviteseid.
- 217 A. Bugge: Norges molybdenforekomster.
- 218 G. Holmsen: Erfaringer om jordskade ved vassdragsreguleringer.
- 219 S. B. Smithson: Granite Studies: II The Precambrian Flå Granite, a Geological and Geophysical Investigation.
- 220 S. Skjeseth: Contributions to the geology of the Mjøsa Districts, and the classical Sparagmite area in Southern Norway.
- Alle disse publikasjoner vil utkomme i løpet av våren 1963.
Redaktør for NGU's publikasjoner er statsgeolog Fredrik Hagemann.

Ekskursjoner.

Statsgeolog Wolff har ledet ekskursjoner i Trondheimsfeltet med professor Neuvonen og studenter fra universitetet i Åbo, Finland og med en rekke andre utenlandske geologer.

Statsgeolog Færden har ledet en ekskursjon Folldal-Røros-Støren med professor Falke fra Mainz.

Internasjonale geologmøter – studiereiser i utlandet.

I det V. Nordiske geologiske vintermøte i Århus 8.-10. januar deltok følgende av avdelingens geologer: Bjørlykke, Skålvoll, Skjeseth, Hagemann, Sverdrup, Wolff, Thorkildsen, Hysingjord, Bryn og Hjelle.

På de internasjonale møter for utarbeidelse av geologiske, geotekniske og metallogeniske Europa-karter og verdenskarter, som ble avholdt i Prag 25.-31. mars og i Paris 13.-22. desember deltok direktør Bjørlykke og statsgeolog S. Skjeseth.

Årsrapport for geofysisk avdeling.

Ved direktør Inge Aalstad.

Feltarbeider.

Geofysisk avdeling har i 1962 utført 48 oppdrag med i alt 1275 feltdager. Av dette var 16 oppdrag med 896 feltdager utført for statens midler, mens 32 oppdrag med 379 feltdager ble utført for private oppdragsgivere.

*Geologiske undersøkelser og regional malmløting.**Kautokeino.*

Geologene Svinndal og Tan med assistenter har fortsatt den malmgeologiske undersøkelse i Kautokeino herred også i 1962.

Den geologiske kartlegging ble konsentrert om Suovra hvor et område på ca. 30 km² ble detaljert kartlagt. Resultatet viser at bergartene opptrer i et foldningssystem som stort sett svarer til det som er fremkommet ved de geofysiske undersøkelser.

En del geologiske undersøkelser ble foretatt på kartblad Carajavrre i forbindelse med oppfølging av flyanomali og en del geologisk rekognos-

sering utført ved Vuovdasaioive på kartblad Masi i forbindelse med blokkfunn.

Blokkleting som ble utført detaljert over 15 km² i Suovraområdet førte til funn av flere interessante blokkområder med kobbermineralisering.

Regional blokkleting ble utført i et gjenstående område på begge sider av grensen mellom kartbladene Mollis og Carajavrre (75 km²) videre på den østlige del av blad Carajavrre med tilstøtende blad (300 km²) og et område midt på kartblad Kautokeino (50 km²).

Det ble gjort en del interessante funn som vil bli undersøkt videre.

Magnetiske målinger ble foretatt over et ca. 15 km² stort område ved Suovra.

Kyststrøket Vest-Finnmark – Nord-Troms.

På grunnlag av forrige sesongs rekognosering ble følgende tre områder tatt opp til mere inngående undersøkelser: Komagfjordvinduets arkosittformasjon den vestlige del av Alta-Kvænangenvinduet, Nordre'sa. Undersøkelsene ble foretatt av geologene Barkey, Rothe og vitenskapelig assistent A. Sindre, alle under ledelse av berging. Per Troften.

Komagfjordvinduet. Det ble utført geofysiske forsøksmålinger over den kjente Ulveryggenforekomsten med magnetometer, selvpotensial-, slin-gram- og elektromagnetisk utstyr. Selvpotensialmålingene ga svake, men ganske entydige anomalier på malmen. Undersøkelsen var et ledd i et samarbeid med Kjemisk avdeling (Bølviken), som samtidig undersøkte området med geokjemiske metoder.

Alta-Kvænangenvinduet. Oppgaven ble her inndelt i tre: 1) Geologisk regionalkartlegging og blokkleting, 2) Mere detaljert kartlegging over det mineraliserte Bergmarkområdet, 3) Detaljert geologisk/geofysisk undersøkelse av Cedar-forekomstens omgivelser. Regionalkartleggingen har verifisert påstanden om at grunnfjellsområdene i Alta og Kvænangen henger sammen og danner ett sammenhengende utgående, og en har nå geologisk oversikt over vel 2/3 av den prekambriske berggrunn i dette vinduet. Kartene fremstilles i målestokk 1:50.000. Kobberforekomstene i Kvænangen, som i sin tid ga grunnlag for gruvedrift, er knyttet til den såkalte Bergmarkantiklinalen. Dette området ble kartlagt geologisk i målestokk 1:20.000 med støtte av geofysiske målinger, blokkleting og geokjemisk prøvetaking. Feltet oppviser så store likheter med Bidjovaggefeltet at en her har grunn til å anta en direkte sammenheng. Her som i Bidjovagge

står malmmineraliseringen i direkte avhengighet til strukturelle forstyrrelser. Disse synes gjennomgående å ha vært mildere i Kvænangen enn i Bidjovagge. Cedarforekomsten, som ligger i nesen av den antiklinale ombøyning, danner et unntak. Et område på vel 0,5 km² rundt gruva ble belagt med geologisk kartlegging og en rekke geofysiske målinger, fremstilt i målestokk 1:2.000. Det har fremkommet en ny anomali som synes berettiget til videre undersøkelse med diamantboring.

Nordreisa. Det ble opprettet et fotogeologisk kart over fjellmassivene på begge sider av Reisadalen, nord for Sappen. Den geologiske oppfølging ble påbegynt med kartlegging i målestokk 1:50.000 av et 25 km² stort område i Geiradalen. Områdene vest for dalen ble blokklett, og samtidig ble det lokalisert et større antall rustsoner og gamle skjerp. Bergmesterarkivet er studert, og det er satt opp en liste over alle anmeldelser som er gjort i herredet fra 1895.

Geologisk assistanse.

Geolog Svinndal har ytet geologisk assistanse til Søve Gruver og til N. V. E. i forbindelse med kraftutbygging ved Tokke, Ulla-Førre og Osa-Sima-Veig kraftanlegg.

Geofysiske bakkemålinger og borhullsmålinger.

Prep.ass. Opdahl har utført magnetiske målinger på vinterføre over et ca. 7 km² stort område av Stuorajavrre v/Kautokeino, som et ledd i oppfølging av flymålinger. En har dermed sammenhengende magnetiske bakkemålinger av Agjetsynklinealens østflanke helt fra ombøyningen i syd til midt på Stuorajavrre i nord.

Elektromagnetiske målinger ble utført av geofysiker Sakshaug på vinterføre over Cuovsjajavrre som er en fortsettelse av målinger utført i 1959. Det undersøkte område er ca. 1 km², og måleresultatene ble benyttet ved senere uttorte diamantboringer.

De geofysiske undersøkelser av Joma-feltet som er foretatt av geofysiker Singaas har foregått i to omganger. Det er undersøkt et område på tilsammen ca. 21 km² omfattende det vesentligste av grønnstensfeltene.

Undersøkelsene ble innledet i 1958 med el.magn. målinger over et 14 km² stort område i feltets sentrale del over og omkring Jomaføre-

komsten. Målingene fortsatte i 1962 og foregikk da hovedsakelig i ytre grønnstensfelt, bl. a. over Orklumpen.

De utførte målinger viser at det opptrer en lang rekke ledende soner spredt over hele det undersøkte område. Sonene danner et tydelig bilde av Jomaombøyningen. I indre grønnstensdrag ble det observert sterke indikasjoner på Jomaforekomstens mange malmlinser. Ellers i dette drag ble det påvist en lang sone som strekker seg sydover fra partiet i heng av forekomsten. Denne sone kan fortjene noen oppmerksomhet.

I ytre grønnstensdrag ble det påvist et stort antall til dels meget sterkt ledende soner av vekslende utstrekning og sammenheng. Det er funnet grafittskifer langs flere av disse soner, og en kan ikke utelukke muligheten av at alle påviste soner i ytre grønnstensdrag består av grafittskifer. Dette må dog undersøkes nærmere.

De observerte indikasjoner i områdene mellom og utenom grønnstensdragene skyldes trolig grafittsoner i kvartsskifer og kvartsfyllitt.

Som et tillegg til tyngdemålinger over Ørtvannforekomsten utført i 1961 ble det av vit.assistent Sindre foretatt tyngdemålinger på det islagte Ørtvann.

Som et ledd i undersøkelse av malmreservene ved Lango gruber ble det av geofysiker Moxnes tatt opp et detaljert magnetometerkart over grubeområdet. På grunnlag av bakkemåling ble det som ledd i tydningen beregnet feltet i 50 og 100 m høyde samt den vertikale gradient. Dette gir nyttige opplysninger om de dypere liggende partier av malmen.

På foranledning av direktør H. Bjørlykke ble det i 1961 foretatt magnetiske målinger på og ved Karasjokka. Isen på elven ble for usikker før det oppsatte program var fullført, og målingene ble i år fortsatt av Opdahl ved Noaiddejavrret og Storfossen. Hensikten med målingene var om mulig å finne magnetitanrikninger i elveavsetningene som indikasjon på tungmineralansamlinger.

Magnetiske målinger ble utført av fysiker Breen på fjordbunnen utenfor Raudsand grube ved hjelp av borhullsmagnetometer senket ned fra båt.

Elektromagnetiske- og egenspenningsmålinger ble utført av geofysiker Singsaas over to mindre områder på i alt ca. $1\frac{1}{2}$ km² ved Skålseter i Sørli som et ledd i oppfølging av geokjemiske anomalier påvist av Statens råstofflaboratorium.

Det er foretatt magnetiske målinger i borhull i Fosdalens Bergverks grube. Målingene er utført av fysiker Breen.

Magnetiske målinger ble foretatt av geofysikerne Sakshaug og Moxnes i Ømmervannsfeltet som en fortsettelse av fjorårets målinger. I samme felt ble magnetiske borhullsmålinger utført av geofysiker Håbrekke.

I Langvannfeltet, mellom Langvannets østre del og Ravntind, ble magnetiske målinger utført av geofysiker Sakshaug og Moxnes over et ca. 11 km² stort område.

Magnetiske målinger ble utført av fysiker Breen omkring Klodeborg og Torbjørnsbo gruber.

Undersøkelsene, som kom i gang i Plurdalen, Nord-Rana, etter anmodning av direktør Fangel, A/S Bleikvassli Gruber, men ble utført for statens midler, omfattet elektromagnetiske og egenspenningsmålinger over et ca. 2 km langt område med mineraliserte soner og et par gamle skjerp. Undersøkelsene ble foretatt av geofysiker Singasaas.

Som et forsøk ble det utført tyngdemålinger i noen profiler over Bjornevatn jernmalmfelter. Det ble videre demonstrert utstyr for magnetiske borhullsmålinger og for magnetisk horisontalfeltmålinger. Undersøkelsen ble utført av direktør Aalstad og fysiker Breen.

Undersøkelser som ble foretatt ved Jakobsbakken, Sulitjelma, omfattet elektromagnetiske målinger i gruben og i borhull fra dagen. Undersøkelsene ble foretatt av geofysiker Singasaas.

Det ble utført elektromagnetiske målinger i et område ved Lille-skarven, Ålen, hvor det ved flymålinger utført av ABEM for Killingdal Grubeselskap i 1959 var fremkommet anomalier. Målingene er utført ved geofysiker Singasaas.

Flymålinger.

Før flymålinger ble 1962 den mest omfattende sesong hittil. Industri-departementets Lockheed fly ble benyttet i alt 310 timer i forbindelse med geofysiske målinger. Det ble målt en samlet profillengde av ca. 34.000 km og dekket et areal på ca. 24.000 km². Det ble utført samtidig målinger med magnetisk, elektromagnetisk og radiometrisk utstyr.

Den resterende del av Østfold fylke fra Moss og sydover ble dekket med profilavstand 1 km.

Et område av Telemark, begrenset i syd og øst av tidligere målte områder, i vest av en linje noe vest for Nisservann og i nord ved en linje over Seljord ble målt med 500 m profilavstand.

Den resterende del av Finnmarksvidda ble målt.

4 profiler fra Sørlandet over Skagerak til Danmark ble målt magnetisk som et ledd i de undersøkelser Jordskjelvstasjonen ved Universitetet i Bergen foretar i dette område. Flymålingene har vært ledet av direktør Aalstad og utført av geofysiker Haabrekke og konstruktør Brandhaug.

Seismiske målinger.

Undersøkelser er foretatt av forskjellige alternativer for tunneltraseer på Kyrksæterøra og damsteder ved Vatslivann og Søavann, Hemne.

Målinger for belysning av fundamenteringsproblemer ble foretatt ved høybygg for Siemens Norge A/S, i Strinda.

Undersøkelser som er foretatt i Brekstad, Ørland, gjaldt fundamentering av et påtenkt bygg.

Undersøkelser har foregått på sjøbunnen i nærheten av land ved Munkaunet, Trondheim, og gjaldt prosjektering av kai i tilknytning til et oljetankanlegg som oppføres her.

En rekke profiler ble undersøkt på 3 forskjellige lokaliteter ved Løkken, Meldal.

Undersøkelse av nye damalternativer for Soa Kraftanlegg, Vatslivann, Hemne.

Undersøkelse av et potensielt industriområde ved Sutterøy, Stjørdal, spesielt med tanke på plasering av en treforedlingsbedrift nordenfjells.

Dypet til fast fjell skulle bestemmes langs en rekke byggelinjer for prosjekterte nybygg ved Bodø sykehus.

Undersøkelse langs den prosjekterte avløpstunnel ved Harpefoss Kraftanlegg.

For plasering av en brønn skulle fjellets beliggenhet bestemmes under partier av et nesten uttørket elveleie ved Skåbu, Nord-Fron.

Undersøkelser vedrørende fundamenterings-spørsmål er foretatt på et fremtidig industriområde på Verdalsøra samt traseer for vanntunnel fra Leksdalsvann.

Kartlegging av grunnforholdene er foretatt på et industriområde ved Buvika.

Alle de ovennevnte undersøkelser er foretatt av geofysiker Hillestad.

Diamantboringer.

I løpet av året er det diamantboret 4283,5 m fordelt på 5 forskjellige oppdrag.

I Bidjovagge, Kautokeino ble det i tilknytning til prøvedriften boret 27 hull i gruva og 4 hull i dagen, ialt 31 hull på tilsammen 2.384,80 m.

I Mørkvasshei, Drangedal, ble det foretatt boringer i forbindelse med undersøkelser av en molybdenforekomst. Det ble boret 12 hull på tilsammen 604,90 m. Boringen er utført v/bortekniker Gausdal.

Ved Langø Gruber, Kragerø, ble det i forbindelse med undersøkelse av jernmalmreservene mot dypet boret 4 hull i gruva og 3 hull i dagen, ialt 7 hull på tilsammen 806,50 m.

Det ble boret 3 hull på tilsammen 120 m som et ledd i undersøkelse av radioaktive indikasjoner ved Øksnanuten, Høyland.

I Suovrarappat, Kautokeino ble det boret 3 hull på tilsammen 366,35 m i forbindelse med malmundersøkelser. De tre sistnevnte borer er utført v/ borformann Bratli.

Verksted- og laboratoriearbeid.

Verkstedet har vært beskjeftiget med komplettering og vedlikehold av instrumenter og utstyr for geofysiske målinger og forarbeidelse av instrumenter for salg. Det har videre vært utført en hel del arbeide for så vel kjemisk som geologisk avdeling.

Det er foretatt prøver i felten av tidligere konstruerte elektromagnetiske og magnetiske instrumenter.

Studiereiser i utlandet.

Det V. Nordiske geologiske vintermøte ble avholdt i Århus i dagene 8.-10. januar. Fra geofysisk avdeling deltok direktør Aalstad, geolog Svinndal og bergingeniør Trøften.

I tiden 12.-21. januar foretok konstruktør Haugan en studiereise til Sverige og Finland for å få del i de erfaringer andre institusjoner og firmaer har gjort m. h. t. tegne- og reproduksjonsarbeider m. v. I Stockholm besøkte han Sveriges Geologiska Undersøkning, A/S Atomenergi, A/B Esselte og Statens Reproduksjonsanstalt. I Helsinki besøkte han Geologiska Forskningsanstalten og Outokumpo O/Y. Dessuten besøkte han kobbergruvene i Outokumpo.

European Association of Exploration Geophysicists avholdt sitt 23. møte i Wiesbaden i tiden 12.-14. desember. Fra geofysisk avdeling deltok direktør Aalstad og geofysiker Hillestad.

Årsrapport for kjemisk avdeling.

Ved direktør Aslak Kvalheim.

Spektrografisk og kjemisk analytisk metodeforskning.

Ledere: G. Faye (spektrografi) og R. Stokland (kjemisk analyse).

Metodene for elementæranalyse av kull (C, N, O) er arbeidet inn og etablert i løpet av 1962. Arbeidet med undersøkelse av Svalbardkull kan dermed komme ajour om kort tid, slik at prøvningsresultatene for en skipningssesong kan foreligge avsluttet for neste sesong tar til.

En i og for seg kjent metode for oppkonsentrering av gull (og andre edelmetaller) i blyperle, men vesentlig etter mønster fra Bolidens laboratorier, er prøvd ut og funnet å være tids- og arbeidsbesparende. Gullanalysene avsluttes fremdeles spektrografisk.

For kvantometret er «Tape-machine» anskaffet, og kvantometriske metoder for denne maskin er studert.

Analysearbeid, kjemisk og spektrografisk.

Ved det kjemiske analyselaboratorium ble det i 1962 utført ca. 4500 bestemmelser. En meget stor del var analyser av borkjerner, og en annen betydelig del gjaldt undersøkelse av Svalbardkull.

Optisk-spektrografiske og røntgen-spektrografiske bestemmelser av både hovedbestanddeler og bibestanddeler i mineralske prøver har vært utført i stort antall. En stor del av både det kjemiske og det spektrografiske analysearbeid har dreiet seg om prøver fra Geofysisk og Geologisk avdeling og dessuten egne prøver.

I tillegg til dette analysearbeid kommer rutineanalyse av tusenvis av prøver i forbindelse med det geokjemiske prospekteringsarbeidet.

Laboratoriet for keramiske og ildfaste materialer.

Leder: J. Grenness.

Laboratoriet har som tidligere utført alle viktigere sikte- og slemmeanalyser, spesifikk vekt-bestemmelser, smeltepunktsbestemmelser o. l., både i tilknytning til oppgaver som løses sammen med de andre laboratoriene og som særskilt oppdrag.

Arbeidet med den systematiske undersøkelse av leirer, innsamlet i 1961, fra 13 norske keramiske industribedrifter, har fortsatt.

I forbindelse med planer for teglverk i Gauldalen er det gjort fullstendig undersøkelse av leirer fra Havdal, Leirli, Hokstad, Aune, Lundamo og Flå, og videre ble undersøkelse av Rambrot påbegynt.

I forbindelse med andre teglverksplaner er det undersøkt leire fra Nedstrand (Rogaland), Nordfold og Grong.

Det er videre gjort orienterende forsøk med fremstilling av gulffarget stein ved kalktilsats.

Geokjemi.

Dr. Harald Carstens har fortsatt sine geokjemiske studier og har bl. a. fullført undersøkelser av den variolittiske struktur og av thulit og rød epidot i Trøndelag.

Samtidig med bearbeidelsen av geokjemiske oppgaver har dr. Carstens, som tidligere, virket som Kjemisk avdelings råstoffgeolog i forbindelse med avdelingens forskjellige oppgaver og oppdrag.

Geokjemisk prospektering.

Leder: B. Bølviken.

Kartlegging av Cu i bekkesedimenter fra Indre Finnmark har pågått etter lignende retningslinjer som foregående år. Kartblad Carajavrre, ca. 300 km², ble fullført, kartblad Masi ble påbegynt.

Det er også påbegynt et analyseprogram på arkivprøver fra Indre Finnmark. Når dette er fullført, håper man å kunne fremstille særskilte kartblad over bekkesedimentenes innhold av hvert av elementene Cu, Zn og Ni.

Undersøkelse av Cu, Zn og Ni i bekkesedimenter fra området Ulveryggen-Porsavann i Finnmark er gjennomført for å finne eventuelle mineraliseringer analoge med Repparfjordforekomsten. Arbeidet skjedde i samarbeid med Geofysisk avdeling (Trøften).

Utvalgte områder i Ytre Finnmark og Nord-Troms ble undersøkt med bekkesedimentmetoden for å finne holdepunkter for eventuelle kobbermineraliseringer. Arbeidet skjedde i samarbeid med Geofysisk avdeling (Trøften).

I Sørli ble det utført kompletterende prøvetaking av bekkesedimenter. Oppfølging av geokjemisk anomali ble påbegynt, men ikke fullført p.g.a. mangel på geologisk assistanse. Arbeidet ventes fortsatt 1963.

Samarbeidet med Landsskogtakseringen er gjenopptatt etter lignende retningslinjer som 1960. I 1962 ble taksering av Oppland fylke påbegynt,

og det ble samtidig med takseringen samlet inn ca. 700 humusprøver. Prøvene viderebehandles nå ved NGU's laboratorier. En halvpart av hver prøve er sendt til Norges landbrukshøgskole ved professor J. Låg.

Geokjemiker Hvatum har påbegynt et arbeid over undersøkelse av elementfordelingen i norske myrer. Arbeidet omfatter både undersøkelse av myrer typiske for vedkommende landsdel, og myrer som ventes å være influert av nærværende malmbforekomster.

I forbindelse med malmløsing i Rørosfeltet ble det utført en geokjemisk undersøkelse som oppdrag for A/S Røros Kobberværk.

Kjemisk avdeling hadde i juli måned besøk av den kjente forsker innen geokjemisk prospektering professor Harold Bloom fra Colorado, U.S.A. Professor Bloom satte seg inn i de arbeider som er gjort her i landet innen fagområdet. Han deltok også i noen av NGU's felt ekspedisjoner.

Samarbeidet med professor J. Låg har fortsatt som før, spesielt i forbindelse med Landskottakseringen, men også når det gjelder myrundersøkelser og andre prosjekter.

Det er også opprettet kontakt med det finske selskap Outokumpu Oy og dettes avdeling for geokjemisk prospektering.

Metallurgi.

Leder: J. Aarvik.

I oppdrag er utført rosteforsøk for et bergverksselskap.

Videre er det arbeidet med kisavbrann. Det er målt overflate (kornstørrelse) på finknust kisavbrann som er fremstilt ved røsting under varierende forhold av kis fra forskjellige forekomster.

Undervisning.

Dr. H. Carstens har holdt forelesninger og øvelser ved Bergavdelingen, NTH i faget mineralogi og krystallografi.

Direktør Kvalheim har holdt spektroskopikurs for studenter fra Fysikkavdelingen, NTH, og fra Norges Lærerhøgskole, med øvelser henlagt til Kjemisk avdeling. Under øvelsene assisterte laboratorieingeniør Faye og konstruktør frk. Berner.

Foredrag.

Geokjemiker Bølviken har holdt foredrag ved V. Nordiske geologiske vintermøte om «Regional malmløsing ved samarbeid mellom geokjemi og landbruksforskning».

Dr. H. Carstens har holdt foredrag i Trondheim Geologiske Klubb over emnet: «Om den variolittiske struktur».

Utenlandsreiser og deltakelse i møter i utlandet.

Direktør Kvalheim, geokjemiker Bølviken og dr. Carstens deltok i V. Nordiske geologiske vintermøte i Århus 8.-10. januar 1962. Laboratorieingeniør Grenness deltok i VIII International Ceramic Congress i København 21.-25. mai 1962.

Direktør Kvalheim oppholdt seg i U.S.A. i tiden 29. mai-5. juli 1962. I Berkeley og Denver ble geokjemisk prospektering m.m. studert og diskutert, i Seattle, Milwaukee og Pittsburgh ble utnyttelsen av olivin drøftet, og Kvalheim deltok i X. International Spectroscopic Colloquium i College Park, Maryland.

Laboratorieingeniør (sjefanalytiker) Stokland foretok i tiden 26. juni-6. juli en studiereise til Oslo, Stockholm og Skelleftehamn (Bolidenlaboratoriet) for å studere kjemiske analysemetoder.

Publikasjoner.

Harald Carstens: A post-Caledonian ultrabasic biotite-lamprophyre dyke on the island Ytterøy in the Trondheimsfjord, Norway. NGU Årbok 1961.

Harald Carstens: Lavas of the Southern part of Jan Mayen. Norsk Polarinstitut Årbok 1961.

Under trykking:

Harald Carstens: On the variolitic structure.

— Coexisting thulite and red epidote in Trøndelag, Norway.

FORTEGNELSE OVER
PUBLIKASJONER OG KART

*List of publications and maps
issued by Norges geologiske undersøkelse*

Papers in Norwegian marked with an (S.) after the title have summaries or abstracts in English. Papers marked with (Z.) (Zusammenfassung) or (R.) (Résumé) have summaries in German or French, respectively.

Norges geologiske undersøkelse har utgitt ved Universitetsforlaget, Oslo:

1. Aarvog for 1891 (Indhold: *K. O. Bjørlykke*: Graptolitførende skifere i vestre Gausdal. *Th. Münster*: Foreløbige meddelelser om reiser i Mjøsegnene udførte for den geologiske undersøkelse sommeren 1889. *Joh. C. Andresen*: En nyfunden flek av primordial i Hennungbygden, Grans prestegjeld. *Hans Reusch*: En dag ved Åreskutan. *S. A. Houglund*: Bergartsgange ved Sand i Ryfylke. *G. E. Stangeland*: Bemærkninger om endel myrstrækninger i Bergs og Rakkestads præstegjelde i Smaalenene samt om myrene paa Jæderen. *J. Johnsen*: Svenningdals sølvgruber. *J. P. Friis*: Feldspat, kvarts og glimmer, deres forekomst og anvendelse i industrien. *Hans Reusch*: Granitindustrien ved Idefjorden. *Hans Reusch*: Skuringsmærker og morenegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget ældre end «istidens». (S.) 1891 Kr. 3,00.
2. *C. H. Homan*. Selbu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Selbus omraade. (S.) 1890. Kr. 2,00.
3. *J. H. L. Vogt*. Salten og Ranen, med særligt hensyn til de vigtigste jernmalm- og svovelkis-kobberkis-forekomster samt marmorlag. (Z.) 1890. Utsolgt.
4. *Hans Reusch*, med bidrag af *Tellef Dahll* og *O. A. Corneliusen*. Det nordlige Norges geologi. (S.) 1891. Utsolgt.
5. *G. E. Stangeland*. Torvmyrer inden Kartbladet «Sarpsborgs» Omraade. (S.) Med kart. 1891. Kr. 2,00.
6. *J. H. L. Vogt*. Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige repræsenterede grupper af jernmalforekomster. (Z.) 1892. Utsolgt.
7. *J. H. L. Vogt*. Nikkelforekomster og nikkelproduktion. (Z.) 1892. Utsolgt.
8. *G. E. Stangeland*. Torvmyrer inden Kartbladet «Nannestads» Omraade. (S.) Med kart. 1892. 3,00.
9. *Amund Helland*. Jordbunden i Norge. (S.) 1893. Utsolgt.
10. *Amund Helland*. Tagiskifere, heller og vekstene. 1893. Kr. 5,00.
11. *W. C. Brøgger*. Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte «høifjeldskvarts». (Z.) 1893. Kr. 4,50.
12. *Carl C. Riiber*. Norges granitindustri. (S.) 1893. Kr. 2,00.
13. *K. O. Bjørlykke*. Gausdal. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Gausdals omraade. (S.) 1893. Kr. 2,00.
14. Aarvog for 1892 og 93. (Indhold: *H. Reusch*: Strandfladen, et nyt træk i Norges geografi. (Med kart.) *H. Reusch*: Mellem Bygdin og Bang. *H. Reusch*: Har der existeret store, isdæmmede indsøer paa østsiden af Langfjeldene? *K. O. Bjørlykke*:

- Høifjeldskvartsens nordøstligste udbredelse. *J. P. Friis*: Udvinning af feldspat og glimmer i Smaalenene. *Amund Helland*: Dybderne i nogle indsøer i Jotunfjeldene og Thelemarken. *E. Ryan*: Undersøgelse af nogle torvprøver. *Amund Helland*: Opdyrkning af lerfaldet i Værdalen.) 1894. Kr. 5,00.
15. *J. H. L. Vogt*. Dunderlandsdalens jernmalmfelt i Ranen, Nordlands amt, lidt søndenfor polarkredsen. (Z.) 1894. Kr. 4,00.
 16. *Amund Helland*. Jordbunden i Jarlsberg og Larviks amt. 1894. Kr. 6,00.
 17. *J. H. L. Vogt*. Nissedalens jernmalforekomst. (i Thelemarken.) (Z.) 1895. Kr. 3,00.
 18. *Amund Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. I. Den almindelige del og herrederne i Søndmør. 1895. Utsolgt.
 19. *Amund Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. II. Herrederne i Romsdalen og Nordmør. 1895. Utsolgt.
 20. *G. E. Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge og deres Tilgodegjørelse. I. (S.) 1896. Utsolgt.
 21. Aarvog for 1894 og 95. (Indhold: *H. Reusch*. Geologisk litteratur vedkommende Norge 1890—95.) 1896. Kr. 3,00.
 22. *J. H. L. Vogt*. Norsk marmor. (Z.) 1897. Kr. 10,00.
 23. *Amund Helland*. Lofoten og Vesteraalen. 1897. Kr. 10,00.
 24. *G. E. Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge og deres Tilgodegjørelse. II. (S.) 1897. Kr. 2,50.
 25. *K. O. Bjørlykke*. Geologisk kart med beskrivelse over Kristiania by. 1898. Utsolgt.
 26. *K. O. Bjørlykke*. Norges Geologiske Undersøgelsses udstilling i Bergen. (S.) 1898. Kr. 2,00.
 27. *J. P. Friis*. Terrængundersøgelser og jordboringer i Stjørdalen, Værdalen og Guldalen samt i Trondhjem i 1894, 95 og 96. (S.) Kr. 3,00.
 28. Aarvog for 1896 til 99. (Indhold: *Andr. M. Hansen*: Skandinaviens stigning. (S.) *A. Helland*: Strandlinjernes fald. (S.) Med kart. *J. Rekstad*: Løse afleiringer i øvre Foldalen. (S.) *J. Rekstad*: Om periodiske forandringer hos norske bræer. (S.) *Adolf Dal*: Geologiske iagttagelser omkring Varangerfjorden. (S.) 1900. Kr. 4,00.
 29. *J. H. L. Vogt*. Søndre Helgeland. Morfologi. Kvartærgeologi. Svenningsdalens sølvertsgange. (Z.) 1900. Kr. 5,00.
 30. *Ths. Münster*. Kartbladet Lillehammer. Tekst. (Z.) 1900. Kr. 2,00.
 31. *W. C. Brøgger*. Om de sen-glaciale og post-glaciale nivåforandringer i Kristiania-feltet. (Molluskfaunan.) (S.) 1900—01. Kr. 15,00.
 32. Aarvog for 1900. (Indhold: 9 avhandlinger av *H. Reusch*. Nogle optegnelser fra Værdalen. (Det store Værdalskred m. m.) Jordfaldet ved Mørset i Stjørdalen. Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia (Valdres). Listerlandet. Istidsgruset ved Lysefjordens munding. En forekomst af kaolin og ildfast ler ved Dydland nær Flekkefjord. Skjærgaarden ved Bergen. Oplysninger til Blakstads jordbundskart over Trondhjems omegn. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. (S.) 1901. Kr. 5,00.
 33. Aarvog for 1901. (Indhold: *H. Reusch*. Geologisk litteratur vedkommende Norge 1896—1900.) 1902. Kr. 4,00.
 34. Aarvog for 1902. (Indhold: *Johan Kier*: Etage 5 i Asker. (S.) *Reusch*, *Rekstad* og *K. O. Bjørlykke*: Fra Hardangerviddens. (S.) *J. Rekstad*: Iagttagelser fra bræer

- i Sogn og Nordfjord. (S.) *J. Rekstad*: Geologisk kartskitse over trakterne omkring Velfjorden, med beskrivelse. (S.) 1902. Kr. 5,00.
35. *O. E. Schiøtz*. Den sydøstlige Del af Sparagmit-Kvarts-Fjeldet i Norge. (S.) Med kart. Tillegg: *W. C. Brøgger*. *Agnostus gibbus*, Linns. var. *Schiøtzii*. 1902. Kr. 5,00.
36. Aarboeg for 1903. (Indhold: *J. P. Friis*: Andøens kulfelt. (S.) *H. Reusch*: Nogle optegnelser fra Andøen. (S.) *H. Reusch*: Fra det indre af Finmarken. (S.) *H. Kaldhol*: Suldalsfjeldene. (S.) *J. Rekstad*: Fra høifjeldstrøget mellem Haukeli og Hemse-dalsfjeldene. (S.) *J. Rekstad*: Skoggrænsens og snelinien større høide tidligere i det sydlige Norge. (S.) 1903. Kr. 5,00.
37. Aarboeg for 1904. (Indhold: *Jens Holmboe*: Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordlige kyst. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Om oversiluren i Brumund-dalen. (S.) *Andr. M. Hansen*: Litt om Mjøsøkølen. (S.) *J. Rekstad*: Beskrivelse til kartbladet Dønna. (S.) *Johan Kiær*: Bemærkninger om oversiluren i Brumund-dalen. (S.) *J. Rekstad*: Fra det nordøstlige af Jotunfjeldene. (S.) Med kart. *H. Reusch*: Nogle notiser fra Sigdal og Eggedal. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Et kort tilsvær til dr. Kiærs bemærkninger om oversiluren i Brumunddalen. (S.) 1904. Kr. 6,00.
38. *G. E. Stangeland*. Om Torvmyrer i Norge og deres Tilgodegjørelse. III. (S.) 1904. Kr. 4,00.
39. *K. O. Bjørlykke*. Det centrale Norges fjeldbygning. (S.) Med kart. Tillegg: *Chas. Lapworth*. Notes on the Graptolites from Bratland, Gausdal, Norway. 1905. Kr. 15,00.
40. *Hans Reusch*. Voss. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Voss's omraade. (S.) 1905. Kr. 4,00.
41. *W. C. Brøgger*. Strandliniens beliggenhet under stenalderen i det sydøstlige Norge. (Z.) 1905. Kr. 6,00.
42. *A. W. Brøgger*. Øxer av Nøstvettypen. Bidrag til kundskaben om ældre norsk sten-alder. (Z.) 1905. Kr. 4,00.
43. Aarboeg for 1905. (Indhold: *K. O. Bjørlykke*: Om Selsmyrene og Lesjesandene. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Om ra-ernes bygning. (S.) *J. H. L. Vogt*: Om relationen mellem størrelsen af eruptivfelterne og størrelsen af de i eller ved samme op-trædende malmudsøndringer. (Z.) *J. Rekstad*: Iagttagelser fra Folgefonnens bræer. (Z.) *J. H. L. Vogt*: Om Andøens jurafelt, navnlig om landets langsomme ned-synken under juratiden og den senere hævnning samt gravforkastning. (Z.) *C. Bugge*: Kalksten og marmor i Romsdals amt. (S.) *J. Rekstad*: Fra Indre Sogn. (S.) 1905. Kr. 6,00.
44. Aarboeg for 1906. *Hans Reusch*. Geologisk litteratur vedkommende Norge 1901—1905. 1907. Kr. 4,00.
45. Aarboeg for 1907. (Indhold: *J. Rekstad*: Folgefonnshalvoens geologi. (S.) *C. Bugge*: Bergverksdriften i Norge 1901—1905. *H. Reusch*: Skredet i Loen 15de januar 1905. (S.) *C. Bugge*: Bemærkninger om norsk stenindustri. *Olaf Holte-dahl*: Alunskiferfeltet ved Oieren. (Z.) 1907. Kr. 5,00.
46. *J. H. L. Vogt*. De gamle norske jernverk. (Z.) 1908. Kr. 3,00.
47. *Hans Reusch*. Tekst til geologisk kart over fjeldstrøkene mellem Jostedalbræen og Ringerike. (S.) Med kart. 1908. Kr. 4,00.
48. *K. O. Bjørlykke*. Jæderens geologi. (S.) 1908. Kr. 5,00.
49. Aarboeg for 1908. (Indhold: *H. Reusch*: Den geologiske undersøkelses opgaver. *V. M. Goldschmidt*: Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsen. (Z.) *G. Holmsen*:

- Geologiske iagttagelser fra Børgefjeld. (S.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra Søndhordland. (S.) *H. Kaldhol*: Fjeldbygningen i den nordøstlige del av Ryfylke. (S.) *J. Rekstad*: Bidrag til kvartærtidens historie for Nordmør. (S.) 1909. Kr. 4,50.
50. *Hans Reusch*. Norges Geologi. 1910. Utsolgt.
51. *J. H. L. Vogt*. Norges Jernmalmsforekomster. (Z.) 1910. Kr. 6,00.
52. *A. Grimnes*. Jæderens Jordbund. (S.) Beskrivelse til *A. Grimnes*: Kart over Jæderen 1 : 50 000. 1910. Med kart. Kr. 8,00.
53. Aarbok for 1909. (Indhold: *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra strøket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. (S.) *W. Werenskiold*: Om Øst-Telemarken. (S.) *V. M. Goldschmidt*: Geologiske iagttagelser fra Tonsaasen i Valdres. (S.) *J. Oxaal*: Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgefjeld og trakterne om Namsvandene. (S.) *J. Rekstad*: Beskrivelse til det geologiske kart over Bindalen og Leka. (S.) *Th. Vogt*: Om eruptivbergartene paa Langøen i Vesteraalen. (Z.) 1910. Kr. 6,00.
54. *Andr. M. Hansen*. Fra Istiderne. Vest-Raet. 1910. Kr. 5,00.
55. *Daniel Danielsen*. Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. (S.) 1910. Kr. 4,00.
56. *Carl Bugge*. Rennebu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Rennebus omraade. (S.) Med kart. 1910. Kr. 6,00.
57. Aarbok for 1910. (Indhold: *W. Werenskiold*: Fra Numedal. (S.) *A. Hoel*: Oks-tinderne. (R.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjord. *H. Reusch*: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. (S.) 1910. Kr. 5,00.
58. *W. Werenskiold*. Førnebolandet og Snarøen i Østre Bærum. (S.) Med kart. 1911. Kr. 4,00.
59. Aarbok for 1911. (Indhold: *J. Oxaal*: Fra Indre Helgeland. (S.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord. (S.) *C. W. Carstens*: Geologiske iagttagelser fra Mo prestegjæld i Nordlands amt. (Z.) *Rolf Marstrander*: Svartisen, dens geologi. (S.) 1911. Kr. 5,00.
60. *W. Werenskiold*. Søndre Fron. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Søndre Frons omraade. (S.) Med kart. 1911. Kr. 6,00.
61. Aarbok for 1912. (Indhold: *Gunnar Holmsen*: Oversigt over Hatfjelddalens geologi. (Z.) *C. Bugge*: Lagfølgen i Trondhjemsfeltet. (S.) *J. Rekstad*: Opdæmning i Bjellaadalen ved istidens slutning. (S.) *J. Rekstad*: Fra øerne utenfor Saltenfjord. (S.) *J. Rekstad*: En mytilus-fauna under morænemasser i Smaalenene. (S.) *J. Oxaal*: Norges eksport av sten i aarene 1870—1911 samt forsøk til en statistikk over det indenlandske forbruk av huggen sten. (S.) 1913. Kr. 6,00.
62. *J. Rekstad*. Bidrag til Nordre Helgelands geologi. (S.) Med kart. 1912. Kr. 5,00.
63. *Olaf Høltedahl*. Kalkstensforekomster i Kristianiafeltet. (S.) 1912. Kr. 4,00.
64. *Hans Reusch*. Tekst til geologisk oversigtskart over Søndhordland og Ryfylke. (S.) Med kart. 1913. Kr. 4,00.
65. *K. O. Bjørlykke*. Norges kvartærgeologi. (S.) 1913. Utsolgt.
66. *W. Werenskiold*. Tekst til geologisk kart over strøkene mellem Sætersdalen og Ringerike. (S.) Med kart. 1912. Kr. 4,00.
67. *J. Rekstad*. Fjeldstrøket mellem Saltdalen og Dunderlandsdalen. (S.) Med kart. 1913. Kr. 4,00.
68. Aarbok for 1913. (Indhold: *J. Oxaal*: Den hvite granit i Sogn. (S.) *O. E. Schiøtz*: Om isskillet i trakten omkring Fæmund. (S.) *H. Reusch*: Fra Trysil. (S.) *S. Foslie*: Ramsøy titanmalmsfelt i Solør og dets differentiationsprosesser. (S.) 1914. Kr. 5,00.

69. Aarboek for 1914. (Indhold: *J. Rekstad*: Fjeldstrøket mellom Lyster og Bøverdalen. (S.) *J. Oxaal*: Kalkstenshuler i Ranen. (S.) *J. Rekstad*: Kalksten fra Nordland. (S.) *H. Reusch*: Nogen bidrag til Hitterens og Smøstens geologi. (S.) *O. Holtedahl*: Fossiler fra Smølen. (S.) 1914. Kr. 5,00.
70. Fem avhandlingar, skrevne i anledning Norges Jubileumsutstilling 1914. (Indhold: *H. Reusch*: Norges Geologiske Undersøkelse. (S.) *W. Werenskiold*: Tekst til geologisk oversiktskart over det sydlige Norge. (S.) *Th. Vogt*: Geologisk beskrivelse til kartar over Nordland. (S.) *J. H. L. Vogt*: Norges Bergverksdrift. (S.) *J. Oxaal*: Den norske stenindustri. (S.) 1914. Kr. 2,00.
71. *Carl Fred. Kolderup*. Egersund. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersunds omraade. (Z.) Med kart. 1914. Kr. 8,00.
72. *J. H. L. Vogt*. Gronggruberne og Nordlandsbanen. (Z.) 1915. Kr. 4,00.
73. *Gunnar Holmsen*. Bræddamte sjøer i Nordre Østerdalen. (S.) Med kart. 1915. Kr. 5,00.
74. *Gunnar Holmsen*. Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen-Fæmundsstrøket. (S.) Med kart. 1915. Kr. 4,00.
75. Aarboek for 1915. (Indhold: *O. Holtedahl*: Iagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. (S.) *O. Holtedahl*: Nogen foreløbige meddelelser fra en reise i Alten i Finmarken. (S.) *J. Rekstad*: Kvartær tidsregning. Terrassen ved Moen i Øvre Aardal, Sogn. (S.) *H. Reusch*: Den formodede littorinasenkning i Norge. (S.) *J. Rekstad*: Helgelands ytre kyststrand. (S.) *J. H. L. Vogt*: Om manganrik sjøalm i Storsjøen, Nordre Odalen. (Z.) 1915. Kr. 6,00.
76. *John Oxaal*. Norsk granit. (S.) 1916. Utsolgt.
77. *V. M. Goldschmidt*. Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen. (Z.) 1916. Kr. 3,00.
78. *J. Holmgren*. Naturstenens anvendelse i husbygningen i Skotland. (S.) 1916. Kr. 2,50.
79. Aarboek for 1916. (Indhold: *G. Holmsen*: Rendalens bræsjø. (S.) *G. Holmsen*: Sørfolden—Riksgrænsen. (S.) Med kart. *J. Rekstad*: Kyststrøket mellem Bodø og Folden. (S.) *H. Reusch*: Litt om Jutulhugget. (S.) 1917. Kr. 4,00.
80. *J. Rekstad*: Vega. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1917. Kr. 8,00.
81. Aarboek for 1917. (Indhold: *H. Reusch*: Nogen bemerkninger i anledning av seterne i Østerdalen. (S.) *O. Holtedahl*: Kalkstensforekomster paa Sørlandet. (S.) *G. Holmsen*: Sulitelmatrakten. (S.) Med kart. *J. Rekstad*: Fjeldstrøket Fauske—Junkerdalen. (S.) 1917. Kr. 5,00.
82. *Carl Bugge*. Kongsbergfeltets geologi. (S.) Med kart og plancher. 1917. Kr. 15,00.
83. Årbok for 1918 og 19. (Innhold: *G. Holmsen*: Gudbrandsdalens bræsjø. (S.) *C. W. Carstens*: Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. (Z.) *H. Reusch*: Nogen kvartærgeologiske iagttagelser fra det Romsdalske. (S.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra strekningen Folla—Tysfjord. (S.) Med kart. *G. Holmsen*: Nordfollas omgivelser. (S.) 1919. Kr. 3,50.
84. *Olaf Holtedahl*. Bidrag til Finmarkens geologi. (S.) 1918. Kr. 8,00.
85. *J. H. L. Vogt*. Jernmalm og Jernverk. Særlig om elektrisk jernmalm-smeltning. 1918. Utsolgt.
86. *John Oxaal*. Dunderlandsdalen. Fjeldbygningen inden gradavdelingskartet Dunderlandsdalens omraade. (S.) Med kart. 1919. Kr. 8,00.
87. Årbok for 1920 og 21. (Innhold: *O. Holtedahl*: Kalksten og dolomit i de øst-

- landske dalfører. (S.) *Arne Bugge*: Nikkelgruber i Bamle. (S.) *S. Foslie*. Raana noritfelt. Differentiation ved «squeezings». (S.) *J. Rekstad*: Et fund av skjelfførende leir i Lørenskog. (S.) *R. Falck-Muus*: Brynestensindustrien i Telemarken. (S.) *H. Reusch*: Efterhøst. (S.) *A. L. Rosenlund*: Fxø grube.) 1922. Kr. 6,00.
88. *J. Rekstad*. Eidsberg. De geologiske forhold innen rektangelkartet Eidsbergs omraade. (S.) Med kart. 1921. Kr. 6,00.
89. *Olaf Holtedahl*. Engerdalen. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Engerdalens omraade. (S.) Med kart. 1921. Kr. 6,00.
90. *Gunnar Holmsen*. Torvmyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland. (Z.) 1922. Kr. 7,00.
91. *J. Rekstad*. Kvartære avleiringer i Østfold. (S.) 1922. Kr. 1,00.
92. *J. Rekstad*. Grunnvatnet. 1922. Kr. 2,00.
93. *J. H. L. Vogt*. Tryktunneller og geologi. Med et avsnit: Spændinger i fjeldet ved tryktunneller, av *Fredrik Vogt*. (Z.) 1922. Kr. 3,00.
94. *Ole T. Granlie*. Strandlinjer, moræner og skjælføremster i den sydlige del av Troms fylke. (S.) 1922. Kr. 2,00.
95. *Arne Bugge*. Et forsøk paa inndeling av det syd-norske grundfjeld. (S.) 1922. Kr. 1,00.
96. *J. Rekstad*. Norges hevning efter istiden. (S.) Med kart. 1922. Kr. 2,50.
97. *Olaf Holtedal* og *Jakob Schetelig*. Kartbladet Gran. (S.) Med kart. 1923. Kr. 6,00.
98. Årbok for 1922. (Innhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes innberetninger.) 1923. Kr. 3,00.
99. *Gunnar Holmsen*. Vore myrers plantedække og torvarter. (Z.) Med kart. 1923. Kr. 7,00.
100. *J. Rekstad*. Hans Reusch. Nekrolog og bibliografi. 1923. Kr. 2,00.
101. *Olaf Andersen*. Ildfaste oksyders fysikalske kjemi. Oversigt over nyere præcisionsundersøkelser. (S.) Statens raastofkomité. Publ. nr. 1. 1922. Kr. 2,00.
102. *Olaf Holtedahl* og *Olaf Andersen*. Om norske dolomiter med bemerkninger om den praktiske anvendelse av dolomit. (S.) S. R. K. Publ. nr. 2. 1922. Kr. 2,00.
103. *Olaf Andersen*. En forekomst av ren kvarts i Krødsherred. (S.) S. R. K. Publ. nr. 3. 1922. Kr. 1,00.
104. *J. Bull*. Elektrisk Metalsmelting. Forsøk og undersøkelser utført ved Marinens Torpedo- og Minefabrik i samarbeide med Statens Raastofkomité. (S.) S. R. K. Publ. nr. 4. 1922. Kr. 1,00.
105. *Thv. Lindeman*. Torv. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 5. 1922. Kr. 1,00.
106. *Carl Bugge* og *Steinar Foslie*. Norsk arsenmalm og arsenikfremstilling. (S.) S. R. K. Publ. nr. 6. 1922. Kr. 1,00.
107. *V. M. Goldschmidt*. Om fremstilling av bariumlegeringer. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 7. 1922. Kr. 1,00.
108. *V. M. Goldschmidt* og *E. Johnson*. Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 8. 1922. Kr. 3,00.
109. *Erling Johnson*. Om tilgodegjørelse av kalifeltspatens kali-indhold. (S.) S. R. K. Publ. nr. 9. 1922. Kr. 3,00.
110. *Carl Bugge*. Statens apatitdrift i rationeringstiden. (S.) S. R. K. Publ. nr. 10. 1922. Kr. 1,00.
111. *J. Gram*. Undersøkelser over bituminøse kul fra Spitsbergen og Andøen. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 11. 1922. Kr. 1,00.

112. *J. Gram*. Den kemiske sammensætning av Spitsbergen—Bjørnøykul. (S.) S. R. K. Publ. nr. 12. 1923. Kr. 1,00.
113. *Andreas Rødland*. Oljefremstilling av Kings Bay-kul og kul og skifer fra Andøen. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 13. 1924. Kr. 1,00.
114. *B. Hansteen Cranner*. Om vegetationsforsøk med glimmermineralerne biotit og sericit som kalikilde. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 14. 1922. Kr. 2,00.
115. *J. v. Krogh*. Undersøkelser over norske lerer. I. (S.) S. R. K. Publ. nr. 15. 1923. Kr. 1,00.
116. *Brynjulf Dietrichson*. Undersøkelser over norske lerer. II (S.) S. R. K. Publ. nr. 16. 1923. Kr. 2,00.
117. *W. Guertler*. Kort oversigt over kobberets indflydelse paa jern og staa. Forkortet og bearbejdet av *J. Bull*. (S.) S. R. K. Publ. nr. 17. 1923. Kr. 1,00.
118. *J. Bull*. Prover med en hærdeovn for kulstofstaa. (Wild-Barfield's patent.) Forsøk og undersøkelser utført ved Marinens Torpedo- og Minefabrik i samarbeide med Statens Raastofkomité. (S.) S. R. K. Publ. nr. 18. 1923. Kr. 1,00.
119. *J. v. Krogh*. Undersøkelser over norske lerer. III. (S.) S. R. K. Publ. nr. 19. 1923. Kr. 1,75.
120. *Brynjulf Dietrichson*. Undersøkelser over norske lerer. IV. (S.) S. R. K. Publ. nr. 20. 1924. Kr. 2,00.
121. *Thorolf Vogt*. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. (S.) Med kart. 1927. Kr. 14,00.
122. Årbok for 1923. (Innhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes årsberetninger.) 1924. Kr. 3,00.
123. *Gunnar Holmsen*. Hvordan Norges jord blev til. (S.) 1924. Utsolgt.
124. *J. Rekstad*. Hatfjellidalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1924. Kr. 8,00.
125. *J. Rekstad*: Træna. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1925. Kr. 8,00.
126. *Steinar Foslie*. Syd-Norges gruber og malmforekomster. (S.) Med kart i planformat. 1925. Utsolgt.
127. *Steinar Foslie*. Norges svovelkisforekomster. (S.) 1926. Utsolgt.
- 128a. *Olaf Andersen*. Feltspat. I. Feltspatmineralenes egenskaper, forekomst og praktiske utnyttelse med særlig henblik på den norske feltspatindustri. (S.) 1926. Utsolgt.
- 128b. *Olaf Andersen*. Feltspat. II. Forekomster i fylkene Buskerud og Telemark, i flere herreder i Aust-Agder og i Hidra i Vest-Agder. *Tom. F. W. Barth*. Feltspat. III. Forekomster i Iveland og Vegusdal i Aust-Agder og i flere herreder i Vest-Agder. (S.) 1931. Kr. 5,00.
129. *Gunnar Aasgaard*. Gruber og skjerp i kistraget Øvre Guldal—Tydal. (S.) 1927. Kr. 5,00.
130. *Arne Bugge*. En forkastning i det syd-norske grunnfjell. (S.) 1928. Kr. 5,00.
131. *J. C. Torgersen*. Sink- og blyforekomster på Helgeland. (S.) 1928. Kr. 4,00.
132. *Gunnar Holmsen*. Lerfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. (S.) 1929. Kr. 3,00.
133. Årbok for femårsperioden 1924—28. (Innhold: Direktørens beretning om virksomheten ved N. G. U. Statsgeologenes beretninger om arbeidet. *R. Falck-Muus*: Femårsberetning fra bibliotekaren. *C. Bugge*: Meddelelser om geologiske undersøkelser i Hallingdal og Valdres. *R. Falck-Muus*: Norske bergverksarkivalia III. *A. Bugge*: Oversikt over inndelingen av Det Sydnorske grunnfjell samt om Fahlbåndene i Kongsberg ertsdistrikt.) 1929. Kr. 3,00.
134. *J. Rekstad*. Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1929. Kr. 8,00.

135. *Gunnar Holmsen*. Grundvandet i vore leiravsætninger. (S.) 1930. Kr. 3,00.
136. *Gunnar Holmsen*. Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1932. Kr. 8,00.
137. *Steinar Foslie* og *Mimi Johnson Høst*. Platina i sulfidisk nikkelmalm. (Z.) 1932. Kr. 3,00.
138. *W. C. Brøgger*. Essexitrekkenes erupsjoner, den eldste vulkanske virksomhet i Oslo-feltet. (Z.) 1933. Kr. 3,00.
139. *W. C. Brøgger*. Om rombeporfyrgangene og de dem ledsagende forkastninger i Oslo-feltet. (Z.) 1933. Kr. 2,00.
140. *Gunnar Holmsen*. Lerfall i årene 1930—32. (S.) 1934. Kr. 2,00.
141. *Olaf Anton Broch*. Feltspat. IV. Forekomster i Akershus og Østfold øst for Glomma. (S.) 1934. Kr. 4,00.
142. *J. C. Torgersen*. Sink- og blyforekomster i det nordlige Norge. (S.) 1935. Kr. 3,00.
143. *Arne Bugge*. Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskart E. 35 Ø. og F. 35 V. De løse avleiringer ved *A. Samuelsen*. (S.) Med kart. 1937. Kr. 10,00.
144. *Gunnar Holmsen*. Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1935. Kr. 6,00.
145. *Wolmer Marlow*. Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1935. Kr. 6,00.
146. *Arne Bugge*. Kongsberg—Bambleformasjonen. (S.) 1936. Kr. 4,00.
147. *Steinar Foslie*. Kisdistriktet Varaldsøy—Ølve i Hardanger. Tillegg og Summary ved *Brynjulf Dietrichson*. (S.) Med kart. 1955. Kr. 8,00.
148. *Gunnar Holmsen*. Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1937. Kr. 6,00.
149. *Steinar Foslie*. Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart Tysfjord. (S.) Med kart. 1941. Kr. 15,00.
150. *Steinar Foslie*. Hellembotn og Linnajavrre. Geologisk beskrivelse til kartbladene. (S.) Med kart. 1942. Kr. 8,00.
151. *Gunnar Holmsen*. Våre leravsetninger som byggegrunn. (S.) 1938. Kr. 3,00.
152. *Trygve Strand*. Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. (S.) Med kart. 1938. Kr. 6,00.
153. *Carl Bugge*. Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigskarter E. 32 V. og E. 32 Ø. (S.) Med kart. 1939. Kr. 12,00.
154. *Harald Bjørlykke*. Feltspat. V. De sjeldne mineraler på de norske granittiske pegmatittganger. (S.) 1939. Kr. 4,00.
155. *Olaf Anton Broch*, *Fridtjov Isachsen*, *Orvar Isberg*, *Trygve Strand*. Bidrag til Skudenes-sedimentenes geologi. (S.) 1940. kr. 1,50.
156. *K. O. Bjørlykke*. Utsyn over Norges jord og jordsmonn. (S.) Med oversiktskart av jordbunnsforholdene i Norge i to blader: Sør-Norge og Nord-Norge. Målestokk 1 : 2 000 000. 1940. Kr. 10,00.
157. *Brit Hofseth*. Geologiske undersøkelser ved Kragerø, i Holleia og Troms. (S.) Med kart. 1942. Kr. 4,00.
158. *Per Holmsen*. Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset-Femunden. (S.) 1943. Kr. 3,00.
159. *Trygve Strand*. Et gneis-amfibolitt-kompleks i grunnfjellet i Valdres. (S.) 1943. Kr. 3,00.

160. *Jens A. W. Bugge*. Geological and petrographical investigations in the Kongsberg—Bamble formation. 1943. Kr. 5,00.
161. *Christoffer Oftedal*. Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. (S.) 1943. Kr. 2,50.
162. *Henrich Neumann*. Silver deposits at Kongsberg. (The mineral assemblage of a native silver—cobalt—nickel ore type.) 1944. Kr. 4,50.
163. *Brynjulf Dietrichson*. Geologiske undersøkelser i Espedalen. Gradteig Vinstra og tilgrensende høifjell. (S.) 1945. Kr. 3,00.
164. *Olaf Holtedahl*. Norges geologi. Med 24 plansjer, derav et berggrunnskart og et glacialgeologisk kart over Norge, samt 485 tekstfigurer. Bind I—II. 1953. Utsolgt.
165. *Gunnar Horn*. Karsthuler i Nordland. (S.) 1947. Kr. 7,00.
166. *Gunnar Holmsen*. Lerfall og ras i årene 1933—39. (S.) 1946. Kr. 3,00.
167. *Gunnar Holmsen og Per Holmsen*. Leirfall i årene 1940—1945. (S.) 1946. Kr. 4,00.
- 168a. *Tom. F. W. Barth*. The nickeliferous Iveland—Eveje amphibolite and its relation. Med kart. 1947. Kr. 5,00.
- 168b. *Harald Bjørlykke*. Flåt Nickel Mine. Med kart. 1947. Kr. 3,00.
169. *Steinar Foslie*. Melkedalen grube i Ofoten. Søndre Ofotens malmforekomster. I. (S.) Med kart. 1946. Kr. 7,00.
170. *Ivar Oftedal*. Oversikt over Norges mineraler. (S.) 1948. Kr. 3,00.
171. *Jens A. W. Bugge*. Rana gruber. Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. (S.) Med kart. 1948. Kr. 12,00.
172. *Harald Bjørlykke*. Hosanger nikkelgruve. (S.) Med kart. 1949. Kr. 3,00.
173. *Trygve Strand*. On the Gneisses from a Part of the North-Western Gneiss Area of Southern Norway. 1949. Kr. 3,00.
174. *Steinar Foslie*. Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jernmanganmalmer. Søndre Ofotens malmforekomster. II. (S.) Med kart. 1949. Kr. 8,00.
175. *Per Holmsen og Gunnar Holmsen*. Tynset. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1950. Kr. 6,00.
176. *Gunnar Holmsen*. Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1951. Kr. 8,00.
177. *Chr. Oftedal og G. Holmsen*. Øvre Rendal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1952. Kr. 6,00.
178. *Trygve Strand*. The Sel and Vågå Map Areas. Geology and Petrology of a Part of the Caledonides of Central Southern Norway. Med kart. 1951. Kr. 6,00.
179. *Tore Gjelsvik*. Oversikt over bergartene i Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. (S.) Med kart. 1951. Kr. 4,00.
180. *Trygve Strand*. Slidre. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. (S.) Med kart. 1951. Kr. 6,00.
181. *Chr. C. Gleditsch*. Oslofjordens prekambriske områder. I. Innledende oversikt. Hurum. (R.) Med kart. 1952. Kr. 9,00.
182. *Chr. C. Gleditsch*. Oslofjordens prekambriske områder. II. Røyken og Håøy. (R.) Med kart. 1952. Kr. 7,00.
183. Årbok 1951. (Innhold: *Ivan Th. Rosenqvist*: Kaolin fra Hurdal. (S.) *Trygve Strand*: Biotitt-søvitt på Stjernøy, Vest-Finnmark. (S.) *Trygve Strand*: Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark. (S.) *W. Werenskiöld*: Isranddannelser ved Atnesjø. (S.) *Direktør Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse.

- Årsberetning for 1951. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1952. Kr. 4,00.
184. Årbok 1952. (Innhold: *Per Holmsen*: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 1. En orientering om arkivets arbeidsgrunnlag. Om samarbeide med boringsfirmaene. Den viktigste fennoskandiske faglitteratur. (S.) *Steinar Skjeseth*: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 2. Vannboringer utført i traktene omkring Mjøsa og Randsfjorden 1950—52. (S.) *Brynjulf Dietrichson*: Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser. (S.) *Tore Gjelsvik*: Det nordvestlige gneisområde i det sydlige Norge, aldersforhold og tektonisk-stratigrafisk stilling. (S.) *Per Holmsen*: Et langt fremskjøvet «jotundekke» i Rendalen. (S.) *Trygve Strand*: The Relation between the Basal Gneiss and the Overlying Meta-Sediments in the Surnadal District. *Trygve Strand*: Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. (S.) *Gunnar Kautsky*: Et fossilfynd i Susendalen, Nordland. (Z.) *Johs. Færden*: Sink-blyforekomstene ved Mikkelfjord, Hattfjelldal, Nordland. (S.) *Steinar Skjeseth* and *Henning Sørensen*: An Example of Granitization in the Central Zone of the Caledonides of Northern Norway. *Tore Gjelsvik*: Kort beretning om Norges geologiske undersøkelses ekspedisjon til Birtavarre gruvefelt i Troms 1952. (S.) *J. A. Dons*: Om elve-erosjon og en isdemt sjø i Birtavarre-området, Troms. (S.) *Tom. F. W. Barth*: The Layered Gabbro Series at Seiland, Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1952. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1953. Kr. 10,00.
185. *Trygve Strand*. Aurdal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. (S.) Med kart. 1954. Kr. 6,00.
186. *Rolf Selmer-Olsen*. Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. (S.) 1954. Kr. 8,00.
187. *Gunnar Holmsen*. Oppland. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1954. Kr. 8,00.
188. Årbok 1953. (Innhold: *Christoffer Oftedahl*: Dekketektonikken i den nordlige del av det østlandske sparagmittområde. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Noen isavsmeltningens fenomener i Østerdalen. (S.) *Konrad B. Krauskopf*: Igneous and Metamorphic Rocks of the Øksfjord Area, Vest-Finnmark. *M. G. Oosterom*: En hornblenderik sone i Seiland-peridotitten. (S.) Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1953. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1954. Kr. 7,00.
189. *Carl Bugge*. Den kaledonske fjellkjede i Norge. (S.) 1954. Kr. 5,00.
190. *Gunnar Holmsen*. Hallingdal. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1955. Kr. 8,00.
191. Årbok 1954. (Innhold: *Gunnar Henningsmoen*: Om navn på stratigrafiske enheter. (S.) *Henrich Neumann*: Kobberforekomstene på Straumsheia. (S.) *Brynjulf Dietrichson*: Spessartite and Pseudotachylite Intruded on the Thrusting-Zone of the Upper Jotun Eruptive Nappe near Nautgardstind, East-Jotunheimen. *Trygve Strand*: Sydøstligste Helgelands geologi. (S.) *Henning Sørensen*: A Petrographical and Structural Study of the Rocks around the Peridotite at Engenbræ, Holandsfjord, Northern Norway. *F. M. Vokes*: Observations at Raipas Mine, Alta, Finnmark. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for

1954. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart.) 1955. Kr. 7,00.
192. *Peter Padget*. The Geology of the Caledonides in the Birtavarre Region, Troms, Northern Norway. 1955. Kr. 7,00.
193. *Johannes A. Dons*. Kartkatalog. Norges berggrunn. (S.) 1956. Kr. 8,00.
194. *Per Holmsen* og *Christoffer Oftedahl*. Ytre Rendal og Stor-Elvdal. Beskrivelse til de geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1956. Kr. 15,00.
195. Årbok 1955. (Innhold: *Gunnar Holmsen*: De fem jordartregioner i Norge. (S.) *Steinar Skjeseth*: Geologi og vannboring. Kambro-silurbergartenes hydrogeologi i Mjøstraktene. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 3.) (S.) *Per Holmsen*: Oppsprekning, topografi og vannføring i massive dybbergarter. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 4.) (S.) *Trygve Strand*: Gabbrokonglomeratet i Sjødalen. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Om Grongkulminasjonen og Grongfeltets skyvedekker. (S.) *Per Holmsen*: Hyolithus-sonens basale lag i Vest-Finnmark. (S.) *M. G. Oosterom*: Some notes on the Lille Kufjord layered gabbro, Seiland, Finnmark, Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1955. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart.) 1956. Kr. 7,00.
196. *Steinar Foslie* † og *Trygve Strand*. Namsvatnet med en del av Frøyningfjell. Geologisk rektangelkart og beskrivelse. (S.) 1956. Kr. 8,00.
197. *Rolf W. Feyling-Hanssen*. Micropaleontology applied to soil mechanics in Norway. 1957. Kr. 5,00.
198. *Gunnar Holmsen*. Røros. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1956. Kr. 8,00.
199. *F. M. Vokes*. The Copper Deposits of the Birtavarre District, Troms, Northern Norway. 1957. Kr. 15,00.
200. Årbok 1956. (Innhold: *Tony van Autenboer* and *Finn J. Skjerlie*: Brannerite, a new mineral in Norway. *Brynjulf Dietrichson*: Valdresparagmitten og det såkalte gabbrokonglomerat i Sjødalen. (S.) *Rolf W. Feyling-Hanssen*, *Per Chr. Sæbo* and *John W. Wilhelmsen*: A clay sample from Tangen brickwork. *Per Holmsen*: De eokambriske lag under hyolithussonen mellom Carajavrr og Caskias, Vestfinnmark. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Jomaforekomstens blokkvifter. (S.) *Steinar Skjeseth*: Kvaliteten av grunnvann. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 5). (S.) *Steinar Skjeseth* og *F. M. Vokes*: Blyglansforekomst på Krækkjaheia, Hardangervidda. (S.) *F. M. Vokes*: Some copper sulphide parageneses from the Raipas formation of Northern Norway. *F. M. Vokes*: On the presence of minerals of the linnaeite series in some copper ores from the Raipas formation of Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1956. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart.) 1957. Kr. 9,00.
201. *Per Holmsen*, *Peter Padget* and *Eero Pehkonen*: The Precambrian Geology of Vest-Finnmark, Northern Norway. Med kart. 1957. Kr. 12,00.
202. *Christoffer Oftedahl*. Oversikt over Grongfeltets skjerp og malmforekomster. (S.) 1958. Kr. 6,00.
203. Årbok 1957. (Innhold: *Brynjulf Dietrichson*: Variation Diagrams supporting the stratiform, magmatic origin of the Jotun Eruptive Nappes. *Rolf W. Feyling-Hanssen*: Mikropaleontologiens teknikk. (S.) *Tore Gjelsvik*: Epigenetisk kopper-

- mineralisering på Finnmarksvidda. (S.) *Tore Gjelsvik*: Albittrike bergarter i den karelske fjellkjede på Finnmarksvidda, Nord-Norge. (S.) *Christoffer Oftedal*: Storisens transport av kisløkker fra Joma. (S.) *Paul H. Reitan*: The structure in the area of mineralization on Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark. *Steinar Skjeseth*: Vann i grus og sand. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 6). (S.) *Steinar Skjeseth*: Norske kilder. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 7.) (S.) *Steinar Skjeseth*: Uran i kambrisk alunskifer i Oslofeltet og tilgrensende områder. (S.) *Trygve Strand*: Greenschists from the southeastern part of Helgeland, Norway, their chemical composition, mineral facies and geological setting. *F. M. Vokes*: A note on the sulphur isotope composition of chalcopyrite and pyrrhotite from the Mosco-gaissa mines, Birtavarre, Troms. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1957. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1958. Kr. 10,00.
- 204b. *Arthur O. Poulsen*. Norges gruver og malmforekomster. II. Nord-Norge. Navneliste og kart in plano 1 : 1 000 000. 1959. Kr. 17,50.
205. Årbok 1958. (Innhold: *Knut Ørn Bryn*: Geologien på søndre del av kartblad Essandsjø. (S.) *Dwight F. Crowder*: The Precambrian Schists and Gneisses of Lakselv Valley, Northern Norway. *Richard V. Dietrich*: Geological Reconnaissance of the Area between Kristiansand and Lillesand. *Rolf W. Feyling-Hanssen*: Marine kvarter-fossiler fra Seimsjøen i Sør-Odal. (S.) *Fredrik Hagemann*: Vannboring i Øst- og Midt-Finnmark. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 9.) (S.) *Olaf Holte-dahl*: Noen iakttagelser fra Grønsennknipla i Vestre Slidre, Valdres. (S.) *Christoffer Oftedal*: Note on gel structures in a pyrite bed, the Grong district. *Paul H. Reitan* and *J. J. C. Geul*: On the formation of a carbonate-bearing ultrabasic rock at Kviteberg, Lyngen, Northern Norway. *Thor Siggerud*: Uranundersøkelser i Trøndelag. (S.) *Thor Siggerud*: Fotogeologi. (S.) *Steinar Skjeseth*: Rørbrønner på Rena og Elverum. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 8.) (S.) *Per Chr. Sæbø*, *Paul H. Reitan*, and *J. J. C. Geul*: Stilbite, stellerite, and laumontite at Honningsvåg, Magerø, Northern Norway. *Per Chr. Sæbø* and *Paul H. Reitan*: An occurrence of zeolites at Kragerø, Southern Norway. *Per Chr. Sæbø* and *Thor L. Sverdrup*: Note on stilbite from a pegmatite at Elveneset, Innhavet in Nordland county, Northern Norway. *Trygve Strand*: Valdres-sparagmittens stratigrafiske stilling. (S.) *Gunnar Holmsen*: Norges geologiske undersøkelse gjennom 100 år. Direktør *Harald Bjørlykke*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1958. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1959. Kr. 15,00.
206. *Gunnar Holmsen*: Ljørdalen. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1958. Kr. 6,00.
207. *Knut S. Heier*: Petrology and Geochemistry of High-Grade Metamorphic and Igneous Rocks on Langøy, Northern Norway. 1960. Kr. 15,00.
208. Geology of Norway. Redaktør *Olaf Høltedahl*. 1960. Kr. 90,00.
209. *Gunnar Holmsen*: Østerdalen. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1960. Kr. 12,00.
210. *Bjørn Grothaug Andersen*: Sørlandet i sen- og postglacial tid. (S.) Med kart. 1960. Kr. 15,00.
211. Årbok 1959. (Innhold: *Harald Bjørlykke*: Supergene anrikninger av kopper i våre kistforekomster. (S.) *Knut Ørn Bryn*: Et funn av pseudotachylitt i S. Trøndelag,

- og en teori for dannelsen. (S.) *Magne Gustavson*: Den manganholdige siderittmalm i Rubben, Troms. Undersøkelser sommeren 1959. (S.) *Magne Gustavson og Arne Grønhaug*: En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børggefjell. (S.) *Audun Hjelle*: Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa. (S.) *Paul H. Reitan*: Refleksjoner over betydningen av høye punkt-temperaturer på overflater i forbindelse med bevegelser i bergarter. (S.) *Thor Siggerud*: Måling av den radioaktive stråling fra bergarter i Norge. (S.) *Thor Siggerud*: Radioaktiv stråling i anlegg i fjell. (S.) *Harald Skålvoll*: Noen kvartærgeologiske iakttagelser i Lakselvdalen, Finnmark. (S.) *Thor L. Sverdrup*: The pegmatite dyke at Rømtealand. A description of the minerals and a discussion of the mineral paragenesis, especially within the system $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{O} - \text{TiO}_2 - \text{Y}_2\text{O}_3 - (\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5 - \text{SiO}_2$. *Thor L. Sverdrup og Per Chr. Sæbo*: Pegmatittene ved Liverud og Gulliksrud ca. 5 km øst for Kongsberg, Øvre Eiker. (Meddelelse nr. 1 over typer av norske feltspatkvartarsforekomster.) (S.) *Per Chr. Sæbo, Thor L. Sverdrup and Harald Bjørlykke*: Note on «birds-eye» textures in some Norwegian pyrrhotite-bearing ores. *Fredrik Chr. Wolff*: Foreløpige meddelelser fra kartbladet Verdal. (S.) *Direktør Harald Bjørlykke*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1959. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart. 1960. Kr 15.00.
212. Norwegian guide-books. International Geological Congress. XII session. Norden 1960. Kr. 50,00. Utsolgt.
213. Årbok 1960. Innhold *Knut Ørn Bryn*: Grunnvann øst for Oslo-feltet. Medd. fra Vannboringsarkivet. Nr. 10. (S.) *Kari Egede Larssen*: Et pollendiagram fra Høydalsmo, Telemark. (S.) *Fredrik Hagemann*: Grunnvann i Vestfold. Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 11. (S.) *Audun Hjelle og Knut Ørn Bryn*: Kullblendeførende breksje ved Hof, Solør. (S.) *Audun Hjelle*: Forsøk på kromatografisk bestemmelse av (Ca, Mg) -karbonater, (S.) *Gunnar Henningsmoen*: Remarks on stratigraphical classification. Sammendrag. *Gunnar Henningsmoen*: Cambro-Siluria in fossils in Finnmark, Northern Norway. Sammendrag. *Olaf Holtedah*: Grensen fyllit-Valdres-sparagmitt i strøket sydøst for Grønsennknipa. Vestre Slidre. (S.) *Gunnar Holmsen*: Jordartsregioner i Norge. (S.) *M. Marthinussen*: Brerandstadier og avsmeltningsforhold i Repparfjord-Stabbursdal-området, Vest-Finnmark. Et deglasiasjonsprofil fra fjord til vidde. (S.) *Thor Siggerud*: Radioaktivitets-undersøkelse av bergartsprøver i magasinene på Mineralogisk geologisk museum, Universitetet i Oslo. (S.) *Finn J. Skjerlie and Tek Hong Tan*: The Geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms - Finnmark, Northern Norway. Sammendrag. *F. M. Vokes*: Supergene Alteration of Norwegian Sulphide deposits - a query. Sammendrag. *J. Westerveld*: The Manganese vein of Mount Brandnuten, Botnedal, South Norway. (S.) Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur. Code of stratigraphical nomenclature for Norway. Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1960. Ved direktør *Harald Bjørlykke*. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart. 1961. Kr. 15.00.
- 214a. *W. A. Elders*: On the Form and Mode of Emplacement of the Herefoss Granite (P. 5-52.)
- b. *Scott B. Smithson*: Granite Studies: I. A. Gravity Investigation of two Precambrian Granites in South Norway. (P. 53-140.) 1963. Kr. 15.00.

215. Årbok 1961. Innhold: *Knut Ørn Bryn*: Fortsetter Horrsjøbergets sedimentserie inn i Norge? (S.) *Arne Grønnhaug*: Some notes on a Compiled Gravimetric Map of Southern Scandinavia. (S.) *Harald Carstens*: A Post-Caledonian Ultrabasic Biotite Lamprophyre Dyke of the Island Ytterøy in the Trondheimsfjord, Norway. (S.) *Audun Hjelle*: Ultrabasisk biotittførende lamprofyrgang ved Skabberud, Stange. (S.) *M. Marthimussen*: C_{14} -datings referring to shore lines, transgressions and glacial substages in Northern Norway. (A supplement to Papers of 1960 and 1961 by the Author.) *Dag Risdal*: En undersøkelse av kvartære, økostratigrafiske soner i Drammen, på grunnlag av foraminiferer. *Steinar Skjeseth* og *Tidemann Klemetsrud*: Rørbrønner. Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 12. *Steinar Skjeseth*: «Trysilhevningen». Kambro-ordovisisk stratigrafi i Femundtraktene. (S.) *Thor Sverdrup*: Feltspatundersøkelsene på Drag og ved Innhavet syd for Tysfjorden, Nordland fylke. (Foredrag holdt i Norsk Geologisk Forening 10/6 1960). *Jacques Touret*: Geological Studies in the region of Vegårshei-Gjerstad. Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1961. Ved direktør Harald Bjørlykke. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart. 1962. Kr. 15.00.
216. *Dons, Johannes A.*: De prekambriske bergarter i Telemark. I. The Precambrian rocks of the Telemark area in South Central Norway I. Gruber og skjerp innen gradteigkart E 36 V. Kviteseid. 1963. Kr. 8.00.
217. *Arne Bugge*: Norges Molybdenforekomster. 1963 Kr. 15.00.
218. *Gunnar Holmsen*: Erfaringer om Jordskade ved vassdragsreguleringer. 1963. Kr. 15.00.
219. *Scott B. Smithson*: Granite Studies: II. The Precambrian Flå Granite, a Geological and Geophysical Investigation. 1963. Kr. 20.00.
220. *Skjeseth, Steinar*: Contributions to the Geology of The Mjøsa Districts and the classical Sparagmite Area in Southern Norway. 1963. Kr. 12.00.

Småskrifter.

- Nr. 1. *Olaf Andersen*. Norges Geologiske Undersøkelse, dens oppgave og virksomhet. 1922.
- * 2. *Rolf Falch Muus*. Avhandlinger og karter utgitt av NGU systematisk ordnet. 1922.
 - * 3. *Gunnar Holmsen*. Erfaringer om jordskaden ved innsjøreguleringer. 1927. Kr. 0,50.
 - * 4. *Gunnar Holmsen*. Grunnvannbrønner. 1940. Kr. 0,50.
 - * 5. Geologi og Norges geologiske undersøkelse. Utgitt i anledning av Norges geologiske undersøkelses 100 års jubileum. 1958. Kr. 1,00.
 - * 6. *Thor Siggerud*. Uran og uranleting 1959. Kr. 5,00.
 - * 7. *Harald Bjørlykke* og *Thor L. Sverdrup*. Feltspat. 1962. Kr. 4,00.

**Oversikt over farge trykte geologiske kart utgitt av
Norges geologiske undersøkelse.**

	Kartets tryknings- år	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kartuten beskr.
Rektangel- og gradteigskart					
Målestokk 1 : 100 000					
Aurdal	1954	Trygve Strand	185	kr. 6,—	kr. 4,45
Aursunden	1936	Rolf Falck-Muus			»
Bjørkvassklumpen	1959	Steinar Foslie			»
Dunderlandsdalen	1915	John Oxaal	86	» 8,—	»
Egersund	1914	C. F. Kolderup	71	» 5,—	»
Eidsberg	1919	J. Rekstad	88	» 5,—	»
Eiker	1935	Arne Bugge	143	» 8,— ¹	»
Engerdalen	1921	O. Holtedahl	89	» 5,—	»
Flesberg	1935	Arne Bugge	143	» 8,— ¹	»
Foldal	1936	Wolmer Marlow	145	» 5,— ²	»
Gol	1939	Carl Bugge	153	» 8,—	»
Gran	1923	O. Holtedahl og J. Schetelig	97	» 5,—	»
Hellembotn	1936	Steinar Foslie	150	» 8,— ³	»
Hemsedal	1939	Carl Bugge	153	» 8,— ²	»
Jævsjø	1959	Steinar Foslie			»
Kongsberg	1927	W. C. Brøgger og J. Schetelig			»
Kviteseid	1960	J. A. Dons			»
Linnajavre	1936	Steinar Foslie	150	» 8,— ³	»
Namsvatnet	1956	Steinar Foslie	196	» 8,—	»
Narvik	1950	Th. Vogt			»
Nordli	1960	Steinar Foslie		» 4,45	»
Nordre Etnedal	1939	Trygve Strand	152	» 5,—	»
Nordre Femund	1936	G. Holmsen	144	» 5,—	»
Rennebu	1910	Carl Bugge	56	» 5,—	»
Rjukan	1960	J. A. Dons			»
Sandøla	1958	Steinar Foslie			»
Slidre	1950	Trygve Strand	180	» 6,—	»
Stor-Elvdal	1956	Per Holmsen og Chr. Oftedahl	194	» 15,— ⁴	»
Søndre Femund	1937	G. Holmsen	148	» 5,—	»
Søndre Fron	1911	W. Werenskiold	60	» 5,—	»
Sorli	1960	Steinar Foslie			»
Trones	1960	Steinar Foslie			»
Tunnsjø	1958	Steinar Foslie			»
Tynset	1950	Per og Gunnar Holmsen	175	» 6,—	»
Tysfjord	1931	Steinar Foslie	149	» 12,—	»
Tønsberg m. Larvik	1926	W. C. Brøgger og J. Schetelig			»
Voss	1905	H. Reusch	40		»
Ytre Rendal	1956	Per Holmsen og Chr. Oftedahl	194	» 15,— ⁴	»
Øvre Rendal	1950	Chr. Oftedahl og G. Holmsen	177	» 6,—	»

¹ Med publikasjonen følger kartene Eiker og Flesberg.

² Med publikasjonen følger kartene Gol og Hemsedal.

³ Med publikasjonen følger kartene Hellembotn og Linnajavre.

⁴ Med publikasjonen følger kartene Ytre Rendal og Stor-Elvdal.

**Oversikt over fargertrykte geologiske kart utgitt av
Norges geologiske undersøkelse.**

	Kartets tryknings- år	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kart uten beskr.
Landgeneralkart					
Målestokk 1 : 250 000					
Hattfjelldal	1925	J. Rekstad	124	kr. 8,—	kr. 7,10
Rana	1932	G. Holmsen	136	» 8,—	
Salta	1930	J. Rekstad	134	» 8,—	
Træna	1925	J. Rekstad	125	» 8,—	»
Vega	1917	J. Rekstad	80	» 8,—	»
Oversiktskart over Kristianiafeltet					
Målestokk 1 : 250 000					
	1923	W. C. Brøgger og J. Schetelig			kr. 7,10
Kvartærgeologiske landgeneralkart					
Målestokk 1 : 250 000					
Hallingdal	1954	G. Holmsen	190	» 8,—	»
Oppland	1954	G. Holmsen	187	» 8,—	»
Oslo	1949	G. Holmsen	176	» 8,—	»
Roros	1956	G. Holmsen	198	» 8,—	»
Ljordalen	1958	G. Holmsen	206	» 6,—	» 4,—
Østerdalen	1960	G. Holmsen	209	» 12,—	
Oversiktskart					
Målestokk 1 : 1 000 000					
Berggrunnskart over Norge					
	1960	O. Holtedahl og J. A. Dons	208		» 25,—
Målestokk 1 : 2 000 000					
Glacialgeologisk kart over Norge					
	1960	O. Holtedahl og B. G. Andersen	208		» 15,—
Målestokk 1 : 1 000 000					
Gruver og malm- forekomster i Nord- Norge					
	1959	Arth. O. Poulsen	204 B		» 17,50

Publikasjonene og kartene selges gjennom bokhandlene.
Omsetningsavgiften er inkludert i de oppgitte priser.

Følgende fargertrykte geologiske kart er utsolgt:

	Trykningsår	Forfatter
Rektangelkart:		
Bergen	1880	Th. Hjortdahl, Th. Kjerulf og J. Friis
Eidsvold	1889	Ths. Münster, Th. Kjerulf og P. Krohn
Fet	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Gausdal	1891	K. O. Bjørlykke
Gjøvik	1884	Th. Kjerulf, P. Krohn og O. Hagen
Hamar	1884	Th. Kjerulf, Alfred Getz, P. Krohn, J. H. L. Vogt m.fl.
Haus	1880	Th. Hjortdahl og M. Irgens
Hønefoss	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Kristiania	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Levanger	1880—81	Th. Kjerulf og M. Bugge
Lillehammer	1899	Ths. Münster
Melhus	1897	Th. Kjerulf, M. Bugge, C. Schulz og J. H. L. Vogt
Meraker	1883	Th. Kjerulf, M. Bugge, O. Hagen m. fl.
Moss	1926	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Nannestad	1885	J. H. L. Vogt og T. Ch. Thomassen
Nannestad	1919	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Rindal	1889	M. Bugge
Sarpsborg	1879	P. Mortensen, Th. Thomassen, J. H. L. Vogt og N. Wille
Selbu	1891	M. Bugge, K. Hauan, C. Homan og H. Reusch
Skjøm	1880—81	K. Hauan, Th. Kjerulf og M. Bugge
Stavanger	1921	V. M. Goldschmidt
Steinkjær	1883	M. Bugge
Stjørdal	1880—81	Th. Kjerulf og M. Bugge
Terningen	1875—82	Hauan, Kjerulf m. fl.
Trondhjem	1879	M. Bugge
Aamot	1887	Ths. Münster og P. Krohn
Oversiktskart		
Målestokk		
1 : 1 000 000		
Nord-Norge	1924	Th. Vogt
Syd-Norge	1915	W. Werenskiöld
Berggrunnskart		
over Norge	1953	O. Holtedahl og J. A. Dons

Ved henvendelse til Norges geologiske undersøkelse er det høve til å studere arkivseksemplar av de utsolgte kartene.