

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 213

# ÅRBOK

## 1960

UTGITT VED  
HARALD BJØRLYKKE  
DIREKTØR



OSLO 1961  
UNIVERSITETSFORLAGET

Statens teknologiske institutt  
Biblioteket

Tilføyelse til liste over geologiske kart: (Side 270).

Nordli 1960 Steinar Foslie Kr. 4, 45

**Innhold.**

Knut Ørn Bryn: Grunnvann øst for Oslo-feltet. Meddelelse fra Vannboringsarkivet. Nr. 10. Med 7 tekstfigurer. <i>Summary</i> : The ground water east of the Oslo-region .....	5
Kari Egede Larssen: Et pollendiagram fra Høydalsmo, Telemark. Med 3 tekstfigurer. <i>Summary</i> : A pollen diagram from Høydalsmo, Telemark .....	20
Fredrik Hagemann: Grunnvann i Vestfold. Meddelelse fra Vannboringsarkivet Nr. 11. Med 11 tekstfigurer. <i>Summary</i> : Ground water in Vestfold .....	29
Audun Hjelle og Knut Ørn Bryn: Kullblendeførende breksje ved Hof, Solør. Med 6 tekstfigurer. <i>Abstract</i> (in English) .....	49
Audun Hjelle: Forsøk på kromatografisk bestemmelse av (Ca, Mg)-karbonater. Med 3 tekstfigurer. <i>Abstract</i> (in English) .....	58
Gunnar Henningsmoen: Remarks on stratigraphical classification. With 3 text-figures. <i>Sammendrag</i> : Bemerkninger om stratigrafisk klassifikasjon .....	62
Gunnar Henningsmoen: Cambro-Silurian fossils in Finnmark, Northern Norway. <i>Sammendrag</i> : En foreløpig meddelelse om nye funn av kambro-silur-fossiler i Finnmark .....	93
Olaf Holtedahl: Grensen fyllit-Valdres-sparagmitt i strøket sydøst for Grønsennknipa, Vestre Slidre. <i>Summary</i> : The boundary «phyllite formation» Valdres Sparagmite in the district southeast of Grønsennknipa Mt., Vestre Slidre, Valdres .....	96
Gunnar Holmsen: Jordartsregioner i Norge. <i>Summary</i> : Regions of Clacial Deposits in Norway .....	100
M. Marthinussen: Brerandstadier og avsmeltningsforhold i Repparfjord—Stabbursdal-området, Vest-Finnmark. Et deglaciasjonsprofil fra fjord til vidde. Med 20 tekstfigurer og 2 plansjer. <i>Summary</i> : Marginal substages and drainage during deglaciation in the Repparfjord-Stabbursdal area, Western Finnmark .....	118
Thor Siggerud: Radioaktivitets-undersøkelse av bergartsprøver i magasinene på Mineralogisk geologisk museum, Universitetet i Oslo. <i>Summary</i> : Radioactive measurements of specimens in the collections in Mineralogical Geological Museum, University in Oslo .....	170
Finn J. Skjerlie and Tek Hong Tan: The Geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms—Finnmark, Northern Norway. With 6 textfigures. <i>Sammendrag</i> : Reisadalområdet geologi .....	175

F. M. Vokes: Supergene Alteration of Norwegian Sulphide deposits — a query. <i>Sammendrag</i> : Supergen omvandling av norske sulfidmalmer .....	197
J. Westerveld: The Manganese vein of Mount Brandnuten, Botnedal, South Norway. With 8 textfigures. <i>Abstract</i> : (in English) .....	202
Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur .....	224
Code of stratigraphical nomenclature for Norway .....	229
Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1960. Ved direktør Harald Bjørlykke .....	235
Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart .....	255

## Grunnvann øst for Oslo-feltet.

*Meddelelser fra Vannboringsarkivet Nr. 10.*

Av

*Knut Ørn Bryn*

Med 7 tekstfigurer.

### **Førord.**

Boring etter vann i fjell er blitt vanlig i Norge de senere år. Det er tydelig at resultatene er avhengig av hvilke bergarter det bores i. Før en kan si noe generelt om mulighetene for å få vann i en bestemt bergart, må det samles opplysninger om et større antall boringer. Vannboringsarkivet ved Norges geologiske undersøkelse har samlet slikt materiale siden 1952.

I det følgende skal jeg gi en oversikt over mulighetene for å få vann i grunnfjellet syd, øst og nordøst for Oslo. Det er resultatene fra ca. 1000 brønner i dette området som danner grunnlaget for denne oversikten.

### **Innledning.**

Det sydøstlige grunnfjellsområdet omfatter Østfold, store deler av Akershus og den sydøstlige delen av Hedmark, og er en fortsettelse av det sydvest-svenske grunnfjellsområdet. Bergartene er i det vesentligste forskjellige typer gneiser, tildels finkornet og tildels grovkornet. Strøket er for det meste nord-syd eller nordvest-sydøst og fallet steilt, men store lokale avvik forekommer.

Det finnes enkelte områder med massiv eller svakt skifrig granitt. Den største er Østfoldgranitten eller Iddefjordsgranitten som er en fortsettelse av den svenske Bohusgranitten. Denne granitten er yngre enn de omgivende gneisbergartene. Videre finnes en rekke mindre områder med mørke, basiske eruptivbergarter, gabbro, hyperitt, noritt o. l.

Lengst nord i dette grunnfjellsområdet, i Trysiltraktene finner vi

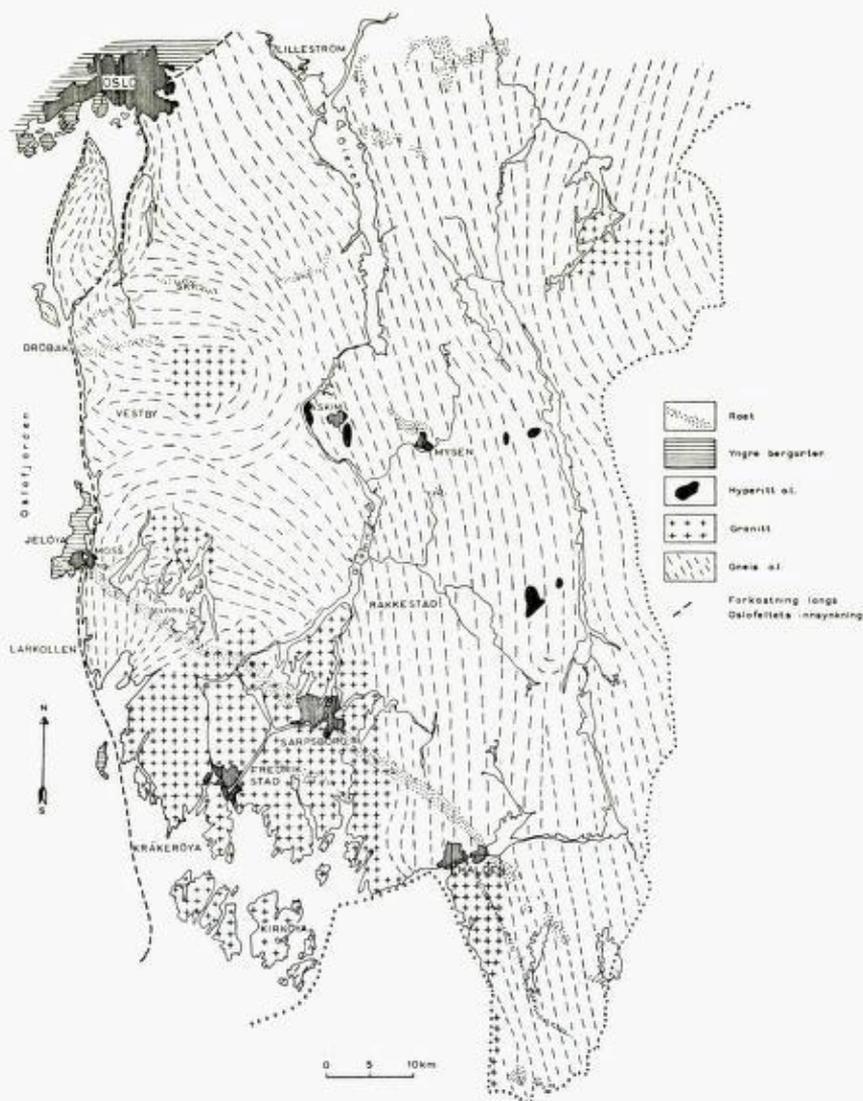


Fig. 1. Grunnfjellsområdet syd og øst for Oslo. Vesentlig etter Høltedahl, 1953.  
*Precambrian south and east of Oslo. Essential after Høltedahl, 1953.*

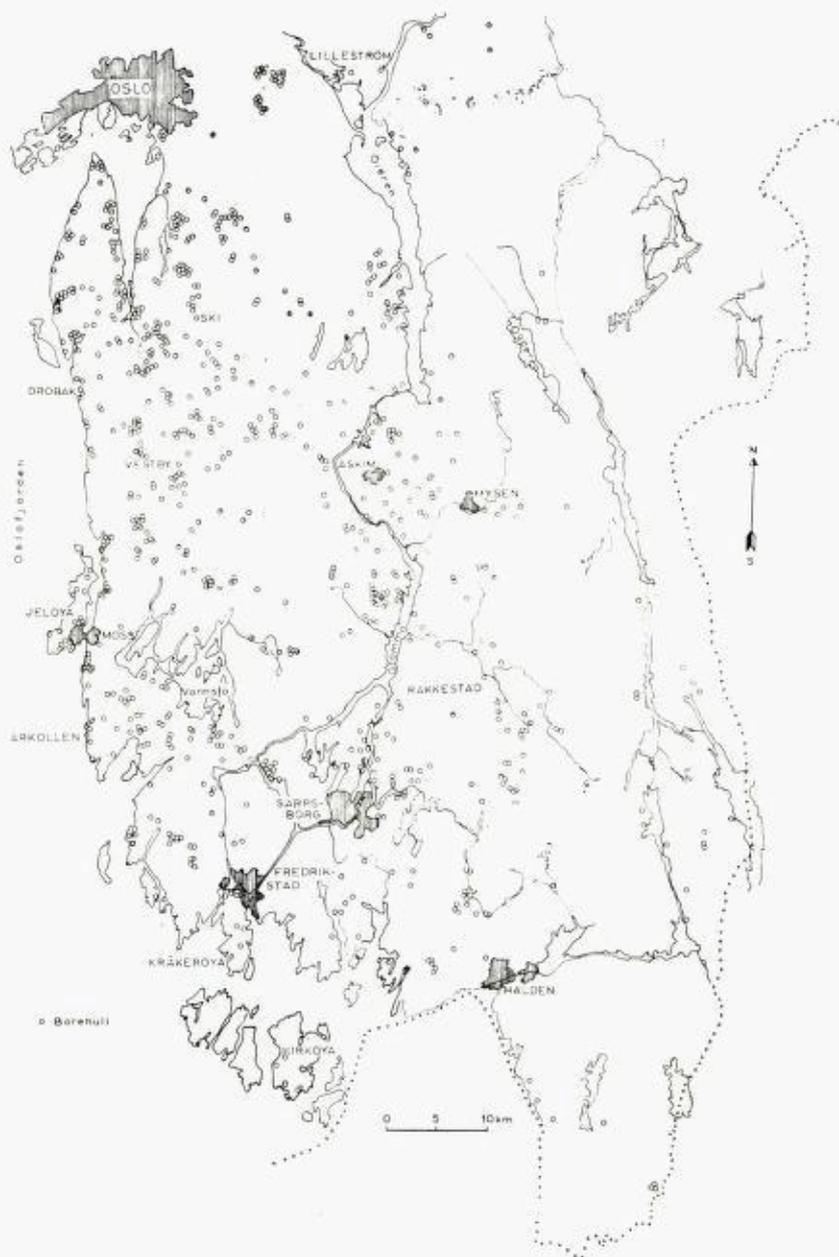


Fig. 2. Borehullenes utbredelse.  
*The extension of the wells.*

fra sydvest mot nordøst følgende hovedbergarter: Først en upresset granitt (Trysilgranitten), og deretter porfyrbergarter og lengst i øst Tysilsandstenen. Disse bergartene er yngre enn gneisene i syd.

I det følgende er det vesentlig resultater fra Østfold og sydlige deler av Akershus (fig. 1) som skal behandles. Fig. 2 viser utbredelsen av borebrønnene i dette området. I gneisene videre nordover er forholdene nær de samme, men det er boret adskillig færre brønner. I Trysilområdet er det boret noen få brønner som har gitt en tilfedsstillende vannmengde i forholdsvis grunne hull.

Vann i fjell opptrer nesten utelukkende i sprekker i bergarten og ikke som porevann. For å kunne bedømme mulighetene for å få vann ved brønnboring, må en derfor kjenne til og kunne bedømme bergartens oppsprekningsgrad. En og samme bergart kan i så måte variere meget sterkt selv over korte avstander, men enkelte hovedtrekk kan allikevel settes opp for de enkelte bergartene.

Fig. 3 viser skjematisk forskjellen på måten gneis og granitt sprekker opp. I gneisen til venstre er antydnet 2 borehull (Bh.) Det første vil få noe vann fra småsprekkene og mye vann fra hovedsprekken på stort dyp. Borehull 2 er grunnere da det treffer den vannførende sprekken

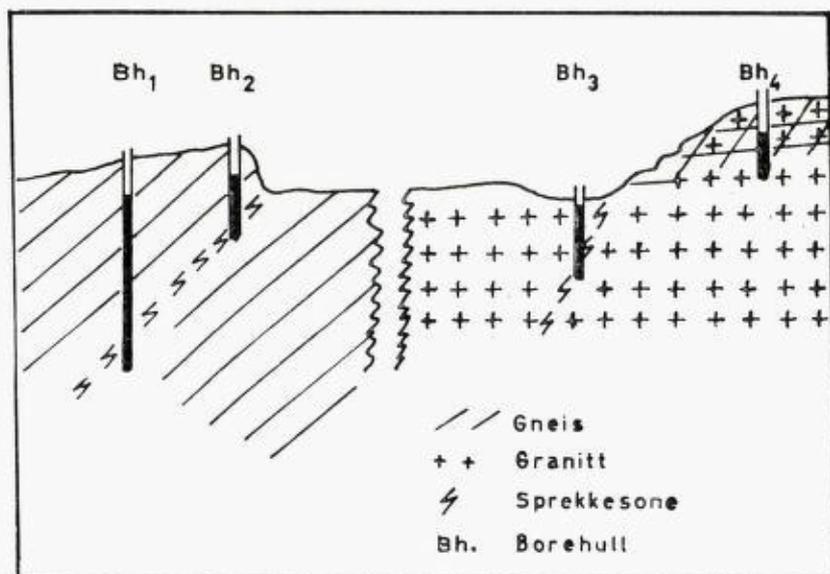


Fig. 3. Eksempler på oppsprekning og plassering av borebrønner i gneis og granitt.  
*Fissures and wells in gneisses and granites.*

på mindre dyp. På høyre side av fig. 3 er det granitt med borehull 3 som når ned i en oppknust sone. Det vil kunne gi store vannmengder. Borehull 4 får noe vann fra de små sprekkene i overflaten, og selv om hullet forlenges vil det ikke gi noe mere vann.

### Gneis.

Den kvantitativt viktigste bergart innen grunnfjellet er gneis. Den er til dels planskifrig med en tendens til oppsprekning langs lagflatene, fortrinnsvis ved overgangen mellom lyse og mørke lag. Disse sprekkene er vanligvis ikke store og åpne annet enn nær overflaten. Der det har vært bevegelser i bergmassene, har det foregått glidninger langs glideplan, og mellom dem er det ofte dannet tverrsprekker. Ved brønnboring i slike området kan en derfor få drenert et forholdsvis stort område. Når boreplass skal tas ut, må en først finne ut hvordan sprekkene forløper mot dypet for å beregne på hvilket dyp de vil bli skåret av borehullet.

I områder hvor lagstillingen, og dermed sprekkene, står loddrett, gir vannboring vanligvis dårlige resultater. Hvis det ikke finnes tverrsprekker, kan en bore i et massivt parti mellom sprekker parallelt med borehullet. Jo mindre helling det er på sprekkene, desto flere sprekker kan krysses av borehullet som jo står loddrett, og følgelig er det større muligheter for mye vann.

Markerte sprekkesoner, bevegelsesoner, viser seg ofte i terrenget som større eller mindre forsenkninger, kløfter eller daler. For det samme området som er gjengitt på fig. 1 er målt retningen på 108 daler og forsenkninger som på kartet ser ut som om de er dannet ved tektoniske bevegelser. Det er klart at en ved en slik overflatisk undersøkelse måler noen dalretninger som ikke er betinget av tektoniske bevegelser, og enkelte retninger blir oversett, men jeg tror at jeg har fått et brukbart gjennomsnitt. Resultatet av målingene er tegnet inn i diagrammet, fig. 4. De tre hovedretningene, N 30 — 50g V, N 30 — 60g Ø og N 0 — 10 g V ser ut til å stemme forholdsvis godt med henholdsvis hovedstrøketretningene i gneisene, tverrsprekker nær loddrett strøket og nord-sydgående sprekker som parallelle med Oslofeltet.

Oslofeltet sank ned for ca. 200 millioner år siden, i permtiden. Spranghøyden langs forkastningen varierer meget, den er sannsynligvis størst i området ved Jeløya — Moss med ca. 2000 meter. Samtidig har det foregått en kraftig oppbryting av bergmassene med sprekk-

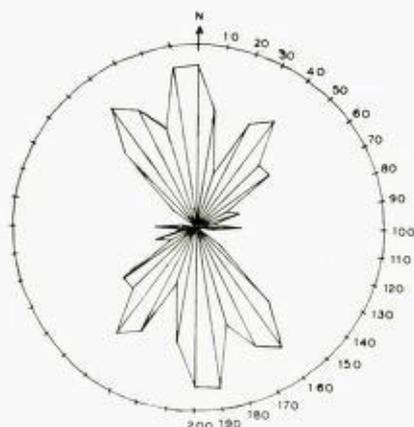


Fig. 4. Retninger på daler i Østfoldområdet. 108 målinger.  
*Directions of valleys in the Østfold area. 108 measurements.*

dannelser ut til sidene. Et slikt område er store deler av Nesodden som er begrenset av forkastninger langs vest- og østsiden, der kraftige sprekkdaler skjærer på kryss og tvers over halvøya. Her blir brønnboring gjerne vellykket hva vannmengde angår, problemet på Nesodden er mange steder forurensning av vannet, men det problemet skal ikke berøres nærmere her. Enkelte borer på Nesodden har gitt lite vann, årsaken kan være at det mellom de oppsprukket partiene finnes enkelte massive blokker som har unngått oppbryting.

I sprekkene og svakhetssonene som ble dannet nær forkastningene, trengte det flere steder frem smeltemasse som størknet som gangbergarter. Som eksempel kan nevnes en ny veiskjæring på Mosseveien ved Tohellinga, ca. 4 km syd for Gjersjøens sydende. Hovedbergarten her er grå, grovkornet gneis med skiftende strøkretning. Gneisen er gjennomført av en mørk gang, ca.  $\frac{1}{2}$  m bred og med retning ca. N 65g Ø og fall 80g mot SØ. Den har avkjølingskontakt mot gneisen. Denne gangen er igjen kuttet av en steiltstående syenittporfyr, ca. 10 m bred og med retning ca. N 50g V. Denne har også tydelig avkjølingskontakt mot sidebergarten. Den mørke gangen er ikke merkbart forkastet av syenittporfyren. Retningene til de to gangene stemmer bra med to av hovedsprekkeretningene som fremkom i fig. 4.

Hvis en ikke innen rimelig avstand fra en boreplass finner noe utpreget sprekkssystem, kan det ofte være en fordel om en under boringen kan krysse slike eruptivganger. De har gjerne markerte sprekkplan

langs kontakten til den omgivende bergart. Gangene er vanligvis sterkt oppsprukket. Hyppigheten av gjennomsettende ganger i grunnfjellet er forholdsvis stor.

I fig. 5 er tegnet kurver som viser vannføringen i gneis og granitt. Brøndypet fremgår ikke av disse kurvene. Kurven for gneisen viser at 20 % av brønnene har gitt minst 3100 l/time, mens 50 % har gitt minst 1100 l/time og 80 % minst 400 l/time. Det fremgår av dette at det er forholdsvis vanlig å oppnå ca. 400—500 l/time i gneisene, samtidig som mulighetene for å oppnå 2000—3000 l/time er til stede.

Brøndypene i gneisen er mest vanlig omkring 40—50 meter, men opp til 80 m må regnes som helt normalt. Dette er igjen selvfølgelig avhengig av hvor stort vannbehovet er.

### Granitt.

Granitt er en homogen bergart uten noen tydelig lagdeling eller parallellstruktur. Sprekksystemene blir da av en annen karakter. Granittmassivene er gjerne gjennomskåret av lange, smale og rettlinjete kløfter. Disse er vanligvis betinget av forkastningssoner som står helt eller meget nær loddrett. Mellom disse kløftene står massive koller. Hvis en under boringen kan komme ned i en av de markerte sprekkesonene, er muligheten for store vannmengder til stede. Men da sprekke-sonene som nevnt vanligvis står meget steilt, er det ikke så ofte en får anledning til å krysse dem.

I de massive partiene ser en ofte en tydelig benkning. Resultatene fra brønnboringer slike steder synes å tyde på at denne form for oppsprekning ikke når lenger ned enn til 20—30 meter. Vannmengden som en får i disse sprekke-sonene er vanligvis begrenset til ca. 100—200 l/time. Hvis en på ca. 30 meters dyp har for lite vann, og det ikke er noe markert sprekkesystem i nærheten som det er håp om å krysse, er det fare for at boringen blir mislykket selv om det bores dypere.

Av fig. 5 fremgår det at 20 % av brønnene i granitten har gitt minst 1600 l/time, 50 % minst 700 l/time og 80 % av brønnene minst 200 l/time. Som en ser er det vanligvis mulig å skaffe vann til en enkelt husholdning ved brønnboring i granitten, men skal en skaffe vann til et større gårdsbruk eller et vannverk, er mulighetene for et vellykket resultat små.

Brøndypene i granitten varierer mellom 20 og 100 meter, med 50 meter som det vanlige dyp.

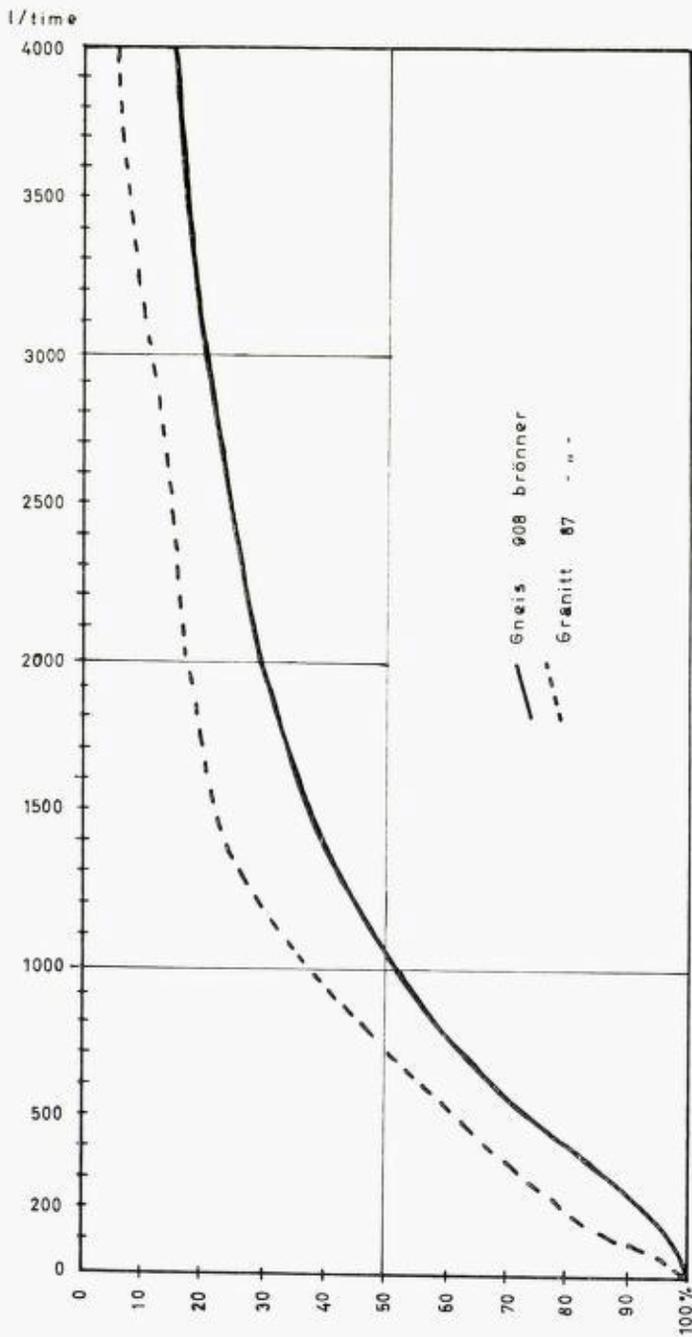


Fig. 5. Vannføring i gneis og granitt.  
*Water quantity in gneisses and granites.*

### Basiske bergarter.

De basiske bergartene står vanligvis opp som små åser med bratte sider, og det er sjelden aktuelt med vannboring oppe på disse åsene. Generelt kan det sies at vannboring oppe på en slik ås gir dårlige resultater, men nær utkanten, ved foten av åsen, er gjerne bergarten mer oppsprukket og mulighetene større for å oppnå et tilfredsstillende resultat.

### Vann i grus og sand.

I løsavleiringene opptrer vannet i porerommene mellom de enkelte partiklene. Permeabiliteten eller gjennomstrømligheten angir hvor hurtig vannet kan strømme gjennom avsetningene. Permeabiliteten øker med kornstørrelsen, d. v. s. den er stor i grus og grov sand, dessuten har formen på kornene og sorteringsgraden betydning for de hydrologiske forhold. Finmateriale som tetter mellomrommene mellom de store kornene nedsetter permeabiliteten.

For å kunne bedømme mulighetene til å ta ut større vannmengder fra løsavleiringene, er det nødvendig med kjennskap til områdets geologiske historie, likeledes vil enkle grunnundersøkelser kunne bli nødvendige.

På fig. 1 er avmerket større morener hvor det finnes en del grus og sand. Den største morenen er raet som går fra Moss over Sarpsborg og Halden, og demmer opp en lang rekke innsjøer. Raet ble avsatt i havet foran isbreen under siste istid. Materialet er vesentlig usortert morenegrus, men også en del lagdelt grus og sand som er dannet ved at havet har vasket mot morenen etter at isen var vekk, mens landet hevet seg. Smeltevann fra isen førte med seg store mengder slam, sand og sten. De grovere partiklene ble avsatt nær iskanten, mens leirslammet ble ført langt ut i havet før det ble bunnfelt. Store leiravsetninger finnes i områdene utenfor morenene.

I moreneryggene er det relativt små mektigheter med løsmasser av en slik kvalitet at de egner seg til større vannforsyningsanlegg. Mindre anlegg kan imidlertid ofte få vann fra sandlag i morener.

Under leirmassene utenfor morenene finnes det ofte et sand- eller gruslag mellom leire og fjell. Fra dette kan en ta ut en del vann, men det er ofte langt ned til vannet, og det hender at vannet har tatt opp salt fra leiren. (Se Gunnar Holmsen, 1930).

Nord for raet finnes enkelte store grusmasser som er avsatt foran iskanten. Et typisk eksempel er grusforekomsten ved Mona, Mysen (fig.

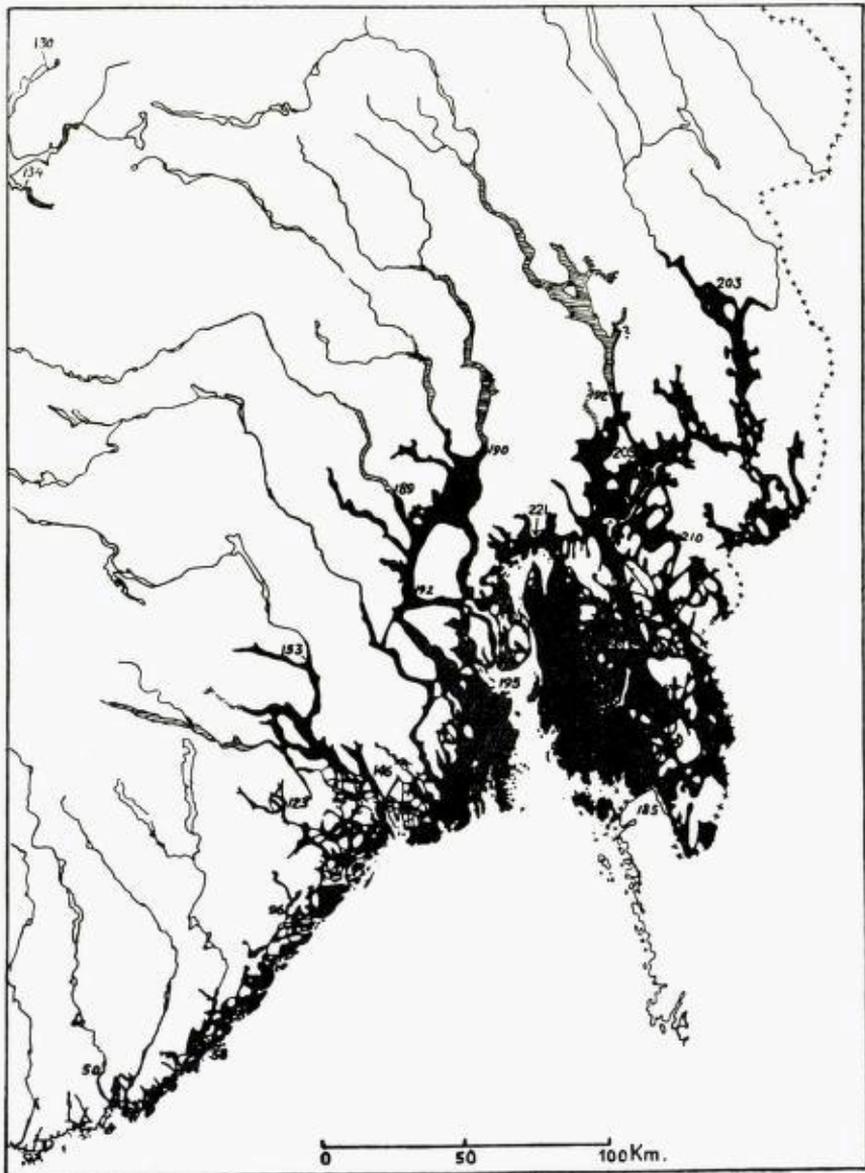


Fig. 6. Områder dekket av hav etter istiden.

*The parts of south-east Norway covered by sea after the last ice age.*

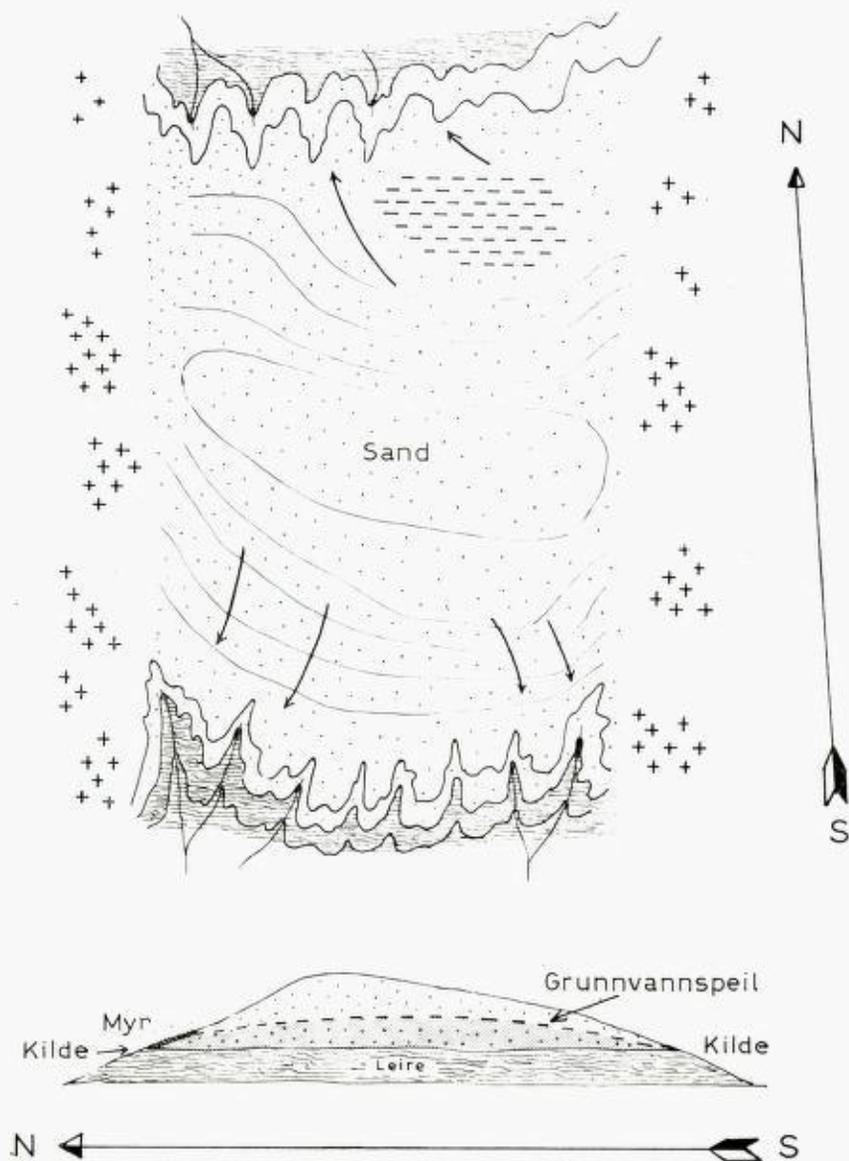


Fig. 7. Skisse over forholdene ved Mona, Mysen. Øverst i kartbillede.

*Simplified map and section from Mona, Mysen.*

7). Over leire er avsatt store mengder grus og sand mellom to fjellrygger. Her blir det magasinert store vannmengder. Dreneringen foregår både mot nord og syd. En grunnundersøkelse våren 1960, utført av Norges geologiske undersøkelse, viste at det ikke var grus under leiren, og at det ikke var mulig å ta ut nok vann av grusen til å forsyne hele Mysen og Eidsberg vannverk.

### Kilder.

Vi inndeler kildene i to hovedgrupper, kilder fra løsavleiringer og kilder fra fast fjell.

I løsavleiringene opptrer kildene der terrengoverflaten skjærer grunnvannsspeilet, og under dette. Ved Mona, fig. 7, finnes en kildehorisont på nord- og sydsiden av grusmassene. Kildene finnes på grensen mellom den tette leiren og den vannførende grusen. Lignende kildetyper finnes på sidene av moreneryggene. Det er her vannførende sandlag som ligger over eller mellom tett morenemateriale.

Kilder fra fjell er ikke så vanlig i dette området, men det finnes noen hvor oppsprukket fjell ligger over mer massivt fjell. Like syd for Stryken kan noen kilder sees ved riksvei 70. Noen nær horisontale vannførende sprekker blir kuttet av veiskjæringen.

### Grunnvannets kvalitet.

Grunnvannet har vanligvis et større innhold av oppløste bestanddeler enn regnvann og overflatevann. Grunnvannet har vært så lenge i kontakt med jordsmonn og bergarter at en del mineraler er blitt helt eller delvis oppløst. Vannets kjemiske karakter blir da avhengig av hva slags jordsmonn og bergarter det passerer.

Hvis innholdet av kalsium og magnesium blir stort, blir vannet hårdt. Sepe skummer dårlig, og en kan få utfelt et hvitt belegg i kokekar. Blir jern og manganinnholdet stort, kan rust felles ut under koking og ødelegge bl. a. klesvasken. Stort innhold av klorid setter salt-

\* Analyse nr. 10 og 23 har sannsynligvis fått tilførsel av saltvann fra leiravsetninger. Nr. 11, 16 og 36 kan ha fått tilførsel av jernholdig myrvann. Av disse analysene kan en ikke se hvilken innvirkning berggrunnen har hatt på vannet. For øvrig varierer analyseresultatene meget.

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mineralsalter mg/l	153	122	128	122	163	164	147	197	165
pH (surhetsgrad)	7,3	7,0	7,7	7,9	6,7	7,7	7,6	7,2	7,2
Hårdhet	7,4	5,8	6,0	4,3	5,7	6,3	4,0	7,7	5,9
Jern mg/l	0,60	0,50	0,04	0,06	0,40	0,04	0,04	0,12	0,24
Mangan mg/l	0,40	0,40	0,01	0,15	0,40	0,29	0,01	0,15	0,13
Klorid mg/l	5	0	1	0	0	2	7	21	5
Nr.	10*	11*	12	13	14	15	16*	17	18
Mineralsalter mg/l	2919	300	170	285	304	1022	141	213	191
pH (surhetsgrad)	7,8	6,8	7,8	7,5	6,5	8,1	6,6	6,7	7,7
Hårdhet	13,5	13,1	4,5	4,4	12,4	2,5	5,0	7,5	7,8
Jern mg/l	1,14	6,70	0,36	0,48	0,40	0,48	3,80	0,20	0,04
Mangan mg/l	0,14	1,30	0,16	0,07	0,22	0,11	0,22	0,03	0,06
Klorid mg/l	1360	58	1	71	8	72	26	59	10
Nr.	19	20	21	22	23*	24	25	26	27
Mineralsalter mg/l	180	147	198	239	585	237	203	142	474
pH (surhetsgrad)	7,3	7,2	6,7	6,7	7,6	7,0	6,9	7,7	—
Hårdhet	4,2	6,6	8,1	8,9	7,4	8,7	2,3	4,3	15,8
Jern mg/l	0,30	0,72	0,26	0,06	0,30	0,70	0,06	0,24	1,33
Mangan mg/l	—	0,40	0,40	0,13	0,11	0,20	0,10	0,07	0,57
Klorid mg/l	9	12	28	30	153	0	7	6	35
Nr.	28	29	30	31	32	33	34	35	36*
Mineralsalter mg/l	296	243	398	315	305	336	167	266	249
pH (surhetsgrad)	7,4	6,9	8,2	7,0	6,7	7,4	—	7,3	5,6
Hårdhet	10,9	11,3	2,2	17,5	7,5	14,1	6,8	7,0	2,0
Jern mg/l	1,60	1,70	0,13	0,07	1,20	0,25	1,40	0,44	13,20
Mangan mg/l	0,50	1,30	0,02	2,00	0,02	0,29	0,33	0,16	0,12
Klorid mg/l	20	33	59	40	100	44	24	23	25
									16

smak på vannet. Surt vann, pH mindre enn 7, tærer på rørledninger og pumpe, slik at jerninnholdet i vannet stiger.

Nedenfor er gitt en del analyseresultater av vann fra borebrønner. Stort sett gir disse analysene et dårligere inntrykk av grunnvannets kjemiske egenskaper enn det egentlige gjennomsnittet, for i de tilfeller hvor vannet er godt, blir det sjelden foretatt analyser.

Analysene er utført på Statens Institutt for Folkehelse. Analyse nr. 1—9 er fra Hedmark, nr. 10—22 fra Akershus og nr. 23—36 fra Østfold — alle fra gneisbergarter. Nr. 37 er den eneste analysen vi har fra granitten i Østfold.

Saltvann kan en få i borehullene uten at det behøver å ha noen sammenheng med nåværende havområder. Årsaken er at store deler av landet under og etter isiden, for ca. 10 000 år siden, var dekket av hav, se fig. 6. I dette området kan en dels få saltvann som er blitt stående i sprekker i fjellet, dels få saltvann som kommer fra leiren som ble avsatt i havet. I det første tilfelle vil en kunne få bedre vann etter en tids pumping, men hvis saltet kommer fra leiren vil vannet fortsette å være salt. Det er alt i alt få brønner innen det området som er avmerket med sort på fig. 6 som har gitt salt vann.

Alle de her nevnte forurensningene lar seg fjerne, men det bør i hvert enkelt tilfelle avgjøres om en skal gå til rensning, skaffe en ny vannkilde eller benytte det vannet som er noe forurenset.

### Konklusjon.

Hvis vi sammenligner resultatene fra dette området med resten av landet, finner vi at forholdene er relativt gunstige for boring etter vann.

I de fleste tilfelle kan vann til enkeltanlegg skaffes ved boring i fjell.

Innen enkelte områder kan en oppnå store vannmengder. Slike steder, f. eks. Vestby, Son, Kråkstad og Nesodden, finnes større vannverk som får sitt vann fra noen få borehull.

I de senere år er det også blitt alminnelig at folk i hyttebyer går sammen om et eller to borehull. Fra disse legges det gjerne plast sommerledninger frem til de enkelte hyttene.

Hvis behovet ikke er for stort og eiendommen det skal bores på ikke er for liten, er det nesten alltid mulig å skaffe vann i gneisen. I granitten er mulighetene adskillig mindre, men også her kan det bli gode resultater.

### Summary.

#### *The ground water east of the Oslo-region.*

A rapid survey of the general geology south, east and northeast of Oslo is given with a view to explain the differences in water supply in various Precambrian rocks.

The gneisses usually give much more water than the more massive granites.

Statistics based on about 1000 wells are given.

### Litteratur.

- Holmsen, Gunnar*, 1930. Grundvandet i vore leravsætninger. N.G.U. nr. 135.
- Holmsen, Per*, 1956. Oppsprekning, topografi og vannføring i massive dypbergarter. Meddelelse fra vannboringsarkivet nr. 4. N.G.U. nr. 195, p. 37.
- Holtedahl, Olaf*, 1953. Norges geologi. N.G.U. nr. 164.
- Skjeseth, Steinar*, 1953. Vannboringer utført i traktene omkring Mjøsa og Randsfjorden 1950—52. Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 2. N.G.U. nr. 184. p. 12.
- 1956. Geologi og vannboring. Kambro-silurbergartenes hydrogeologi i Mjøs-traktene. Meddelelser fra vannboringsarkivet nr. 3. N.G.U. nr. 195, p. 15.
- 1957. Kvaliteten av grunnvann. Meddelelse fra Vannboringsarkivet nr. 5. N.G.U. nr. 200, p. 55.

## Et pollendiagram fra Høydalsmo, Telemark.

Av

*Kari Egede Larssen.*

Ved grøftegraving nær Tveitetjønn, Høydalsmo, Lårdal i Telemark, kom det for dagen et elghorn ca. 1,40 m under myroverflaten. Finneren, Gunnar Aalandslid, henvendte seg til konservator H. Rosendahl, Paleontologisk museum, Tøyen; denne ba ham ta prøver av torven over elghornet for om mulig å få hornet datert pollenanalytisk. Prøveserien ble innsamlet og oversendt meg sommeren 1959.

Funnstedet ligger, ifølge finnerens opplysning, ikke langt fra riksvegen gjennom Høydalsmo, og ca. 580 m o.h. Distriktet er fullstendig ukjent pollenanalytisk; de nærmeste lokaliteter hvor pollenanalytiske undersøkelser er foretatt, er i Oslo-, Larvik- og Kragerøtraktene. De ligger i avstander av henholdsvis ca. 150, 100 og 100 km i luftlinje fra Høydalsmo, og dessuten betydelig lavere, nemlig 0—200 m o.h. Pollenundersøkelsene fra Oslo-området er trykt (Hafsten 1956), de to øvrige er ikke publisert ennå. Dessuten foreligger det noen publiserte pollendiagrammer fra Sørlandet: 3 fra Kristiansandstrakten (Hafsten 1956, 1958), ett fra Eiken, Vest-Agder (Fægri 1950) og ett fra Øvrebø i Vest-Agder (Granlund 1932). Disse lokalitetene ligger dog geografisk enda lenger vekk, og er økologisk enda mer forskjellige fra Høydalsmo, enn de først nevnte. Det er altså sparsomt med pollenanalytisk undersøkt materiale til korrelasjon med prøvene fra Høydalsmo. Prøveserien er dessuten ganske kort og ufullstendig, noe som ytterligere vanskeliggjør en tidsbestemmelse.

Prøvene er behandlet etter vanlig acetolyseringsmetode. Angående metodikk ved preparering av prøver og tegning av diagram henvises til Fægri og Iversen 1950.

Diagrammet er tegnet som et oppløst totaldiagram. I 100 %-summen — totalsummen — inngår alle treslagene samt de vindbestøvende

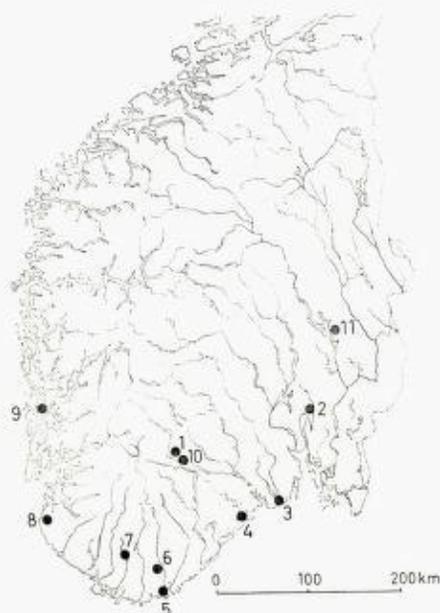


Fig. 1.

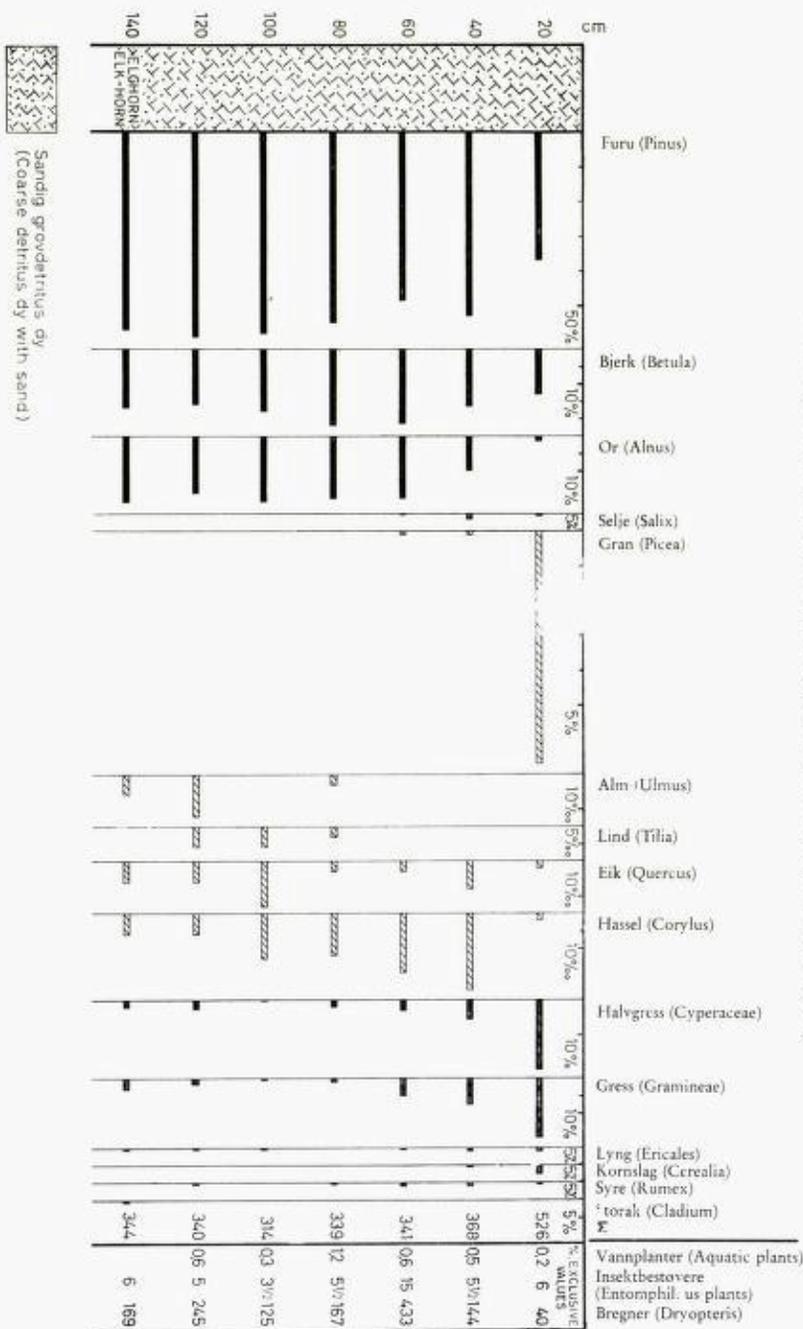
1. Høydalsmo. 2. Oslo. 3. Larvik. 4. Kragerø. 5. Kristiansand. 6. Øverbø. 7. Eiken. 8. Jæren. 9. Stord. 10. Bandak. 11. Stange.

urter. Treslagene gran, alm, lind, eik og hassel forekommer i så små mengder at de er tegnet i forstørret målestokk i diagrammet. Mengdeangivelsene er her skravert for at de lettere skal kunne skilles ut fra de andre.

Mengden av vannplanter er beregnet i prosent av totalsummen, men inngår ikke i denne. Det samme gjelder insektbestøvende planter samt bregnesporer. Under betegnelsen vannplanter inngår her *Menyanthes*, *Nuphar*, *Nymphaea*, *Sparganium* og *Potamogeton*. Insektbestøverne er av familiene Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Papilionaceae, Geraniaceae, Droseraceae, Onagraceae, Rubiaceae, Valerianaceae, Campanulaceae og Compositae, samt en del ubestemte Rosales-typer. Bregnesporene er av *Dryopteris*-type alle sammen. I enkelte av prøvene er det funnet små mengder av *Sphagnum*- og *Lycopodium*-sporer, de er ikke tatt med i diagrammet.

Diagrammet viser at en vegetasjonsmessig forandring inntraff omkring 80 cm under torvoverflaten. Av de mest varmekjære trærne forsvinner her alm og lind, mens eiken går noe tilbake. Det ligger nær

Tveitejønn, Høydaismo, Lårdal, Telemark (ca. 580 m a. s. l.)



å anta at dette nivået representerer den klimaforandringen som man regner fant sted på overgangen mellom bronse- og jernalder, eller omkring et halvt tusen år f.Kr. Denne klimaforandringen gir forskjellige utslag i pollenfloraen fra forskjellige deler av landet — og for andre land. Men stort sett har den karakter av en forverring, idet de mest varmekjære floraelementer forsvinner eller går tilbake, og andre planteslag går frem istedet. I Vestlandets kyststrøk er det gjerne urtepollenfloraen som går frem og indikerer avskogning. På Østlandet er det granen som blir dominerende etter klimaforandringen. Lenger syd, som i Danmark, er det bøk som går sterkt frem.

Sammenligner man diagrammet fra Høydalsmo med pollendiagram fra f. eks. Oslotrakten eller Vestfold, later det til at det er skjedd en forskyvning av grankurvens begynnelse i forhold til nedgangen i de varmekjære løvtrærne. Rent generelt gjelder det både for Østlandet og Sverige at granen først er til stede i ganske små mengder — noen få prosent — gjennom kortere eller lengre tid. Deretter stiger grankurven temmelig brått til høye verdier. Hva denne «halen» av lave verdier på grankurven egentlig betyr, har vært gjenstand for atskillige spekulasjoner, og spørsmålet kan vel neppe sies å være endelig løst. Men det synes rimelig å tro — som fremholdt av Fægri, Hafsten og andre — at en granhale av denne typen tyder på at treet til å begynne med har hatt spredte forekomster i kortere eller lengre tid, for så deretter plutselig å ekspandere og bli et av de dominerende skogstrærne. I diagrammene fra Østlandet og tilgrensende deler av Sverige, skjer stigningen i grankurven omtrent ved klimaforverringen eller noe senere, og man kan jo anta at de endrede klimaforhold har spilt en rolle i dette forholdet.

Lenger vestover, f. eks. ved Eiken i Vest-Agder, skjer granens ekspansjon betydelig senere enn i traktene omkring Oslofjorden. (Sml. diagram i Fægri 1950). Granen er her nær vestgrensen for det området hvor den har sammenhengende utbredelse, og den er åpenbart en ganske ny innvandrer i skogsfloraen her. Det er først i den øverste prøven i diagrammet at grankurven begynner å stige, og Fægri anslår den lokale granforekomsten til å være under 100 år gammel.

«Granhalen» er i dette diagrammet av en annen karakter enn i Østlands-diagrammene, idet den i Eiken-diagrammet viser verdier på noen få ‰, mens den har omkring 10 ganger så høye verdier i diagrammene fra Østlandet. I Eiken-diagrammet er verdiene for bøk og agnbøk av samme størrelsesorden som verdien av gran, bortsett fra den øverste

prøven, hvor granverdien ligger avgjort høyere. Som Fægi fremholder, har bøk og agnbøk neppe noen gang vokst på stedet, og deres pollen er åpenbart fjernttransportert. Han trekker den slutning at også granen er fjernttransportert i disse prøvene, altså at de små mengder gran her ikke viser treets forekomst på stedet, men heller registrerer granens innvandring i de østskandinaviske områdene.

I diagrammet fra Høydalsmo er grankurven av en lignende karakter som i det fra Eiken. I prøvene 40 og 60 cm under overflaten, er det 1 ‰ gran til stede, så små mengder at de må tolkes som resultater av fjernttransport. I prøven 20 cm under overflaten er det derimot helt åpenbart at granen er kommet til trakten, her er nesten 7 % granpollen til stede.

Det synes rimelig å anta at graninnvandringen i distriktet omkring Høydalsmo er skjedd betydelig senere enn i traktene ved Oslofjorden, men noe tidligere enn ved Eiken i Vest-Agder. Materialet er dog for sparsomt til at noen nærmere datering kan foretas.

De varmekjære innslag i trepollenfloraen, alm, lind, eik og hassel, forekommer nokså jevnt, men i små mengder. Alm, lind og eik hører ikke til de store pollenprodusenter, og såpass jevn forekomst som i dette diagrammet må tolkes som at trærne har stått på gunstige lokaliteter i distriktet innen rimelig avstand fra funnstedet. Dette er heller ingen urimelig antagelse ut fra trærnes nåværende forekomster; Høydalsmo ligger på eller nær ved grensen for deres utbredelsesområde i dag. Ifølge elskverdig opplysning fra forskningsstipendiat Jon Kaasa, Botanisk museum, Tøyen, står sommereik, hassel og lind på lokaliteter ved Bandak, og alm er endog funnet helt oppe i Høydalsmo.

Høyden over havet skulle heller ikke behøve å utelukke trærnes forekomst i Høydalsmodistriktet i tidligere, varmere tider. Alm finnes der som sagt i nåtiden, og den er angitt å kunne gå opp i over 700 m enkelte steder. Høydegrensen for hassel og lind angis til omkring 600 m, og for sommereik til noe over 500 m o.h. i våre dager.

Kurvene for urtepollen har ganske lave verdier, unntatt øverst i diagrammet. Området har uten tvil vært skogdekket gjennom hele det tidsrom som diagrammet registrerer. Stigningen i kurvene for gress og halvgress kommer først i de øverste prøvene, og samtidig opptrer ganske store mengder av kornslagspollen, 1—2½ % av total pollensum. Etter all sannsynlighet er stigningen i urtepollenmengden betinget av menneskenes åkerbruk på stedet.

For dateringen av åkerbruket gjelder det samme som for graninn-

vandringen: det er begynt en god stund etter klimaforverringen, men for øvrig er diagrammet for ufullstendig til nærmere datering.

I den nederste prøven — fra det nivå elghornet lå i — ble det funnet et pollenkorn av storak, *Cladium mariscus*.\*) Man kjenner bare tre lokaliteter i vårt land hvor *Cladium* vokser i nåtiden, nemlig i et par tjern i Oddernes og Søgne, begge nær Kristiansand, og i Tveitavann på Stord. Det dreier seg her åpenbart om reliktføremønstre (Holmboe 1924, Nordhagen 1940); i klimatisk gunstigere tider har planten hatt atskillig større utbredelse. Den er kjent subfossil i torvavleiringer fra den postglasiale varmetid fra en rekke distrikter: fra Østfold, Oslo-området, Vestfold, Kragerø- og Kristiansand-områdene, Jæren og fra Stange i Hedmark.

*Cladiums* nåværende utbredelse i Europa tyder på at den krever en viss grad av oseanisk klima. At den også finnes på enkelte lokaliteter med lav vintertemperatur, tilskriver v. Post (1925) at det på disse lokaliteter er spesielle forhold som beskytter planten mot frosten, f. eks. at vintervannstanden på voksestedet er ekstra høy. Foruten høy vintertemperatur krever *Cladium* også høy sommertemperatur, Holmboe regner at den må ha en gjennomsnittstemperatur for juli måned på minst 14—16 grader.

På bakgrunn av *Cladiums* krav til vintertemperaturen, er dens forekomst på Stange, Hedmark, og nå i Høydalsmo ganske interessante. På Stange ble det funnet en frukt av planten (Holmboe 1903), der er det grunn til å tro at den har vokset på funnstedet. Funnet fra Høydalsmo — et eneste pollenkorn — gir ikke grunnlag for lignende slutninger. *Cladium* er dog ikke av de store pollenprodusenter. Lokalitetene i Oddernes og Søgne er undersøkt pollenanalytisk av Hafsten (1956). *Cladium-pollen* er til stede i moderate mengder gjennom hele lagrekken fra Oddernes, bortsett fra i den øverste meteren. I lagrekken fra Søgne finnes *Cladium* i den nedre halvpart, men dens pollen er ikke funnet i de øverste 3 meterne. Dette til tross for at planten vokser i begge tjernene den dag i dag, og at den blomstrer og setter frukt iallfall i gunstige sommere (Holmboe 1924, Nordhagen 1940). Lokaliteten på Stange er også undersøkt pollenanalytisk (Hafsten 1956), der ble *Cladium-pollen* overhodet ikke funnet, til tross for frukten som taler temmelig sterkt for at planten virkelig har stått på stedet i tidligere tider. Sannsynligvis kan man ikke regne med at den har hatt noen

\*) Riktig bestemmelse av dette pollenkorn er bekreftet av statsgeolog dr. Johs. Iversen, Danmark, noe jeg er ham meget takknemlig for.

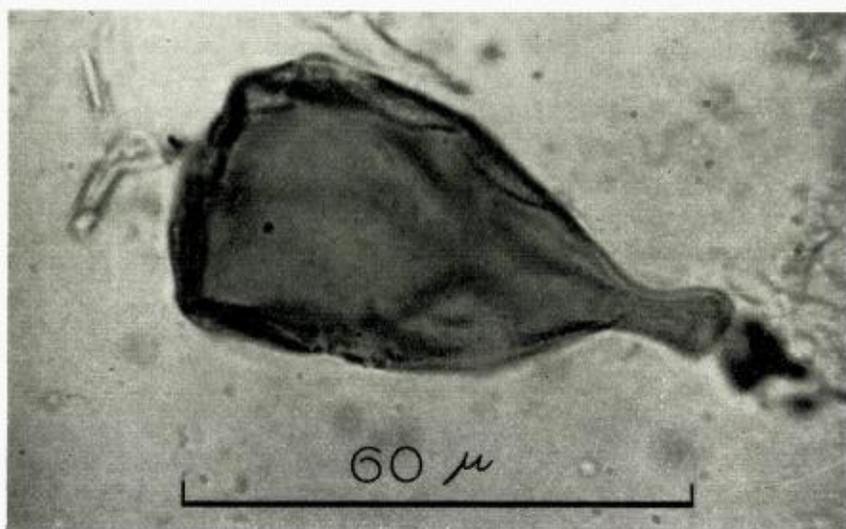


Fig. 3. Pollenkorn av *Cladium mariscus* fra Høydalsmo, Telemark.  
Pollen grain of *Cladium mariscus* from Høydalsmo, Telemark.

rikelig blomstring der. Den må etter alt å dømme ha befunnet seg i utkanten av sitt daværende utbredelsesområde, likesom dens nåværende voksesteder på Sørlandet og på Stord utvilsomt hører til dens ytterste utposter i våre dager.

Hva funnstedet i Høydalsmo angår, anser jeg det lite rimelig å tro at *Cladium* kan ha vokset på denne lokalitet, mellom 500 og 600 meter over havet. På den annen side er det ikke sannsynlig at *Cladium*-pollenet har funnet vegen dit fra lokaliteter hundre kilometer eller mer fra funnstedet. Området har hele tiden vært skogdekket, og den lokale pollenproduksjonen må ha vært ganske dominerende. *Cladiums* relativt beskjedne pollenproduksjon tatt i betraktning, ville jeg holde det for sannsynlig at planten har stått og blomstret innen en rimelig avstand fra bassenget f. eks. i en lavere liggende nabodal. Det er i denne forbindelse verd å merke seg at det er bare 8—9 km i luftlinje til Bandak-bassenget som ligger 500 m lavere enn Høydalsmo.

Det synes rimelig å tolke funnet av *Cladium*-pollen som en bekrefteelse på at den nedre delen av prøveserien, de prøvene som inneholder alm og lind, må stamme fra den postglasiale varmetid. Men prøvene gir ikke holdepunkter for nærmere datering av disse avleiringene eller av elghornet.

At elgen har vært en tidlig innvandrer i vårt land, vet man. I Danmark er det funnet rester av elgknokler i avleiringer fra så langt tilbake som fra allerødtid, rundt regnet 11 000 år før nåtid, og mens isen ennå dekket det meste av Norge. Etter som isen trakk seg tilbake, og skogen vandret stadig lenger mot nord, har elgen fulgt med. Det er funnet flere redskaper og andre stykker av elghorn- og ben fra stein- og bronsealder i vårt land. (Se f. eks. Brøgger 1938). Og helle-ristninger med fremstilling av elg er tydelige vidnesbyrd om den rolle dyret har spilt i våre forfedres husholdning.

### Summary.

#### *A pollen diagram from Høydalsmo, Telemark.*

In 1959 an elk-horn was found in a bog in Høydalsmo, Lårdal, Telemark, about 580 m above sea level. The finder, Gunnar Aalandslid, collected samples for pollen analysis from the bog profile, from the surface down to the elk-horn level. The samples have been analysed, and an attempt has been made to correlate this very short and incomplete pollen diagram with the general climatic development of Southern Norway.

At about 80 cm below the surface the more exacting tree species decline or disappear completely. This horizon probably corresponds to the deterioration in climate about half a thousand years B.C.

Spruce pollen is found in a quantity only in the uppermost horizon (20 cm). Further down are found very small values, approximately 1 <sup>0</sup>/<sub>100</sub>, probably due to long-distance transport (cf. Fægri 1950). This means that spruce migrated to Høydalsmo considerably later than to the Oslofjord region.

Cultivation indicators, here Cerealia, are found in the two uppermost samples, where, furthermore, non-arboreal pollen increases at the expense of the arboreal pollen. This is obviously a result of the beginning of agriculture in the vicinity of the bog.

A pollen grain of *Cladium mariscus* was found in the sample from the elk-horn level. At present *Cladium* grows only in three localities in Norway, two near Kristiansand and one on the island of Stord (see map), but sub-fossil remains have been found in several localities in Southern Norway. The presence of one single pollen grain does not prove that *Cladium* has ever lived in the immediate vicinity of Høydalsmo. More likely the species has grown at a considerably lower

altitude. Such localities are known within a reasonable distance from Høydalsmo, for instance the Bandak basin 8—9 km further south.

From this diagram neither the spruce immigration nor the occurrence of the *Cladium* pollen and the elk-horn can be more closely dated than some time after and some time before the climatic deterioration, respectively.

The elk is previously known as an early immigrant to Norway. Several elk remains have been found, dating back to the Stone and Bronze Ages (Brøgger 1938).

### Litteratur.

- Brøgger, A. W. 1938. Elghornøksten fra Hurum-ryggen. — Viking 2.
- Fægri, K. 1950. Studies on the Pleistocene of western Norway IV. On the immigration of *Picea Abies* (L.) Karst. — Univ. Bergen Årb. 1949, naturv. R. nr. 1.
- Fægri, K. & Iversen, J. 1950. Text-Book of modern Pollen Analysis. Copenhagen.
- Granlund, E. 1932. Försök till pollenanalytisk åldersbestämning av skidfyndet från gården Mushom, Øvrebø härad, Norge. — I Lid, N.: Skifundet frå Øvrebø. Univ. Oldsakssaml. Årb. 1930.
- Hafsten, U. 1956. Pollen-analytic investigations on the late Quaternary development in the inner Oslofjord area. — Univ. Bergen Årb. naturv. R. nr. 8.
- 1958. Funn av boreale furustammer fra Oddernes i Vest-Agder. Påvisning av Tapes-transgresjonen. — N.G.T. 38.
- Holmboe, J. 1903. Planterester i Norske torvmyrer. — Skr. Vidensk. Selsk. Krist., mat.-naturv. Kl. No. 2.
- Nordbagen, R. 1940. Et nytt funn av *Cladium mariscus* i Norge. — Acta phytogeogr. suec. 13.
- von Post, L. 1925. Gotlandsagen (*Cladium Mariscus* R. Br.) i Sveriges postarktikum. — Ymer 1925.

## Grunnvann i Vestfold.

*Meddelelser fra Vannboringsarkivet Nr. 11.*

av

*Fredrik Hagemann.*

Med 11 tekstfigurer.

I de senere årene er det blitt mer og mer vanlig å ordne vannforsyningen på landsbygda ved boring i fjell og jord. Behovet for råd og veiledning i forbindelse med boring etter vann er av den grunn stadig økende. Norges geologiske undersøkelse opprettet derfor i 1952 Vannboringsarkivet som har til oppgave å kartlegge grunnvannsförekomster og å innhente opplysninger om de borer som foretas. Dette arbeidet utføres i samarbeid med brønnboringsfirmaer, jordstyrer o. l. Det innsamlede materiale gir gode muligheter for studium av grunnvannets opptreden her i landet og det danner grunnlaget for bedømmelse av mulighetene for nye borer i distriktene.

Vestfold er et av de fylker hvor det er flest borebrønner i forhold til arealet. Fig. 1 viser de borerne i Vestfold som Vannboringsarkivet kjenner beliggenheten av. Norges geologiske undersøkelse har også opplysninger om adskillig flere brønner hvor imidlertid den nøyaktige beliggenhet ikke er kjent. Dessuten finnes det mange brønner som Vannboringsarkivet ikke har nærmere kjennskap til. Kartet gir derfor ikke noen komplett oversikt over alle de borerne som er utført i fylket, men det illustrerer hvor tett borerne ligger i enkelte strøk og i hvilke områder det er særlig vanlig med borebrønner.

Det er flere årsaker til at det er boret såpass meget i Vestfold. Fylket er tett befolket samtidig som det er relativt få vassdrag og vann som egner seg til vannforsyning. Fjellgrunnen i store deler av fylket består av bergarter hvor nedtrengningen er stor. Forholdene ligger derfor dårlig til rette for alminnelig brønngraving. Disse bergartene er på den annen side meget gunstige for boring etter vann, slik at det er forbundet med liten risiko å sette igang brønnboring.

Etterhvert som det er blitt klart hvilke muligheter grunnvannet gir for en sikker og rimelig vannforsyning, er det satt igang en rekke større og mindre vannverk som er basert på vann fra borehull. Enkelte av Vestfolds kommuner, f. eks. Sem, er i dag — bortsett fra enkelte områder — helt forsynt med grunnvann.

Grunnvann oppstår ved at overflatevann trenger ned i grunnen. Under et bestemt nivå i jord og fjell vil alle porer og hulrom være fylt med vann. Vannet under dette nivået — *grunnvannspeilet* — er det som kalles grunnvann.

### Vann i fjell.

Grunnvann opptrer i fast fjell enten i porerom i selve bergarten eller i sprekker av forskjellig slag. I Norge er grunnvannet i berggrunnen for det alt vesentlige begrenset til sprekker i fjellmassivet. Vannføringen i fjellgrunnen er derfor avhengig av sprekkenes utstrekning og størrelse og av forbindelsen mellom de enkelte sprekkenes. Den bestemte faktoren for berggrunnens vannføring og magasineringsevne blir derfor oppsprekningen. Denne er avhengig av bergartenes fysiske egenskaper og de geologiske prosesser som i tidens løp har virket på dem. De vannførende sprekkenes har en begrenset dybde som er bestemt av bergartens evne til å holde sprekkenes åpne under vekten av de overliggende massene.

Forutsetningen for å få vann ved boring i fjell er altså at en under boringen skjærer flest mulige av de vannfylte sprekkenes. Hvis en skal kunne uttale seg om mulighetene for å få vann på et sted, er det derfor nødvendig å kjenne de topografiske og geologiske forholdene. Dertil må en ha et inngående kjennskap til hvorledes sprekkenes er dannet og hvorledes de går mot dypt.

Av det geologiske oversiktskartet Fig. 2 fremgår det at bergartene i Vestfold kan deles i 3 store grupper:

1. *Kalkstein, sandstein og leirskifer.* Disse bergartene finnes hovedsakelig i området rett sør for Drammen, i Sandedalen, på kyststrekningen Horten—Sandebukt og på øyene utenfor Holmestrand.

Kalkstein og sandstein er relativt «stive» bergarter som når de utsettes for jordskorpebevegelser, vil danne åpne sprekker. For kalksteinens vedkommende er ofte disse sprekkenes senere blitt utvidet ved at vann har oppløst noe av kalken slik at det er utviklet store kanaler

og hulrom i kalksteinen. På den måten kan en få utvidet bergartens magasineringssevne betydelig.

Boringer i disse bergartene i Vestfold har gitt relativt gode resultater. I de aller fleste tilfelle vil en ved boring i kalkstein og sandstein kunne skaffe tilstrekkelige vannmengder til mindre vannverk og enkelthus-holdninger.

Leirskifrene er mer «bløte» og de sprekker ikke så godt opp. Sprekkene vil vanligvis være av subkapilar størrelse med liten sammenheng mellom de enkelte sprekke. Skifrene kan av den grunn ofte være helt tette. I Vestfold veksler imidlertid vanligvis skifrige lag med mer kalk og sandholdige lag. I slike vekslende lag kan det dannes større sprekker slik at en i mange tilfelle vil kunne oppnå en del vann ved boring.

Som et eksempel på et område hvor det er boret meget i denne bergartsgruppen, kan nevnes Konnerudkollen hvor det innen et meget begrenset felt er boret 30—40 brønner, de aller fleste med tilfredsstillende resultat.

2. *Lavabergarter* (rombeporfyr, basalt). Lava har en i østre og midtre Vestfold. Det er flere forskjellige lavatyper som hver representerer forskjellige vulkanske utbrudd. Lavabergartene er sterkt oppsprukket og de hører samtidig til de få norske bergarter som også er temmelig porøse. Boring etter vann i Vestfold-lavaene gir derfor vanligvis meget gode resultater. De største vannmengder en har fått her i landet ved boring i fjell er oppnådd i disse bergartene (opptil 40—50 000 l/time).

Den store oppsprekningen og den gode forbindelsen mellom sprekke-kene gjør at en i lavabergartene får et meget betydelig grunnvannsmagasin.

3. *Dypbergarter* (syenitt og granitt) finner vi i den sørlige og nordlige delen av fylket. Disse bergartene er oppstått ved at smeltede steinmasser har størknet dypt under jordskorpen. Gjennom senere tidsperioder er de overliggende bergartsmassene tæret bort og vi finner i dag dypbergartene helt i overflaten.

I den sørlige delen av fylket er disse bergartene meget massive og de er svært lite oppsprukket. Fjellmassivet blir imidlertid i mange tilfelle gjennomskåret av enkelte mer oppsprukne partier. Disse sprekkesonene danner vanligvis forsenkninger og søkk i terrenget. I disse opp-

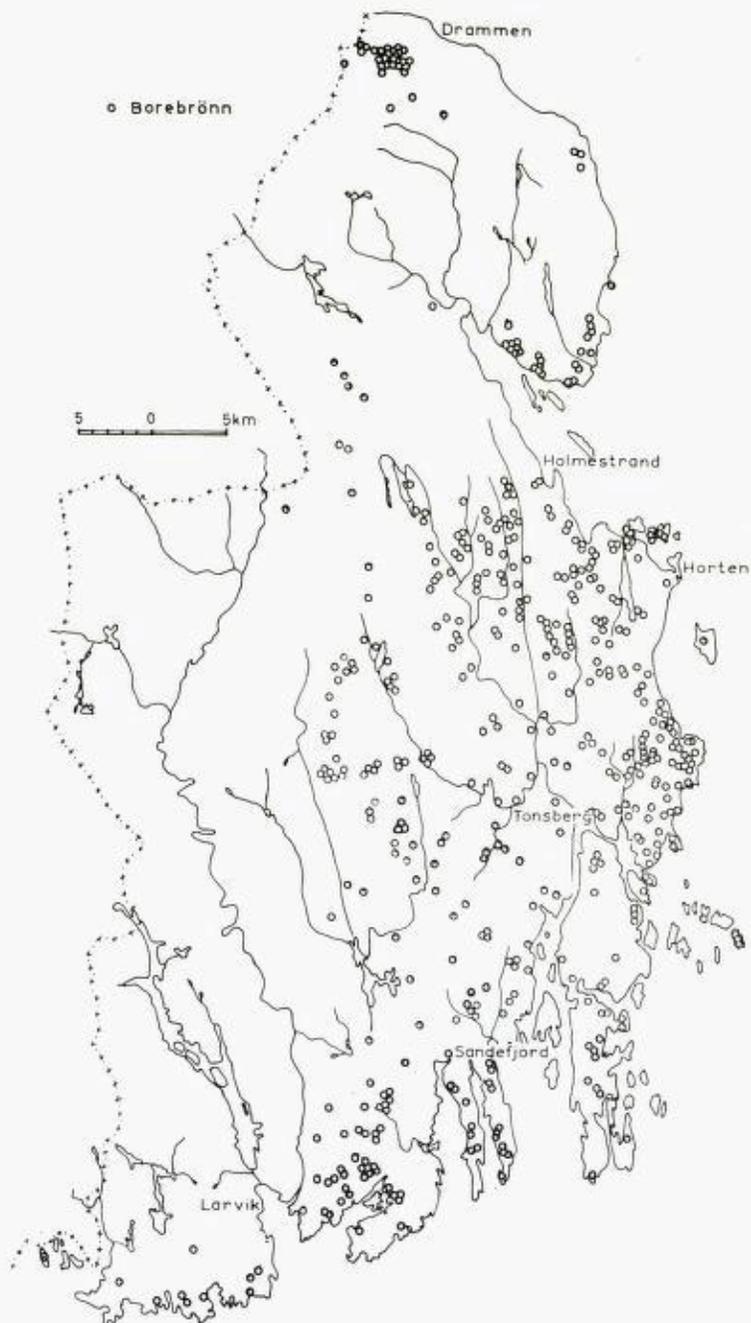


Fig. 1. Borebrønner i Vestfold som Vannboringsarkivet kjenner beliggenheten av.  
*The location of wells drilled in Vestfold.*

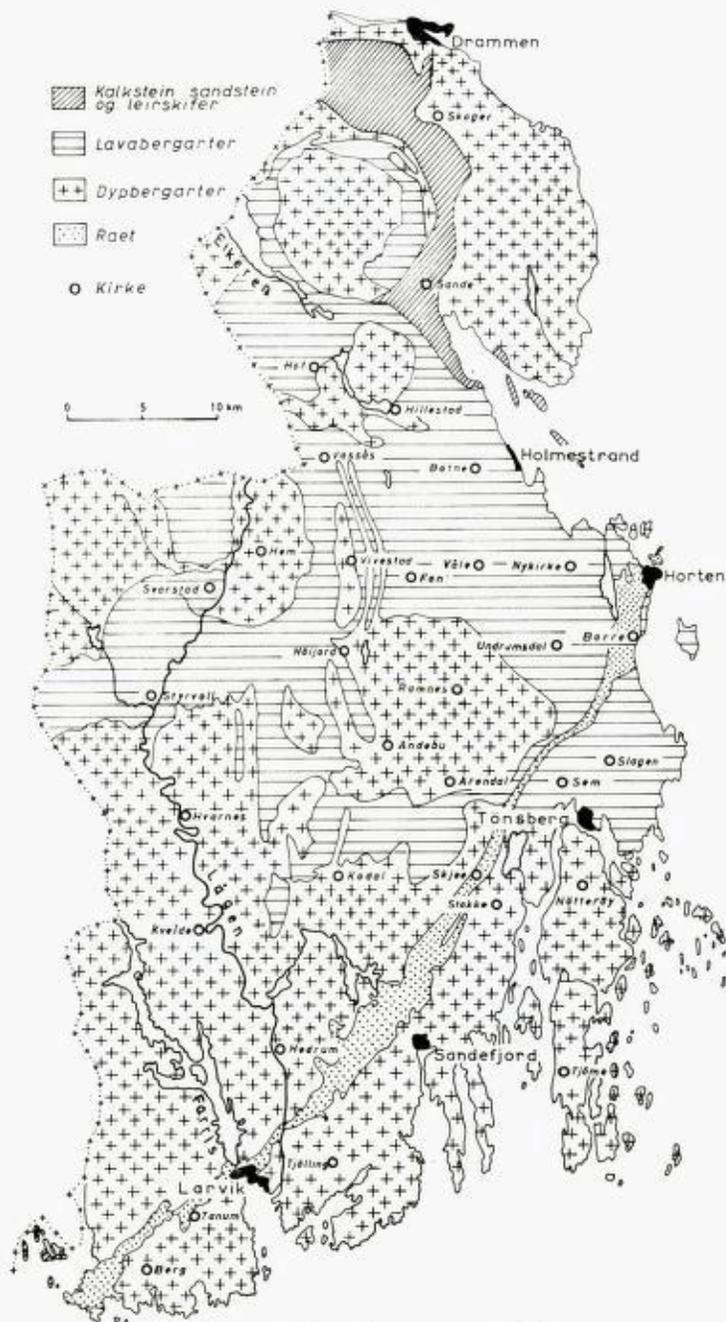


Fig. 2. Geologisk kart over Vestfold.  
*Geological map of Vestfold.*

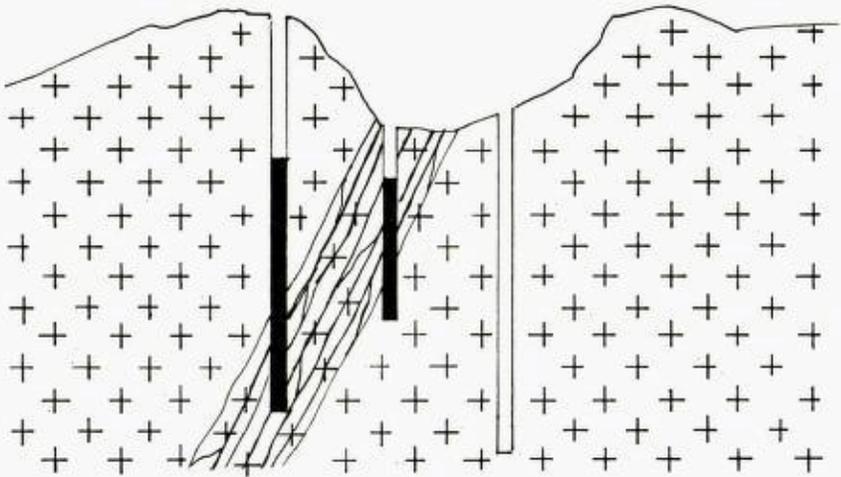


Fig. 3. Dybden av borehullene avhenger av på hvilket dyp en skjærer de vannførende sprekkenes. Den skjematiske tegningen (vertikalsnitt) viser at dybden og resultatet av borer i dypbergartene ofte lokalt varierer meget.

*Schematic drawing (cross-section) to explain great variations in the depth and the yield of drilled wells in plutonic rocks.*

sprukne partiene er det muligheter for å få vann ved boring. De vannmengder som oppnås er imidlertid i de fleste tilfelle relativt beskjedne og da det ikke er noen større sammenheng mellom de enkelte sprekkesonene, blir grunnvannsmagasinet ofte meget begrenset.

Fig. 3 viser at dybden og resultatene av borer kan variere meget selv innen meget små områder. Ved boring i disse bergartene må en derfor være særdeles omhyggelig ved valg av borested.

Når en kommer lenger nord i fylket, er dypbergartene adskillig mer oppsprukket og resultatene av borer i dette området gir i mange tilfelle bedre resultater enn borer lenger sør.

### Resultater av borer i lava og dypbergarter.

På fig. 4 er sammenstillet resultatene av en del borer i lava og dypbergarter fra den sørlige delen av fylket. Av den grafiske fremstillingen fremgår det f. eks. at 50 % av brønnene i lava har gitt mer enn 4000 l/time, mens det tilsvarende tallet for dypbergarter bare er ca. 1000 l/time. 80 % av brønnene i lava har gitt minst 2000 l/time, mens bare 30 % av brønnene i dypbergartene har gitt et tilsvarende resultat.

I virkeligheten er forskjellen på borehullenes ytelse i de to bergarts-

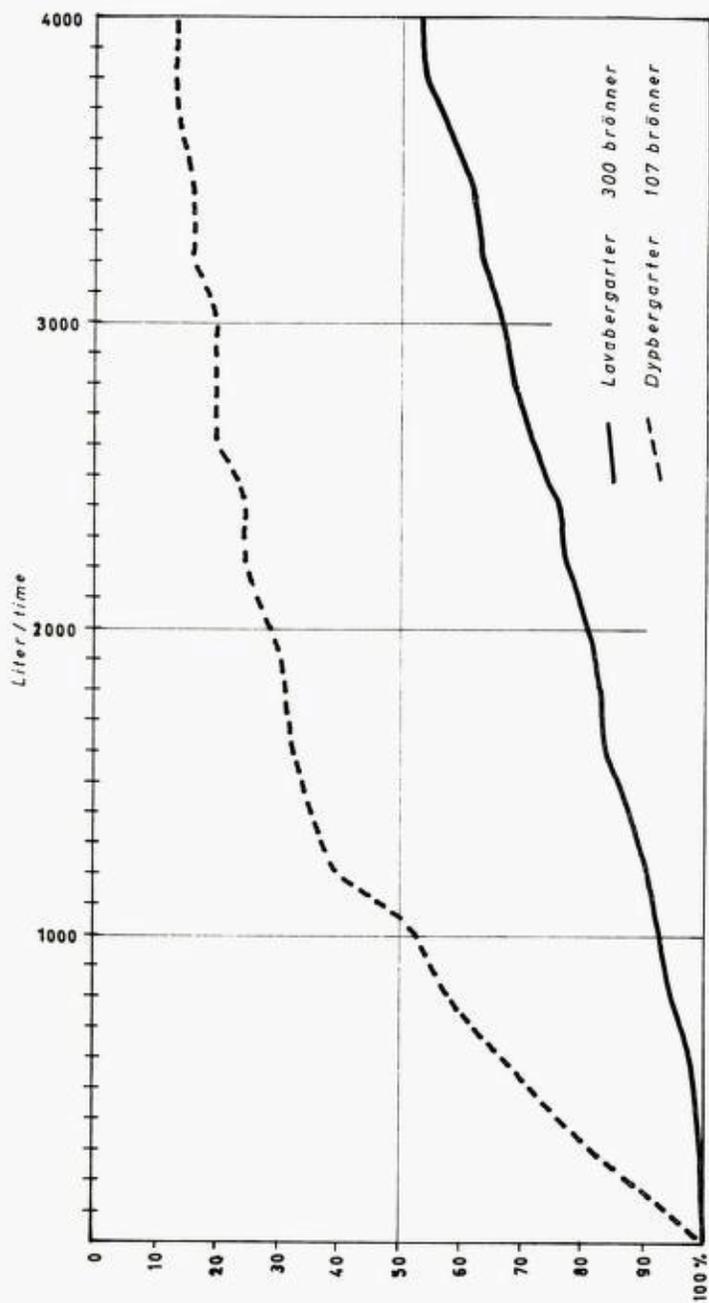


Fig. 4. Resultater oppnådd ved boring i dypbergarter og lavbergarter i Vestfold.  
*Water quantities obtained in wells drilled in Vestfold.*

gruppene enda større enn kurvene på fig. 4 gir inntrykk av. Grunnen er at mens det er meget sjelden at borer i lava mislykkes, inntreffer det relativt oftere mislykkete borer i dypbergartene. Hvis disse «tørre» hullene hadde vært tatt med i beregningene, ville det ha ført til en forandring av kurvene i lavabergartenes favør.

Fig. 5, diagram A viser hvorledes brønnene er fordelt på de forskjellige dybder. Diagrammet er utarbeidet på grunnlag av 353 brønner.

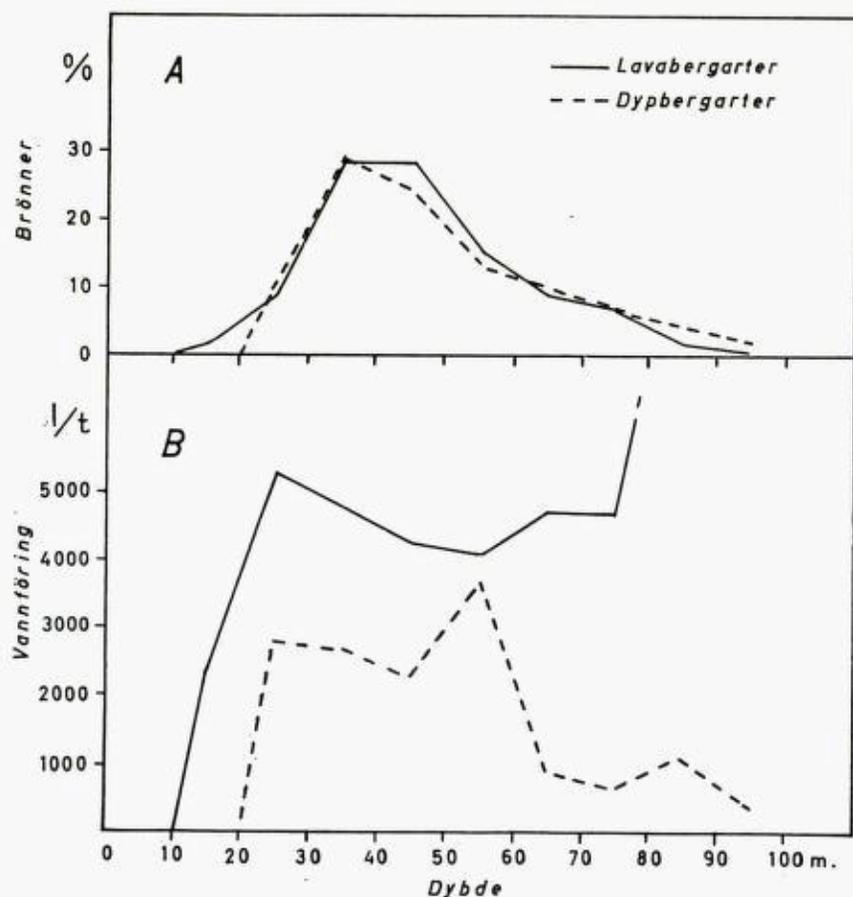


Fig. 5. Diagram A: Brønnenes fordeling på de forskjellige dybder. Diagram B: Den gjennomsnittlige vannføringen som er oppnådd ved de forskjellige brønndybder.

*Diagram A: The connection between the number of wells and the depth.*

*Diagram B: The average yield obtained in the different depths.*

(263 stk. i lava og 90 stk. i dypbergarter). Det viser seg at vel halvparten av de undersøkte brønnene er 30—50 m dype (56,8 % av brønnene i lava og 53,8 % av brønnene i dypbergarter). Kurvene viser også at det er forholdsvis flere dype brønner i dypbergartene enn i lavaene.

På fig. 5, diagam B er vist den gjennomsnittlige vannføringen som er oppnådd ved de forskjellige brønndybden. De beregnede vannføringerne gir ikke et helt riktig bilde av de eksakte forholdene, fordi de små og store dybdene er representert med så relativt få brønner. Materialet er også så lite og så tilfeldig at en ikke bør trekke for vidtgående konklusjoner på grunnlag av de fremkomne tallene.

Kurvenes forløp gjenspeiler imidlertid enkelte karakteristiske forhold ved boring i de 2 bergartstypene. Kurven for dypbergartene har 2 typiske topper. For det første er det stor vannføring i de relativt grunne hullene (20—40 m). Dette skyldes at oppsprekkingen er særlig stor i overflaten. Neste topp er ved 50—60 meters dyp. Denne toppen kan skyldes vanningslag på mindre dyp. Mange brønner blir ikke prøvepumpet før en har nådd ned til 50—60 m som er en vanlig bore-dybde. Fra 60 meters dyp minker imidlertid de oppnådde vannmengdene sterkt. Dette kommer av at de dype hullene i dypbergartene i stor utstrekning representerer de hullene hvor en ikke har oppnådd tilstrekkelige vannmengder innen en rimelig dybde. Så borer en dypere i håp om å få et bedre resultat, noe som svært ofte ikke lykkes i dypbergartene, som har en tendens til å bli mer og mer massive mot dypet.

I lavaene representerer de dype hullene i første rekke de større vannverkene som har boret såpass dypt for å sikre seg størst mulige vannmengder.

### Vann i grus og sand.

I løsavleiringer som grus og sand opptrer vannet i porerom mellom de enkelte partiklene. Den avgjørende faktoren når det gjelder å ta vann ut av løsavleiringer, er permeabiliteten eller gjennomstrømmeligheten. Permeabiliteten øker med kornstørrelsen. Den er altså stor i grus og grov sand, mens leire som er meget finkornet er tett.

Foruten kornstørrelsen er formen på kornene og sorteringsgraden avgjørende for de hydrologiske egenskapene. Permeabiliteten er størst i godt sortert materiale.

I løsavleiringer av en viss tykkelse vil grunnvannspeilet stort sett følge terrengoverflaten. Grunnvannet strømmes fra høyere til lavere nivå. Hvis nedtrengningen avtar, f. eks. i tørkeperioder eller ved frost, får vi en senkning av grunnvannsspeilet.

For å kunne vurdere mulighetene for uttak av grunnvann fra en løsavleiring, er det foruten kjennskap til avsetningens geologiske historie også i de fleste tilfelle nødvendig å foreta enkle grunnundersøkelser for å få klarlagt løsavleiringens karakter.

Under og etter siste istid ble store mengder løsmateriale transportert av isbreene og smeltevannselvene ut mot kysten og avsatt i havet. Foran brekanten ble det enkelte steder lagt opp store rygger av løsmasser, morener. Grunnen til at det enkelte steder er dannet morener, er at brefronten til sine tider har stått stille over et lengre tidsrom, d. v. s. at virkningen av avsmeltningen og isbevegelsen har opphevet hverandre.

Den mest markerte moreneryggen i Vestfold er raet. Her har brefronten stått på samme sted svært lenge, og det er avsatt store mengder med løsmateriale.

Så lenge landet var dekket av de store ismassene, sto havet meget høyere i forhold til landet enn det gjør i dag. Da isen smeltet, ble derfor havet stående over de lavereliggende områdene. Men ved at isen ble borte, minket også belastningen på jordskorpen og landet tok til å stige. Fig. 6 viser den maksimale utbredelse av havet på østlandet etter siste istid.

Like ved brefronten ble de tyngste partiklene som stein, grus og sand bunnfelt. De finere partiklene holdt seg svevende lenger og de ble bunnfelt som leire i større avstand fra breen.

Etter hvert som landet steg, kom avsetningene over havflaten og bølgen sorterte videre det materialet som tidligere var avsatt i havet. F. eks. er toppen av raet og leira inntil raet nå ofte dekket med sand.

Foruten i raet finner vi i Vestfold de største mengdene med løsavleiringer langs Lågen.

Måten raet er blitt dannet på gjør at oppbyggingen av det er meget ujevn. Vi finner en stadig veksling av dårlig sortert grus, fin sand og leire. Det er derfor svært lite sannsynlig at en i raet vil kunne finne vannførende lag av stor tykkelse og utstrekning. Raet byr derfor ikke på noen særlige muligheter for uttak av svære vannmengder, men enkelte lokale sandavsetninger kan gi tilstrekkelige vannmengder til mindre vannverk og enkelt-anlegg.

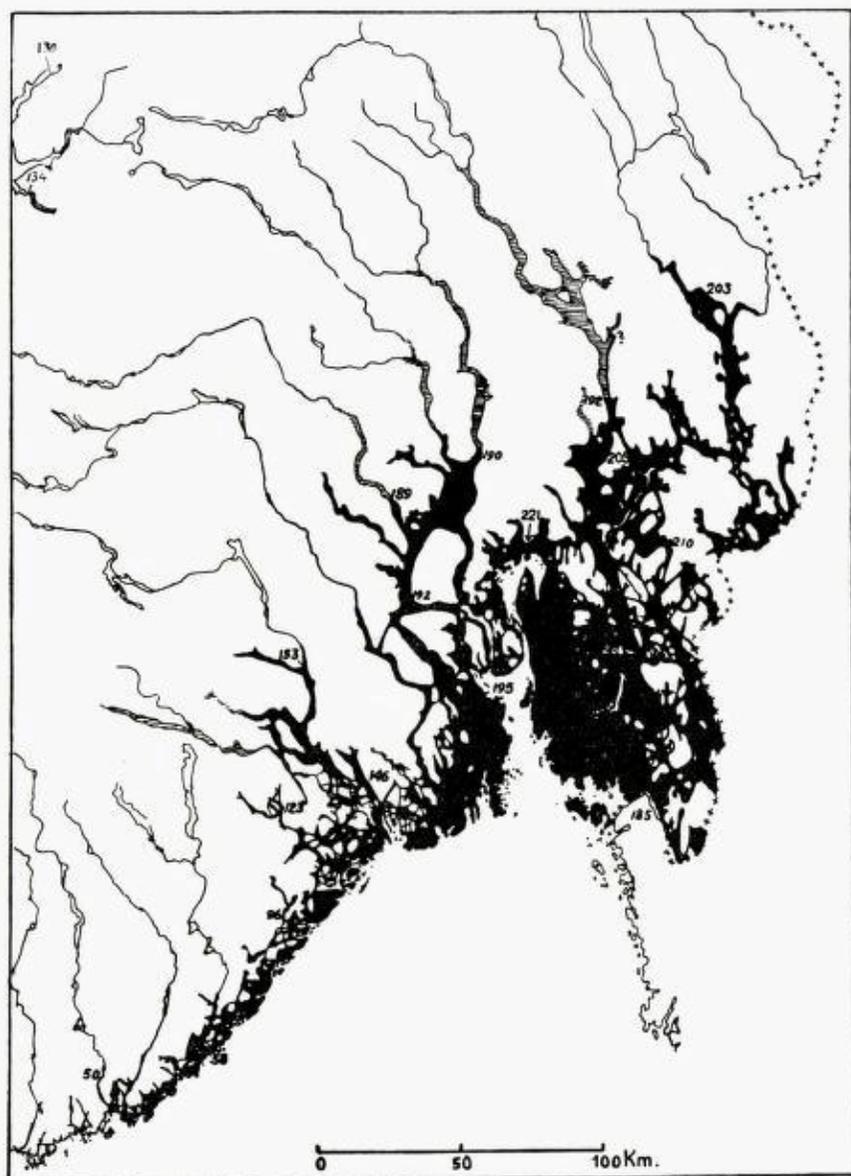


Fig. 6. Havets største utbredelse i Sørøst Norge etter siste istid (etter Holtedahl 1953). Innenfor dette område hender det at en får salt vann i borebrønner og kilder. Saltet skriver seg fra leire avsatt i havet eller fra avstengte sprekker i fjell.

(Fra Skjeseth 1957).

*The parts of south-east Norway covered by the sea after the last Ice age. Inside this area (shown in black) salt water is here and there found in drilled wells and springs. The salt originates from marine clays or from sealed fissures in the rocks.*

I forbindelse med vurderingen av mulighetene for grunnvannforsyning for Sandar—Sandefjord, ble det foretatt en undersøkelse av løsavleiringene langs Lågen så langt nord som til Gjone. Det viste seg at det langs denne strekningen, bortsett fra enkelte tynne sandlag, bare forekom finkornete jordarter som ikke egnet seg for uttak av grunnvann i store mengder. Flere steder i dette området er det mindre vannanlegg som forsynes med vann fra sandspisser som slås ned i de vannførende sandlagene. Disse lagene gir imidlertid mange steder svært jernholdig vann (f. eks. Hedrum). Lenger nord i Lågendalen er det enkelte steder, bl. a. sør for Hvittingfoss store sand- og grusavsetninger som byr på visse muligheter for uttak av grunnvann.

Ute ved kysten er det ofte små søkk og forsenkninger som er fyllt med sand og grus. Disse avsetningene vil i mange tilfelle kunne gi tilstrekkelig vann til mindre enkelt-anlegg. Disse grunnvannsforkomstene kan utnyttes enten ved alminnelige brønner eller ved å slå ned sandspisser (fig. 7).

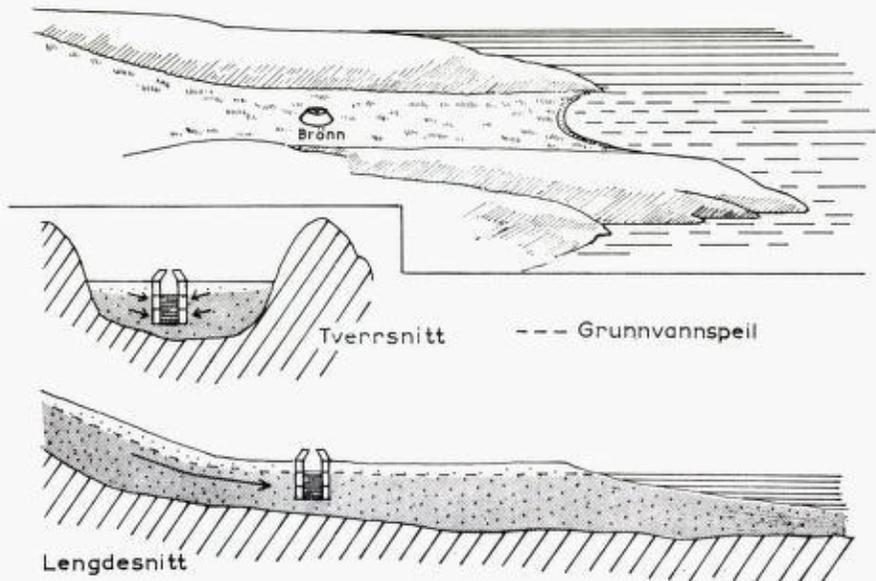


Fig. 7. Dalsøkk ute ved kysten som er fyllt med vannførende sand. Sanden danner det naturlige grunnvannsmagasin for brønnen.

*Small depression filled with water-bearing sand.*

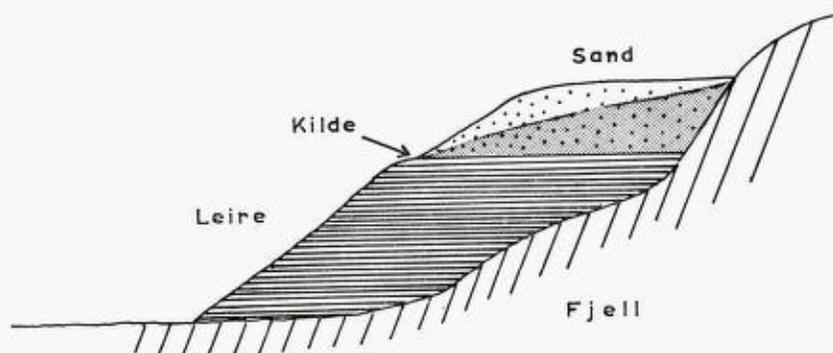


Fig. 8. Kilde på grensen mellom vannførende sandlag og tett leire.  
*Spring from pervious sand above clay.*

### Kilder.

Mange steder i fylket er vannspørsmålet løst ved at en har bygget ut naturlige kilder. Folk har dannet seg mange slags forestillinger om hvordan kildene er oppstått og hvor vannet kommer fra. Vi skal derfor nevne litt om de vanligste kildetyperne i Vestfold.

Kilder kan deles i 2 store hovedgrupper: 1. Kilder fra løsavleiringer og 2. Kilder fra fast fjell. I Vestfold hører de fleste kildene til gruppe 1.

Vannføringen i kilder som hører til gruppe 1 vil først og fremst være avhengig av løsavleiringenes karakter, utstrekning og tykkelse.

I de områdene som lå under havet etter siste istid, er det mange steder blitt avsatt store mengder sand og grus over leire. Senere har så elver og bekker skåret seg igjennom disse avsetningene og ned i den underliggende leira. På grensen mellom de vannførende sand- og grus-lagene og den tette leira vil en få kilder (fig. 8). Sand- og grusmassene danner et naturlig grunnvannsmagasin for disse kildene. Vannføringen vil derfor i mange tilfelle være omtrent konstant selv under lange perioder uten nedbør. Denne kilde-typen finnes særlig langs Lågen. Rett sør for Hvittingfoss har en f. eks. i forbindelse med store sand- og grusavsetninger en rekke kilder. Vannføringene er i flere av dem målt til over 10 000 l/time. Noen av disse kildene er nå utbygget til et større vannverk.

Innenfor og utenfor morenerygger finner en som tidligere nevnt ofte sekundært utvasket sand og grus. I forbindelse med slike forekomster av sortert sand og grus kan det oppstå kilder. Vannet vil følge sandlagene, og i naturlige hakk i moreneryggen hvor grensen mellom den



Fig. 9. Kilder fra sandlag på sidene av morenerygg. (Tverrsnitt)  
*Springs from sand (outwash) on the sides of terminal moraine.*

vannførende sanden og den tette morenen er blottlagt, vil det skyte frem vann (fig. 9). Slike kilder er vanlige langs hele raet.

Ofte forekommer det vannførende sandlag i leiravsetninger. Der hvor en har et naturlig hull ned til det vannførende laget eller der hvor det vannførende laget munner ut i dagen, vil det oppstå kilder (fig. 10). Vannet i slike kilder står ofte under naturlig trykk. Vestfolds mest kjente kilde, Kong Haakons Kilde (Farris), hører til denne typen. Farriskilden ble i sin tid oppdaget ved at det boblet vann opp fra en naturlig kilde. Nå fåes vannet til Farrisproduksjonen fra en «kunstig» kilde som en har fått ved å slå ned et rør til det vannførende laget som ligger ca. 7 m under markoverflaten. Denne kilden yter ca. 60 000 millioner liter pr. år.

Av kilder fra fast fjell er det særlig en type som er karakteristisk for de geologiske forholdene i Vestfold. Under lavabergartene har en enkelte steder en flattliggende rød skifer. Denne tette skiferen demmer

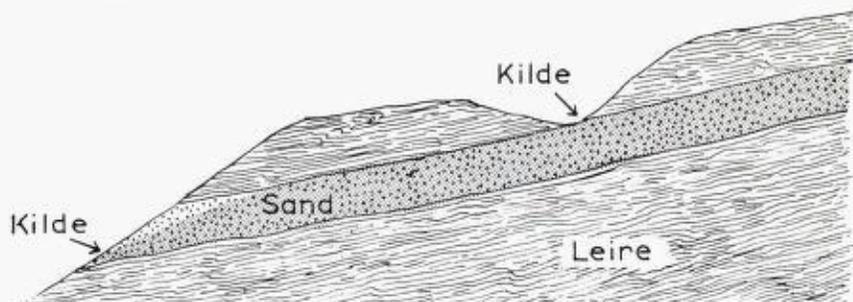


Fig. 10. Kilde fra sandlag mellom leire.  
*Spring from sand between clay.*

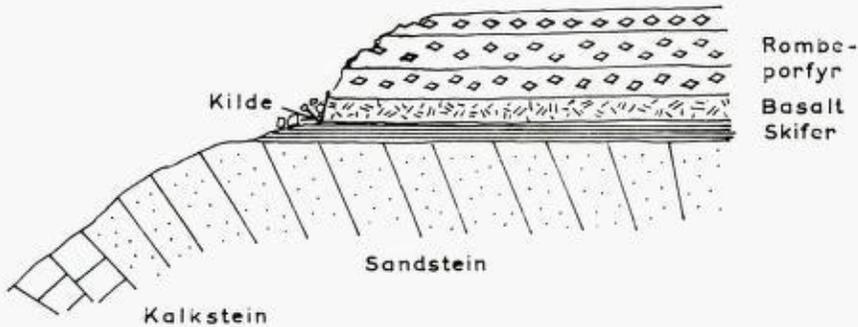


Fig. 11. Kilde på grensen mellom oppsprukne lavabergarter og underliggende demmende skiferlag. (Holmestrand).

*Spring from pervious and fractured Permian lavas above impervious shale. (Holmestrand).*

opp for vannet fra den vannrike lavaen, og ved grensen mellom de to bergartene vil en få kilder (fig. 11). Slike kilder finnes bl. a. ved Holmestrand.

### Grunnvannets kvalitet.

Når vann trenger ned i jord og fjell, vil det oppløse og ta med seg stoffer fra det materiale det går igjennom. Grunnvann vil derfor ha et høyere innhold av oppløste mineralsalter enn vanlig overflatevann. Dette fører bl. a. med seg at grunnvann vanligvis er hardere enn overflatevann. Sammensetningen av jordsmonnet og bergartene som vannet passerer, vil være den bestemmende faktoren for grunnvannets kjemiske karakter i et område. For å gi et visst inntrykk av sammensetningen av grunnvann fra borebrønner i Vestfold, er det i tabell 1 vist en del tilfeldig valgte analyser av vann fra brønner som er boret i de 3 vanligste bergartsgruppene i Vestfold. Analysene er utført av Statens Institutt for Folkehelse.

Den mest iøynefallende forskjellen er at borer i kalk og leirskifer gir et gjennomgående hardere vann enn i de to andre bergartsgruppene. Dette skyldes at en del kalk fra de kalkrike bergartene vil oppløses i grunnvannet. Det vil føre til et høyere innhold av kalk og magnesiumsalter som vil gjøre vannet hardt.

I de områdene som lå under havet etter siste istid (fig. 6), hender det at en får salt vann i borebrønner og naturlige kilder. Dette saltet stammer fra leire som i sin tid ble avsatt på havbunnen eller fra sprek-

Tabell I.

		<i>Lavabergarter.</i>												
Borehull nr.	42	165	123	9	77	217		220	221	213	211	150		
Mineralsalter mg/l	423	172	430	350	295	345	190	145	151	99	70	543	215	
pH (surhetsgrad)	8,3	6,4	7,3	7,8	7,6	8,9	7,0	5,5	7,1	6,9	7,4	8,3	8,0	
Hårdhet	3,3		1,9	1,2	2,4	0,7	6,0	4,3	4,9	0,8	6,2	1,0	5,0	
Jern mg/l	0,16	1,0	0,04	0,04	0,07	0,24	4,0	0,04	0,12	0,20	0,11	0,24	0,04	
Mangan mg/l	0,09	1,0	0,02	0,01	0,01	0,01	0,50	0,02	0,22	0,03	0,01	0,04	—	
Klorid mg/l	72	15		77	56	57	25	19	8	12	13	30	19	
		<i>Dypbergarter.</i>												
Borehull nr.	166	124a	124b	125	132				69	70	85			
Mineralsalter mg/l	381	223	157	516	110				348	200	216			
pH (surhetsgrad)	8,3	6,7	7,0	7,6	6,7				7,0	5,9	7,6			
Hårdhet	5,7	4,9	2,7	15,2	5,1				13,1	8,9	11,5			
Jern mg/l	0,10	1,0	0,9	0,04	2,0				0,55	0,48	0,12			
Mangan mg/l	0,03	0,11	0,04	0,05	0,01				—	0,13	0,08			
Klorid mg/l	116	47	26	79	10				23	11	1			

*Kalkstein og leirskifer.*

ker i fjellet hvor det enda står igjen saltvann eller hvor det er blitt utfelt salt. De stedene hvor en har fått slikt gammelt sjøvann i borebrønner, ligger nesten utelukkende på eller innenfor raet. Årsaken til dette er sannsynligvis at raet virket som en demning da landet hevet seg etter siste istid. En del sjøvann ble da avstengt innenfor raet. Sprekker i fjellet og løsavleiringene ble fylt med saltvann. De områdene hvor borer har gitt saltvann er særlig Barkåker, Sandar og Lauve. I disse områdene er det også flere saltkilder. De mest kjente er Ekeberg (Barkåker), Sandefjord og Kong Haakons Kilde (Farris) i Larvik.

Tabell II.

<i>Sandefjord.</i> 1893		<i>Hjertnes, Sandefjord.</i> 1885	
I 1000 vektdeler vann		I 1000 vektdeler vann	
NaCl	11.66550	NaCl	3.9066
K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0.45982	KCl	0.0632
MgBr <sub>2</sub>	0.04572	KBr	0.0005
MgCl <sub>2</sub>	0.52854	LiCl	spor
MgCO <sub>3</sub>	0.52311	CaCl <sub>2</sub>	0.1221
CaCO <sub>3</sub>	0.54991	CaSO <sub>4</sub>	0.0248
CaSO <sub>4</sub>	0.08424	CaCO <sub>3</sub>	0.0832
Ca (H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> )	0.02347	MgCO <sub>3</sub>	0.1806
SrSO <sub>4</sub>	0.00322	FeCO <sub>3</sub>	0.0016
BaSO <sub>4</sub>	0.00065	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0009
NH <sub>4</sub> Cl	0.10958	SiO <sub>2</sub>	0.0167
MnCO <sub>3</sub>	0.00104		
FeCO <sub>3</sub>	0.01092		
SiO <sub>2</sub>	0.02715		
Org. bestanddeler	0.15490		
Sum	<u>15.18777</u>	Faste bestanddeler	<u>4.4002</u>

<i>Ekeberg, Sem.</i> 1916		<i>Kong Haakons Kilde, Farris.</i> 1915	
I 1000 g vann		I 10 000 g vann	
NaCl	5.78 g	NaCl	13.598 g
MgCl <sub>2</sub>	0.93 »	Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0.735 »
CaSO <sub>4</sub>	0.06 »	Mg(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	2.505 »
CaCl <sub>2</sub>	0.09 »	NaHCO <sub>3</sub>	0.700 »
Ca(HCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0.75 »	KCl	0.864 »
SiO <sub>3</sub>	0.01 »	CaSO <sub>4</sub>	0.250 »
		SiO <sub>2</sub>	0.352 »
Sum	<u>7.64 g</u>	Sum	<u>19.004 g</u>

Disse kildene er beskrevet av G. Holmsen (1930). Tab. II viser noen analyser hentet fra denne avhandlingen.

Analysene viser at sammensetningen varierer en del i de forskjellige kildene og den avviker fra sjøvannets sammensetning. Dette kan ha flere årsaker. Bl. a. holder leire bedre på enkelte stoffer enn på andre, samtidig som det salte vannet i tidens løp kan ha blitt blandet opp med sirkulerende grunnvann.

Holmsen refererer en undersøkelse som A. og H. Strecker gjorde i 1850-årene. De sammenlignet sammensetningen av salt kildevann fra Sandefjord med sjøvann. De fant at:

1. Kildevannet inneholdt mere faste bestanddeler enn vannet i fjorden.
2. Kildevannet inneholdt en stor mengde karbonater som manglet i fjordvannet.
3. Kildevannet inneholdt mindre svovelsyre, men derimot svovelvannstoff, hva fjordvannet manglet.
4. Kildevannet inneholdt oppløst organisk substans. Også dette manglet fjordvannet.

I kildevannet forekommer det organisk substans som reduserer sulfatene fra sjøvannet. Derved oppstår det oppløselige sulfider. Den kullsyre som oppstår ved at de organiske stoffene råtner, gir sammen med kalk og magnesium karbonater, frigjør svovel-vannstoff og oppløser kalsiumkarbonat. Når det kommer luft til slikt vann, vil det derfor lukte sterkt av svovel-vannstoff og smake svært salt og bittert. De organiske stoffene i kildevannet kommer muligens fra gammel tang.

Det hender også at en får saltvann ved boring nær sjøen. Det er ikke mulig å angi bestemte regler for hvor langt fra sjøen en må bore for å unngå sjøvannet. En må i hvert enkelt tilfelle vurdere de geologiske og topografiske forholdene på stedet. Rent generelt kan sies at sprekkesystem parallellt med sjøen og fall mot sjøen er det gunstigste. Faren for å få saltvannintrusjon er størst i granitter o. l. bergarter med benkning og flattliggende sprekker som fører direkte ut i sjøen. Et lag med tette jordarter, som leire, mellom fjellet og sjøen, kan i mange tilfelle hindre sjøvannet i å trenge inn. Størrelsen og retningen på grunnvannsstrømmen vil også i stor utstrekning være av avgjørende betydning. I vannrike bergarter med stort grunnvannsmagasin, f. eks. lava, vil denne strømmen ut mot sjøen være så sterk at en i mange tilfelle vil kunne bore helt nede ved sjøen, ja, det vil endog dannes fersk-

vannskilder som har sitt utspring et stykke ut i sjøen. Borehull i bergarter som gir lite vann og som har et begrenset grunnvannsmagasin, vil være mer utsatt. Eksempler på dette har en langs kysten, på Tjøme, Nøtterøy, Sandar og Tjølling. Borehullene her har ofte et så begrenset magasin at pumpingen under tørkeperioder kan bli større enn det naturlige tilsiget. Dette kan resultere i at en begynner å dra sjøvann inn i borebrønnen.

Det er en alminnelig oppfatning at sjøvannet ved å gå igjennom et visst stykke jord eller fjell vil bli «filtrert». Saltvann er imidlertid en oppløsning som ikke lar seg filtrere på denne måten.

Det blir også ofte hevdet at ferskvann i borehull og kilder på øyer stammer fra «vannårer» som kommer fra land. I de aller fleste tilfelle medfører dette ikke riktighet, da fjorder og sund som oftest er så dype at de vil bryte en eventuell grunnvannsstrøm fra land.

### Sammenfatning.

Vannboringsarkivet har til nå fått inn opplysninger om ca. 750 borebrønner i Vestfold, og det bores stadig nye brønner. Erfaringene fra alle disse borebrønnene, sammen med kjennskapet til Vestfolds geologi, gjør at en allerede nå kan foreta en vurdering av mulighetene for grunnvannsforsyning i fylket.

Lavabergartene byr etter norske forhold på usedvanlig gode muligheter for uttak av betydelige vannmengder. I lava er det mulig å oppnå nok vann til selv meget store vannverk. I kalkstein og sandstein vil borebrønner i de fleste tilfelle kunne gi tilstrekkelige vannmengder for små vannverk. Vann fra borehull i kalkstein og leirskifer vil vanligvis være relativt hardt. De bergartene i fylket som er minst gunstige for vannboring er dypbergartene. Ved å bore i oppsprukne partier kan også disse bergartene i mange tilfelle gi tilstrekkelig vann til mindre vannanlegg. Ved boring i dypbergartene må en imidlertid regne med at det er en viss chance for at resultatet kan bli dårlig.

Lokale sandavsetninger i raet, langs Lågen og andre steder, byr på muligheter for uttak av grunnvann. I de fleste tilfelle vil imidlertid disse sandlagenes utstrekning og tykkelse være så begrenset at det ikke vil være mulig å basere store vannverk på disse grunnvannsforekomstene. Sand- og grusavsetninger i dalsøkk og forsenkninger ute ved kysten byr i mange tilfelle på gode muligheter for graving av brønner for gårdsbruk, hytter etc.

Flere steder er det naturlige kilder som lar seg bygge ut til vannverk.

Kartleggingen og undersøkelserne av grunnvannsforekomster fortsetter stadig. Bl. a. er det for Sem kommune nå satt igang en større undersøkelse av grunnvannsforholdene i Vestfolds lavabergarter. Formålet med disse undersøkelserne er å få klarlagt hvor store vannmengder som egentlig kan tas ut av disse bergartene.

### Summary.

#### *Ground water in Vestfold.*

Drilling for water has become very common in the county of Vestfold since World War II. The water is mostly restricted to fractures, joints, fissures and solution openings in the rocks. The main rock-types found in Vestfold are: Cambro-Silurian sediments (limestone, sandstone and shale), Permian lavas and plutonic rocks. Wells drilled in the lavas usually yield considerable amount of water (up to 40,000 l/h), and several large waterworks utilize water from such wells. The Cambro-Silurian sediments usually give sufficient water for small waterworks. The plutonic rocks are very massive, therefore, the possibilities for obtaining water from these rocks are more doubtful. Some places Quaternary alluvial deposits offer favourable conditions for well construction.

Some analyses of water from drilled wells in Vestfold are shown in Tab. 1.

Common types of springs in Vestfold are shown in figs. 8—11.

Ingress of salt water may occur in wells near the coast. The conditions vary from place to place depending on the rock-type, dip of the beds, and fractures. Salt water also occurs occasionally in wells and springs within the area which was covered by the sea after the Quaternary glaciation (fig. 6). Here the salt originates from marine clays and from rock fractures with poor circulation. Analyses of water from salt springs are given in Tab. 2.

### Litteratur.

- Holmsen, Gunnar.* 1930. Grundvandet i vore leravsetninger. N.G.U. nr. 135. Oslo.  
*Holtedahl, Olaf.* 1953. Norges geologi. N.G.U. nr. 164. Oslo.  
*Skjeseth, Steinar.* 1957. Kvaliteten av grunnvann. Meddelelse fra Vannboringsarkivet nr. 5 N.G.U. nr. 200, s. 55—67. Oslo.

# Kullblendeførende breksje ved Hof, Solør.

Av

*Audun Hjelle og Knut Ørn Bryn.*

Med 6 tekstfigurer.

## Abstract.

The breccia has possibly connection with the Permian faults in Rendalen, farther north, and the coal blend is probably derived from the dark Cambrian shale, once deposited on the Precambrian penepene.

A number of minerals and a fine grained quartz sediment, occurring in some cavities, are described.

## Forord.

Breksjen ble først funnet av Steinar Skjeseth i 1955 i et steinbrudd nær fylkesvei 108, ca. 4 km sør for Hof i Solør (fig. 1). Dons (1956) har gitt en kort meddelelse om breksjen.

Foruten prøver som Skjeseth har stilt til vår disposisjon, har vi besøkt breksjen for nærmere undersøkelser sommeren 1960. De fleste av mineralbestemmelsene er utført av Per Chr. Sæbø, Røntgenlaboratoriet, Norges geologiske undersøkelse.

## Struktur.

Det dobbelt skraverte feltet i fig. 2 viser rivningsbreksjestructur. I rødlig mylonittgneis går breksjesonen i en bredde av minst 50 m, med retning NNØ — SSV. P. g. a. sterk overdekning vest for fylkesveien, er sonens vestlige begrensning usikker.

Bruddstykkene, som mest er kantrundete, varierer i størrelse fra få mm til ca. 1/2 m i tverrmål, hovedsakelig 1—10 cm (fig. 3). Oppknusingen øker jevnt vestover fra gneisen.

Retningsdiagrammet for sprekken er vist i fig. 4 A. Hovedretningen ligger nær breksjesonens hovedstrøkretning. 24 målinger av linjestructuren (glidestriper på sprekkeflater) er avsatt i diagrammet i fig. 4 B.



Fig. 1. Nøkkelkart som viser beliggenheten av breksjen.  
Key map showing the location of the breccia.

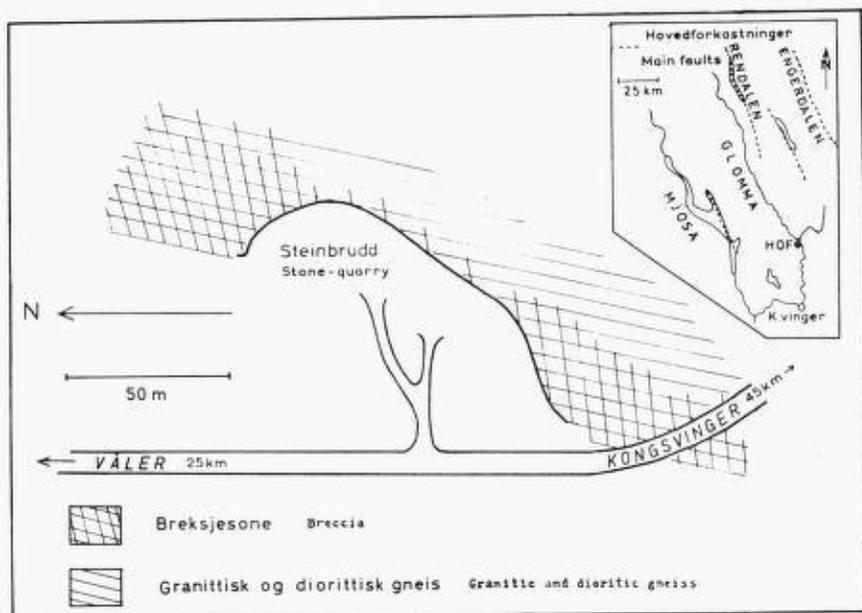


Fig. 2. Kartskisse over steinbruddet og oversiktskart Mjøsa—Engerdalen.  
Sketch map of the stone quarry and map of the area from lake Mjøsa to Engerdalen.

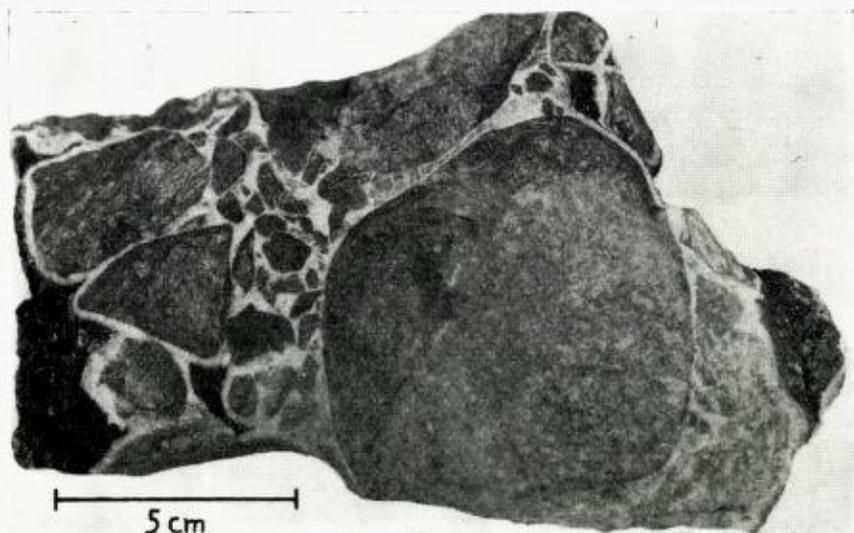


Fig. 3. Typisk prøve fra breksjen. Kullblende sees bl. a. ytterst til venstre og høyre.  
*Typical sample of the breccia. Coal blend can be seen at the extreme left and right.*

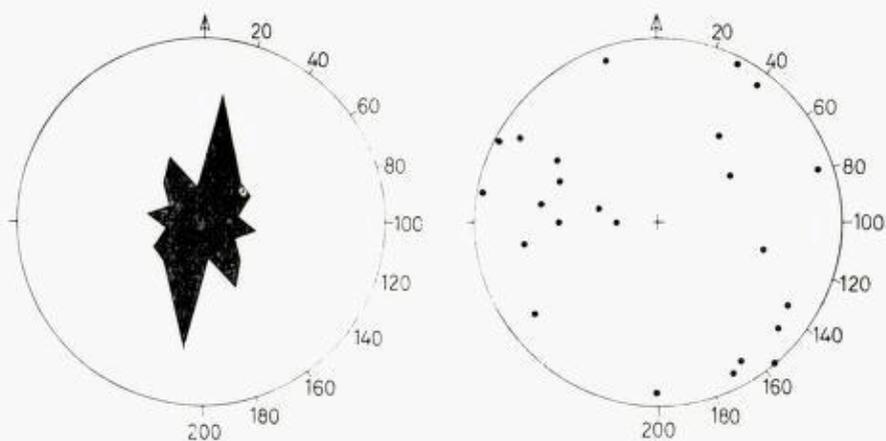


Fig. 4a. Retningsdiagram for sprekker i og nær breksjen, 36 målinger.

*Joint directions in and near the breccia, 36 measurements.*

Fig. 4b. Linjestruktur i breksjeområdet. 24 målinger. Undre halvkule.

*Lination in the breccia area. 24 measurements. Lower hemisphere.*

En stor del av glidestripene har fall mot V og VNV, dvs. nær loddrett på breksjesjonens hoved-strøkretning.

Den NS-gående Rendalsforkastningen (Holmsen og Oftedahl 1956) som trolig er av permisk alder, peker langs Glommas dalføre mot breksjen ved Hof. Denne ligger derfor i forkastningens mulige fortsettelse mot sør.

### Den omgivende bergarts og bruddstykkenes sammensetning.

Både sidebergarten og bruddstykkene i breksjen består av middelskornet mylonittgneis. En prøve av sidebergarten og 3 prøver av bruddstykker er mikroskopert. Punkttellinger i tynnslip gir følgende prosentvise sammensetninger. (Ca. Vol. %, 500 pkt.-telling pr. slip).

	Kalk- Alkali granitt			Grano-dioritt
	sidebergart	bruddstykker		
Kvarts	45	52	53	55
Alkalifeltspat	22	18	11	7
Plagioklas	5 (An ca. 12)	4 (An ca. 5)	4 (An ca. 5)	8 (An ca. 5)
Muskovitt	9	5	14	5
Biotitt	5	—	4	8
Kloritt	—	6	—	1
Epidot	13	15	12	16

### Mineralbeskrivelse.

Mellom bruddstykkene finnes større og mindre druserom, tildels fylt med nydannete mineraler. I alle hulrommene er det noe kvarts, og i de fleste er det også kullblende. Videre finnes det i flere av hulrommene en rekke forskjellige mineraler, men alle som aksessorier i forhold til kvarts og kullblende.

#### Hovedmineraler.

*Kvarts* er det først utkrystalliserte mineralet, men det er dannet over et så langt tidsrom at enkelte andre mineraler har utkrystallisert før den yngste kvartsen.

Rundt alle bruddstykkene i breksjen ligger en tett kvartsrand, van-

ligvis 1—3 mm bred, fig. 3 og 5. Der det er større avstand mellom bruddstykkene, har det vanligvis vokst ut frittstående kvartskrystaller, sjelden mer enn 3—4 mm lange.

Kvartsen er vesentlig klar bergkrystall, men enkelte steder melkehvitt eller røkfarget. Den har for det meste undulerende utslukning.

*Kullblende* forekommer i forholdsvis store mengder, flere druserom er helt fylt. Grafitt er ikke blitt påvis i kullblenden. Kjemisk analyse, utført av R. Solli og K. Haugen, Norges geologiske undersøkelse, ga følgende resultat:

Fuktighet	1,0	%
Aske	2,37	»
CaO	0,06	»
C	88,0	»
	<hr/>	
	91,43	%

Spektrografisk analyse, utført av cand. real. Jens Hysingjord, Mineralogisk Institutt, Universitetet, Blindern, ga følgende resultat: 1 — 0,1 % : Al, V, Mg, Mn, Si, Fe og Ca. Omkring 0,1 % : Ni, Ti, Ba og Sr.

Det er sannsynlig at det også finnes en del H, N, S og O i kullblenden.

#### *Aksessoriske mineraler.*

Disse mineralene er ført opp i rekkefølge, slik at de vanligste nevnes først.

*Kalkspat* opptrer som større og mindre krystaller, opp til ca. 5 mm i tverrsnitt. Den er hvit og matt.

Små fiolette *flusspat*korn er spredt over hele breksjen.

*Adular* opptrer i en del druser som hvite, matte krystaller, ca. 2 mm i tverrsnitt.

En del små *svovelkisterner*, kantlengde ca. 1—2 mm, er funnet spredt i en del druserom. De er vanligvis dekket av et tynt rustovertrekk.

Enkelte steder forekommer litt *kobberkis* sammen med svovelkisen.

Noen få *barytt*krystaller er funnet. De er ca. 3 mm i tverrsnitt.

På enkelte glideflater sitter små skjell med *jernglans*.

Noen små gule mineralaggregater ble undersøkt ved røntgenlaboratoriet og er muligens *montmorillonitt*. Det var for lite materiale til å få en helt sikker bestemmelse.

En klar, gul krystall av *sinkblende* er funnet. Den er sannsynligvis jernfattig.

En *epidot*krystall er funnet.

En korsformet *barbotom*krystall er funnet. Den er ca. 1 mm lang, lys gul og gjennomsiktig.

På enkelte sprekker finnes *manganspeil*, tildels utviklet som dendritter.

### Sedimentene.

Enkelte av hulrommene er blitt fylt med finkornete sedimenter, fig. 5 og 6. De består av en stadig vekslning mellom lyse og mørke lag,

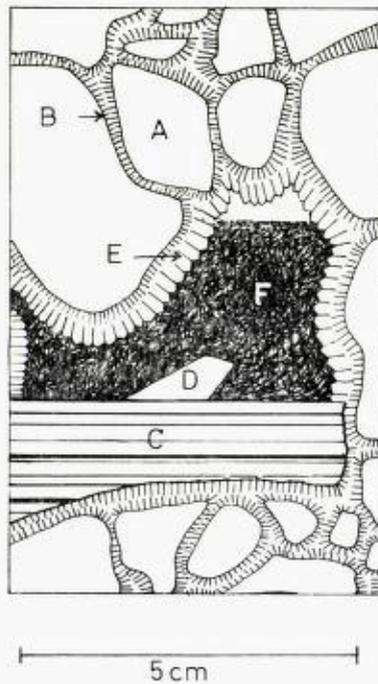


Fig. 5. Noe skjematisk fremstilling av forholdene i og nær et druserom.

- A: Gneisbruddstykke. B: Tett kvartsrand. C: Finkornete, lagdelte sedimenter.  
D: Kalkspatkrystall. E: Kvartskrystaller. F: Kullblende.

*Somewhat simplified representation of the paragenetical relations in and near a cavity.*

- A: Fragment of gneiss. B: Micro-crystalline quartz rim. C: Fine grained, layered sediments. D: Calcite crystal. E: Quartz crystals. F: Coal blend.



Fig. 6. Lagdelte sedimenter i druserom.

*Layered sediments in a cavity.*

mektigheten av de enkelte lagene varierer fra under 0,1 mm til ca. 5 mm. Lagene ligger helt eller tilnærmet horisontalt og den generelle utvikling har gått slik: Hulrommet er først blitt kledd med et kvartslag, hvorefter sedimentene har begynt å avsettes slik at alle de nedre kroker i hulrommet er blitt fylt ut. Svært ofte er hulrommet ikke blitt fylt helt opp; øverst blir da sedimentene begrenset av en plan flate. Over denne er det ofte kullblende og enkelte andre mineraler. Den største observerte mektighet på sedimentene i et hulrom er ca. 5 cm.

Kornstørrelsen i sedimentene er ca. 0,001—0,002 mm, så mikroskopisk bestemmelse førte ikke frem. Undersøkelser ved røntgenlaboratoriet viste bare kvarts, og kjemisk analyse, utført av Roar Solli, Norges geologiske undersøkelse, ga:

SiO <sub>2</sub>	91,53
TiO <sub>2</sub>	0,076
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,14
*Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45
MgO	0,93
CaO	0,24
Na <sub>2</sub> O	0,13
K <sub>2</sub> O	1,13
	<hr/>
	98,626

\*) Total jern.

Dette gir ca. 80 % fri kvarts. Da det er observert litt svovelkis i sedimentene, er det rimelig å anta at det meste av jernet går til kis. Av de øvrige oksydene er det sannsynlig at det dannes feltspat og glimmer. Hårdheten av sedimentene er 6—7.

### Dannelsen av kullblenden og sedimentene.

Dons (1956) antyder at all kullblende sannsynligvis er dannet på samme måte ut fra samme utgangsmateriale. Han beskriver tre hovedtyper av forekomster; i pegmatitt, i blærerom i permlava og i breksjer. En må kunne gå ut fra at dannelsesbetingelsene har vært noe forskjellige i de tre tilfellene. Vi skal her bare ta for oss hvordan vi mener dannelsen kan ha gått for seg i breksjen ved Hof.

Området hvor breksjen går har tidligere vært dekket av alunskifer, sannsynligvis omkring 100 meter (?) over den nåværende overflate. Blant bruddstykkene i breksjen finnes som tidligere nevnt bare grunnfjellsbergarter, de yngre, overliggende bergartene har ikke som bruddstykker falt så langt ned i breksjen som til det nåværende snittet.

Under breksjeringen ble en del av grunnfjellsbergartene og de overliggende skifre helt oppmalt til støv, som deretter oppslemmet i vann, rant ned i en del av hulrommene i breksjen. P. g. a. forskjellen i egenvekt vil de vanlige, bergartsdannende mineralene bunnfelles mens pulverisert kull fra alunskiferen vil holde seg svevende. Etter en tid vil de hulrommene som det var forbindelse til, ha fått finkornete, lyse sedimenter i bunnen og noe amorft kull over. Omdannelsen av amorft kullstøv til kullblende må ha foregått ved hjelp av varme vandige løsninger over et langt tidsrom. De fleste mineralene er jo dannet hydrotermalt. Kullblendens innhold av vanadium tyder på at alunskifer kan

være utgangsmaterialet. Bugge og Neumann (1938) antyder også en hydrotermal dannelse av kullblende i lava, idet de skriver: «Kullblenden kan enten være dannet av et vegetasjonsdekke som er blitt forkullet ved lavaens fremtredning og senere utlutet av varme, vandige oppløsninger, eller den kan skrive seg fra magmaet selv.

Alt i alt kan det synes som om det er for meget kullblende i forhold til sedimentene, når vi tenker på at alunskifer vanligvis ikke holder mer enn 15—20 % C, iflg. Holtedahl (1917). Det er mulig at en i andre snitt vil få andre forhold mellom kullblende og sedimenter. Likeledes skal en være oppmerksom på at det før oppmalingen kan ha foregått en kullstoffanrikning i likhet med den som har foregått ved Gjøvik, iflg. Foslie (1919). Der har det i en oppknust sone med kambrisk alunskifer foregått en kullstoffanrikning til omkring 50 % C.

Etter at sedimentene og kullstøvet ble avsatt, har det neppe foregått noen oppbrytning av breksjen, da sedimentene er uforstyrret og ligger horisontalt.

### Litteratur.

- Bugge, Jens og Neumann, Henrich*, 1938. Et fund av kullblende i Essexittlava, Sems-vika, Asker. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 18, p. 347.
- Dons, J. A.* 1956. Coal Blend and Uraniferous Hydrocarbon in Norway. Norsk Geol. Tidsskr., Bd. 36, p. 249.
- Foslie, Steinar*, 1919. Kulsiferen ved Gjøvik. Tidsskr. for bergvæsen. Årgang 7, nr. 3, p. 37.
- Holmsen, Per og Oftedahl, Chr.*, 1956. Ytre Rendal og Storelvdal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. NGU nr. 194, p. 55.
- Holtedahl, Olaf*, 1917. Om alunskifer. Tidsskr. for bergvæsen. Årgang 5, nr. 6, p. 64.

## Forsøk på kromatografisk bestemmelse av (Ca,Mg)-karbonater.

Av

*Audun Hjelle.*

Med 3 tekstfigurer.

### **Abstract.**

A brief description of a chromatographic method to determine the approximate Ca and Mg content of (Ca, Mg) carbonates is given.

Oppløsninger av Ca- og Mg-salter vil, ved tilsetning av egnete fargestoffer og senere adsorpsjon, f. eks. på porøst papir, gi adsorpsjonsfigurer hvor fargestoffets fordeling er mer eller mindre avhengig av Ca/Mg-forholdet i oppløsningen. Fig. 1 illustrerer dette. Her er brukt vandige oppløsninger av  $\text{CaCl}_2$  og  $\text{MgCl}_2$  tilsatt små mengder blått blekk. De fargete oppløsningene er adsorbent på «hvittbånd» filterpapir.

Ved oppløsning av (Ca, Mg)-karbonater i fortynnet HCl, tilsetning av fargestoff, og adsorpsjon på papir, vil man få lignende figurer. Sammenlignes disse med adsorpsjonsfigurer for oppløsninger med kjent Ca/Mg-forhold, kan man anslå de relative mengdene av Ca og Mg i de oppløste karbonatene.

Adsorpsjonen, og dermed også figurenes utseende, er særlig avhengig av 1) Mengde og kvalitet av tilsatt fargestoff. 2) Mengde adsorbent oppløsning. 3) Oppløsningens konsentrasjon og pH. 4) Det adsorberende materiale (papirtype).

Disse faktorene må derfor være konstante for å få sammenlignbare figurer.

Ved sammenligningen bør man særlig iaktta størrelsen og fargetettheten hos adsorpsjonsfigurenes ringer, og skarpheten av den ytre randen.

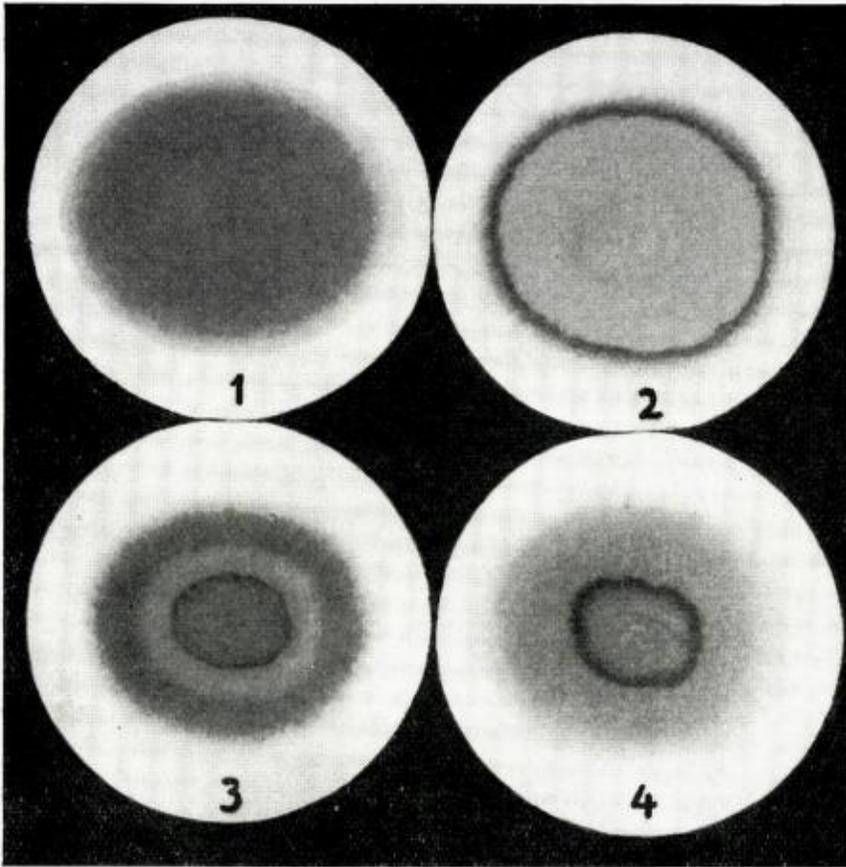


Fig. 1. Fargete oppløsninger på filterpapir.

1: Vann. 2, 3 og 4: Ca og Mg-karbonater løst i 10 % HCl.

Karbonatenes innhold av CaO og MgO:

2: 0 % CaO, 47,8 % MgO. 3: 13,0 % CaO, 36,5 % MgO.

4: 46,0 % CaO, 8,0 % MgO.

*Colored solutions on filter paper.*

1: Water. 2, 3 and 4: Ca and Mg carbonates dissolved in 10 % HCl.

CaO and MgO contents of the carbonates:

2: 0 % CaO, 47.8 % MgO. 3: 13.0 % CaO, 36.5 %.

4: 46.0 % CaO, 8.0 % MgO.

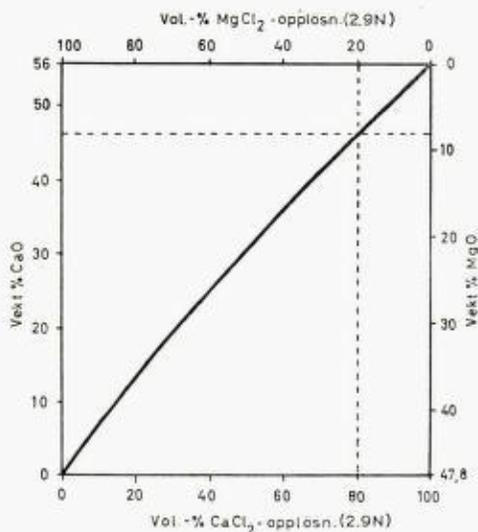


Fig. 2. X-aksen: Sammensetning av standardoppløsningene.  
Y-aksen: Vekt % CaO og MgO i de tilsvarende karbonatene.  
(Kloridoppløsningene er fremstilt fra karbonat + HCl.)

*X axis: Composition of the standard solutions.*

*Y axis: Weight per cent CaO and MgO in the corresponding carbonates.  
(The chloride solutions are formed from carbonate + HCl.)*

Standardoppløsninger med  $\text{CaCl}_2$  og  $\text{MgCl}_2$ , og standardkromatogrammer, ble fremstilt som angitt nedenfor.

- 1) 10 % HCl (2.9N) ble tilsatt  $\text{CaCO}_3$  hhv.  $\text{MgCO}_3$  i overskudd og de resulterende  $\text{CaCl}_2$  og  $\text{MgCl}_2$ -oppløsningene blandet i forskjellige volumforhold.
- 2) Blandingene ble så tilsatt fargestoff, 4 volumdeler blekk til 10 volumdeler blanding.
- 3) 3 dråper fra hver av de fargete oppløsningene ble dryppet på filterpapir som tørket ved ca. 20° C.

Diagrammet i fig. 2 viser sammensetningen av standardoppløsningene som funksjon av vektprosent CaO og MgO i de tilsvarende karbonatene. 8 volumdeler  $\text{CaCl}_2$ -oppløsning + 2 volumdeler  $\text{MgCl}_2$ -oppløsning, gir således samme adsorpsjonsfigur som oppløsning fremstilt ved tilsetning av 10 % HCl til overskudd av kalkstein med sammensetning ca. 46 % CaO og ca. 8 % MgO. (Stiplete linjer.)

Ved forsøk med 10 ukjente oppløsninger sammensatt av  $\text{CaCl}_2$  og  $\text{MgCl}_2$ -oppløsninger i forskjellige volmforhold, og fremstilt fra rene Ca og Mg-karbonater, var maksimalt avvik mellom virkelig og antatt % CaO i karbonatene 10, gjennomsnittlig 2,5 %.

Lignende forsøk ble utført med 10 kalksteiner, kalkdolomitter og dolomitter fra Hecla Hoek-formasjonen, Vestspitsbergen. Maksimal forskjell mellom den antatte CaO % og analyseverdiene (titreranalyse), var 13,2, gjennomsnittlig 6,2 %. Prøvene er her regnet som rene (Ca, Mg)-karbonater. ( $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 = 100\%$ ).

Ved forsøkene ble brukt både «hvittbånd» og «sortbånd» filterpapir.

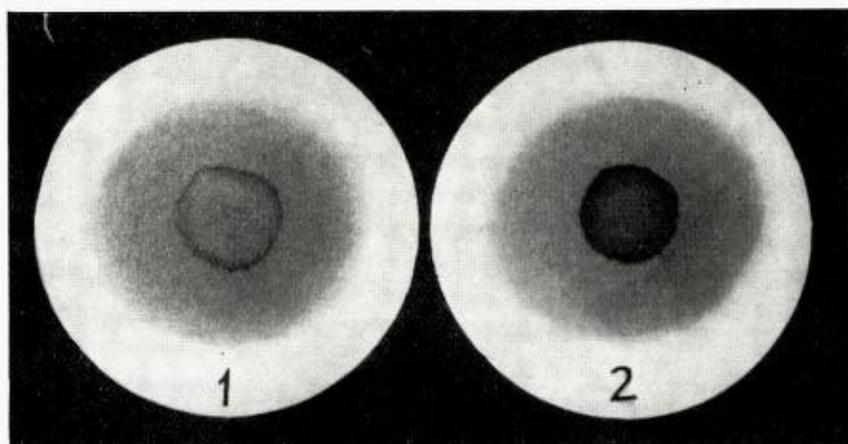


Fig. 3. 1: Eokambrisk dolomitt fra Koppang, Østerdalen. 30,4 % CaO, 22,4 % MgO.  
2: Silurkalksten fra Skotselv, Buskerud. 55,7 % CaO, 0,1 % MgO.  
( $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 = 100\%$ , uløst ikke medregnet).

- 1: Eocambrian dolomite from Koppang, Østerdalen. 30.4 % CaO, 22.4 % MgO.  
2: Silurian limestone from Skotselv, Buskerud. 55.7 % CaO, 0.1 % MgO.  
( $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3 = 100\%$ , unsolved not counted.)

Fig. 3 viser kromatogrammer av eokambrisk dolomitt og silurkalksten.

Forsøkene viser at den beskrevne kromatografiske metoden kan brukes til grov-klassifisering av (Ca, Mg)-karbonater. Metoden er enkel og hurtig, men feilene blir i gjennomsnitt betydelig større enn for de vanlige gravimetriske og titrimetriske metodene.

#### Litteratur:

Holleman- Wiberg: Lehrbuch der anorganischen Chemie. Berlin 1960.

# Remarks on stratigraphical classification.

By

*Gunnar Henningsmoen.*

(Paleontologisk Museum, Oslo)

## Contents.

Abstract .....	63
Introduction .....	63
Remarks on time-correlation .....	64
On stratic units and boundaries .....	66
Biostratic versus biochronostratic units .....	68
Biostratic units .....	68
Biochronostratic units .....	68
More on biostratic and biochronostratic units .....	69
Time-correlation of biostratic units .....	71
Lithostratic versus lithochronostratic units .....	72
Lithostratic units .....	72
Lithochronostratic units .....	73
Time-correlation of lithostratic units .....	73
Mixed topostratic units .....	74
Some differences between litho- and biostratic units .....	75
Chronostratic units and boundaries .....	75
Chronostratic units .....	75
Time-correlation of chronostratic units .....	78
Chronostratic versus protostratic boundaries .....	79
Zone versus substage as unit term .....	80
On different types of chronozones .....	81
Interzones .....	83
The concept of stratigraphy .....	85
Conclusionary remarks .....	88
Sammendrag, Bemerkninger om stratigrafisk klassifikasjon .....	89
Index to terms and expressions .....	90
Postscript .....	91
References .....	92

### Abstract.

One may distinguish between chronostratic (or chronostratigraphical) classification (units with time boundaries) and protostratic classification (with quality boundaries). Protostratic classification embraces biostratic and lithostratic classification. Bio- and lithochronostratic units are chronostratic units originally based on biotratric and lithostratic data, respectively. It is suggested to retain the term zone (chronozone) for small chronostratic units based on palaeontological data and to use the term substage for small chronostratic units based on other data. Zonite is suggested instead of zone for small (proto-)biostratic units. The prefixes holo-, topo-, and mero- may be added to stratic terms when it is desirable to stress that they are based on a total, local, or partial range, respectively. Mixed topostratic units are local units with one boundary based on palaeontological data and the other boundary on lithological data. Different types of time-correlation is discussed and it is distinguished between time-correlation of the same unit in different places (auto-correlation) and of different stratigraphical units (allo-correlation). Type sections are believed to be necessary for the boundaries of chronostratic units.

### Introduction.

Much and important work has been done by the International Sub-commission on Stratigraphical Terminology to clarify stratigraphical concepts and towards reaching an internationally acceptable terminology, but there are still controversies on stratigraphical terminology and classification. Since responsible stratigraphers all over the world work more or less along the same lines, it should be possible to reach an agreement on these questions. The following lines are written as a contribution to the discussion of the problems and in the hope of diminishing some of the controversies.

To avoid misunderstanding, some important concepts are defined or discussed below.

*Stratic unit.* Since it has been doubted whether a so-called lithostratigraphic unit (*e.g.* formation) really should be regarded as a stratigraphical unit, I shall refer to it as a *litbrostratic unit* in the following, and by analogy also make use of the terms *biostratic unit* and *chronostratic unit*. These terms are non-committal, and in any case shorter and at least as precise as the terms lithostratigraphic unit, etc. They may all be referred to as stratic units.

*Boundary.* When nothing else is stated, the (stratigraphically) upper or lower boundary of a stratic unit is meant.

*Time-level.* A level corresponding to the subaerial and subaquatic surface of the Earth at a given moment.

*Range.* The distribution normal to time-levels. It is here opposed to geo-

graphical (or horizontal) distribution. The expressions horizontal and vertical distribution allude to the idea that sediments are deposited in horizontal layers. As we know, this is in most cases only approximately true, and in some cases far from true. Furthermore, later tilting and folding of strata may render it unfortunate to apply the adjectives horizontal and vertical in this connection. The expressions stratigraphical distribution (or range) and geographical distribution seem better. A range corresponds to a certain span of time.

*Correlation.* According to Webster's Dictionary (1946), correlate is defined as "to put in relation with each other: *v.i.* to be reciprocally related", and correlation is defined as "reciprocal relation". Correlation thus does not necessarily include the time concept.

Apparently the word "correlation" has been used for different reciprocal relations in stratigraphy (cf. also Rodgers, 1959). Thus the correlation of a unit S in one locality with a unit T in another locality may mean that unit T is the lateral extension of the unit S, but not necessarily deposited during the same span of time. On the other hand, it may mean that it is believed that units S and T were deposited during the same span of time. To avoid misunderstanding, one may use the term *time-correlation* in the second case.

#### **Remarks on time-correlation.**

One may distinguish between correlation of time-levels (*time-level correlation*) and time-correlation of beds or sequences of beds (*stratum correlation*).

Any point on the time-scale and any point in a section corresponds to a time-level. Some time-levels distinguish themselves from the others in a particular section, namely as boundaries; lithological, palaeontological or others (not boundaries representing a hiatus, since such boundaries correspond to time-intervals). Time-levels, even if they distinguish themselves in a particular section, are only useful for correlation if they can be recognized elsewhere, at least approximately. In trying to trace time-levels from one locality to another, we make use of various kinds of evidence, but, as we all know, accurate time-level correlation can rarely be undertaken. Usually it happens that a certain time-level in one locality cannot be accurately recognized in another locality, but can be ascertained to lie within a restricted sequence of beds. This may be called an approximate time-level correlation and has a certain mar-

gin of correlational error. The actual sequence representing this margin may be referred to as the "interval of correlational error", or, for short, as the "interval of error". The time-level in one locality thus is correlated with an interval in another, or two such intervals may be correlated.

In trying to time-correlate sequences of beds, one way of doing this would be to demonstrate that two time-levels in one locality are the same as two time-levels in another locality. Provided there are no breaks, the intervening beds in the two localities would then represent the same span of time. This is a kind of stratum correlation which may be called *inter-level correlation*. As just mentioned, time-levels can rarely be traced accurately from one locality to another. If one or both of the levels can only be pin-pointed to a certain interval of error, we have an approximate inter-level correlation. The interval of correlational error of the *sequence* of beds ranges from the lower limit of the interval of error of the lower boundary to the upper limit of the interval of error of the upper boundary.

Instead of inter-level correlation, stratigraphers often undertake another kind of stratum correlation, which may be called *unit correlation*. If a sequence of stratic units (A1 to A4) in one locality (A) is compared with a sequence of units (B1 to B4) in another locality (B), and even provided that the two sequences represent the same span of time, it would only be by chance (and the chance is small) that any intervening boundary (time-level) in A is synchronous with any boundary in B. A time-correlation of A1 with B1, A2 with B2, etc. would then only be an approximate time-correlation. However, such unit correlation is often the best we can achieve, and so may still be most useful. Unit correlation of two lithostratic units is often based on the occurrence of the same fossil in them, even if the fossil occurs only in a part of one or both of the units. This is not the same as true biostratic correlation as discussed below.

There is no sharp distinction between approximate time-level correlation and approximate stratum correlation. When correlating sequences of the order of size of systems, the lower or upper boundary interval of correlational error may well happen to be greater than the interval of error of the whole sequence when dealing with units of a small order of size, like fossil zones.

One may distinguish between time-correlation of the same unit (*e.g.* zone, formation) in different localities and between different units in

different localities. The first type, which may be called *auto-correlation* (from Greek *autos*, self) generally is less inexact and less complicated than the other type, which may be termed *allo-correlation* (from Greek *allos*, other).

### On stratic units and boundaries.

There seem to be two main types of stratic units, those with time-boundaries (*chronostratic units*) and those whose boundaries delimit and embrace beds with a common physical property, such as a particular lithology or a particular fossil content. The latter units, with such quality boundaries, might perhaps be called physio-stratic units. However, since chronostratic units may also be measured in metres and are physical units, this term may lead to confusion, and I propose to call them *protostratic units* (from Greek *protos*, first) because they may be regarded as primary stratic units. They are often the first stratic units to be recognized in an area, and they form the basis for chronostratic units.

We may then distinguish between time-stratic or chronostratic units and primary stratic or protostratic units, and similarly between chronostratic boundaries (or time boundaries) and protostratic boundaries (or quality boundaries). Ideally chronostratic units have time-levels as boundaries. In practice they are usually recognized between two intervals (of correlational error or uncertainty) since time-levels can rarely be traced accurately, and the chronostratic boundaries are then not time-levels but time-intervals ("time-belts").

As discussed below, chronostratic boundaries are primarily based on protostratic boundaries in particular sections. Chronostratic units are generally based on a protostratic unit in a particular section, and one may distinguish between a biochronostratic unit (based on a biostratic unit) and a lithochronostratic unit (based on a lithostratic unit). Where there is danger of misunderstanding, I shall add the prefix "proto-" to make it quite clear that the protostratic unit is meant.

Another difference between stratic units is that some may be arranged in time-continuous sets ("time-sets"), representing a continuous span of time, whereas other kinds of stratic units generally can not, because their ranges either overlap or do not meet each other. These two kinds may be referred to as *time-set-units* and *independent units*.

Furthermore, when possible, and when necessary to avoid confusion, one may separate between the entire body of a stratic unit, the "whole

unit" or *holostratic unit* (from Greek *holos*, whole) and a local part of the unit, a "local unit" or *topostratic unit* (from Greek *topos*, place). The maximum range of a holostratic unit (the total range) may or may not be represented in any one locality. The range of the topostratic unit, the local range, generally is shorter than, but may equal the total range. A holostratic unit may well be regarded as one large topostratic unit. A unit based on a partial range may be called a *merostratic unit* (from Greek *meros*, part). Holo-, topo-, or mero- may be used as prefix for any stratic term when desirable to stress whether it is based on a total, local, or partial range (cf. fig. 1).

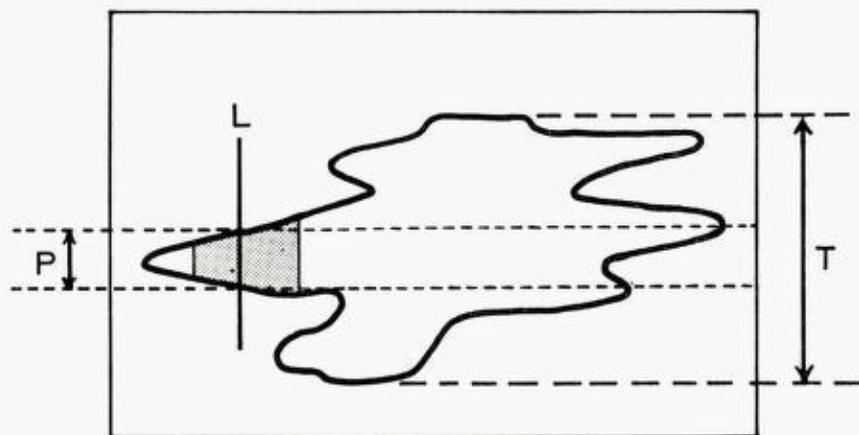


Fig. 1. Schematic cross-section of a protostratic unit, e.g. a formation (lithostratic unit) or a zonite (biostratic unit). Horizontal lines represent time-levels. The heavy line delimits the whole unit (the holostratic unit, e.g. holo-formation, holozonite). The grey area represents a local part (a topostratic unit, e.g. topo-formation, topozonite). 'T' denotes the total range of the unit. If the boundaries of the total range delimit a biozone (ontozone), this is then a holozone. 'P' denotes the range in a particular locality ('L'). If the boundaries of this range delimit a biozone, this is then a topozone, and in this case also a merozone because the local range is only a partial range.

Skjematisk tværsnitt av en protostratisk enbet, f.eks. en formasjon (lithostratisk enbet) eller en sonitt (biostratisk enbet). Vannrette linjer angir tids-plan. Den tykke linjen begrenser hele enbeten (den holostratiske enbet, f.eks. holo-formasjon, holo-sonitt). Det grå felt representerer en lokal del (en topostratisk enbet, f.eks. topo-formasjon, toposonitt). «T» angir den totale stratigrafiske utbredelse av enbeten. Hvis grensene for utbredelsen avgrensar en biosone, er denne en holosone. «P» angir den stratigrafiske utbredelse i en bestemt lokalitet («L»). Hvis grensene for utbredelsen avgrensar en biosone, er denne en toposone, som i dette tilfelle også er en merozone, da den lokale stratigrafiske utbredelse bare er en del av den totale.

### Biostratic versus biochronostratic units.

*Biostratic units* are based on palaeontological data. In analogy with lithostratic units, biostratic units are understood here to be protostratic units. Just like the fossil forms themselves, biostratic units may have a world-wide to rather local geographical distribution and are generally restricted to a certain facies or group of facies. They are usually named after one or more fossils (index fossils).

The biostratic units are the bodies of strata containing the index fossil(s). The upper or lower boundary of a biostratic unit may be of different age in different localities. A biostratic unit of the zone category has been called a *range-zone*. According to Hedberg (1958, p. 1888), "The vertical and horizontal limits of a range-zone are the vertical and horizontal limits of the particular fossil form concerned." As an international term for a range-zone I propose the term *zonite*. One may distinguish between the entire range-zone (or *holozonite*), a local range-zone (or *topozonite*), and a partial range-zone (or *merozonite*) (cf. fig. 1). The term *acrozone* has been proposed by Moore (1957) as an international term for range-zone. Since Greek *akron* means top, summit, or peak, acrozone might be understood as an epibole (peak-zone) and is then perhaps not so good as an equivalent of range-zone. An assemblage-zone as defined by Hedberg (1958, p. 1887) consists of the body of strata characterized by a certain assemblage or association of fossil forms. It is thus a (proto-)biostratic unit based on an assemblage rather than on the range of a single taxonomic unit. As an internationally more acceptable term, Moore (1957) has proposed the term *cenozone* (from Greek *koinos*, common, "in common"). In analogy with *zonite*, it might perhaps rather be termed *cenozonite*.

*Biochronostratic units* differ from the above in having time-boundaries, not quality boundaries. They are thus true chronostratic units, and the term only implies that the units are based on biostratic units. Both (proto-)biostratic and biochronostratic units have often been referred to as biostratic units. Apparently some of the controversies and misunderstandings in stratigraphical classification is due to this inclusion of two kinds of stratic units in one concept.

When a biochronostratic unit is based on the range of a fossil form, it may be called a *life-zone* (alluding to the evolutionary duration of the form in question), and has been referred to as a *biozone*. The latter term has been given various meanings (cf. Teichert, 1958, p. 114; Hed-

berg, 1958, p. 1888, footnote 1; Hupé, 1960, p. 7) and for this reason another term may be desirable, and I propose the term *ontozone* (from Greek *ontos*, being, thing, — cf. palae-onto-logy). I would personally prefer to retain the term *biozone* for this chronostratic concept, although it was originally (Buckman, 1902) proposed to “signify the range of organisms in time as indicated by their entombment in the strata” and so may be understood as a time term. According to whether the unit is based on a total, local, or partial range, one may, when possible and necessary, distinguish between entire, local, and partial life-zone, or between *holobiozone* (*holontozone*), *topobiozone* (*topontozone*), and *merobiozone* (*merontozone*), or, for short, between *holozone*, *topozone*, and *merozone*. The term *teilzone* has been used for *merozone*, but it was originally defined as a time term (Pompeckj, 1914) and is a poor name etymologically. The term *topozone* was introduced by Moore (1957) to replace *teilzone* in its spatial sense. Although a local life-zone very often is a partial life-zone, it may represent the entire life-zone, and it seems convenient to retain the term *topozone* for a local range-zone.

*More on biostratic and biochronostratic units.* The terms *faunizone* (Buckman, 1902) and *florizone* have been given somewhat different meanings (cf. Hupé, 1960, p. 6), but will here be understood to be units based on the range of a certain fauna or flora. This seems to be the best definition from a biological point of view. Buckman’s definition (1902, p. 557), “belts of strata, each of which is characterized by an assemblage of organic remains”, seems to fit for the (proto-)biostratic term, which might be referred to as *faunizonite* (*florizonite*), whereas *faunizone* (*florizone*) is retained for the chronostratic term. An *epibole* (Trueman, 1923) is a unit which has been defined as all beds deposited during the maximum abundance (*acme*) of a taxonomic unit (Hupé, 1960, p. 8) and as rocks deposited during a *hemera* (time of the *acme* of development) (Teichert, 1958, p. 115) and may thus be interpreted as a chronostratic unit. The corresponding (proto-)biostratic unit (all beds containing the *acme* of a fossil form) hardly needs any special term, but might be referred to as the *acme beds*.

A section through a shale (fig. 2, colum I) has yielded the fossil forms A to E, their range and frequency being shown in column II. As shown in colum III, the shale embraces 5 biozones (*ontozones*), whether *merozones* (if the ranges are partial) or *holozones* (if the ranges are total ranges). The 5 possible *epiboles* are shown in colum IV.

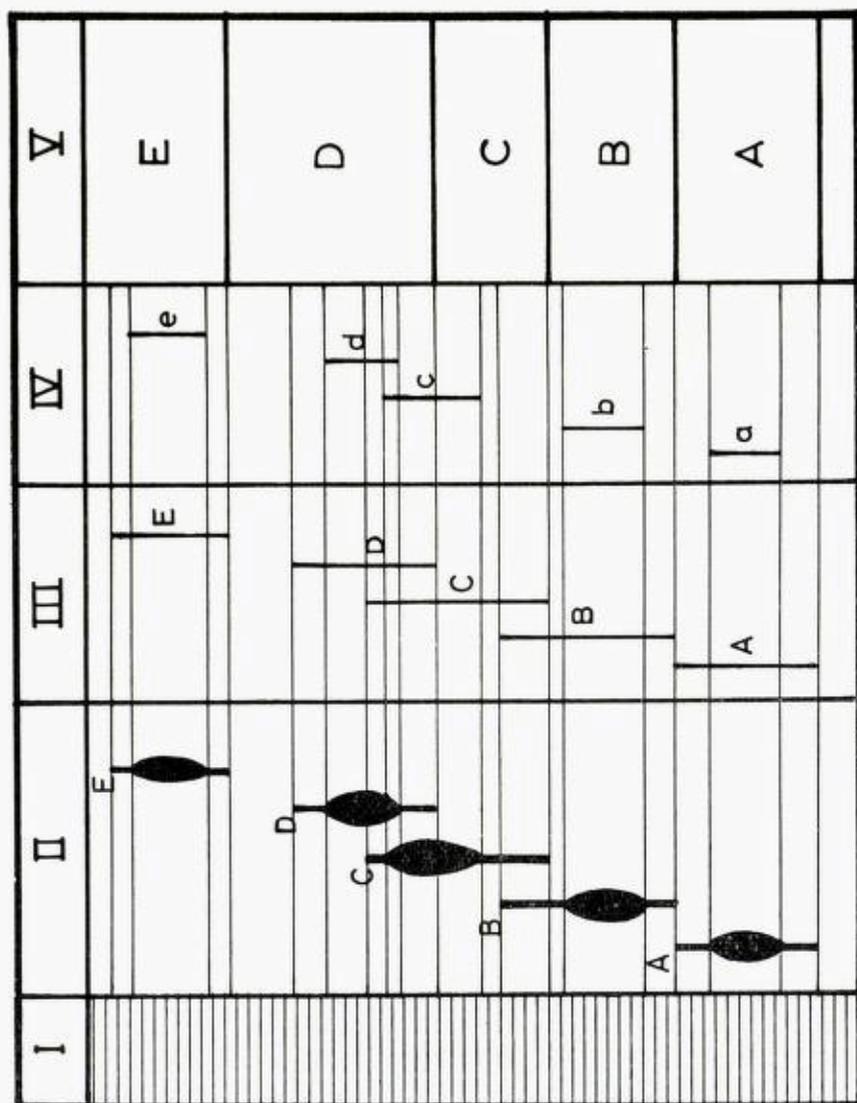


Fig. 2. Column I: Section through a succession of beds. Column II: Range and frequency of the fossil forms A to E. Column III: Biozones (ontozones) A to E (holozones or merozones). Column IV: Epiboles a to e. Column V: Chronozones A to E.

Rad I: Lagrekke. Rad II: Utbredelse og hyppighet av fossil-formene A til E. Rad III: Bioner (ontosoner) A til E (holosoner eller merosoner). Rad IV: Epibolene a til e. Rad V: Kronosoner A til E.

Neither the biozones nor the epiboles constitute a continuous set of units since the ranges generally overlap or do not meet each other. Exceptions in this example are the ranges of A and B, which just meet. Such exceptions are rare (where there are no breaks), except when B developed from A. Even in the latter case there may be an overlap. Faunizones and florizones, as defined above, would agree with biozones and epiboles in having ranges which generally overlap or do not meet, *i.e.* they are independent units as defined above.

Biozones (ontozones), faunizones, florizones, and epiboles are all units which are based on a range (total or partial) from its beginning to its end, whether of a taxonomic unit, a fauna or flora, or of the greatest frequency of a fossil form. They may be called simple biochronostratic units. To the same group may be referred those units which are based on two or more ranges, from the beginning of the range of the earliest form to the end of the range of the latest form.

Somewhat different are chronostratic units representing the interval from the beginning of the range of one form to the beginning of the range of another form (or the interval between the ends of two ranges). Such units may be referred to as special biochronostratic units. They may be said to be based on both the presence and absence of certain fossils, and their lower boundary is always controlled by another fossil than their upper boundary. In contradiction to the case with simple biochronostratic units, the special biochronostratic units (A to E in column V, fig. 2) may be chosen so as to form a time-continuous set of units (they are time-set units), although they are based on the same palaeontological data as the independent, simple biochronostratic units. They will be discussed further under chronozones.

Several other types of biostratic and biochronostratic units have been given names (*cf. i.a.* Teichert, 1958, and Hupé, 1960). For names of terms, see also below under "Chronostratic units" and "Zone versus substage".

*Time-correlation of biostratic units.* When we try to time-correlate two sequences by the help of fossils, it is often the fossil ranges which we compare, or, in other words, we make use of the biochronostratic units.

Both time-level correlation and stratum correlation may be based on fossil evidence. Time-levels recognizable outside the type section are especially those through the beginning or end of total ranges. Since we usually deal with partial ranges, the time-level correlation is usually

only approximate, and so is inter-level correlation. The margin of correlational error cannot, however, be greater than the corresponding holozone. This is why fossils with short ranges should be preferred in connection with time-correlation. Total ranges of fossil species may be assumed to correspond to time spans from about 5 million years to at least as little as 300,000 years (cf. Teichert, 1958, pr. 107). Total ranges of subspecies and short-lived species probably correspond to about 1 million years or less.

What is written above pertains to auto-correlation. Allo-correlation of biostratic units is more complicated and uncertain. If the fossils in two regions are different but related, it is still possible to undertake an approximate correlation, which, however, may be rather rough. The same is true if the fossils are on the whole different, but there are stray elements of forms from one region (or facies) into the other region (or facies). When the fossils are entirely different, time-correlation has to rely on such evidence as interfingering and position in relation to known levels.

#### **Lithostratic versus lithochronostratic units.**

*Lithostratic units* are protostratic units based on lithological data. They generally have a rather restricted geographical distribution and at least are not world-wide units.

A succession of geological strata may be divided into lithostratic units with more or less uniform lithology (*e.g.* formations, members). It is well known that such lithostratic units may be of different age in different localities. An extreme example of this is a transgressive conglomerate. Thus the lower and upper boundary of a lithostratic unit need not, and generally do not represent the same time-levels in different localities (but are quality boundaries). The range of the various time-levels of the upper boundary may even overlap the corresponding range of the lower boundary. The locally present part of *e.g.* a formation is a topostratic unit (topolithostratic unit). Its range, the local range, generally is shorter than but may equal the total range of the whole formation (a hololithostratic unit). One may, when necessary, distinguish between *e.g.* a holo-formation, topo-formation, and mero-formation (cf. fig. 1).

One of the longer total ranges known to me, its that of the Alum Shale formation in Scandinavia, which ranges from and including the

lower Middle Cambrian to and including the Lower Tremadocian. One may assume that total ranges of formations may correspond to a time span of the order of size of 100 million years, although most formations no doubt have a considerably shorter range. One might argue that formations might represent even considerably more than 100 million years. Thus *e.g.* sand most probably has been deposited all through geological time. However, this has hardly taken place continuously in any one area, and even if it had, it would no doubt be possible to distinguish between various types of sandstone, permitting a division into several formations.

*Lithochronostratic units* have time-levels (or time-belts) as boundaries and are based on the interval between two lithological boundaries (often the range of a certain lithology) in a type section. As with biostratigraphic units, they may be based on total or partial ranges, or on ranges of topostratic or holostratic units. Chronostratic units based on succeeding topolithostratic units in a certain section represent a continuous span of time (where there are no breaks) and are thus time-set units. The ranges of the corresponding hololithostratic units generally overlap, and the chronostratic units based on them thus do not constitute a time-continuous set of units but are independent units. As terms for lithochronostratic units may be used: system, series, stage, substage (cf. p. 80), and format (p. 74).

*Time-correlation of lithostratic units.* When fossils are present, both auto- and allo-correlation of lithostratic units may be carried out by their help. Only time-correlation without the help of fossils is considered in the following.

When we try to time-correlate lithostratic units in two or more localities, it is really their local ranges or the corresponding lithochronostratic units which we compare. Such chronostratic units are generally poor with respect to time-correlation, since time-levels (or smaller time-belts) can rarely be recognized on lithologic data alone. Thus lithologic boundaries usually cannot be used for tracing time-levels, because they may be of rather different ages in different localities. An exception is the tracing of time-levels by the help of beds which may be assumed to have been deposited during a short span of time such as lava beds, bentonite beds, and varves. Such marker beds are, in fact, the best means we have to trace time-levels rather accurately. The problem in this case is to recognize the same *e.g.* bentonite bed in different localities. Where there are more than one bentonite bed, a certain bed

may be recognized by its thickness or position in relation to other betonite beds, thus using the same methods as in dendrochronology. Where we have more than one such marker bed, inter-level correlation can be rather accurate. A drawback is that marker beds generally have a rather restricted geographical distribution. The body of strata between two such marker beds have been called a *format* (cf Hedberg, 1959, p. 679, footnote 2). A synonymous term is *arbet*, proposed by K. Kanehara in 1955 (cf. Ida, 1958). Formats are unusual units as they may be regarded both as lithostratic and chronostratic units, since their boundaries are both quality boundaries and time boundaries.

The above cases are expetions and generally time-correlation of beds based on similar lithology is rather hazardous. Thus even if the beds belong to the same formation, the total range may be considerably longer than the local range, and the interval of correlational error becomes unreasonably large. As just mentioned, total ranges of formations may be assumed to correspond to a time span up to the order of size of 100 million years. No doubt most formations have much shorter ranges, but the difficulty is to be sure of this. If one has a rather thick sequence with many non-littoral lithostratic units, and they appear in the same order in another locality, the chances are fairly good that the two sequences are of approximately the same age, especially if the various units have more or less the same thickness in the two localities and these are not too far from each other. Neither this is quite certain, however.

Allo-correlation of lithostratic units (without the help of fossils) has to rely on such evidence as interfingering, transitions, and position in relation to known horizons.

### **Mixed topostratic units.**

Lithostratic and biostratic divisions are two common types of stratic division of a geological sequence. It has, however, often been the practice of stratigraphers to divide a sequence into units of which some are lithostratic ones, others biostratic, whereas some units are of an intermediate type, *i.e.* units with the lower boundary based on lithologic data and the upper boundary on palaeontologic data, or *vice versa*. This type of unit may be referred to as mixed topostratic units. They may locally be very useful, and Jaanusson, recognizing this, has recently (1960, p. 218) proposed the term topo-stratigraphic units for them.

According to him "The term topostratigraphic classification can also be used when referring to a regional classification of rocks which includes topo-stratigraphic as well as conventional lithostratigraphical subdivisions".

Topostratic classification is here taken in a somewhat wider sense to include topo-lithostratic and topo-biostratic, as well as mixed topostratic units. Mixed topostratic units occur where either a lithostratic unit is divided further on palaeontological grounds, or a biostratic unit is divided further on lithological evidence.

### **Some differences between litho- and biostratic units.**

Apart from being based on different properties, there are other differences between litho- and biostratic units, some of which are of special interest in connection with time-correlation.

As already stated, lithostratic units have a more or less restricted geographical distribution, whereas biostratic ones may be up to world-wide. Furthermore, the interval of correlational error is generally greater when concerned with lithostratic than with biostratic units. A very important difference is connected with the fact that fossils, besides allowing the local succession to be worked out, in most cases also give a more or less definite indication of the relative age of the succession, that is whereabouts in the stratigraphical scheme the succession is located, *e.g.* in the Lower Silurian ("evolutionary clock"). Local successions of lithostratic units may generally also be worked out, but there is usually no way of telling the age of the succession in relation to others without the help of fossils. One might illustrate the situation by comparing it with the case of being able to work out the succession of historic events which took place during 17 days, without being able to tell in which year. It should be added that radioactive age determination may help somewhat, but at least at present only in a rough way (in the above parable to be able to refer the events to a certain century).

### **Chronostratic units and boundaries.**

*Chronostratic units* are stratic units with time-boundaries. Ideally they have time-levels as boundaries, in practice often time-belts. As chronostratic terms have been used (in decreasing rank): system, series, stage, and substage or zone (cf. further under "Zone versus substage").

A unit like "system" is neither a lithostratic nor (proto-)biostratic unit. All Permian strata of the world cannot be ascribed to a single lithostratic unit, and neither to a single (proto-)biostratic unit since the fossil content varies from region to region and even more so from facies to facies. A system may be regarded as a typical chronostratic unit; the various systems constitute a time-continuous set of units, and their boundaries are time-levels.

Assuming that it was possible to trace accurately the time-levels of the lower and upper Permian boundary all over the world, it would no doubt appear that the Permian outside the region where originally defined would not correspond to a whole number of fossil zones, but that its boundaries would cut right through zones, except by chance. It is irrelevant in this connection that we usually have no means of tracing time-levels accurately enough to demonstrate this, since we know that zonal boundaries in one region or facies only by chance would coincide with boundaries of other zones in other regions or facies.

I admit that a system might be regarded as a large (proto-)biostratic unit but would then have to be accepted as a local unit (as also suggested on other grounds by Wheeler *et al.* 1950), which is against practice and would no doubt result in the establishment of some chronostratic unit in its stead. The Cambrian and later systems may be regarded as biochronostratic units because their boundaries are usually defined on palaeontological data.

Much the same as is argued above for "system", may also be argued for "series" and "stage", when applied outside the region where originally defined. As put by Arkell (1957, p. 9), stages "transcend zones both vertically and horizontally". Where originally defined, a stage comprises so and so many zones, and a series so and so many stages, and there is little difference between zones and higher categories except in their order of size. Whereas zones are usually not recognized outside the region and facies of the index fossil(s), this is often the case with stages and series, and, of course, generally the case with system. When used outside where originally defined the units can only be recognized where their lower and upper boundaries may be traced by correlation. Because of the margin of correlational error, this is hardly possible on a world-wide scale with as small units as zones (and rarely even with stages). If it was possible, there would be no significant difference between zones and higher categories except in their rank.

Chronostratic boundaries are primarily based on *e.g.* biostratic or lithostratic boundaries in particular sections, and where erected, the chronostratic unit may correspond in time to a biostratic or lithostratic unit in a particular section (the chronostratic unit is then "based" on a protostratic unit). However, when chronostratic units are recognized elsewhere, its boundaries may be recognized on other evidence (in contradiction to protostratic units). Thus chronostratic boundaries originally based on palaeontological evidence may well happen to be recognized on lithological data elsewhere, or *vice versa*. The terms bio-chronostratic and lithochronostratic unit only indicate that the boundaries of the unit *originally* were based on biostratic and lithostratic boundaries, respectively. Some (mixed) chronostratic units may have one boundary based on a lithostratic boundary and the other on a biostratic boundary.

Several authors have regarded chronostratigraphy and biostratigraphy as synonyms. It is no doubt true that biochronostratic units are chronostratic units, but (proto-)biostratic units are not, and chronostratigraphy embraces more than biochronostratigraphy. Thus it is the lithochronostratic concept which we make use of when we try to correlate lithostratic units without the help of fossils. Furthermore, one should recall that stratigraphers make use of such names as Eocambrian, Riphean, Beltian, Sinian and others. They are not lithostratic units since they include too variegated lithologies. Concerning these examples, one might argue that the upper boundary is palaeontologically controlled, since they are all succeeded by fossiliferous Cambrian strata, but also units like Gotho-Carelidian, Huronian, and many other Precambrian units may be regarded as chronostratic units. They are not based on palaeontological data and include too different lithologies to be accepted as large lithostratic units. Such Precambrian units are only of regional importance, since correlation from region to region is hardly possible on lithologic data alone. However, radioactive age determination has already enabled us to correlate different Precambrian "supersystems" in different regions. This may be regarded as an approximate unit correlation. Even if the margin of correlational error corresponds to say 100 million years, this is no worse for units of the order of size of 500 million years than 0.5 million years when concerned with units of the order of size of 2.5 million years (as some fossil zones). Radioactive age determination may lead to the erection of very large but world-wide Precambrian units between intervals (rather than time-levels) which

are large, but not unreasonably large in relation to the unit. Some correlation of Precambrian sequences may be looked upon as a rough and approximate inter-level correlation. Thus sequences between the same two orogenies may be correlated with each other. The margin of error then equals the duration of the orogenies. We all know that time-correlation on lithological data is generally far more uncertain than on palaeontological data, and only possible locally, but it is often the best we can do and there is no difference in principle between chronostratigraphy based on lithological and on palaeontological data.

One should not forget that even rather small chronostratic units may be based on lithological data, since rather accurate inter-level correlation may be based on such evidence in exceptional cases (lava beds, bentonite beds, varves, and perhaps sedimentary cycles). This type of chronostratic units are also of rather local importance, but very useful as such. They generally have a smaller margin of correlational error than do chronostratic units based on fossil evidence, which likewise may have rather restricted geographical distribution. There is thus no fundamental difference between these two types of chronostratic units.

If one accepts that a unit like "system" is neither a lithostratic nor biostratic unit, or if one accepts that chronostratic units need not necessarily be based on palaeontological evidence, it seems logical to regard chronostratic classification as an independent kind of stratic classification, different from biostratic and lithostratic classification.

The most useful chronostratic units are those which may be arranged in time-sets. Geochronologic schemes are based on such chronostratic time-set units, and geochronologic and chronostratic units have in common that their boundaries are time boundaries. It may be added here that chronostratic units and geochronologic units based on them hardly will be abolished even if absolute age determination becomes accurate. Thus historians use the term "Viking age" rather than "800 to 1050 after Christ", in spite of "Viking age" not being of world-wide applicability and thus is used only locally.

*Time-correlation of chronostratic units.* Chronostratic units should be chosen so as to be as easily recognizable as possible. In other words, as their boundaries should be chosen time-levels (or small intervals) which can be recognized as accurately and as far away as possible. Since, on the whole, time-levels (or time-belts) can be recognized safer on palaeontological than on lithological data, chronostratic units should preferably be based on palaeontological data. Biochronostratic units gene-

rally are to be preferred over lithochronostratic units where there is a choice. Since time-levels through the ends of total ranges can more safely be recognized than time-levels through the ends of partial ranges, chronostratic units should preferably be based on total ranges. One should avoid basing them on mixed topostratic units.

One may distinguish between world-wide and local chronostratic units, and as with other stratic unit, one may make use of both inter-level correlation and the generally more inexact unit correlation. One may likewise differentiate between auto- and allo-correlation of chronostratic units. Allo-correlation of chronostratic units relies on such evidence which is used in allo-correlation of biostratic and lithostratic units.

### **Chronostratic versus protostratic boundaries.**

It seems important to distinguish between chronostratic and protostratic boundaries, since confusion has arisen when protostratic boundaries (quality boundaries) have been mistaken for chronostratic boundaries (time boundaries).

There is one interesting difference between these two types of boundaries. Chronostratic boundaries should not, if possible, be erected at a break, since a chronostratic unit can be properly defined only where at least the adjoining parts of the over- and under-lying units are present. On the other hand, breaks are natural boundaries for (proto-)biostratic and (proto-)lithostratic units, and protostratic boundaries should be drawn at any larger break. As biostratic breaks may be regarded breaks in fossil content due to *e.g.* 1) non-deposition, 2) unfossiliferous beds (barren zones), 3) change in facies, 4) change in fauna or flora due to invasion, and of course secondary breaks, due to erosion, faulting, thrusting, etc.

According to Teichert (1958, pp. 115—116) the "type Permian", "type Triassic", etc. do not exist, thus *e.g.* all and any rocks deposited during the Ordovician period are typical for the Ordovician system. This is logical; nevertheless, we do need a kind of type section for systems (and other chronostratic units), namely for the boundaries. Thus in the case of the Ordovician system, we need a type section for the Cambrian/Ordovician boundary and another for the Ordovician/Silurian boundary. The two type sections need not necessarily be located in the same area.

Since time is universal, such type boundaries would not be necessary if one could determine the absolute age of any horizon accurately. In that case, we had only to agree upon a certain year to represent the boundary between *e.g.* the Cambrian and Ordovician periods. However, as it is, we make use of relative ages and dating by correlation. It is therefore practical to select a type boundary. In other localities, one has to determine the corresponding time-level as accurately as possible (trying to obtain as small an interval of correlational error as possible). For this reason, the type boundary should be chosen so as to allow the corresponding time-level to be recognized in other localities as accurately as possible, thus preferably be based on data on fossils with great geographical small stratigraphical distribution.

### Zone versus substage as unit term.

The reasons for retaining the term "zone" for the subdivisions of stages (étages) have recently been well discussed by Hupé (1960). Hedberg (*e.g.* 1958, p. 1892) advocates the use of the term "substage", apparently to avoid confusion with other "zones", such as "range-zone", teilzone, etc. Hedberg (1959, p. 631) further suggests the use of the term "zone" for a "general basic unit in all kinds of stratigraphical classification, particularly in those kinds which do not already have more specialized unit terms".

The term "chonozone" was suggested by the present writer as an alternative to "substage" (in reply to questions in Circular no. 7, 1959, of the Subcommittee on Stratigraphical Nomenclature). It was accepted as an informal chronostratic unit in the Report of the International Subcommittee on Stratigraphical Nomenclature submitted to the 21st. International Geological Congress, 1960.

I would, however, prefer to regard chonozone as a formal term, and as a synonym of the classical zone, to be used whenever there was danger of confusion. In stratigraphical schemes it would seem unnecessary to write *e.g.* "chonozone of *Parabolina spinulosa*" instead of "zone of *Parabolina spinulosa*". However, the term chonozone may be useful when discussing chronostratic units of the 5th. order and in certain cases to distinguish it from *e.g.* biozone. One might argue that the term "chonozone" is not so good, since the time concept is included in all chronostratic units. However, the word "zone" (Greek for belt, girdle) does not suggest any time element.

Against the term "substage" one might argue: If "substage" were to replace "zone", by which term should "subzone" be replaced? Surely not "subsubstage".

If world-wide chronostratic units of the order of size of chronozones could be recognized (in all types of facies), the term "substage" might be retained for these units. They should then not be named after fossils, since no fossil occurs in all types of facies. Just as "chronozone" is a biochronostratic unit, the term "substage" may be retained for small chronostratic units based on non-palaeontological evidence. Generally, so small *e.g.* lithochronostratic units are of limited use.

Since time is universal one might advocate that chronozones could be used as world-wide units. However, even if the correlation was certain, it would seem no better to refer *e.g.* at certain sequence with land plants to the ammonite zone of *Euboplites lautus* than to refer the find of South American pottery to an Egyptian dynasty.

#### On different types of chronozones.

The classical zone (chronozone) may be of various types, as recently shown by Hupé (1960). Thus the fossil after which the zone is named may be 1) restricted to the zone and occurring all through the zone, 2) restricted to a part of it, and 3) also occurring stratigraphically below, above, or both below and above the zone.

As chronozones may be used various kinds of biochronostratic units, both simple ones like biozones (= ontozones, whether holozones or mezozones), epiboles and faunizones, and special ones as defined above (p. 71). In other words, they may be based either directly on ranges (partial or total) or on intervals representing the range from the beginning (or end) of one range to the beginning (or end) of another range. Which would be the better chronozones?

Since the boundaries of chronozones ideally are time-levels (in practice often time-belts), one should, of course, select such time-levels (time-belts) as boundaries which may be recognized outside the type sections. The time-level through the ends of *partial* ranges do not seem to be good choices, since they can hardly be recognized elsewhere. The same is true of maximum frequency ranges, since the maximum frequency of a fossil need not occur in the same horizon in different localities. The best (most useful) chronozones seem to be those with boundaries based on time-levels through the beginning or end of total ran-

ges, whether holozones or special biochronostratic units. This would reduce the interval of correlational error to a minimum. It has been advocated that ranges of fossils may correspond to different spans of time in different localities also because of the time involved before *e.g.* a species reached its maximum geographical distribution. This is strictly true, but this time factor is negligible when geological times are concerned (cf. Schindewolf, 1950; Teichert, 1960, pp. 107—108; Hupé, 1960, p. 14). There may be exceptions, but they are then only exceptions.

The main difficulty is, of course, to know when we deal with a partial range and when with a total range. In some cases it seems rather certain that we deal with total ranges, namely when we have succeeding ranges of species which developed from each other. Another case where it at least seems possible, is where we have the same type of lithology and succeeding species of the same group of fossils. On the other hand, where change in fossil content is accompanied by a change in lithology, and where there are breaks, the chances are good that we deal with partial ranges. We can thus to a certain degree choose the most promising ranges and keep the intervals of correlational error reasonably small.

If we accept that chronozone boundaries should preferably be drawn through the ends of total ranges, which would be the better chronozone; those based on a single range (like holozones) or those based on the interval between the beginning (or ends) of different ranges (like special biochronostratic units)? It seems that the one kind may be as good as the other. However, except when we deal with ranges of *e.g.* succeeding species which developed from one another, such total ranges do not correspond to a continuous span time, and thus do not generally lend themselves to the erection of chronostratic time-set units, whereas this is always possible with special biochronostratic units. Furthermore, this kind of units may often correspond to a shorter time span than holozones, and thus allow the recognition of smaller chronostratic units. I do not know whether the lower or upper end of a range is the safer for establishing boundaries, but it is possible that the lower ends (first occurrence) will prove to be the better.

There seem to be some inconsistencies in the use of the terms zone and subzone (chronozone and subchronozone). It seems advisable to use the term zone (chronozone) for rather small units (reserving subzones for more exceptional splitting of such units) and preferably use the

term stage instead of zone where the index fossil is restricted to only a part. However, it depends also somewhat on the history of the term, and, as maintained by Hupé (1960, p. 6), series may occasionally be divided directly into zones and not first into stages.

Discussing different types of chronozones, it is well known that a certain sequence may be divided into various sets of chronostratic units, depending on which group of fossils they are based upon. So-called standard or reference schemes should have units based on fossil groups with great geographical and short stratigraphical distribution. However, it is useful to have alternative schemes for fossils in other facies and for fossils of special use in certain circumstances (*e.g.* microfossils).

A chronozone may be defined as a small chronostratic unit based on palaeontological data, generally either on an interval corresponding to the range (total or partial) of a taxonomic unit or complex of taxonomic units or on the interval between the beginnings (or ends) of two such ranges. Apparently the best chronozones are those with boundaries through the beginning or ends of total ranges, since such time-levels have the possibility of being recognized rather accurately outside the type section.

### Interzones.

Fig. 3 shows the ranges (partial or total) of the species A to E in a section (I) with uniform lithology.

On this evidence one would tend to establish a zonation as shown in column II, *i.e.* one would include the non-fossiliferous beds in the zones, either by drawing the boundaries at the base of the range of each species (as shown here) or at the top, or arbitrarily somewhere inbetween.

Since the boundaries of the zones are rather uncertain, they should be regarded only as potential chronozones. It is quite possible that zones A to H will prove to be useful units in correlation. Even if it was found that a fossil X had a range between that of D and E in another locality, one might keep the already established zonation by referring the beds with the fossil X to the zone of D or zone of E, possibly as a special subzone.

However, instead of publishing a zonal scheme as shown in column III, one could, in some way or other, indicate that there are barren beds between the fossiliferous ones. These barren intervals may be called *interzones* (from Latin *inter*, between). Their presence could be indicated for example as shown below on the next page.

I	II	III
Heavily stippled		Zone of E
Dotted	E	
Heavily stippled		Zone of D
Dotted	D	
Heavily stippled		Zone of C
Dotted	C	
Heavily stippled		Zone of B
Dotted	B	
Heavily stippled		Zone of A
Dotted	A	
Heavily stippled		

Fig. 3. Column I: Section (unfossiliferous beds heavily stippled). Column II: Ranges of fossils A to E. Column III: Zones A to E.

Rad I: Lagrekke (fossiltomme lag mørke). Rad II: Utbredelse av fossilene A til E.

Rad III: Sonene A til E.

or

Zone of D	Zone of D
Zone of C	Interzone
Zone of B	Zone of C
	Interzone
	Zone of B
	Interzone

The recognition of interzones is not a great point, but is nevertheless of some importance in the refinement of stratigraphical procedure. Thus in the example above, if it was later shown that the ranges were not total but only partial ranges, it is possible that a part or the whole of an interzone should have been included in the overlying, rather than in the underlying zone as done here.

As to non-fossiliferous beds *within* a zone, they need not be paid any attention in this connection. Their importance falls within the discipline of ecology etc.

### **The concept of stratigraphy.**

The recognition of different kinds of stratigraphical classification, such as chrono-, bio-, and lithostratigraphical classification has recently been emphasized especially by Hedberg (*e.g.* 1959).

Various authors have criticized this, thus Schindewolf (1957) regards lithostratigraphy as a "tentative step towards final chronological determination of the rocks, which alone deserves the title of stratigraphy" and refers to lithostratigraphy as "prostratigraphy", "no proper stratigraphy", and as "stratigraphic propaedeutics". According to him, chronostratigraphy and biostratigraphy are mere synonyms of stratigraphy in its proper sense. Seitz (1958) maintains that in some cases chronostratigraphy equals biostratigraphy, whereas in other cases it equals lithostratigraphy. Hupé (1960, p. 15) states that biostratigraphy appears like a specialized branch of stratigraphy (*i.e.* chronostratigraphy).

Evidently much of the controversy depends on the definition of the term stratigraphy. Two somewhat different definitions are quoted below:

Schindewolf (1960, p. 8) defines stratigraphy in the following way: "Stratigraphie ist derjenige Zweig der Historischen Geologie der die Gesteine nach ihrer zeitlichen Bildungsfolge zu ordnen und eine Zeitskala zur Datierung der geologischen Vorgänge und Ereignisse aufzustellen hat.", adding that: "Der letztere Auftrag überschreitet zwar den Bereich der Stratigraphie im eigentlichen Wortsinne; es handelt sich da um eine von den Gesteinen abstrahierende Chronologie (Geochronologie)".

According to Hedberg (1958, p. 1881) stratigraphy "is essentially that branch of geology which deals with the arrangement, the distribu-

tion, and the chronological succession of rock strata (and other associated rock bodies), with respect to any or all of the various characters, properties, and attributes which rocks may possess."

One may distinguish between a wider and a narrower definition of the term stratigraphy, the latter corresponding more or less to the definition of chronostratigraphy, and one main difference being whether lithostratigraphy is included or not.

The narrower meaning of the term stratigraphy may be said to be favoured by the nomenclature adopted by the Bologne (1881) and Paris (1900) geological congresses, since only one set of stratigraphical terms were recognized.

On the other hand, the wider meaning of the term stratigraphy may be indicated by the term stratigraphy itself which literally means "description of strata" and may be understood as the "descriptive science of strata" or "science of strata".

In areas with succeeding lava beds it is often possible to work out the succession and show which bed was formed after another, or in other words, it is often possible to work out a stratigraphical scheme, albeit of very local use, but still of interest and possibly of practical importance within that area. It seems that at least this type of lithostratigraphy may be regarded as true stratigraphy. But where, then, should we draw the border between "stratigraphical lithostratic units" and "non-stratigraphical lithostratic units"? Perhaps where it is possible to demonstrate what is up and down in a sequence of lithostratic units? This is, however, always one of the aims of lithostratigraphy. Remembering this, one might go as far as to accept a lithologic division into strata as stratigraphy, even if one does not know what is up or down in the sequence. This, no doubt, may be discussed, but it is a description of strata and stratic units, and when the true chronologic succession later is demonstrated, we may make use of results already arrived at, *e.g.* make use of any already established names for units.

If stratigraphy is taken not to include lithostratigraphy, we have no Precambrian stratigraphy. This seems hardly right. Even if it is not possible to correlate lithostratic units from continent to continent or from region to region,<sup>1)</sup> it is possible to arrive at a stratigraphical scheme of Precambrian rocks within a region or at least a smaller area. Besides the often great economic importance of being able to work out even

<sup>1)</sup> Disregarding the possibility of correlation by the help of radioactive age determination.

rather local stratigraphical schemes, they make it possible to arrange events in a chronological order in that restricted area. Should this not be called stratigraphy? And if we have a sequence of unfossiliferous Phanerozoic sedimentites should we not be able to talk about the local stratigraphy even if we do not know whether the sequence is of Silurian or Triassic age? If we do, it seems that the definition of the term stratigraphy rests upon whether very local stratigraphy should be regarded as true stratigraphy or not.

In discussing "local" versus "translocal" stratigraphy, it is of interest to note that the Commission on Stratigraphy of the U.S.S.R. separates between a unique (standard) stratigraphical subdivision and auxiliary regional stratigraphical subdivisions, in fact to that extent that auxiliary regional stratigraphical units (local units) are known by different terms than those in the standard scheme (cf. Report of the International Subcommittee on Stratigraphical Terminology, submitted to the 21st. International Geological Congress, 1960). As long as the local units can be correlated with those of the standard scheme, the terms of the latter are used. If *e.g.* the divisions of the Ordovician system in a certain area cannot be correlated with those of the standard scheme, it is divided (in decreasing rank) into *seri'a*, *svita*, *podsvita*, *pačka*, and *gorizont*, rather than into the standard units *otdel* (division, section), *jarus* (stage), and *zona*. This is an explicit way of stressing that a unit is only of local importance. It would help us to arrive at a universal terminology if the term "*seri'a*" was transferred from the auxiliary set of terms to the standard set, as "series" is elsewhere the commonly used term rather than "section", although the latter was accepted as a synonym at the Bologne (1881) geological congress.

In the connection with the definition of the term stratigraphy, it is of interest to note that the Commission on Stratigraphy of the U.S.S.R. apparently regards both local and standard classification as true stratigraphical classification. There is only a gradational difference between "local" and "translocal" stratigraphy and hardly possible to draw a distinct border between them, so it seems that true stratigraphy should also include stratigraphy of very local applicability.

### Conclusionary remarks.

From the above it seems that one may distinguish between chronostratic units (with time boundaries) and protostratic units (with quality boundaries). The protostratic units embrace both lithostratic units, biostratic units, and mixed topostratic units. The boundaries of chronostratic units are time-levels (time-belts) and are based on palaeontological or lithological boundaries in particular sections. When the lower and upper boundary of a chronostratic unit are based on the lower and upper boundary of a single protostratic unit in a particular section, the chronostratic unit may be said to be based on this unit. One may distinguish between litho- and biochronostratic units, whose lower and upper boundaries originally are based on lithological or palaeontological data, respectively. Mixed chronostratic units have the one boundary based on palaeontological data and the other on lithological data.

Several stratic terms have been discussed in the present paper. Generally only a few are needed (those tabulated below), whereas many others (*e.g.* biozone, epibole, format, and the "holo-", "topo-", and "mero-units") are needed only in special cases and may be used rather as descriptive terms where it is possible and desirable to define some of the more generally used terms more precisely. They are furthermore of theoretical interest and should in any case be properly defined.

By using the term lithostratic instead of lithostratigraphic, etc., it seems that the above terminology may be used both by those favouring the narrow concept of the term stratigraphy and by those favouring the wider concept. As advocated above, I would personally prefer to regard protostratic units as stratigraphical units and thus regard both protostratigraphy and chronostratigraphy as stratigraphy. However, apart from the definition of the word stratigraphy, it would make little difference if others prefer to exclude protostratic units from stratigraphy and even refer to them as prostratigraphical units. Thus protostratigraphy is essentially the same as prostratigraphy as defined by Schindewolf (1954). Furthermore, I believe that both local and trans-local stratigraphy may be regarded as true stratigraphy.

The connection between the different stratic classifications and between them and geochronology may be tabulated as follows:

GEOCHRONOLOGY	GEOCHRONOLOGIC UNITS	← Absolute age determination ↓	
CHRONO- STRATIGRAPHY (time boundaries)	↑ CHRONOSTRATIC UNITS (System, series, stage, zone or substage, subzone)		
	Bio- chronostratic units	Mixed chronostratic units	Litho- chronostratic units
PROTO- STRATIGRAPHY (quality boundaries)	↑ Biostratic units (zonite)	↑ Mixed topostratic units	↑ Lithostratic units (group, formation, member)
	PROTOSTRATIC UNITS		

### Sammendrag.

#### *Bemerkninger om stratigrafisk klassifikasjon.*

Stratigrafisk (eller «stratisk») klassifikasjon og terminologi blir diskutert. Det skilles mellom kronostratigrafisk og protostratigrafisk klassifikasjon. Kronostratiske (tidsstratiske) enheter er slike som har tidsgrenser. Protostratiske (primær-stratiske) enheter er slike som har grenser bestemt av utbredelsen av en viss lithologi (lithostratiske enheter), et visst fossil (biostratiske enheter) e.l. Man kan skille mellom biokronostratiske og lithokronostratiske enheter, som er kronostratiske enheter basert på henholdsvis paleontologiske og lithologiske data. Videre kan man skille mellom tids-sett-enheter (som i en fortløpende rekke tilsvare et kontinuerlig tidsrom) og uavhengige enheter (som ikke gjøre det, men ofte overlapper hverandre). Kronostratiske grenser (ideelt tids-plan, i praksis ofte tids-belter) bør helst ikke trekkes ved brudd i lagrekken. Brudd er derimot naturlige protostratiske grenser. For kronostratiske enheter er det ikke nødvendig med type-profil for hele enheten, men det er nødvendig med type-profil for undre og øvre grense (type-grenser). For eksempel for det ordoviciske system for kambrium/ordovicium-grensen og for ordovicium/silur-grensen.

Det skilles mellom forskjellige sorter tids-korrelering. Tidsplan-korrelering er korrelering av tidsplan (nivåer som svarer til den

subaeriske og subakvatiske landoverflate i et bestemt øyeblikk i jordens historie). «Inter-level» (inter-plan) korrelering er korrelering av lagrekker mellom de samme to tidsplan på forskjellige steder. «Unit»-korrelering er en som regel mer omtrentlig tids-korrelering av en stratigrafisk enhet med en annen. Auto-korrelering er tids-korrelering av samme stratigrafiske enhet på forskjellige steder. Allo-korrelering er tids-korrelering av forskjellige stratigrafiske enheter.

Flere forskjellige stratigrafiske termer blir diskutert. Det foreslås å beholde termen «sone» (eller «kronosone») for små kronostratiske enheter basert på fossil-data, og benytte termen «substadié» («substage») for slike enheter basert på andre data. «Sonitt» («zonite») foreslås som betegnelse på (proto-)biostratiske enheter av sone-kategorien. Forstavelsene «holo-», («hel-»), «topo-» («lokal-») og «mero-» («del-») kan settes til stratigrafiske termer når det er nødvendig å understreke om enheten er basert på henholdsvis den totale, lokale eller delvise utbredelse av et kriterium (f. eks. ledefossil).

### Index to some terms and expressions.

- |                               |                                      |
|-------------------------------|--------------------------------------|
| Acme beds 69                  | Florizone 69                         |
| Acrozone 68                   | Florizonite 69                       |
| Allo-correlation 66, 72, 74   | Format 74                            |
| Arbet 10                      | Formation 72                         |
| Assemblage-zone 68            |                                      |
| Auto-correlation 66, 72, 73   | Geochronologic unit 78, 89           |
|                               | Geochronology 88, 89                 |
| Biochronostratic unit 66, 68  |                                      |
| Biostratic break 79           | Holo-formation 67                    |
| Biostratic unit 68            | Hololithostratic unit 72             |
| Biozone 68                    | Holostratic unit 67                  |
|                               | Holozone 69, 82                      |
| Cenozone 68                   | Holozonite 68                        |
| Cenozonite 68                 |                                      |
| Chronostratic boundary 66, 79 | Independent unit 66                  |
| Chronostratic unit 66, 75, 78 | Inter-level correlation 65, 72, 74   |
| Chronostratigraphy 88         | Interval of (correlational) error 65 |
| Chronozone 80, 81             | Interzone 83                         |
| Correlate 64                  |                                      |
| Correlation 64                | Life-zone 68                         |
|                               | Lithochronostratic unit 66, 73       |
| Epibole 69                    | Lithostratic unit 72                 |
|                               | Local range 67                       |
| Faunizone 69                  | Local range-zone 58                  |
| Faunizonite 69                |                                      |

- Marker bed 73
- Member 72
- Mero-formation 72
- Merostratic unit 67
- Merozone 69
- Merozonite 68
- Mixed chronostratic unit 74
- Mixed topostratic unit 74, 88
  
- Ontozone 69
  
- Partial range 67, 71, 81, 82
- Primary stratic unit 66
- Protostratic boundary 79
- Protostratic unit 66
- Protostratigraphy 88
  
- Quality boundary 66
  
- Range 63
- Range-zone 68
  
- Series 75
- Simple biochronostratic unit 71
- Special biochronostratic unit 71
- Stage 75
- Stratic unit 63
- Stratigraphy 85, 86, 87, 88
- Stratum correlation 64, 71
- Subchronozone 82
- Substage 75, 80
- Subzone 82
- System 75, 78
  
- Teilzone 69
- Time-belt 66
- Time-boundary 66
- Time-correlation 64
- Time-level 64, 73, 78
- Time-level correlation 64, 71, 73, 78
- Time-set unit 66
- Topo-formation 72
- Topolithostratic unit 72
- Topostratic classification 75
- Topostratic unit 67, 72, 74
- Topozone 69
- Topozonite 68
- Total range 67, 71, 71, 82
- Type boundary 80
  
- Unit correlation 65
  
- Zone 80
- Zonite 68

### Postscript.

According to Dr. H. D. Hedberg (personal communication) "range" means extent in any direction — horizontal (geographic) or vertical (stratigraphic).

Throughout this paper "range" should therefore be understood as "stratigraphic range".

## References.

- Arkell, W. J.*, 1956. *Jurassic Geology of the World*. — 806 pp., 30 pls. Oliver and Boyd Ltd. Edinburgh, London.
- Buckman, S.*, 1902. The Term 'Hemera'. — *Geol. Mag.*, Vol. 9. pp. 554—557. London.
- Hedberg, H. D.*, 1958. Stratigraphic classification and terminology. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. 42, no. 8, pp. 1881—1896.
- 1959. Towards harmony in stratigraphic classification. — *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 257, pp. 674—683.
- Hupé, P.*, 1960. Les zones stratigraphiques. — *Bull. trim. Serv. d'Inform. géol. du B.R.G.M.*, No. 49, pp. 1—20. Paris.
- Ida, K.*, 1958. Preliminary Operation for the Consecutive and Mathematical Analyses of Stratigraphic Succession. — *Bull. Geol. Surv. Japan*, Vol. 5, pp. 301—314.
- Jaanusson, V.*: 1960. The Viruan (Middle Ordovician) of Öland. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, Vol. XXXVIII, pp. 207—288, pls. 1—5. Uppsala.
- Moore, R. C.*, 1948. Stratigraphical Paleontology. — *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 59, pp. 301—326.
- 1957. Minority Report (Report 5 of the Stratigraphic Commission). — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. 41, no. 8.
- Pompeckj, F.*, 1914: Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Pp. 1—64. Stuttgart.
- Rodgers, J.*, 1954. Nature, usage, and nomenclature of stratigraphic units: A minority report. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. 38, no. 4, pp. 655—659.
- 1959. The meaning of correlation. — *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 257, pp. 684—691.
- Schindewolf, O. H.*, 1950. *Der Zeitfaktor in Geologie und Paläontologie*. 114 pp. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (E. Naegele). Stuttgart.
- 1954. Über einige stratigrafische Grundbegriffe. — *Roemeriana*, Vol. 1, pp. 23—38.
- 1957. Comments on some stratigraphic terms. — *Amer. Jour. Sci.*, Vol. 255, pp. 394—399.
- 1960. Stratigraphische Methodik und Terminologie. — *Geol. Rundschau*, Vol. 49, pp. 1—35. Stuttgart.
- Seitz, O.*, 1958. Gibt es eine Chronostratigraphie? — *Geol. Jahrb.*, Vol. 75, pp. 647—650. Hannover.
- Teichert, C.*, 1958. Some biostratigraphical concepts. — *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 69, pp. 99—120.
- Trueman, A. E.*, 1923. Some theoretical aspects of correlation. — *Geol. Assoc. Proc.*, Vol. 34, pp. 193—206.
- Wheeler, H. E., Scott, W. F., Bayne, G. W., Steele, G., & Mason, J. W.*, 1950. Stratigraphic classification. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Vol. 34, pp. 2361—2365.

## Cambro-Silurian fossils in Finnmark, Northern Norway.

By

*Gunnar Henningsmoen.*

This is a preliminary report on new finds of Cambrian, Ordovician (Tremadocian), and Silurian fossils in Finnmark, Northern Norway.

Until 1934 the only Palaeozoic fossils found in Finnmark were *Platysolenites antiquissimus* and *Obolus* sp. in the Lower Cambrian so-called Hyolithes-zone, which crops out in a narrow belt along the south-eastern border of the Caledonian mountain zone (Holtedahl, 1918). In that year Mr. Sven Føyn succeeded in finding a small Cambrian fauna on the north-western side of Digermulhalvøya (Digermul Peninsula) in the district of Tana (Føyn, 1937). The fossils were described by Strand (1935) as *Lingulella (Lingulepis) cf. roberti*, *Billingsella retroflexa*, *Hyolithes* sp., and trails of the *Cruziana* type. They were assumed to be of Middle Cambrian age.

In 1951, Holtedahl (1952, p. 72) reported on a recent (1950) find of *Paradoxides* by Mr. H. G. Reading (now of the University Museum, Oxford) on the Digermul Peninsula, proving the Middle Cambrian age of the fauna described by Strand.

In 1959, Dr. H. G. Reading (with two companions, Mr. R. Pattinson and Mr. J. K. Russel) carried out geological mapping of the Digermul Peninsula for the Geological Survey of Norway. They discovered numerous fossil localities and brought back rather extensive collections of fossils from various localities and horizons. In 1960 the present writer, accompanied by stud. real. Frank Nikolaisen, visited the Digermul Peninsula and collected more material, in part from new localities.

The fossils from the Digermul Peninsula are generally well preserved (in shale or quartzite) and consist of trilobites, graptolites, brachiopods, hyolithids, and various kinds of problematica and tracks. The problematical fossil *Syringomorpha nilssoni* indicates the presence of Lower Cambrian beds. Several Middle Cambrian horizons are present, with three species of *Paradoxides* (including *P. paradoxissimus*), agnostids

(*Doryagnostus incertus* and *Peronopsis fallax*), an ellipsocephalid, an undetermined trilobite, hyolithids, articulate and inarticulate brachiopods (including those described by Strand), and tracks and problematica. A Lower Ordovician (Tremadocian) fauna contains *Dictyonema flabelliforme* and the olenid trilobites *Saltaspis* n. sp., *Peltocare* n. sp., and *Parabolina* n. sp. This apparently constitutes the northernmost occurrence of *Dictyonema flabelliforme* and is the first find of Ordovician fossil in Finnmark. A black shale which has yielded inarticulate brachiopods and the olenids *Beltella* sp., *Boeckaspis* sp., and a pelturid may be of late Late Cambrian or Early Tremadocian age.

In another area, on the south-eastern side of the island of Magerøy, Rektor S. Føyn, Prof. O. Holtedahl, and Dr. P. H. Reitan found some crinoid stems in a limestone, during a reconnaissance trip in 1959 in connection with the planning of an excursion of the International Geological Congress in 1960. The limestone bed occurs in a sequence of moderately metamorphic rocks (shales, sandy shales), previously of unknown age. The cause for examining this limestone bed was a manuscript geological map of the area recently prepared by Mr. J. J. C. Geul for the Geological Survey of Norway.

In 1960, the present writer, accompanied by Mr. F. Nikolaisen, visited the same area and collected some more crinoid stems from the same limestone bed as well as in limestone pebbles in a nearby conglomerate. Graptolites were specially searched for in the shales, but only a few poorly preserved, straight monograptids were found. They occurred in a single loose slab collected by Mr. F. Nikolaisen at the limestone locality. Except for tracks, no other certain fossils were found, but during the Congress excursion later the same year, another limestone bed was found to yield not too well preserved chain corals, rugose corals, crinoid stems, and pentamerids. Previously, no certain Silurian fossils have been found in Norway north of the Trondheim region.

A report on the stratigraphical survey of the Digermul Peninsula will later be published by Dr. H. G. Reading. The fossils from Magerøy and the Digermul Peninsula are being described by the present writer.

### References.

- Føyn, S., 1937. The Eo-Cambrian series of the Tana district, Northern Norway. — Norsk geol. tidsskr., Vol. XVII, pp. 65—164, pls. I—IV. Oslo.  
Holtedahl, O., 1918. Bidrag til Finnmarks Geologi (with English summary: Contri-

butions to the Geology of Finmarken) — Norges geol. unders., No. 84. Kristiania (Oslo).

— 1952. The structural history of Norway and its relation to Great Britain. — Quart. Jour. Geol. Soc. London, Vol. CVIII, pt. 1, pp. 65—98. London.

Strand, T., 1935. A Cambrian fauna from Finnmark, Northern Norway. — Norsk geol. tidsskr., Vol. XV, pp. 19—24, 1 pl. Oslo.

### Sammendrag.

#### *En foreløpig meddelelse om nye funn av kambro-silur-fossiler i Finnmark.*

Underkambriske(?), mellomkambriske, overkambriske(?) og underordoviciske (tremadoc) fossiler (trilobitter, brakiopoder, graptolitter, spor og problematika) er funnet på Digermulhalvøya i Tana og siluriske fossiler (enkrinitt-stilker, kjedekoraller, hornkoraller, pentamerider, og dårlig oppbevarte monograptider) på sydøst-kysten av Magerøy.

## Grensen fyllitt—Valdres-sparagmitt i strøket sydøst for Grønsennknipa, Vestre Slidre.

*Av Olaf Høltedahl.*

I et lite arbeide fra 1959 redegjorde jeg for noen iakttagelser i fjellpartiet Grønsennknipa i Vestre Slidre (kjent fremfor alt gjennom omtalen i V. M. Goldschmidts avhandling om «Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen» fra 1916). Det var helt klart at grensen mellom «fyllitt-formasjonen» og den overliggende «Valdres-sparagmitt» med dens konglomerater og sandsteiner her var av tektonisk art. Også i Bjørnhovden noe øst for Grønsennknipa viste en kontakt-lokalitet at vi har med en skyve-grense å gjøre, med sterke forskiftingsfenomener ved basis av Valdres-sparagmitt.

Jeg gjør i arbeidet oppmerksom på at jeg ikke hadde fått besøkt en lokalitet betydelig lenger mot sydøst der vi har den sydøstligste forekomst av Valdres-sparagmitt i dette strøk og hvor Reusch (1901, s. 59—60) mente forholdene tyder på en primær overleiringskontakt. Det dreier seg om det lille isolertliggende fjellparti Valtjønnknatten, mellom Valtjønn og Knattetjønn 6—7 km ØSØ for sydenden av Grønsennknipas fjellmasse (Nosekampen innbefattet. Det kan henvises til det geologiske gradteigskart Gol, C. Bugge 1939, og til kartskisse fig. 1 i mitt forrige arbeide). I september 1960 fikk jeg anledning til å avlegge et kort besøk her — og kom til at Reusch's slutning neppe er riktig.

Her skal først gjengis Reusch's beskrivelse: «Et isoleret lidet sandstensparti danner nordskraaning og hele den øvre del af Varkjednatten, et spidst lidet fjeld, som man lægger mærke til allerede paa lang afstand. Sandstenen falder her 35° mod n. Dette fjelds sydøstskraaning er det eneste sted, hvor jeg har fundet den umiddelbare grænse mellem sandstenen og dens underlag blottet. Saavidt jeg kan forstaa det, ser man her ikke noget til et overskydningsplan: men sandstenen følger

paa regelmæssig maade over lerglimmerskiferen. Grænsefladen hælder som sandstenens lagning mod n; hældningsgraden stemmer overens for begge bergarter. Sparagmiten viste ingen særegenhet indved grænsen; den var der som længere borte smaa- til middelskorng. Lerglimmerskiferens skifrighed gik, hvor der var anledning til at iagttage forholdet, nogenledes parallelt med grænsefladen.»

Jeg kom til stedet ved å gå østover fra veien ved Vinnholtsetrene (som ligger ca. 3 km øst for Nøsenseter hotell) og passerte Gullberghøgda hvor det står Valdres-sparagmitt med strøk V—Ø og nesten loddrett lagstilling slik det er vist på Gol-bladet. Det er ellers i disse trakter, der man ikke som i selve Grønsennknipa har tydelige konglomerat-lag, ofte meget vanskelig å bestemme lagningen i de kompakte sandsteinsmasser.

Man ser alt på de topografiske former hvordan det i Valtjønnknatten ligger en hårdere bergmasse over en løsere, med grenseflaten hellende mot N eller NNØ. Det viste seg imidlertid ikke mulig å påvise selve kontakten — selv om det til dels var bare noen få desimeter (med overdekning) som skilte.

Der fyllitten var blottet meget nær det overliggende kompleks, i den nordvestre del av fjellmassen, viste dens skifrighet et strøk ca. V 30° N (360° innd.) med middels steilt fall mot NNØ. Denne strukturetning synes ikke helt å falle sammen med grenseflatens som er noe mer V—Ø. Lenger sydøst i fjellryggen (og lenger vekk fra V-sp.) ble det iaktatt loddrett skifrighet i fyllitten, med strøk V 10° N.

Med hensyn til Valdres-sparagmitt, som her opptrer som en mørk, iallfall til dels ganske grovkornet sandsteinsbergart (mineralkornene har ikke sjelden en størrelse på 2—3 mm) så er lagningsforholdet ikke så enkelt som Reusch antar. Her som i Grønsennknipa får man ved å finne frem partier med tydelig primærlagning, inntrykk av betydelige uregelmessigheter. Dette kan bl. a. sees i det parti av sparagmitt som kommer nær over fyllitten (i knausens sydvestparti). Et sted ble det her iaktatt en nokså tydelig, uregelmessig strømskiktning svarende til en omtrent horisontal og normal (ikke invertert) lagstilling, mens ikke langt borte en grense mellom finere og grovere sedimentbergart viste et steilt fall mot SSV, altså helt forskjellig fra den underliggende grenseflates. Et annet forhold som forteller at det har vært betydelige bevegelser i bergartsmassen er at den mangesteds er gjennomsluttet av serier av kvartårer (sml. nordenførliggende strøk øst for Grønsennknipa, omtalt i min avhandling, s. 101).

Den nederste synlige del av den typiske mørke Valdres-sparagmitt har en tilbøyelighet til oppsprekning parallellt med den skrå grenseflaten. Et tynnslip herfra viser dog ingen særlig markert sekundær parallell-struktur med utpresning av mineralkornene. På den annen side forekommer, særlig for de litt større korn, atskillig oppkusing. På undersiden av sparagmittflak ved eller nær basis, er det antydning til en stripning med retning omtrent NV—SØ. Noen så tydelig forskyvningsstripning som omtalt av meg fra Bjørnhovd-høyden (l.c. s. 101) er imidlertid ikke iaktatt.

Av spesiell interesse er forekomsten av noen små plateformige partier av en lys kvartsittisk bergart som synes å høre hjemme mellom den grove, mørke sparagmitt og fyllitten. Denne bergart viser sterk forskifring.

Ved en del gravningsarbeide kan man rimeligvis skaffe til veie et sammenhengende profil fra fyllitt til typisk Valdres-sparagmitt og derigjennom få bragt kontaktforholdene helt på det rene. Det synes imidlertid å være overveiende sannsynlig at Valdres-sparagmitt er kommet på plass ved skyvning også ved den av Reusch nevnte lokalitet.

### Summary.

*The boundary "phyllite formation"-Valdres Sparagmite in the district southeast of Grønsennknipa Mt., Vestre Slidre, Valdres.*

In a paper of 1959 the writer described boundaries between the Ordovician "phyllite formation" and the overlying "Valdres Sparagmite" in and just east of the Grønsennknipa mountain mass, west of the Valdres valley (at 60° 59' N.L., 1° 52' W. Oslo) and found the contact everywhere to be a tectonic one. Evidently the upper complex, mainly made up of conglomerates in the western part of the area, and of feldspathic sandstones in the eastern part, had come to its present position by thrusting.

From a locality farther to the southeast, in the little mountain Valsjøknatten, between the small lakes Valtjønn and Knattetjønn (cp. map. sheet Gol by C. Bugge, 1939, and also Fig. 1 of the writer's above mentioned paper) H. Reusch (1901) has published observations which he thinks indicate a more or less conformable and non-tectonical contact between the two groups of rock under consideration. During a short visit in September 1960 the writer had the opportunity of studying

this locality and found the geology to be less simple. There seems little doubt that the Valdres Sparagmite has been moved in relation to the phyllite. The exact boundary could, however, not be seen.

### Litteratur.

*Bugge, C.*, 1939. Hemsedal og Gol. N.G.U. 153.

*Holtedahl, O.*, 1959. Noen iakttagelser fra Grønsennknipa i Vestre Slidre, Valdres. N.G.U. 205, p. 90—106.

*Reusch, H.*, 1901. Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia (Valdres). N.G.U. 32, p. 45—88.

## Jordartregioner i Norge.

Av

Gunnar Holmsen.

Med 1 tekstfigur.

I Videnskapsakademiet i Oslo's møte 9. des. 1955 holdt forfatteren et foredrag over samme emne som det nærværende artikkel omhandler. Foredraget er trykt i N.G.U.s publikasjon nr. 195, Årbok 1955.

Som følge av den fortsatte kvartærgeologiske kartlegging over østlandet er fremstillingen i nedenstående artikkel gjort mer omfattende enn den før kunne bli.

I over 100 år har nå geologene erkjent, at en innlandsis, således som den H. J. Rink i 1852 hadde sett på Grønland, en gang hadde dekket hele den skandinaviske halvøy. Den norske geolog Theodor Kjerulf sluttet seg til denne antagelse så tidlig som i 1858, og tok straks fatt på å utforske hvordan isdekkets smelting hadde foregått. Han forestilte seg, at iskanten trakk seg trinnvis tilbake fra kysten til høyfjellene, og de nå eksisterende breer anså han som innlandsisens siste levninger, idet han tenkte seg en jevn stigning av firnlinjen gjennom avsmeltingstiden inntil snelinjens nuværende høyde hadde innstilt seg.

Mens iskantens tilbaketrekning i kyststrøkene stedvis er registrert av lange, sammenhengende morenerygger kunne Kjerulf ikke i innlandet finne noen forbindelse mellom endemorener fra den ene dal til den annen. Derfor antok han, at i innlandet deltes isdekket opp i forskjellige nedste områder: i øst Kjølens breområde, i midten Jotunheimens, i vest Røldalsfjellene og Folgefonnens, og i nord to breområder, et omkring Rondane og et annet ved Høg-Gia.

Berettigelsen av denne Kjerulfs antagelse om en kontinuerlig avsmelting fra kysten til høyfjellene ble dratt i tvil så vel av botanikeren Axel Blytt som av geologen Andr. M. Hansen.

Blytt fremholdt i sin avhandling «The immigration of the Norwegian Flora»<sup>1)</sup> at der eksisterte en arktisk-alpin vegetasjon på flere

<sup>1)</sup> Nyt Mag. f. Naturv. B 21, Chr.ania 1876. Oversatt til engelsk. Alb. Cammermeyers Forlag, Chr.ania 1876.

høye fjell i det sentrale Norge, mens ennå skjellbanker med arktiske former ble avsatt langs kysten.

Som konstatert av J. C. Hørbye 20 år tidligere viser vandreblokker i nordre Østerdalen en isbevegelse mot nord-vest, *mot* landets heldning. Han gjorde oppmerksom på<sup>2)</sup> at denne iakttagelse betinger en større høyde av innlandsisen sydøst for landets hovedvannskille enn ved selve vannskillet. Mens den klimatiske snelinje i avsmeltningstiden steg over fjellhøydene ved hovedvannskillet, ville dette tape sitt bredekke på et tidspunkt da ennå mektige ismasser demte Glåma og dens tilløp. Mellom den skandinaviske halvøys hovedvannskille og isskillet ble utstrakte bresjøer oppdemt. Hansen oppsøkte strandlinjer, som sjøene hadde etterlatt seg og fant, at etter hvert som nye, lavere skar ved vannskillet ble isfri sank de bredemte sjøers vannflate til de blottlagte skars høyder.

Denne Hansens fremstilling vakte sterk opposisjon blant norske geologer inntil direktøren for NGU dr. Hans Reusch uttalte seg om den vidtgående betydning for kjennskapet til isdekkets avsmeltning Hansens oppfatning medførte. Reusch skriver:<sup>3)</sup> «Afsmeltningen af istidens bremasser kan ikke have gået for seg således, at der, medens den stod på, har ligget virksomme bræer som istunger ned gjennom de forskjellige dale. Mangelen på endemoræner er en støtte for den forestilling, man er ledet ind på af andre grunde (de oppdemmede indsjøer) at isdekket i det søndenfjeldske under afsmeltningen lå hen som en død masse, der gradvis aftog i tykkelse og omfang til den ganske svandt bort.»

Reusch har således allerede så tidlig som ved sekelskiftet benyttet seg av betegnelsen «død» bremasse. I 1909 skriver han mer herom:<sup>4)</sup> «Når en gletschers overflate under smeltningen bliver lavere og lavere, vil det rimeligvis kunne inntreffe, at den opdeles, og at de døde brærester udfylder hulninger i terrænet, idet isen holder seg lengst hvor den er mægtigst. Under dette kan det afrindende smeltevand afleire løsmateriale i mellemrummene.»

<sup>2)</sup> Om seter eller strandlinjer i store høyder over havet. — Arch. f. Mathem. og Naturv. B. 10, Chr.ania 1886.

<sup>3)</sup> Høifjellet mellom Vangsmjøsen og Tisleia. — N.G.U. nr. 32, Aarvog for 1900, s. 88.

<sup>4)</sup> Geogr. selskabs årbog 1908—1909.

Utbredelsen av de bredemte sjøers strandlinjer viser, at Femundbassenget var demt av is, som stengte for det nåværende utløp av Femundsjøen, og at Rendalen var demt ved Storsjøens nordende, like- som Glåmdalen ved Koppang. Isdemningens akse strakte seg i retning sydvest — nordøst. Ved sine studier av vandreblokkenes vei har Per Holmsen konstatert<sup>5)</sup> en isbevegelse fra et isskille meget nær beliggende som denne isdemning.

På samme måte var Gudbrandsdalen demt av is. Sedimenter og spor etter strandlinjer viser, at demningen lå i Laugens klippekluft i Sel.<sup>6)</sup> Vandreblokker og skuringsmerker vitner om en brebevegelse som før avsmeltningstiden satte inn, gikk oppover den senere bredemte, øverste del av dalen.

Også i Sverige har rester av den siste istids isdekke forårsaket oppdemning av en rekke bresjøer beliggende øst for halvøens hovedvannskille.

De aktive breer trakk seg tilbake i retning mot isskille, hvis beliggenhet forandret seg ettersom smeltningen skred fram.

De siste rester av innlandsisen mellom Østerdalen og Gudbrandsdalen lå ifølge Samuelsen<sup>7)</sup> på Ringebufjellene, litt forskjøvet mot nord i forhold til isskillet i Østerdalen.

Annerledes er det i dalførene vest for Gudbrandsdalen. I Valdres, Hallingdal, Numedal og Telemark, så vel som på Sørlandet mangler spor etter bredemte sjøer. Det er derfor sannsynlig, at breskillet i disse trakter har ligget nær hovedvannskillet.

Innlandsisens smeltning skyldes en klimaendring hvorved den klimatiske snelinjes høyde steg. Når den hadde nådd isskillet kamhøyde ville sne ikke mer kunne bli liggende sommeren over, og med manglende firntilførsel måtte brebevegelsen stanse. Innlandsisen tynnedes ut, hovedsakelig ved smeltning fra overflaten. Hvor isdekket var tynnast ble marken først isfri. Således steg fjellene opp over innlandsisen mens ennå mektige istunger fylte dalene.

5) Notes on the Ice-Shed and Ice-Transport in Eastern Norway. — Norsk geol. Tidsskr. B 29, 1951.

6) Gunnar Holmsen: Gudbrandsdalens bresjø. — N.G.U. nr. 83, årbog for 1918 og 1919.

7) I Gunnar Holmsen: Beskrivelse til Det kvartærgeologiske kart Østerdalen. — N.G.U. nr. 209, s. 19.

Overgangen fra aktiv brebevegelse til inaktiv begynte da iskanten trakk seg tilbake fra Moss—Horten raet, det morenetrinn, som er samtidig med Yngre Dryas tid i Danmark. Ifølge Ulf Hafsten<sup>8)</sup> etterfulgtes denne kolde periode av en klimaforbedring som medførte «en voldsom smelting av ismasser». Som følge herav oppdeltes den sammenhengende iskant ved Moss — Horten raet i forskjellige istunger, hvis tilbaketrekning stundom ble avbrutt av stillstand, undertiden endog av fremstøt.<sup>9)</sup>

Av paleo-botaniske undersøkelser fremgår, at i postglacial tid bedret klimaet seg stadig, dog muligens med små svingninger iblant, inntil et klimatisk optimum inntraff i den varme og tørre subboreale periode, 3000—500 år f.Kr. På den tid gikk den klimatiske skoggrense, og vel også firnlinjen, til 300 m's større høyde i fjellene enn nå.<sup>10)</sup> Men mot slutningen av subboreal tid fant en klimaforverring sted, hvorunder skoggrenser og firnlinje ble presset ned til sitt nåværende leie.

På det kvartærgeologiske kart, som er nevnt i «summary» er skjelnet mellom områder med et tynt og spredt jorddekke over berggrunnen, og et tykkere og mer sammenhengende. På grunnlag av denne utskillelse omtales i det følgende de avleiringer de aktive breer har etterlatt i motsetning til de avleiringer, som skriver seg fra breer, hvis bevegelse var stagnert.

I en aktiv bre er ismassen i bevegelse nedover mot brekanten. Innen *de aktive breers avsmeltningsområde* forekommer endemorener, avsatt under breens fremstøt, undertiden også under dens stagnasjon. Mellom morenebeltene ligger et tynt jorddekke, ofte bare i spredte flekker over bergunderlaget. I det tidligere submarine område dekker havavleiringer berggrunnen.

I *de inaktive breers avsmeltningsområde*, «dødis-området», har berggrunnen, sammenlignet med området etterlatt av aktive breer, et tykkere og nesten sammenhengende jorddekke. I daler og forsenkninger avsatte breelver mektige grus- og sandavleiringer hvis form, og til dels

<sup>8)</sup> Pollen-analytic Investigations in South Norway. I Geology of Norway by Olaf Holtedahl. — N.G.U. nr. 208, 1960, s. 437.

<sup>9)</sup> Isachsen, Fridtjov: Grefsenmorenens Oppbygning og Fossilinnhold. — Norsk geol. Tidsskr. 1940, B 20, s. 254 o. f.

<sup>10)</sup> J. B. Rekstad: Über die frühere höhere Lage der Kieferngrenze und Schneelinie in Norwegen. — Centralblatt für Mineralogi etc. 1903.

hvori også karakteristiske lagfølger, vitner om at de stammer fra død-  
is, nedsmeltet på stedet.

I overensstemmelse med hva der fremgår av det kvartærgeologiske  
kart, har forfatteren av kartbladbeskrivelsene skilt mellom neden-  
stående *jordartregioner* (eller *jordartsoner*):

*A. innen det område, de aktive breer etterlot,*

1. De hevete havavleiringers region med sine endemorener.
2. Det sparsomme bregrusdekkets region.

*B. i det stagnerende isdekkets område,*

3. Dalenes breelavsetningers og ablasjonsmoreners region.
4. Fjellviddenes og breskillets dødisspors region.
5. En høyfjellsregion med jorddekke preget av frostfenomener.

En oppdeling som denne bygger på det utførte kartleggingsarbeid,  
og tjener såvel praktiske som vitenskapelige formål.

### **1. De hevete havavleiringers region.**

Da innlandsisen trakk seg tilbake fra den nåværende kystrand til  
iseltvterrassene på Romerike avsattes marin leir og sand mellom morene-  
rekkene. Etter hvert som isbelastningen avtok steg havbunnen med  
sine avsetninger opp over havflaten, til størst høyde ved bunnen av  
dypt innskårne fjorder, lavere ved kystranden. Den høyeste strand-  
linje, «den marine grense» når i de indre bygder ved Oslo- og  
Trondheimsfjorden 220 m.o.h. mens marine avsetninger ved den  
ytre kystrand ikke når høyere enn til 10 m.

På kartet over Syd-Norge, fig. 1, er endemorenene omkring Oslo-  
og Trondheimsfjord inntegnet. Foruten morener er breelvdeltaer av-  
satt foran den vikende brefront. Under landhevningen er morenens  
ytterste lag omleiret av bølgeslag.

De største israndterrasser i Oslo-området ligger ved utløpet av  
Randsfjorden og syd for Hurdalssjøen ved Hauerseter. Ellers er sand-  
avsetninger vidt utbredt langs den øverste kystrand. Noen breelav-  
setninger er muligvis oppstått subglacialt som åser.

Mellom de forskjellige trinn av endemorener og israndterrasser lig-  
ger leir og sandlag med fossile rester av havdyr og skall av foramini-

Jordartregioner  
*Regions of glacial deposits*

- |   |   |
|---|---|
|  | 1 |
|  | 2 |
|  | 3 |
|  | 4 |
|  | 5 |

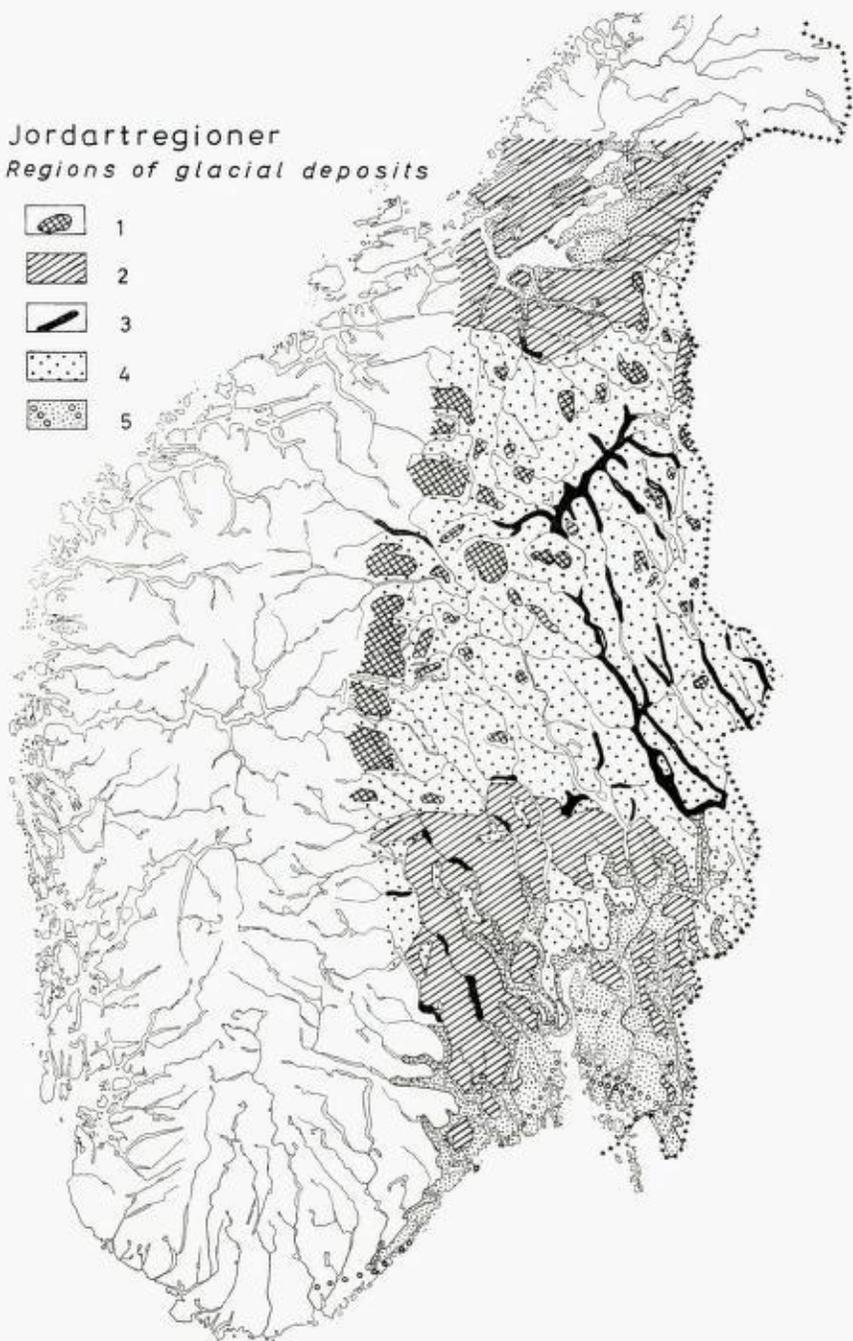


Fig. 1. Oversiktskart over jordartregionene.

1. Høyfjellsregionen preget av frostfenomener. — 2. Det sparsomme bregrusdekket region. — 3. Dalenes brelvavsetninger og ablasjonsmoreners region. — 4. Fjellviddernes og breskilletts dødispors region. — 5. De hevete havavleiringers region med sine endemorener.

ferer. Av kjennskapet til sjødyrenes krav til temperatur og saltinnhold av vannet fremgår, at vanntemperaturen har vært stigende gjennom postglacial tid.

C-14 bestemmelser av skjell fra yoliareleiret på hver side av Oslofjorden viser en alder henholdsvis på  $9950 \pm 300$  år før nåtiden av leiret utenfor Sarpsborg, og  $9920 \pm 220$  år av leiret ved Tønsberg. To andre C-14 analyser av skjell fra Akerstrinnets morene ved Oslo viser alderen henholdsvis  $9450 \pm 250$  år, og  $9250 \pm 250$  år.<sup>11)</sup>

Iskantens tilbaketrekning over den 80 km lange strekning fra ramorenen til Aker-morenene har således foregått i løpet av 500—700 år.

De marine avleiringers tykkelse kan være betydelig. Det er kjent fra boringer etter vann at den ikke sjelden overstiger 100 m.

Marin leir, som ikke er komprimert, kommer lett i glidning, og noen leirtrakter er hjemsokt av leirfall med store skadevirkninger. Groper og rygger etter utgledne leirmasser er karakteristiske former innen regionens område. Leirets porevann er saltholdig.

K. O. Bjørlykke har for henved 60 år siden henledet oppmerksomheten på denne region, som han kalte «det tidligere submarine terræn», og som han tegnet inn på et oversiktskart over Syd-Norge.<sup>12)</sup>

I sin siste avhandling<sup>13)</sup> vender han tilbake til samme betraktning og fremhever hvilken viktig rolle den marine grense spiller, idet den skiller mellom marine avsetninger og breavleiringer.

Den største utbredelse har regionen på Østlandet på begge sider av Oslofjorden og nordover til Mjøsa, og i Trøndelag omkring Trondheimsfjorden. For resten omgir den Norges kyster som en bredere eller smalere brem, forholdsvis bred på Sørlandet, men smalnende av vestover. På Vestlandet er den i steile fjordstrøk ubetydelig av bredde, men utenfor fastlandet hører strandflaten med sine lave øyer og holmer, hvor torvjord i stor utstrekning dekker berggrunnen, også med til denne region. I Nord-Norge er regionens bredde på noen steder ubetydelig som i Vestlandets fjordstrøk, men omkring store fjorder på Helgeland, i Troms og i Finnmark inntar den store arealer. Utenfor fastlandet kommer strandflaten til med sitt utstrakte torvdekke.

Breelvenes leir og sand overleires normalt av postglaciale avleiringer ført ut i fjordene før landets hevning var tilendebrakt.

11) Olaf Holtedahl: *Geology of Norway*. — N.G.U. nr. 208, 1960, s. 375 og 377.

12) Om jordarternes Klassifikation. — Norges Landbrugshøiskoles Skrifter nr. 1, 1902.

13) Utsyn over Norges Jord og Jordsmon. — N.G.U. nr. 156, 1940.

Det tidligere submarine område hører til de best dyrkede og tettest befolkede deler av vårt land.

Innen regionens område hever seg over den marine grense øyformige utløpere fra

## 2. Det sparsomme bregrusdekket region.

Ovenfor den marine grense strekker seg en bred sone med «sparsomt bregrusdekke» innover landet.

De aktive breer førte i alminnelighet sitt grus raskt gjennom denne region til havs. Det er tvilsomt om fremstøtsmorener forekommer over den høyeste strandlinje, i et hvert fall er de få. Som fremstilt på det kvatærgeologiske kart er berggrunnen dekket av et tynt og usammenhengende lag bunnmorene, som flekkvis veksler med et tynt lag lynghumus. En nesten bar berggrunn er mange steds karakteristisk for regionen. På det geologiske kart er dette trekk søkt fremstilt ved stripning i den farve vedkommende avsetning er tildelt, således sepia for jordart av organisk opprinnelse. Det tynne og spredte jorddekke kan for en del bero på berggrunnens motstand mot sønderdeling, men kan også skyldes breisens hastighet. Jo hurtigere breen beveget seg, desto mindre bregrus etterlot den.

I denne region er det alminnelig å se et lag lynghumus, enten alene eller i kombinasjon med et uanseelig dekke av bregrus over berggrunnen. «Lynghumus» er en organisk jordart oppstått ved dekomposisjon av en vegetasjon bestående av lav, moser og lyng. En sådan jordarts næringsinnhold for plantevekst er ubetydelig, og da dens tykkelse sjelden overstiger et par tommer, er den også utsatt for uttørring. Lynghumusdekkede koller er ofte bevokset med furu, men for skogskjøtsel er denne jordbunn ikke verdifull.

Regionen er utbredt over et landskap gjennomskåret av små og store daler atskilt av fjellrygger, og som følge av den uredige topografi veksler jordarten fra sted til sted. Bunnmorene av nevneverdig tykkelse ligger fortrinnsvis i forsenkninger og på skråningers le-side, men kan også, som Bjørn Andersen beretter om<sup>14)</sup> unntagelsesvis forekomme på østsidene. Han skriver: «På platåene mellom Sørlandets dype daler er alminneligvis berggrunnen nøken utenom morenebeltene. Men på nordvendte skråninger ligger meget ofte tykt morenemateriale. Disse skråninger er støt-skråninger, og deres morenemateriale er blitt kalt

<sup>14)</sup> Sørlandet i sen- og postglacial tid. — N.G.U. nr. 210, 1960. Summary s. 107.

støt-morener. Tykkest er de umiddelbart nord for og parallell med morenebeltene. Det er tydelig, at breene ikke har formådd å føre sitt innhold av grus opp de bratteste bakker der hvor disse lå nær breenden.»

På grunn av store dybder i sydøstre Norges innsjøer lå dødismasser etterlatt her mens mindre mektige aktive breer hadde trukket seg tilbake fra de omgivende høyder og fjell. Oppdelt av dalførenes breelavsetninger strekker det sparsomme bregrusdekkets region seg innover landet til det møter fjellviddenes og breskilletts dødisspors region.

Det sparsomme bregrusdekkets region når til større høyder i fjellbygdene enn det gjør nær Østerdalens breskille. Mens regionen syd for breskillet bare når til 400 m.o.h. ligger dens øvre grense i Valdres — Hallingdal på 700 m og i Numedal ennå høyere. Denne forskjell i høyde synes å tyde på, at isskillet i de nevnte bygder har ligget nær landets høydeakse, d.v.s. nær halvøyas hovedvannskille.

Foruten over Sørlandets bølgende fjellvidder er regionen sannsynligvis også utbredt over store områder av den skandinaviske halvøy vest for hovedvannskillet.

\*

De inaktive breer har etterlatt avsetninger hvis opprinnelse røber seg så vel ved sine terrengformer som i sin lagfølge.

I døde ismasser kan breelver danne varige kløfter og tunneler mens derimot lignende erosjonsformer ikke er stabile i aktive breer, hvori isen ved sin bevegelse på kort tid fyller hulrommene. Eskere og andre hulromfyllinger er derfor knyttet til områder hvor dødisen smeltet ned. Dødisgroper, avtrykk etter middels store ismasser, som smeltet etter å være innleiret i breelvgrus, utpeker også områder etterlatt av dødis.

Huller og kløfter i dødis kan fylles av ablasjonsmorene, som kan være ført med smeltevannsbekker, eller som har rast ned i forsenkningene. Etter at isen har smeltet viser disse avsetninger seg som rygger eller hauger, noen av usortert, andre av lagdelt bregrus. Deres beliggenhet blant dødisgroper, eskere og breelvløp berettiger betegnelsen dødismorener for dem. På det kvartærgeologiske kart er forekomst av dødismorener angitt med røde ringer.

Et område med dødisgroper, eskere og dødismorener er blitt kalt et *dødislandskap*. Fra sådanne områder utgikk ofte breelvløp.

Blant regioner, hvor dødisens avsetninger har spilt en dominerende rolle skal først omtales

### 3. Dalenes breelvavsetningers og ablasjonsmoreners region.

De marine avsetninger avløses ved den øverste havgrense av breelvavsetninger. Havet fulgte den vikende isrand til de dype sjøer Mjøsa, Randsfjord, Sperillen og Krøderen, hvor dødis ble liggende og sperre havets inntrengen til de ovenforliggende dalfører.

I de fleste av Østlandets dalfører tyder dødislandskapet med dødisgroper, eskere og dødismorener på, at dalene var fylt med inaktive ismasser under avsmeltningstiden. Dalbunnen utgjøres i alminnelighet av sandterrasser, som er breelvdeltaer og som på sine steder kan vise stor mektighet. Hvor lagdelte avsetninger savnes kan en urørt ablasjonsmorene ligge direkte på bunnmorenen.

Undersøkelse av blokkenes hjemstavn tyder på, at breelvgruset er kommet langveis fra, mens dets underlag, bunnmorenen, hovedsakelig består av blokker fra stedets berggrunn.

Elvene kan ligge i en noen hundre meter bred renne mellom terrasser med bølgende overflate, som i alminnelighet hever seg til 20—30 m's høyde over elven, unntagelsesvis til 80 m. En bratt bakke fører fra elvesletten til terrasseflaten, hvor dødisgroper og breelvløp vitner om avsetningenes glasi-fluviale oppståen, og hvor eskeres rygger hever seg til stor høyde over elven.

Snitt, som viser usortert materiale overleiret av lagdelt, tyder på at terrassene er utjevnedede dødismorener avsatt langs iskanten, sannsynligvis av materiale som har rast ned så vel fra bratte dalskråninger som fra isens ablasjonsmorene.

I Glåmas og Renas dalfører og deres sidedaler, hvor strandlinjer etter den isdemte sjø, Nedre Glåmsjø, er å se på 666 m.o.h. ligger mellom denne høyde og dalbunnen hauger og rygger dels av lagdelt, dels av usortert materiale i dalsidene. Regelen er, at det lagdelte sand og grus ligger i dalbunnen og det usorterte bregrus på dalsidene.

Mens bunnmorene er den alminneligst utbredte jordart i Vestlandets og Sørlandets dalfører er dalene øst for hovedvannskillet hovedsakelig fylt av breelvavsetninger.

Deltaavsetninger foran sidedalenes utløp i de østlandske dalfører viser en bratt distalskråning som følge av, at de ble bygget opp mot en dødismasse. Samme bratte distalskråning kan også deltaer avsatt nedstrøms av hovedelven vise.

Dalene mellom breskillet og hovedvannskillet har mer breelvgrus

enn andre daler i landet. Dette område tiltrekker seg oppmerksomhet også ved sine tallrike eskere, således som det fremgår av det kvartærgeologiske kart.

Under gravningsarbeider i elveslettene finnes undertiden lag av finkornig sand dekket av blokkførende ablasjonsmorene. En sådan lagfølge lar formode, at sand har samlet seg i isens hulrom, hvorover ablasjonsmorenen er avleiret under smeltningen. Hulrommenes tak med ablasjonsmorenen har øyensynlig hvilt på ispillarer.

Den største utbredelse av dødismorener fins nær breskillet, hvor også morenenes blokkinnhold er størst. Femundstraktens dødismorener er beryktet for sin ulente stenmark.

Dødisene, som i avsmeltningstiden fylte de store sjøer på Østlandet, må anees som avsnørte store rester etter inaktive breer. Dalene ovenfor sjøene har mange spor etter dødiser, såsom eskere og andre hulromfyllinger.

Hvor som helst kan postglaciale avsetninger av finsand forekomme på elveslettene. De er for det vesentlige avsatt under flom i vassdragene.

En egen region knyttet til nedsmeltningen av den stagnerende innlandsis er også

#### **4. Fjellviddenes og breskilletets dødisspors region.**

Innen det område av landet, som dekkes av det hittil ferdig tegnede kvartærgeologiske oversiktskart, er det denne region, som har den største utbredelse.

I motsetning til de lagdelte avsetninger som hører hjemme i dalene er jordartene i denne region alminneligvis usortert. Ablasjonsmorene sammen med bunnmorene er vidt utbredt på fjellviddene og danner en bred sone, nedentil begrenset av dalenes breelvavsetninger og ovenfor av en høyfjellsregion med frostsprengt ur, rutemark og solifluktjonsdannelser. I denne sone gjennomgikk innlandsisen en nedsmeltning hvorved dens last av grus, bortsett fra hva smeltevann kunne flytte, ble avsatt på det sted isens bevegelse opphørte.

Regionen strekker seg fra Kongsvingertrakten over åsene, som omgir Mjøsa og Randsfjord inntil hovedvannskillet i Hemsedal, og dekker en stor del av Hardangervidda så vel som området mellom denne og Hallingdal. Ingen trinn av tilbakerykningsmorener forekommer, men

det jevne bregrusdekke avbrytes av eskere samt hauger og rygger av grus, som eldre geologer forklarte som endemorener. I virkeligheten er disse avsetninger knyttet til dødislandskaper, og viser de karakteristiske trekk disse er forbundet med, så de må ansees å stamme fra dødisens grusinnhold.

De høystliggende dødismorener, strandlinjer og utløp av isdemte sjøer bestemmer grensen mellom denne region og den overliggende, hvis egenskaper med hensyn til jordens egenart vesentlig er bestemt av frostvirkning.

I området mellom det siste isskille og hovedvannskillet når sporene etter inaktive breer større høyde ved vannskillet enn de gjør nær isskillet. Således synker regionens høydegrense 350 m fra Øvre Foldal til Femunds omgivelser.

Høytliggende dødismorener og spor etter bredemte sjøer er iaktatt i Sollia og Øvre Foldal. Fra Grimsdalen, nord for Rondane, rant bredemt vann til Foldalen gjennom et skar med høyden 1250 m.o.h. På en lignende høyde ligger dødismorener syd for Rondane i skaret mellom Store Gråhøgda og Grøtørhøgda, likesom lengre i nordøst, i Hummelfjellet nær Røros. Dødismorener på vannskillet mellom Imsa og Tromsa, så vel som i en nordvent botten i Sølenskletten ligger omtrent 100 m lavere. Begge disse lokaliteter ligger mellom Rondane og Glåma. Øst for Glåmdalen synker dødismorenenes høydegrense til 1000 m.o.h. for endelig ved breskillet å ligge på 900 m's høyde.

Syd for breskillet når dødismorenene atter til større høyde. I Engerdalen er dødismorener iaktatt på 1040 m.o.h., og på Vesterhogna når breelvløp nær riksgrensen høyden 1050 m. Videre sydover og østover avtar den høyde hvortil dødismorener og breelvløp når raskt. Enn-skjønt der i Trysilfjell forekommer flere breelvløp når ingen av dem over 915 m's høyden, og i Ljørdalen går dødismorenene ikke høyere enn til 800 m.o.h.

Utenfor de bredemte sjøers område på Østlandet, således i Numedal, Hallingdal og Valdres, når regionen til samme høyde som i Rondane. Omkring Numedalslågens kilder på Hardangervidda har forfatteren sett dødislandskaper opp til 1250 m.o.h. (Eiriksbudalen, langs veien mellom Sandhaug og Bjoreidalshytta), og ved veien fra Haugastøl til Eidsfjord ligger et dødislandskap med eskere på samme høyde. Ved Lægreidvatn sees laterale breelvløp på 1150 m.

Også vest for Numedal sees på fjellviddene mellom Uvdal og Tesungdalen spor etter dødismelting i form av eskere, breelvløp og

dødismorener til 1250 m's høyden, mens de nordenfor, i Havsdalen ved Geilo ikke når høyere enn til 1200 m.

I Hallingdal har Tore Sund iaktatt<sup>15)</sup> tre breelvløp nær Skarvanstølen i Ål, som øyensynlig har rent langs kanten av en dødis i 1150 m's høyde. I lavere høyder fant han bresjøsedimenter, små eskere og grytehull.

Fridtjov Isachsen omtaler<sup>16)</sup> spor etter lateralsjøer omkring en platåbre på fjellvidden mellom Dagali og Uvdal. Mens vannet nå til dags renner til Dagali fra vannskillet på 1060 m's høyde, rant smeltevannet fra dødisen til Uvdal, hvor det eroderte raviner i dalsidens bregrus. Av denne endring i vannløp slutter Isachsen, at dødbreen på fjellet må ha vært minst 100 m tykk.

Breelvavsetningenes beliggenhet i nærliggende daler tyder på, at der lå igjen istunger i dalbunnene mens platåbreer ennå var utbrett på fjellviddene. Smeltevann fra isen i fjellet fraktet med seg sand og grus til dalene, hvor materialet ble avleiret langs eller på gjenliggende tunger av dødis. Etter diverse omleiringer dekker det sorterte materiale dalbunnene.

Reusch omtaler<sup>17)</sup> eskere beliggende på fjellvidden mellom elven Flya og Strandefjord i Slidre i henimot 1000 m's høyde.

Den høyestliggende brerandlinje forfatteren har sett i Trøndelagen ligger nord for Skardørfjell i Gaulas og Neas kildeområde i 1000 m's høyde. Øst for riksgrensen har Carl M:son Mannerfelt i Sylene iaktatt renner etter breelvløp i 1250 m's høyde.<sup>18)</sup>

Mens eskere og andre breelvavsetninger hører hjemme i daler og forsenkninger, har de bølgende fjellvidder for øvrig et dekke bestående av to forskjellige slags morenelag. Det nederste, det lokale bunnmorenelag, kan være skjult under et øvre lag ablasjonsmorene. De to lags opprinnelse er karakterisert ved blokkens hjemstavn. Innen de metamorfe kambro-siluriske skifres område er alminneligvis en leirholdig bunnmorene utbredt, men ofte fullstendig dekket av en vasket, sandholdig ablasjonsmorene. På fjellviddene mangler ofte snitt dype nok til at

<sup>15)</sup> Isavsmeltningens forløp i Hallingdals- og Hemsedalsfjellene. Norsk geogr. Tidsskr. B. IX, 1943.

<sup>16)</sup> Isavsmeltningen og de kvartærgeologiske forutsetninger for bebyggelsen i Numedals og Hallingdals øverste bygder. — Norsk geogr. Tidsskr. B. IV, 1933.

<sup>17)</sup> Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia. — N.G.U. nr. 32, 1901, s. 77.

<sup>18)</sup> Några Glacialgeologiska Formelement. — Geogr. Annaler, Centraltrykkeriet, Stockholm 1945, s. 182.

begge lag kan iakttas. Grøfter, som ikke er dypere enn veigrøftene, når ikke ned til bunnmorenen, og til tross for at lagfølgen med ablasjonsmorene over bunnmorenen er alminnelig i fylittområdet er den ofte ikke iakttagbar. Det er derfor omtale verd, at under bygging av to jorddammer over Tisleia i Valdres ble der for å skaffe bygningsmateriale utført dype gravninger, hvorved instruktive jordprofiler ble blottlagt. Som beskrevet og illustrert av forfatteren<sup>19)</sup> ligger her et lag av sandholdig bregrus med vandreblokker inntil 8 m tykt over den leirholdige bunnmorene.

Over de høyest beliggende dødismorener ligger en sone, hvor frost har virket på jordens art og struktur. Det er:

### 5. En høyfjellsregion med jorddekke preget av frostfenomener.

I høyfjellet er jorddekket tynt og spredt så det bare unntagelsesvis skjuler bergunderlaget. Enskjønt skuringsmerker og vandreblokker tilkjenner at innlandsisen beveget seg hen over selv de høyeste fjell må vi anta, at isens øverste lag, det som lå over toppene, førte lite bregrus med seg.

I denne region fører de hyppige endringer mellom frost og tøvær til at berget sprenges istykker. I regionens lavere høyder veksler ur med bar eller jorddekket berggrunn i flekker, mens i større høyder skjuler ur helt det faste bergunderlag.

Det karakteristiske trekk denne region fremviser, *ur på flattliggende fjellvidde*, må ikke forveksles med sådan ur, som er ramlet ned til foten av bratte fjellvegger, og som kan forekomme i alle regioner og i enhver høyde, og som er særlig utbredt i dypt nedskårne daler.

Den første geolog, som erkjente og henledet oppmerksomheten på forskjellen mellom jorddekket i høyfjellene og det i lavere høyde, var dr. H. H. Reusch, daværende bestyrer for NGU. Han skriver:<sup>20)</sup>

«De øverste, temmelig flade partier på de høieste fjeld (fra 1300 til 1700 m) bærer til skue en eiendommelighet. Der er nesten ingen plantevekst, og det løsmateriale som dekker berggrunden består af

<sup>19)</sup> Hallingdal. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. — N.G.U. nr. 190, 1950, s. 36 o. f.

<sup>20)</sup> Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia. — N.G.U. nr. 32, Årbog for 1900, Summary s. 231.

mere eller mindre kantede stene. Hvor berggrunden ligger «in situ» en også den delvis forvitret til blokker, som ikke viser tegn til at være polert af is, eller bærer spor af skuringsstriber. Stenene i overfladen er af samme slag som i berggrunden, og man tror først, at ingen spor af isaktivitet kan findes. Men ved nøiere at se efter forekommer dog nogen få vandreblokker, som beviser at is (eller evig sne) har vært i bevegelse over disse høider selv om den bare har magtet at føre med sig ubetydelig af det forvitrede materiale.»

Regionens nedre grense bestemmes både av berggrunnens tilbøyelighet til oppsprekking og av klimatiske betingelser. Skifrige og lagdelte bergarter er mer mottagelige for frostvirkning, og sprekker lettere enn eruptiver. Under samme klimatiske betingelser senkes regiongrensen til lavere nivå i områder bestående av skifrig bergart enn i massive bergarters områder. Således når regionen i skifrig trysilsandsten ned til 900 m.o.h., mens den i nærliggende grunnfjellsgranitt ligger betydelig høyere, øst for Lille Engeren således i 1050 m's høyde, og i grunnfjellseruptivene mellom Atna og Glåma i 1200 m.o.h.

Sommervarmen uttrykt ved den midlere isoterm for månedene juni, juli, august og september er en viktig ledetråd til bestemmelse av den høyde hvori de vegetasjonsløse urer ligger i forskjellige distrikter. Fra Det sønnenfjellske Norge til Nord-Norges kystområde synker sommerisotermen fra 14° C til 9° C samtidig som regionens grense viser et fall fra 1200 til 300 m.o.h., hvilket i gjennomsnitt vil si 200 m for hver grad sommerisotermen synker.

På Østlandet er de vegetasjonsløse urer hovedsakelig knyttet til områder, hvor berggrunnen består av trysilsandsten eller sparagmitt. Innen sparagmittområdet dekkes berggrunnen av ur omtrent fra 1150 m's høyde, mens innen trysilsandstenen kan ur dekke bergunderlaget allerede fra 900 m.o.h. Skarfjellet i Engerdalen, som når til 994 m's høyde, omtales av Samuelson i hans dagbok for 1954. Her strekker seg frostsprengt ur så langt øyet rekker, og fast berg er nesten ikke å se. Vandreblokker er sparsomt spredt mellom urens blokker.

På sparagmittfjellene syd for Atnedalen strekker seg store vidder av frostsprengt ur over 1200 m's høyden, mens fjell, som ikke når høyere enn til 1100 m har ur bare i flekker.

Den store stenflyen over kaledoniske eruptiver mellom Sjoa og Veo i Jotunheimen, Hindflyen, har sin nedre grense på 1500 m's høyde.

Når flere varme sommere følger etter hverandre forsvinner mange gamle snefonner. De har ofte ligget over ur, hvis manglende vegeta-

sjonsdekke gi den en lys farve i motsetning til den mørkere, lavbevokste ur, som har manglet snedekke i sommertiden.

I regionens lavere områder så vel som i den tilstøtende regions øvre del fremkaller de hyppige vekslinger mellom frost og tøveir egne strukturer og terrengformer i jorddekket.<sup>21)</sup>

Jordbunnstrukturer omfatter rutemark, stenringer, tuemark m. m. ved siden av terrengformer fremkalt ved langsom signing, som kalles *solifluksjon*.

Nedenunder varige snefonner siger om sommeren leirholdig jord nedover skråningen selv om denne er slakk. Jorden er mettet av vann fra smeltende sne og tele, og glir i tunger og terrasser på det frosne underlag. G. Lundqvist, som grundig har studert solifluksjonens formdannende virkning i høyfjellet, omtaler<sup>22)</sup> de skandinaviske fjellvidder som en region av omleirete, gledne jordarter, og fremholder, at det neppe er noen overdrivelse å betegne høyfjellet som de omleirete jordarters region.<sup>23)</sup>

Stener i flytjorden danner på hellende underlag *striper*, hvor de flate stener står på høykant, ordnet under flytningen. — En annen spesiell jordbunnstruktur på flat mark, som skyldes frostvirkningen er *stenringer*, leirholdige, nøkne flekker omgitt av en stenrand. Når frost setter inn utvider jorden seg og ordner stenene i kanten. Flekken i midten kan være fra noen desimeters tverrmåll til flere metres.

*Tuemark* opptrer fra dvergbirkenes og vidjebeltets øvre grense. Dekket av lyng og lav består tuene under et mørkt humuslag av fin, rødbrun sand. Tuene oppstår som følge av frost. Før lyng og lav innfant seg, vokste en gressart, *Nardus stricta* på stedet. Gressets bladverk er tett samlet ved roten, og sinker frostens nedtrengen. Ved utvidelse av jorden når den fryser løftes gresset, og tuedannelsen begynner. Så lenge gresset kan vokse på tuen tiltar dens høyde. Men til slutt blir tuen så høy at vanntilførselen hindres, hvorved gresset visner, og lyng og lav inntar dets plass. Da denne vegetasjon ikke isolerer mot frosten, stanser tuens høydevekst.

21) Anders K. Orvin: Om dannelse av strukturmark. — Norsk geogr. Tidsskr. B. IX, 1943, s. 121.

P. J. Williams: Solifluctions and patterned ground in Rondane. — Vid. Sk. Akad. Skr. 1959.

22) Beskrivning til Jordartskarta över Sverige. — S.G.U. Ser. Ba no. 17, 1958, s. 37.

23) De svenske Fjällens Natur. — Svenska Turistföreningens Förlag. Stockholm 1948, s. 395.

## Anvendt litteratur.

- Andersen, Bjørn*, 1960. Sørlandet i sen- og postglacial tid. — N.G.U. nr. 210, p. 107.
- Bjørlykke, K. O.*, 1902. Om Jordarternes Klassifikation. — Norges Landbrugshøiskoles Skrifter nr. 1.
- 1940. Utsyn over Norges Jord og Jordsmon. — N.G.U. nr. 156.
- Blytt, Axel*, 1876. Forsøg til en Theori om Indvandringen af Norges Flora under vekslede regnfulde og tørre Tider. — Nyt Mag. f. Naturv. B XXI Chr.a.
- 1876. Essay on the Immigration of the Norwegian Flora during alternating rainy and dry Periods. — Chr.a. Alb. Cammermeyer.
- Hafsten, Ulf*, 1960. Pollen-analytic Investigations in South Norway. Geology of Norway by Olaf Holtedahl. — N.G.U. nr. 208, p. 437.
- Hansen, Andr. M.*, 1886. Om Seter eller strandlinjer i store Høider over Havet. — Arch. f. Mathem. og Naturv. B X Chr.a.
- Holmsen, Gunnar*, 1918. Gudbrandsdalens Bresjø. — N.G.U. nr. 80, Årb. 1918.
- 1955. Hallingdal. Beskrivelse til Kvartærgeologisk Landgeneralkart. — N.G.U. nr. 190, p. 36 a. f.
- Holmsen, Per*, 1951. Notes on the Ice-Shed and Ice-Transport in Eastern Norway. — Norsk geol. Tidsskr. B. 29.
- Holtedahl, Olaf*, 1960. Geology of Norway. — N.G.U. nr. 208, pp. 375 a. 377.
- Isachsen, Fridtjov*, 1933. Isavsmeltningen og de kvartærgeologiske Forutsetninger for Bebyggelsen i Numedals og Hallingdals øverste Bygder. Norsk geogr. Tidsskr. B. IV.
- 1940. Grefsenmorenenes Oppbygning og Fossilinnhold. — Norsk geol. Tidsskr. B XX p. 245 a. f.
- Lundqvist, Gösta*, 1948. De Svenska Fjällens Natur. — Svenska Turistföreningens Förlag, s. 395.
- 1958. Beskrivning til Jordartkarta över Sverige. — S.G.U. Ser. Ba nr. 17, p. 37.
- Mannerfelt, Carl M:son*, 1945. Några glacialgeologiska Formelement. — Geogr. Annaler. Centraltrykeriet, St.holm p. 182.
- Rekstad, J. B.*, 1903. Über die frühere höhere Lage der Kiefern Grenze und Schneelinie in Norwegen. — Centralblatt für Mineralogie e.t.c.
- Rensch, Hans*, 1901. Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia. — N.G.U. nr. 32, Årb. f. 1900 p. 77 o. 88.
- 1909. Nogen Bemærkninger om Indsjøers Dannelse i Skiensvassdraget. — Geogr. Selsk. Årb. 1908—1909, p. 49.
- Samuelsen, Andr.*, 1960. Beskrivelse til Kvartærgeol. kart Østerdalen. — N.G.U. nr. 209, p. 19.
- Sund, Tore*, 1943. Isavsmeltningens Forløp i Hallingdals- og Hemsedalsfjellene. — Norsk geogr. Tidsskr. B IX.
- Williams, P. J.*, 1959. Solifluction and patterned ground in Rondane. — Vid. Akad. Skr.

### Summary.

#### *Regions of Glacial Deposits in Norway.*

As older geological maps mainly present bedrock geology to the neglect of drift, the Geological Survey of Norway, (NGU), year 1936 realized the need of a special map to supply necessary information about quaternary deposits. According to Government orders investigations to produce a general geological map of glacial and postglacial deposits that year started.

The base map preferred was a new one on a scale 1 : 250 000 issued by the Norwegian Geographical Survey, which provides a desirable topographical underlay for geological investigations.

The result of surveying are up to present 6 sheets of the mentioned base map presenting different quaternary deposits distinguished by origin and drawn in colours, in all covering ca.  $\frac{1}{3}$  of Norway south of Trondheimsfjord. Each sheet, supplied by an explaining text and summary in english, is published by NGU so as: *Oslo*, NGU's publication no 176, issued 1951, *Oppland* NGU no 187, 1954, *Hallingdal* NGU no 190, 1955, *Røros* NGU no 198, 1956, *Ljørdalen*, NGU no 206, 1958 and *Østerdalen*, NGU no 209, 1960.

The quaternary deposits within the explored part of the country admit a plain grouping of the drift. Areas left during retreat of active glaciers differ in view of nature and shape from those left by wastage of inactive, «dead», glaciers remnants. Referring to conclusions to be drawn from the mentioned quaternary map, the author divides drift south of Trondheimsfjord into 5 regions, the justice of which is discussed in this paper.

# Brerandstadier og avsmeltningsforhold i Repparfjord-Stabbursdal-området, Finnmark.

*Et deglaciasjonsprofil fra fjord til vidde.*

*Av*

*M. Marthinussen.*

Med 2 planser og 20 figurer.

## **Innhold.**

1. Innledning.
2. Repparfjordområdet (brestadier etc.)
3. Myrland — Sennaland — Stabbursdalområdet (Hovedtrinnet etc.)
4. Glaciasjon og deglaciasjon — en oversikt.
5. Summary.
6. Litteratur.

### **1. Innledning.**

I samband med studiet av Finnmarks kvartærgeologi tok jeg tidlig sikte på å nå fram til en relativt fullstendig tolkning av landsdelens senglaciale og postglaciale historie. Undersøkelsene måtte i så fall omfatte følgende hovedemner: 1. strandlinjene og deres sammenheng med brerandstadier i kyst- og fjordstrøk, 2. flyttblokkspredning og forvittringsfenomener, fortrinnsvis i perifere fjellstrøk, og 3. glacialavsetninger og avsmeltningsfenomener i mer indre deler av Finnmark, fortrinnsvis mellom fjordene og Vidde og inne på halvøyene.

Undersøkelser i samband med sistnevnte emne skulle først ta til når det øvrige feltarbeid nærmet seg sin avslutning. For Vest-Finnmarks vedkommende ble den første begynnelse gjort i 1949. Jeg tilbrakte da nær to uker syd for Alta, mellom Alta og Masi. Samme område har også vært besøkt siden. Ellers har jeg i senere somre arbeidet i tilsammen tre uker innenfor Transfordalen og Tverelvdalen og til dels også i Repparfjordområdet. Særskilt må nevnes at jeg i 1959, takket være støtte fra NAVF, fikk anledning til å foreta omfattende rekognoserin-

ger med fly i indre strøk, fortrinnsvis mellom Alta og Porsanger og noe innover Vidda. Det jeg her så av storslagne glaciale og fluvioglaciale dannelser (marginalavsetninger, drumliner, eskere etc.) og ellers av bresmeltnings- og dreneringsfenomener er senere i stor utstrekning blitt verifisert, bl. a. ved hjelp av foreliggende flybildemateriale.

Av naturlige grunner måtte feltstudiene i indre strøk begrenses til visse områder. Jeg valte derfor å konsentrere meg om enkelte deglaciassjonsprofiler mellom kysten og Vidda. Det profil som her skal omtales omfatter hovedsakelig strekningen Repparfjord—Stabbursdalen. I samband hermed var det av stor viktighet at jeg siste sommer (1960) gjennom Norges Geologiske Undersøkelse fikk anledning til for en kortere tid å foreta undersøkelser av istidsavsetninger etc. i enkelte indre strøk av halvøya mellom Altafjord og Porsangerfjord. Formålet var først og fremst å få kartlagt Hovedtrinet resp. Ra-stadiet mellom de to fjordene, en oppgave som naturlig frambød seg i og med at jeg på forhånd hadde kjennskap til vedkommende brerandstilling såvel ved Porsangerfjord som ved Altafjord, jfr. Fig. 1.

Jeg må her få takke Norges Almenvitenskapelige Forskningsråd og Norges Geologiske Undersøkelse for økonomisk støtte. Videre takker jeg statsgeolog Per Holmsen og professor Olaf Holtedahl for verdifulle råd, faglige som tekniske, og sist, men ikke minst fru Kirsten Gran for rentegningen av plansjer og figurer.

## 2. Repparfjordområdet (brestadier etc.)

Kartet (Pl. 1) dekker stort sett det område som her omhandles.<sup>1</sup> Vi kommer hovedsakelig til å beskjeftige oss med avsetninger og fenomener som er knyttet til landskapet ovenfor marin grense og dalslette. Sistnevnte skal dog først vies noen korte bemerkninger.

Det er konstatert at den marine grense er noe høyere utenfor Repparfjorden enn inne i den. Mens den utenfor korresponderer med  $S_4$ - $S_2$ -nivåene (Marthinussen, 1960, s. 416), svarer de øverste sikre marine terrasser langs fjorden og 4-5 km innover dalen til Hovedlinjen ( $P_{12} = S_0$ ).<sup>2</sup> Sistnevnte er her også representert ved meget dis-

<sup>1</sup> Plansjen er et utsnitt av grasteigskartene Repparfjord og Hammerfest. Det siste er i stor utstrekning temmelig misvisende.

<sup>2</sup> Svakere spor etter en litt høyere marin utvaskning her og der her inne, som jeg er tilbøyelig til å tolke som brenningsgrenser korresponderende med Hovedlinjens havnivå, kan muligens tilskrives en mer episodisk havstilling i tidsrommet mellom  $S_4$ - $S_2$ -nivåene og Hovedlinjen, jfr.  $S_1$ -linjen (Marthinussen, 1960, Pl. 16).

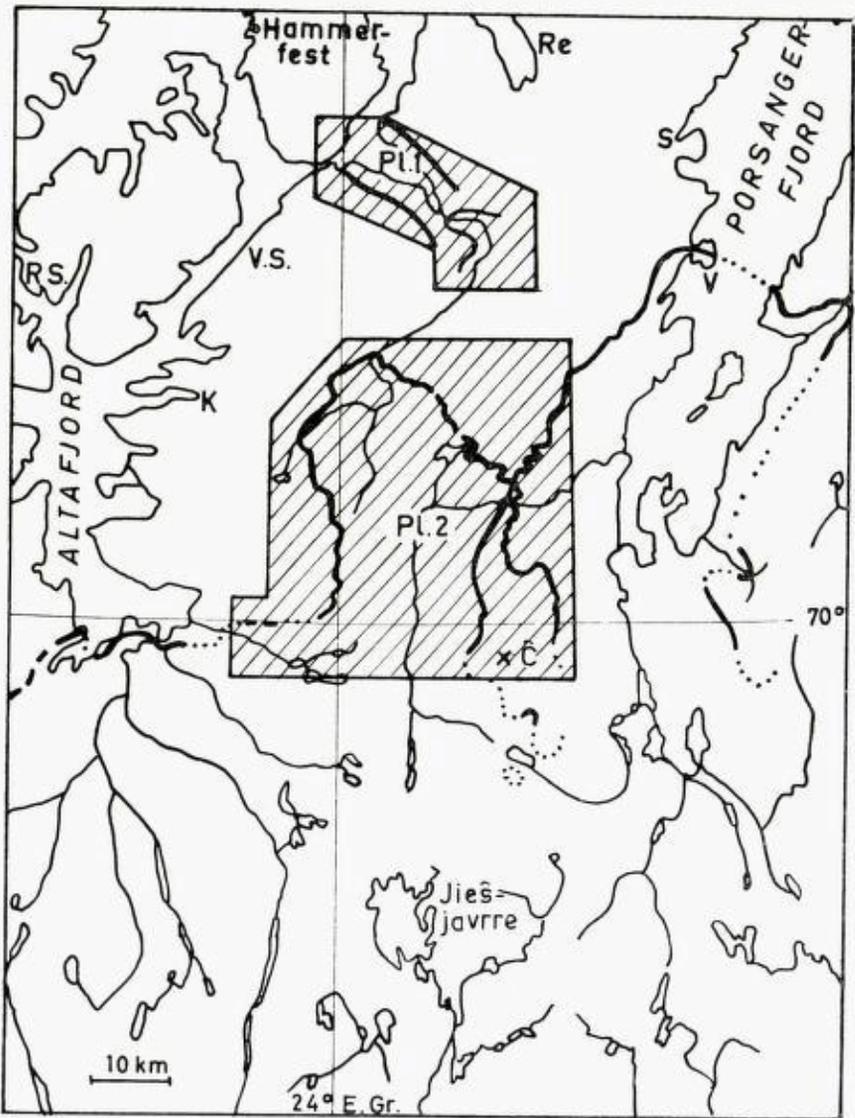


Fig. 1. Nøkkelkart som viser plasseringen av Pl. 1 og Pl. 2.

*Key map to Pl. 1 and Pl. 2.*

tinkte bergterrasser, noe som for øvrig i like høy grad gjelder området utenfor fjorden, bl. a. Kvalsund og Sammelsund. Angitte havstilling er ved fjordmunningen 40-41 m og inne i dalen 49-50 m.o.h. Fjorden har således tidligere, i postglacial tid og noe før, inntatt en del av nåværende dalføre. Avsetningene her består derfor i overveiende grad av marine sand- og grusakkumulasjoner, til dels som terrasser bygget helt opp til ovennevnte havnivå. Videre innover dalen, ca. 4-5 km, er det vesentlig supramarine grusavsetninger. Det dreier seg her bl. a. om betydelig mengder av fluvioglacialt materiale av vekslende grovhet og rikt på rullestein. Grusflatene er stort sett jevne, men med sine erosjonsrenner etter større og mindre bekker skiller de seg tydelig ut fra de marine terrasser lenger ute. Dessuten er de høyere og stiger raskere innover enn den supponerte marine grense her. Ved Skaidi veikryss er det fluvioglaciale akkumulasjonsnivå ca. 66 m.o.h. og stiger litt innover, til ca. 70 m. Som vi senere skal se, må visstnok en betydelig del akkumulasjonene her i dalen vært tilført subglaciale.

I den øvrige del av Repparfjordelvas lange dalgang fins det bare mer sporadisk glaciale og fluvioglaciale avsetninger i dalbunnen. I ganske stor utstrekning er elveløpet her skåret ned i nakne fjellet, til dels dypt.

Ovenfor dalslette og marin grense, i dalsidene og i liene langs fjorden, påtreffes en rekke spor etter ulike brestillinger, etter avsmelting og drenering. Fortrinnsvis dreier det seg om laterale brerandavsetninger og større og mindre smeltevannsrenner. Enkelte av randavsetningene er meget framtreddende. Således er de øverste og eldste sterkt iøynefallende på begge sider av fjorden, hvor de i stor utstrekning også danner grensen mellom det mer grusdekkede terreng nedenfor og snau-fjellet ovenfor (Fig. 2). Dette gjelder først og fremst midtre og ytre fjordområde. Eksempelvis nevnes at i traktene ved Fæg fjord og Erdal, henholdsvis på syd- og nordsiden av fjorden, markeres denne øvre bregrense av utpregede grusrygger og framtreddende terrassehyller (Fig. 2 og 3). Mellom ryggene og fjellsiden er det ofte markerte smeltevannsrenner. Samsvarende dannelser kan følges stort sett sammenhengende videre utover mot terminalområdet, noe utenfor fjordmunningen (Pl. 1). Ved fjordbotn og dalmunning derimot er vedkommende bregrense mer eller mindre diffus, særlig på nordsiden hvor den hovedsakelig markeres ved smeltevannspyling. Marginalsonens høyde over havet er innerst, ved Ulveryggen og Isajokrašša, 380-420 m, og ved Fæg fjord og Erdal ifølge måling ca. 270 m. Herfra avtar den



Fig. 2. Repparfjordstadiets distalgrense ovenfor Erdal.  
*Glacier margin of the Repparfjord substage at its maximum above Erdal.*

stort sett jevnt henimot randområdet (Sammelsund—Kvalsund), dog sterkest i den ytre del. Både ved denne randsonen og lenger nede sees spor etter subglacial drenering.

Det her skisserte, utvilsomt eldste, sen-glaciale fjordbrestadium i Repparfjordområdet synes ikke alene å representere en stagnasjon under isens retrett, men trolig også et visst breframstøt, jfr. de nevnte markerte laterale grusrigger, bl. a. ovenfor Fæg fjord og Erdal. Dette framstøt må sannsynligvis stå i samband med en bestemt sen-glacial klimadepresjon.

Av lavere laterale brerandsoner eller linjer finner vi på begge sider av fjorden en hel serie, f. eks. ved Oldervik og i strøket omkring Fiskevik. Den mest framtreddende av disse er ved Erdal og Fæg fjord 150-160 m.o.h. Også denne kan i stor utstrekning følges utover til fjordmunningen. Ved Erdal sees for øvrig også en diffus sone i ca. 195 m høyde. De laveste hyller og linjer etter brekanten, som egentlig bare kan sees tydelig i midtre fjordområde, ligger relativt nær den marine grense.

De laterale randsoner, som bl. a. ved Erdal ligger mellom 160 og

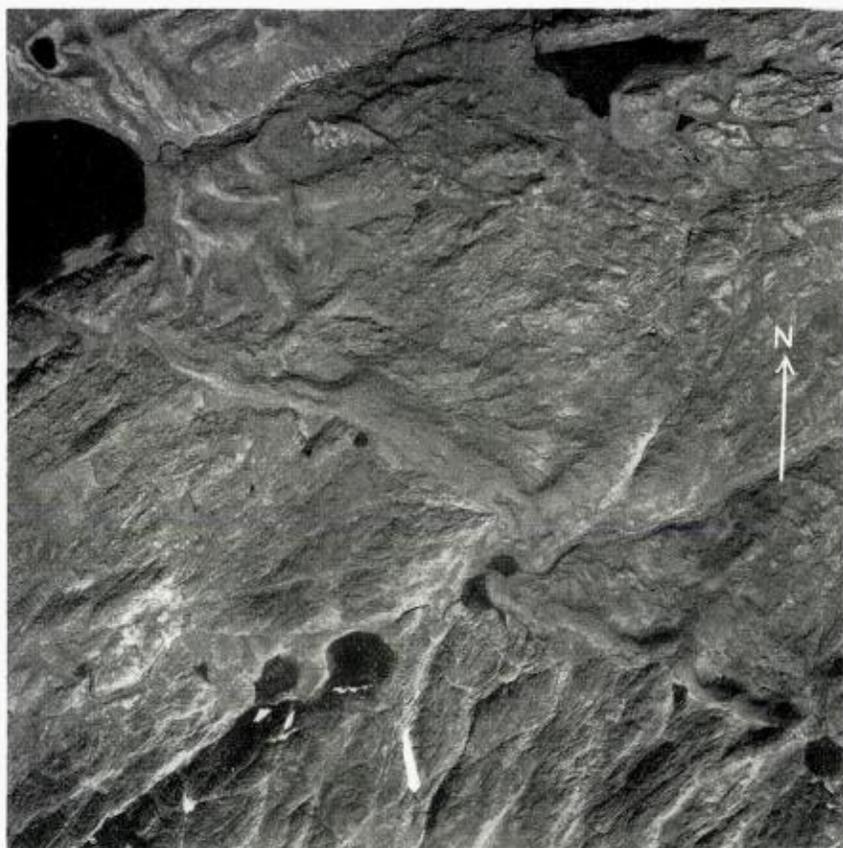


Fig. 3. Repparfjordstadiets marginalsone ved Fiskevnn., syd for Fæg fjord.  
Distalsiden mot sydvest.

*The marginal zone of the Repparfjord substage at lake Fiskevnn., south of Fæg fjord.  
Distal area to the south-west. Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.*

270 m.o.h., representerer tilsammen et hovedstadium under den sen-glaciale deglaciasjonen, jfr. S<sub>4</sub>-S<sub>2</sub>-stadiet.<sup>3</sup> Den tilhørende terminal-sone ligger, som alt antydnet, ved og utenfor fjordmunningen. Her er for øvrig en markert oppgrunning tvers over fjordgapet (Fig. 4).

Bregrensen under maksimum av nevnte hovedstadium er ikke fulgt videre innover fjellviddene som flankerer dalen, men ved studiet av

<sup>3</sup> Om dette kompleks av brerandavsetninger vil vi i det følgende bruke betegnelsen Repparfjordstadiet.

flybilder synes det å framgå at vidstrakte fjellstrøk her og lenger inne da var dekket av en betydelig brekalott. De samtidige glaciasjonsforhold i Altafjordområdet, ved Porsangerfjorden og spesielt i indre, sydlige fjellstrøk (Porsangerfjellene) synes også bekrefte dette.

I nordøstlige og østlige områder, mellom Repparfjorddalen og Porsangerfjorden, var bredetket da sannsynligvis så mektig at knapt noe høydedrag her raget over dette. Brekanten lå bl. a. ved munningen av Smørfjord (Fig. 19), for vi har her breandavsetninger som er kronologisk samsvarende med Repparfjordstadiets ( $S_4$ - $S_2$ ). Et par Bretunger strakte seg nordover og nådde helt til Revsbotn.

Retter vi blikket sydover, til Porsangerfjellene, har vi her nær toppen av Cuokkaraåsa, som for øvrig er det høyeste fjell i Finnmark (1139 m.o.h.),<sup>4</sup> en meget framtreddende sone av marginale avsetninger i ca.

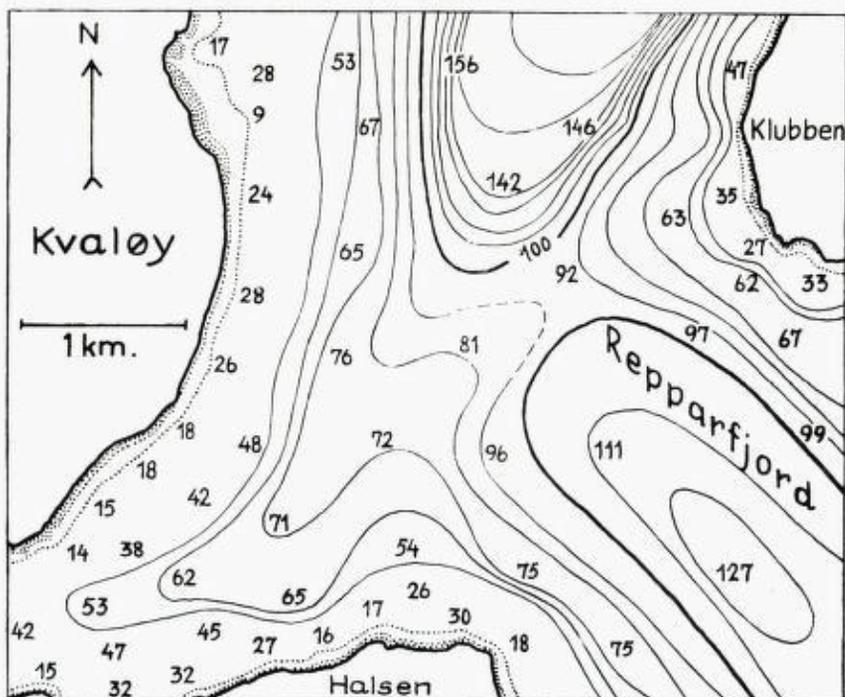


Fig. 4. Submarin rygg svarende til Repparfjordstadiets terminalzone. Submarine ridge representing the terminal zone of the Repparfjord substage at the mouth of the fjord.

<sup>4</sup> Jeg ser da bort fra et par fjelltopper nær grensen mot Troms.

1000 m høyde (Pl. 2). Det er neppe tvil om at denne isolerte forekomst av randavsetninger her inne i høyfjellsregionen er avsatt av Repparfjordstadiets bre. Den er iallfall eldre enn Hovedtrinnets brestadium (Yngre Dryas), som senere skal omtales. På den annen side synes bl. a. sammenliknende betraktninger over bregradienter å tyde på at den neppe kan tilhøre noe eldre brestadium enn Repparfjordstadiet. Påpekte kronologiske relasjon må derfor anees å være temmelig sikker. Den forbindelse som herved synes å være knyttet mellom brebrandens høyde ute ved fjorden og langt inne i landet — over en avstand på 65-70 km — gjør det mulig å trekke visse slutninger med hensyn til nedisningens omfang og breens mektighet i ulike strøk her under maksimum av dette stadium. Går vi ut fra breens middelgradient mellom Repparfjord—Smørfjord og Čuokkarašša, som er 13-14 m pr. km,<sup>5</sup> og tar i betraktning en mindre helling i indre strøk enn ute i periferien, henholdsvis 10-12 og 20-30 m pr. km, kommer vi ved anslagsvise beregninger til følgende resultat: halvøya mellom Altafjord og Porsangerfjord synes da å ha vært nesten totalt nediset syd for en linje som stort sett går over Smørfjorden, Repparfjorddalen (Skaidi) og Korsfjorden (Fig. 19). Endog de høye Porsangerfjellene lå da under bredekket, bortsett fra toppen av Čuokkarašša.<sup>6</sup> Vi kan nå lett forestille oss denne mektige bres fortsettelse bl. a. videre innover og østover i Finnmark, Finland m. v., her kanskje uten en eneste nunatak som brøt den veldige isflates ensformighet.

I vest var samtidig hele Altafjordbassenget fylt av en isbre med brearmer skytende fram i Vargsund, Rognsund og Stjernsund (Fig. 19). Her er til dels registrert fall i marin grense fra  $S_4$ - $S_2$ -nivåene til Hovedlinjen,<sup>7</sup> ved siden av at det også er ganske markerte glaciale avsetninger, bl. a. som store submarine rygger.

På halvøya nord for linjen Repparfjord—Smørfjord hadde vi den gang også en del is, men her var betydelige områder isfrie. Det samme gjelder stort sett også enklaven mellom Repparfjord—Repparfjorddalen og Korsfjord—Vargsund (Fig. 19).

Med hensyn til breens maksimale mektighet under Repparfjordstadiet i området mellom Repparfjorddalen i nord og Porsangerfjellene i syd, som vi for øvrig ovenfor bare en passant har berørt, skal det her

<sup>5</sup> Jfr. Hovedtrinnets bregradient, s. 134.

<sup>6</sup> Trolig har sydligste del av Skuovggelsrašša (1044 m) også såvidt stukket opp av ismassene.

<sup>7</sup> Jfr. fotnote 2, s. 119.

kun nevnes et eksempel som støtte for det tidligere anførte postulat vedrørende halvøyas omfattende nedisning. Ved Čappisvarre (516 m.o.h.), vest for Skaidevatn, som er et av de høyeste fjell i stor omkrets, skulle breens overflate ifølge beregninger ha ligget i ca. 600 m høyde. I så fall måtte breen ikke alene ha dekket dette fjell, men også betydelige fjellstrøk for øvrig. At den beregnede høyde er noenlunde riktig og iallfall ikke for høy, synes å framgå av at det på sydøstsiden av dette fjell er et system av subglaciale smeltevannsrenner som begynner høyt oppe og fortsetter på skrå nedover hele fjellsiden (Pl. 2). Da denne smeltevannsdrenering høyst sannsynlig må ha funnet sted enten under selve Repparfjordstadiet eller litt senere, må følgelig breen da ha dekket hele fjellet.

Etter ovenstående forsøk på en rekonstruksjon av Repparfjordbreens maksimale utstrekning og mektighet over store områder, skal vi så igjen beskjefte oss noe mer med det foreliggende område, Repparfjorden og dalen innenfor.

Repparfjordbreens eldste og mer aktive fase, trolig betinget av en klimadepresjon, avløses av en visstnok langvarig og som det synes relativt intens avsmeltningsperiode, som til slutt går over i en ny og meget markert klimadepresjon (Yngre Dryas). I nevnte periode ble ikke alene fjord- og dalområdet isfritt, men sikkert også store arealer lenger innover i landet. Deglaciasjonen som da fant sted kan på en måte inndeles i to hovedfaser, den første knyttet til fjordområdet og ellers til store områder innover i fjell- og vidderegionene, og den andre vesentlig til dalene, bl. a. til Repparfjorddalen og tilstøtende dalsenkninger. Avsmeltningsens karakter fra tid til annen synes å gjenspeile seg dels i de suksessive brerandlinjer ved fjorden og i dalen, og dels i smeltevannsfenomener (subglaciale og subaeril-laterale) i fjordområdet, men først og fremst i dalen og i noen utstrekning også i noe fjernene fjellstrøk, som f. eks. i traktene sydøst for Repparfjorddalen og i Čuokkarašsa-området (Pl. 1 og Pl. 2).

Den første fase av deglaciasjonen belyses i stor utstrekning ved forholdene i fjordområdet, men av interesse er også visse dreneringsfenomener i fjellstrøkene lenger syd. Foruten den førnevnte subglaciale drenering i Čappisvarre skal her bare pekes på tilsvarende fenomener i Čuokkarašsa-området. Fra marginalsonen går det der ut både smeltevannsrenner og eskere. De siste fins bare på nordøstsiden av fjellet og i det tilstøtende dalføre (Pl. 2). Av de foreliggende data fra fjord- og fjellstrøk framgår at avsmeltningen allerede tidlig var meget framtre-



Fig. 5. Marginalmorene tilhørende Repparfjordbreens dalstadium, sett mot sydøst.  
*Marginal ridge representing minor substage in the Repparfjord valley.  
 View towards south-east.*

dende, samtidig som iallfall visse partier av breen synes å ha undergått en relativt hurtig forandring fra aktiv til mer passiv tilstand, jfr. den tidlige subglaciale drenering.

For å kunne bedømme den senere fase av deglaciasjonsforløpet, må vi ta for oss de foreliggende avsetninger og fenomener i dalen. Ganske store laterale brerandavsetninger påtreffes her i ytre del av dalsenkningen. De mest distinkte opptrer på sydsiden. Her er flere i forskjellige nivåer, i det minste tre tydelige, hvorav den øverste er den mest fram-tredende. Sistnevnte har ingen skarp ryggform, men følger dalsiden flere kilometer utover. Ytterst går den i en stor bue ned mot dalen (Fig. 5). Distalt for denne avsetning er et breelvfar som viser at en mektig smeltevannstrøm i sin tid fulgte iskanten utover (Fig. 6). Tilsvarende brerandsone kan også følges et stykke sydover i Repparfjorddalen, langs vestlige dalside. Dens høyde er vest for Skaidi veikryss ca. 200 m.o.h. To lavere brerandlinjer langs sydlige dalside er på samme sted henholdsvis ca. 170 og 140 m.o.h. Disse randsonene, som til dels bærer preg av såvel lateral som subglacial smeltevannserosjon, svinger nedover mot dalbunnen noe innenfor den førnevnte. På nordsiden av dalen



Fig. 6. Smeltevannsrenne langs distalsiden av marginalmorenen i Fig. 5, sett mot øst.  
*Lateral drainage channel along the marginal ridge shown in Fig. 5.*  
*View towards east.*

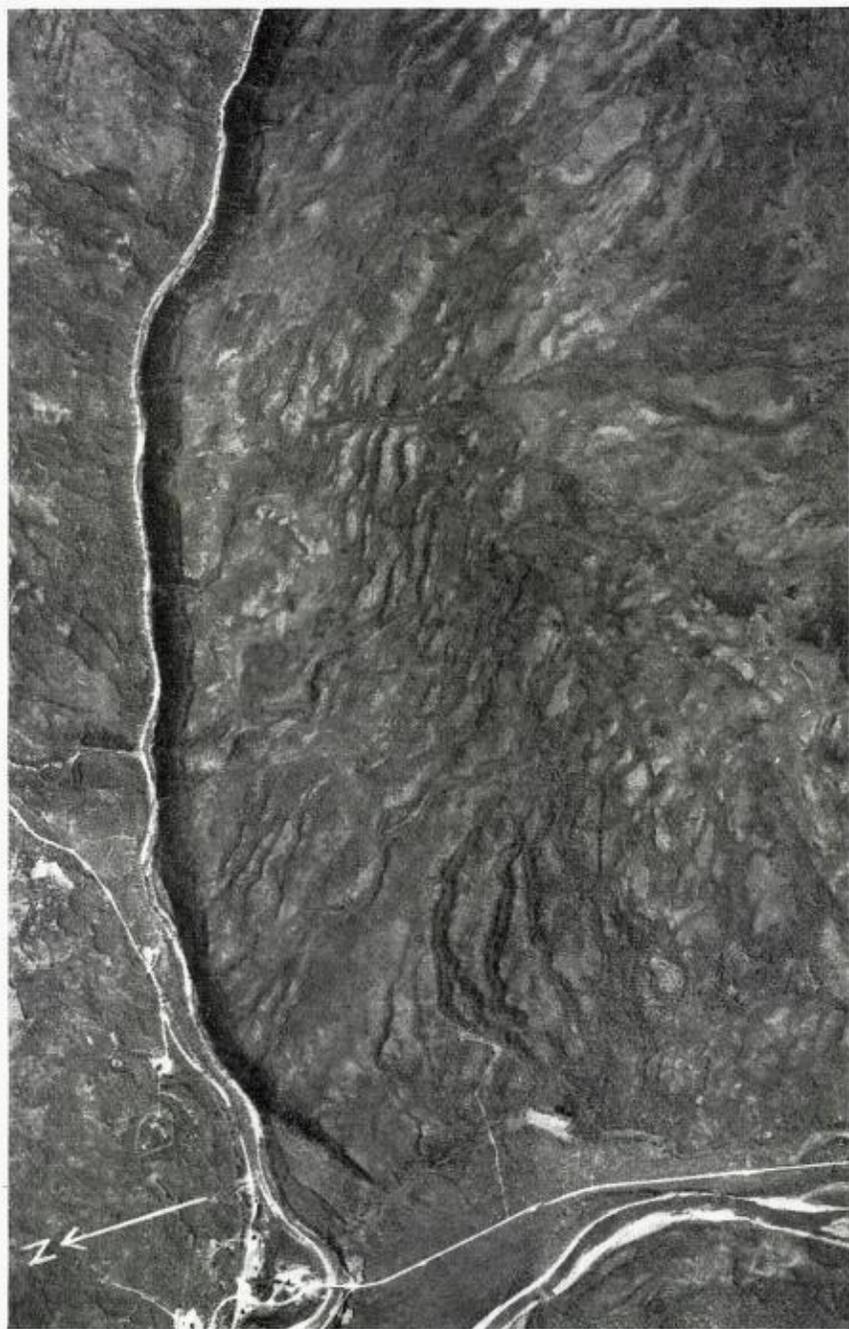
er det betydelig grusmasser. Også her er det laterale randavsetninger, som imidlertid er nokså diffuse sammenliknet med de nettopp omtalte. Et karakteristisk trekk her er for øvrig de nokså tallrike og til dels siksakformede subglaciale smeltevannsrenner. De finnes også på syd-siden av dalen. Tilsammen representerer disse laterale avsetninger et komplekst og relativt passivt stadium av dalbreen. Det siste tyder også randdannelsenes form på (Fig. 5). Under stagnasjonen her, som visstnok var kortvarig, synes breranden å ha vært noe ustabil. Ellers har avsmeltningen vært stor, og breen relativt sterkt sammensynkende, som det framgår av smeltevannsdreneringen og de ulike brerandlinjers høyderelasjon.

Med dette stadium innledes den avsluttende fase i områdets deglaciasjon. Dalene og andre depresjoner blir nå etter hver isfrie. Det ser for øvrig ut til at intensiteten i avsmeltningen øker noe mot slutten, sam-

Fig. 7. Subglaciale smeltevannsrenner ved Skaidi, Repparfjorddalen  
 (veikrysset lengst til venstre). ➤

*Subglacial drainage channels at Skaidi, Repparfjord valley.*

*Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.*



tidig som breen blir mer og mer død. Den subglaciale smeltevannsdrenering synes å ha gjort seg meget sterkt gjeldende da. Tallrike spor etter denne finnes nesten overalt langs dalsidene her inne, for det meste nedenfor det omtalte 200 m-stadiet i dalen (Pl. 1). Foruten på syd- og vestsiden av hoveddalen er smeltevannsrennene også meget framtreddende på nordsiden, kanskje særlig i nærheten av Gorradakelva.

Men det mest karakteristiske område i så måte er likevel nord- og nordvesthellingen av Luoftabojeoaivve. En rekke raviner og renner fører her på skrå nedover mot Skaide-elva og Repparfjorddalen (Fig. 7). Elva følger en dyp skjæring gjennom glaciale og glacifluviale grusmasser. Denne skjæring må også i noen grad være utformet av subglaciale smeltevann, selv om den senere subaerile elverosjon nok har spilt en viktig rolle. Den første prosess utspant seg i senglacial tid, den andre hovedsakelig i postglacial og mer recent tid (se s. 146). De subglaciale elverenner stopper i ytre del av dalen stort sett i nærheten av marin grense, og i indre del ved det omtalte glacifluviale akkumulasjonsnivå. Hva det siste angår må betydelige overflatelag her være avsatt subaerilt av smeltevann fra de siste isrester i Repparfjorddalen og Skaide-elvsenkningen, men utvilsomt er her også mektige underliggende grusmasser som på forhånd er tilført dalbekkenet subglaciale.

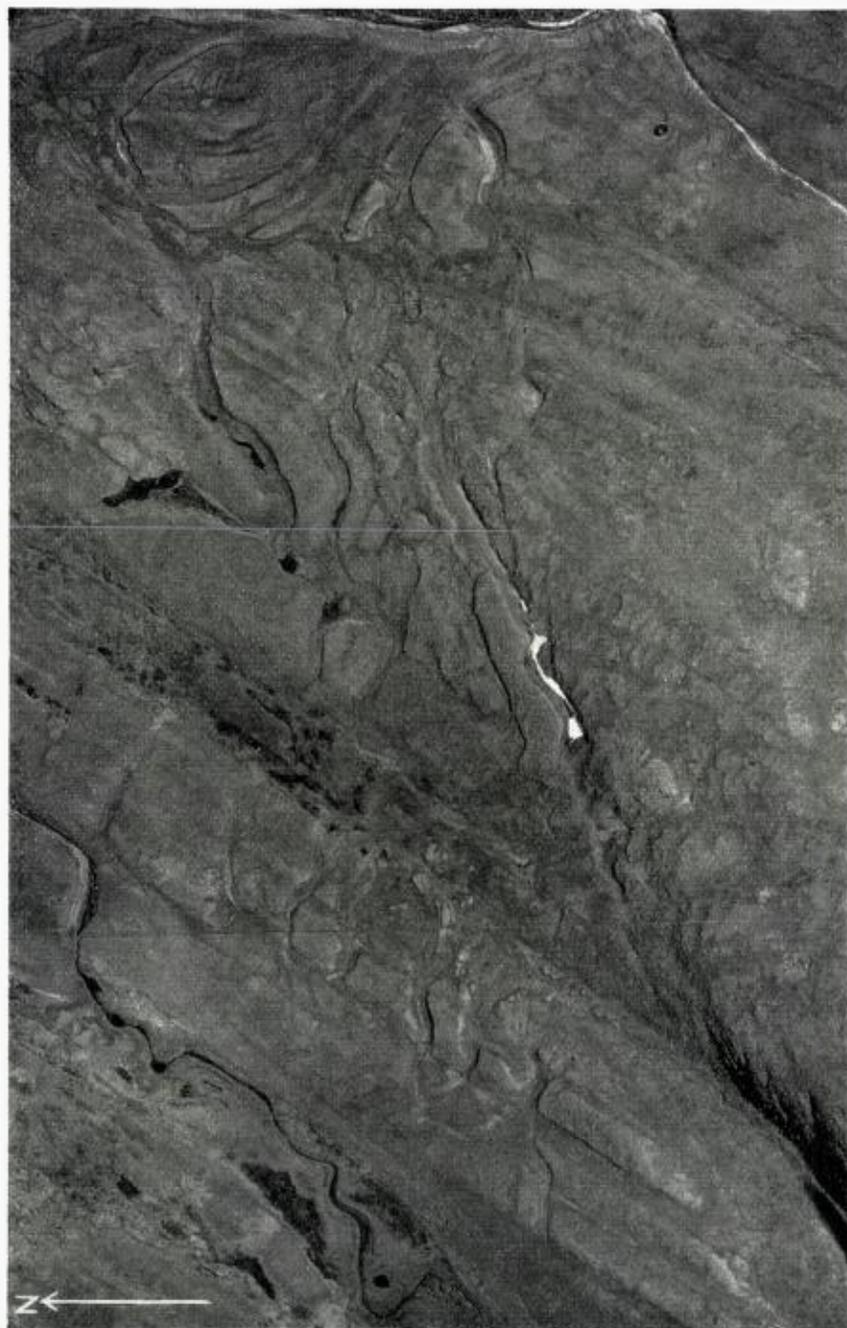
Inne i dalkroken, nord for Doggevatn, er det flere eskerliknende grusrygger som i nordlig retning følger dalsiden nedover. Mellom dem er det framtreddende raviner. Det dreier seg her også om subglaciale fenomener. Grusryggene må i så fall oppfattes som erosjonsrester mellom flankerende subglaciale breelver.

Sett under ett synes de kvartærgeologiske forhold i dalen å tyde på at vi her mot slutten av senglacial tid har hatt en sterkt sammen-synkende bremasse, som så til sist må ha gått fullstendig i oppløsning. Det dreide seg således mer om en nedsmeltning resp. in situ-smeltning enn om en tilbakesmeltning av dalbreen.

I trakten omkring Doggevatn, og for øvrig videre innover halvøya, påtreffes glaciale avsetninger av en ganske annen karakter enn de førnevnte. Det dreier seg her om subparallele grusbelter og mer unntaksvis om drumlinformede grusrygger. De er til dels gjennomskåret

---

Fig. 8. Parallele grusbelter gjennomskåret av subglaciale smeltevannsrenner 3 km øst for Doggevatn. ➔  
*Fluted surface, ridges cut by subglacial drainage channels, 3 km east of lake Doggevatn.*  
*Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.*



av subglaciale smeltevannsrenner, som f. eks. i strøket like øst for Doggevatn (Fig. 8). Avsetningene er tydeligvis orienterte i brebevegelsens retning. Denne har i grove trekk vært nordøstlig over store områder innover halvøya, riktignok med lokale avvikelser influert av mer markerte topografiske kontraster (Pl. 1 og Pl. 2). Dette er bl. a. tilfelle i trakten ved Repparfjorddalen. Om disse dannelser skriver seg fra en eller annen senglacial epoke, eller om de er eldre, er vanskelig å si. De her opptrædende må naturligvis være minst så gamle som Repparfjordstadiet, men det dreier seg antagelig om en atskillig større alder. Drumliner og subparallele grusbelter (fluted surface) har en relativt stor utbredelse i midtre og indre strøk av Finnmark, særlig innover Finnmarksvidda, jfr. for øvrig Reusch, 1903 (s. 39-41) og Holtedahl, 1918 (s. 81-83), 1953 (s. 828-830) og 1960 (s. 429-431).

Vi skal så kort oppsummere de enkelte hovedtrekk i området deglaciasjon, fortrinnsvis i samband med fjord- og dalbreens nedsmeltning og tilbakegang. Den bresmeltning som det her dreier seg om begynte umiddelbart etter maksimum av Repparfjordstadiet. I løpet av det tidsrom som dette stadium omfatter medførte den en betydelig og til dels noe trinnsvis reduksjon av betykkelsen uten noen nevneverdig tilbakegang av brefronten, jfr. anførte høyder ved Erdal (270-160 m.o.h.). En avsmeltning av samme karakter synes å ha pågått også i noen tid etter dette stadium, hvilket de relativt lave og svakt hellende brerandlinjer i fjordens midtre del vitner om. Breen må ha vært ganske tynn før brefrontens recessjon i fjordområdet satte inn for alvor. Hva indre, sydlige fjellstrøk angår må naturligvis en noe tilsvarende reduksjon av betykkelsen også her ha gjort seg gjeldende, med den følge at visse høyereliggende fjellpartier etter hvert ble isfrie. Jeg tenker her først og fremst på de høye Porsangerfjellene, men utvilsomt har også andre fjelldrag, bl. a. noe lenger nord, gradvis stukket mer eller mindre opp av ismassene i denne tiden.

I dalen har breen hatt en ny randstilling, som imidlertid må ha vært forholdsvis kortvarig og ellers langt mindre framtrædende enn Repparfjordstadiet. Det er ikke rimelig at dette relativt lite aktive dalbre-stadium skulle kunne sidestilles kronologisk med Čuokkaraššas framtrædende marginalsone, og derfor er heller ikke en eventuell sammenheng her tatt under overveielse ovenfor. Avsmeltningen under og særlig etter nevnte brerandstilling må karakteriseres som ganske intens. Det framgår av de tidligere refererte forhold og fenomener i dalen. I det vesentlige må det ha dreiet seg om en nedsmeltning av ismassene,

slik at dalsenkningen og de mindre dalrevnene sist ble isfrie. I Repparfjordelvas øvre lange og trange dalgang har sannsynligvis en bretarm holdt seg forholdsvis lenge, muligens helt til slutten av den her betraktede deglaciasjonsperiode. For øvrig nevnes at det mange steder i dalen, bl. a. nord og syd for Breidalsstua og øst for Breidalsfjell, opptrer renner i fast fjell, fortrinnsvis nede i senkningen, hvorav enkelte synes å ha en viss tilknytning til nåværende elveskjæring. Det dreier seg om subglaciale smeltevannsrenner, enkelte kanskje utformet like før den siste isrest forsvant fra dalrevnen. Det må antas at også Repparfjordelvas førnevnte fjellskjæringer i betydelig grad skyldes subglacial drenering, men her må imidlertid også en senere subaeril smeltevannserosjon ha spilt en viss rolle, jfr. s. 139.

Ved slutten av avsmeltningsperioden resp. deglaciasjonsperioden må breranden ha ligget et eller annet sted syd for Repparfjorddalen. Det relativt gunstige klimaet, som synes å ha hersket siden Repparfjordstadiets maksimum, blir nå avløst av en klimaforverring som viser seg å falle sammen med Yngre Dryas-tid. Ismassene øker igjen, og inntar en ny og langvarig randstilling som jeg har betegnet som Hovedtrinnet. Denne randstilling, som skal omtales i neste avsnitt, påtreffes i disse trakter aller sydligst i Repparfjorddalen, samt på begge sider av den meget vidstrakte senkning som omfatter Myrland, Sennaland og Stabbursdalen. Randmorenene her er samtidige med Veidnesmorenen ved Porsangerfjord og Bossekopmorenen i Alta, og kan derfor parallelliseres med Ra-stadiet i Sør-Norge (Marthinussen, 1960).

Det framgår av siterte avhandling at Hovedtrinnet ( $P_{12}(S_0)$ -morenene) er samtidig med Yngre Dryas-perioden. Hvis da Repparfjordstadiet ( $S_4-S_2$ ) helt eller delvis skulle tilsvare Eldre Dryas, noe som for øvrig ikke er usannsynlig,<sup>7a</sup> må den her omtalte avsmeltningsperiode falle sammen med Allerødtid.

### 3. Myrland — Sennaland — Stabbursdalområdet (Hovedtrinnet etc.)

Avsmeltningsperioden etter Repparfjordstadiet avløses som nevnt av en ny klimadepresjon som etter alt å dømme faller sammen med Yngre Dryas-tid. Det korresponderende brestadium, Hovedtrinnet, kjenne-

<sup>7a</sup> Personlige strandlinjestudier støttet av  $C_{14}$ -datering i samband med et morenestadium i Sør-Troms bekrefter at Repparfjordstadiet tilhører Eldre Dryas-perioden (nye resultater).

tegnes i dette område ved betydelige brerandavsetninger med vidstrakt regional utbredelse. Feltarbeidet her siste sommer tok derfor først og fremst sikte på å få kartlagt og undersøkt disse avsetninger. Andre fenomener ble viet noe mindre oppmerksomhet. Nedennevnte resultater, inklusive kartframstillingen (Pl. 2), er i meget stor utstrekning basert på direkte feltundersøkelser, men studiet av flybilder og den omtalte luftrekognosering har også vært av betydelig verdi, spesielt når det gjelder steder og strøk som ikke har vært gjenstand for direkte feltiakttagelser. Sistnevnte områder omfatter fortrinnsvis midtre og sørøstlige del av kartet (Pl. 2).

Hovedtrinnets marginalsone her flankerer bl.a. den nevnte meget vide depresjonen som omfatter Sennaland, Myrland og Stabbursdalen. Avsetningene, som stort sett er meget framtreddende, kan følges mil etter mil, i nordvest og vest fra Aisarfjellet til Seinosvidda (østfor Alta), og i nordøst og øst fra Aisarfjellet til Stabburselva og videre langs vestsiden av de høye Porsangerfjellene, en strekning på tilsammen ca. 120 km.<sup>8</sup>

Brerandsonen som helhet viser at vi her har hatt en nær to mil bred og fire mil lang brearm skytende fram i nordlig retning fra en stor sammenhengende brekalott som bl. a. dekket Finnmarksvidda. Denne brearm — Stabbursdal-Myrlandbreen — har lengst nord vært 100-200 m tykk, og i den sørligste del 300-400 m. Breoverflatens gradient må ha vært liten, ca. 8-9 m pr. km. Dette gjelder dog ikke de mer typiske terminalområder, hvor iakttagelser viser at hellingen har vært meget større, jfr. også gradientene for Repparfjordstadiets bre (s. 125).

Samtidig med denne bre har betydelige ismasser noe lenger sør overskredet fjellpartiene mellom Finnmarksvidda og Altasenknningen, og her nådd til fjorden, jfr. Bossekop—Øskarnesmørenen (Marthinussen, 1960). Dette bekreftes for øvrig også mer indirekte av bregrensens relativt store høyde ved Seinosvidda, 660-680 m.o.h. På østsiden av vårt område har likeledes en mektig brestrøm fylt indre del av Porsangerenknningen og her etterlatt seg meget betydelige marginalavsetninger (Pl. 2 og Fig. 1). Seinosvidda i vest og sydlige utløper av Porsangerfjellene i øst var da framskutte bastioner mellom de nevnte, noe divergerende, bretunger. Brekalotten over Finnmarksvidda representerte den nordvestlige del av et meget stort sammenhengende bredekke som bl. a. i nordøstlig og østlig retning strakte seg langt innover i

<sup>8</sup> Porsangerbreens tilsvarende marginalsone innen kartets grenser er ca. 55—60 km lang.

Finland og Sovjetsamveldet. I østlige strøk av Finnmark lå brekanten da bl. a. over Laksefjordvidda, ved Skipagurra i Tanadalen, noe syd for Varangerfjorden og lengst øst i Kirkenestrakten og ved indre del av Jarfjord.

En detaljert beskrivelse av marginalsonens morfologi i hele det området som Pl. 2 omfatter ligger utenfor rammen av denne framstilling, og er for øvrig heller ikke formålstjenlig. For likevel å få dokumentert et og annet karakteristisk trekk ved denne randzone skal vi isteden omtale et par områder som iallfall i noen grad er representative for henholdsvis dens terminale og laterale del. Det kommer da til å dreie seg om strekningene *Sennaland—Aisarfjell* og *Sennaland—st. Navgastak*. I tillegg hertil anføres så en del data som dels angår andre deler av randsonen og dels strøkene utenfor denne.

På den halvannen mil lange strekningen *Sennaland—Aisarfjell* representerer Hovedtrinnets marginalsone breens egentlige front, og er samtidig også et relativt typisk terminalområde, det siste spesielt hva depresjonene her angår. Det synes å framgå at det på denne strekning må ha vært en tydelig bevegelse i breen, for isen har ikke alene trengt noe fram i depresjonene, men er også blitt presset noe oppover relativt bratte fjellsider. Her påtreffes nemlig markerte grusrygger dels nær brinken av framskytende bergdrag og dels over små topper langs kanten av plataene. Dette er bl. a. tilfelle ved 525 m-høyden, sydvest for n.Vuggenesstein, og oppe i Småhaugenes sydøstvendte fjellside (Pl. 2). Moreneryggenes beliggenhet og form kan neppe forklares uten å anta at det her har vært et breframstøt. Alle forhold tatt i betraktning, må det utvilsomt også dreie seg om et klimatisk betinget framstøt av breen.

Overalt på strekningen *Sennaland—Aisarfjell* er randsonens distale avsetninger meget distinkte. I senkningene er de representert ved store endemorener, og langs høydedragene som nevnt ved typiske rygger. Store morener har vi således ved *Sennalandvatnan* og *Nagjetvatn*. De hever seg inntil 25-30 m over terrenget på yttersiden (distalsiden), og har en bredde på inntil 120 m, mens ryggene langs høydedragene stort sett er mellom 3 og 8 m høye. Karakteristisk for de nevnte avsetninger er at distalsidene nesten overalt er relativt bratte. Materialet i morenene er et stein- og blokkrikt grus. Hovedmengden av blokkene synes å stamme fra mer og mindre nærliggende fjellpartier, men en del langtransporterte forekommer også, dels av mørke, basiske bergarter

og dels av gneis og granitt-typer, visstnok fra grunnfjellstrøkene i syd. Ellers framgår at israndens største høyde i breenens perifere del må ha vært 350-400 m.o.h. Dette viser at breen her ute har vært relativt tynn.

Brerandsonen er i morfologisk henseende, lokalt såvel som regionalt, atskillig mer heterogen enn de nettopp beskrevne distale avsetninger. Bortsett fra visse mer individuelle lokale variasjoner forandrer karakte-



Fig. 9. Hovedtrinnets marginalzone ved Nagjetvatn, distalmorenene lengst til venstre.  
*The marginal zone of the Main substage at lake Nagjetvatn, distal ridges on the left.*  
*Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.*

ren seg som oftest fra distalside til proksimalkant, men først og fremst fra dalsenkning til høydedrag.

Ser vi først på randsonen i depresjonene ved Sennaland og Nagjetvatn, har vi her proksimalt for den ytterste morenerekke en nokså kaotisk morfologi, en blanding av typisk dødislandskap og av mer eller mindre uregelmessige subparallele grusrygger, hvis retninger bare i grove trekk svarer til distalryggenes. Ved Sennaland er det dødislandskapet som dominerer, mens det ved Nagjetvatn—Vuggenestjern er de subparallele rygger som i vesentlig grad preger landskapet (Fig. 9). De er her relativt tallrike, og er ellers spredt over hele den 2 km brede randsonen, men synes dog å gjøre seg mer gjeldende i den ytre del enn ellers i sonen. Riktignok har vi her også temmelig framtrædende rygger langs proksimalsiden, noe som for øvrig ikke er enestående, jfr. bl. a. Porsangerbreeens marginalsonen i trakten ved Garbbunvatn (Pl. 2). Det er neppe tvil om at ryggene i de fleste tilfeller representerer suksessive stillinger av brefronten, men meget tyder likevel på at breen i tiden etter maksimalstadiet i stor utstrekning også må ha vært mer eller mindre passiv.

Langs høydedrag og fjellsider, bl. a. nordvest for l. Oksberget og i Småhaugenes sydøst-skråning, har randsonen stort sett et nokså ensformig preg. Relativt mektige og mer og mindre jevnt utbredte grusmasser dekker her det meste av fjellsidene fra distalkanten ned til lavlandet, men bortsett fra distalryggene og enkelte andre typiske grusrygger, er de morfologiske trekk lite iøynefallende. Dog kan det her og der spores svake antydninger til to andre typer av overflatestrukturer, den ene orientert i sonens lengderetning og den andre på tvers av denne. Førstnevnte er representert ved store, noe langstrakte og for det meste temmelig utydelige grusbelter. Nær depresjonene synes de til dels å ha en viss sammenheng med laterale smeltevannsfurer, bl. a. nord for Sennalandvatnan. Det dreier seg her om dannelser som iallfall i noen utstrekning må ha tilknytning til brekantens suksessivt avtagende høyde etter selve maksimalstadiet. Den andre overflatetypen kjennetegnes ved tallrike små, mer og mindre tydelige, furer eller renner med retning noenlunde rett nedover skråningene. En del begynner helt oppe ved distalkanten, andre noe lenger nede. Størrelsen varierer lite, men iblant er det enkelte som fremhever seg noe, f. eks. i lia nordvest for l. Oksberget. Denne overflatestruktur synes å være utmodellert av tallrike små subglaciale smeltevannsbekker. Det ser ellers ut til at smeltevannet fra de utallige små tilsig etter hvert har banet seg vei

til enkelte mer framtrede dreneringsrenner knyttet til depresjonene. Dette synes bl. a. å ha vært tilfelle i Vuggeneselv-senkningen. De nevnte fenomener kan iakttas i Smahaugene, og framfor alt i trakten ved l. Oksberget. Det framgår at den subglaciale smeltevannsdrenering, slik den her fortøner seg, må ha begynt allerede mens breen hadde sin maksimale utstrekning, muligens endog under selve sluttfasen av breens ekspansjon. Disse overflatetypers karakter viser at breen allerede på et tidlig tidspunkt må ha vært lite aktiv, jfr. s. 137. For øvrig nevnes at grusbeltene bare mer unntaksvis er tydelige. Der furene gjør seg sterkest gjeldende er grusbeltene enten temmelig diffuse eller mangler helt.

Et ikke uvesentlig trekk ved marginalsonen her i nordvest (Sennaland—Aisarfjell) er sporene etter smeltevannsdreneringen. Hva først den laterale drenering angår må den til dels ha vært meget betydelig. Her skal bare nevnes enkelte eksempler. Ved Sennaland har vi langs nordøstsiden av st. Oksberget et framtrede breelvar. Smeltevann innenfra har her strømmet langs breens distalkant nedover mot senkningen, hvor det for øvrig er en glacifluvial avsetning distalt for førnevnte terminalmorene. Et annet stort breelvar påtreffes i trakten ved n. Vuggenesstein. Det følger distalmorenene nordover mot Nagjetvatnsenkningen. Også her er det avsatt glacifluvialt materiale ved ytterkant av randmorenesystemet. Viktigst er likevel det laterale dreneringssystem ved innsnevringen til Repparfjorddalen (Aisarfjell). Både på nord- og sørøstsiden har betydelige mengder smeltevann hatt avløp langs brekanten til dalsenkningen utenfor. På sørsiden sees bl. a. både renspyling av bergflater og erosjon i berg, og på nordsiden vitner en betydelig senkning langs randsones distalkant om en kraftig smeltevannserosjon her.

Den subglaciale drenering i området er ovenfor såvidt berørt i samband med omtalen av randsonens morfologi. Det dreide seg i vedkommende tilfelle nærmest bare om dreneringsspor i miniatyr. Det som vi imidlertid her skal feste oppmerksomheten litt ved er de mer markerte renner eller breelvar. En karakteristisk lokalitet i så måte er østsiden av st. Oksberget. Foruten den omtalte laterale drenering har vi her flere eksempler på subglacial smeltevannserosjon. Et sted finner vi således flere erosjonsrenner som fører nedover fra distalkanten, og som etterpå konvergerer i et felles dreneringssystem. Så vidt jeg kunne se, må den subglaciale drenering også her ved st. Oksberget ha startet mens breen hadde sin største utstrekning, jfr. ovenfor. I trakten ved n. Vug-

genesstein sees også enkelte mer markerte spor etter subglacialt smelte-vann. Bl. a. er her renner som fører nedover mot Vuggenstjern. Mellom sistnevnte vann og innsnevringen til Repparfjorddalen (Aisarfjell) er det dessuten to ganske framtreddende subglaciale breelvfar, til dels kraftig erodert i berg.

Hva spesielt den nordligste del av breen angår, viser ovenstående at både den subaeril-laterale og subglaciale drenering, som begge var relativt framtreddende, konvergente mot breens nordspiss, øverst i Repparfjorddalen, noe som i og for seg også er naturlig. Dette gir for øvrig forklaringen på at det mangler endemorene her etter Bretungen. Smelte-vannstrømmene har spylt bort breematerialet og avsatt det groveste et stykke utover fra brekanten i form av en glacifluvial akkumulasjonsterrasse, mens de noe finere bestanddeler ble ført videre utover, bl. a. til dalens nedre del og fjorden. De betydelige vannmasser som den gang strømmet utover gjennom dalen må utvilsomt også ha bidratt noe til å utforme Repparfjordelvas mange kanjonliknende elvekløfter, jfr. for øvrig s. 133.

Bredden av randsonen er delvis nokså usikker, fordi proksimalgrensen er mer og mindre diffus, men stort sett ligger den mellom 1 og 2 km, og er som regel større i senkningene enn ellers.

sett i sammenheng synes ovenstående data vedrørende Hovedtrinnets nordvestlige marginalsone bl. a. å vise følgende: 1. breens maksimalstilling karakteriseres ved breframstøt (distale morenerygger i påfallende posisjon), 2. under deglaciasjonens innledende fase avtar bremeltingen påtagelig samtidig som brekanten rykker trinnvis tilbake (grusbelter og unntaksvis rygger i suksessivt lavere høyde langs fjellsidene og subparallele grusrygger i depresjonene), 3. bresmeltingen gjorde seg sterkt gjeldende allerede under maksimalstadiet (en betydelig såvel subaeril-lateral som subglacial smeltevannsdrenering) og 4. breen synes tidlig å ha vært mer eller mindre passiv, således umiddelbart etter dens maksimalstilling (bl. a. dødislandskap i senkningene og for øvrig en tidlig og til dels stor subglacial smeltevannsdrenering).

Disse korte glimt vedrørende glaciasjons- og deglaciasjonsfenomener ved breens nordvestflanke gjenspeiler til en viss grad utviklingen under Yngre Dryas-tidens klimadepresjon.

Vi skal så omtale den mer typisk laterale marginalsone på strekningen *Sennaland—st. Navgastak*. Denne har i visse henseender nokså meget tilfelles med den nordvestlige randsonen, så en del av det som

ovenfor er anført om den gjelder også i nærværende område. Det kan derfor her være tilstrekkelig med en mer summarisk framstilling, supplert med visse karakteristiske detaljer.

På nevnte strekning og videre sydover til Seinosvidda har randsonen i det vesentlige nord-sydlig retning og følger østskråningen av et relativt høyt og ellers sterkt utmodellert fjellplatå (Pl. 2). Avsetningene her, langs breens vestrand, er alt overveiende typisk laterale. Bare i depresjonene fins visse antydninger til endemorener. Distalgrensen er for det meste meget distinkt, mens proksimalgrensen er mer eller mindre usynlig. Sonens bredde er derfor usikker, men synes stort sett å ligge mellom 1,5 og 2,5 km. Her er nesten overalt betydelige grusakkumulasjoner langs fjellskråningene nedenfor distalkanten. Tilsammen representerer de et omfattende og meget framtrædende system av marginalavsetninger.

De distale morenerygger, som for det meste er meget markerte, framtrer her som et særdeles karakteristisk trekk i landskapet. I vakre buer og linjer føyer de seg inn i terrenget og stiger og synker med dette. Særlig iøynefallende er de til dels store inn- og utbuktninger henholdsvis rundt depresjoner og framskytende høydedrag. Et eiendommelig forhold er at distalryggene som regel er mer framtrædende på nord-sidene av høydedrag enn på de motsatte sider. Det omvendte skulle synes å være mer naturlig. Dette gjelder særlig de nedre deler av skråningene. Dessuten er nordside-morenenes proksimalskrenter temmelig bratte og høye, noe som ellers vanligvis gjelder distalskrentene (Fig. 10). Disse fenomener kan iakttas både ved l. og st. Navagastak, og lenger syd også ved Seinosvidda. Årsaken er muligens spesielle strømninger i isen, noe i likhet med bakevjer. Hva nå grunnen enn kan være, så får man her det umiddelbare inntrykk at isen under maksimalstadiet synes å ha øvd et kanskje noe sterkere press mot de nordvendte fjellsider enn ellers langs marginalsonen.

De omtalte distale morenerygger har stort sett et ganske ensartet utseende fra Sennaland og sydover. Det samme gjelder ikke randsonen som helhet. Dens morfologiske karakter, som bortsett fra distalmorenene er relativt lite iøynefallende, forandrer seg noe fra sted til sted langs sonen og for øvrig også transversalt. De således skiftende ulike overflatestrukturer er imidlertid ofte så diffuse at det kan være vanskelig å karakterisere dem. Men i det vesentlige dreier det seg om følgende typer (supplert med visse opplysninger om antatt dannelsesmåte og om deres transversale opptreden i grove trekk): 1. de omtalte distal-



Fig. 10. Distalmorenen (nordside-morenen) proksimalskrent ved st. Navgastak, sett mot nordvest.

*The steep proximal slope of distal ridge north of st. Navgastak.  
View towards north-west.*

morener, 2. noe diffuse grusbelter med retning langs randsonen, iblant også mer ryggformede avsetninger, dvs. dannelser som iallfall delvis står i samband med brekantens skiftende stillinger — opptrer fortrinnsvis i sonens distale og midtre del, i enkelte tilfelle også ved proksimalsiden, 3. svakt framtrepende kanter og linjer i terrenget, ofte som lave langstrakte skrenter, visstnok for det meste dannet ved suksessive stillinger av brekanten, bl. a. under medvirkning av smelte vann — er knyttet til sonens midtre og proksimale del, 4. uregelmessige og kuperte partier med renner og raviner, framkommet ved subglacial smelte vannserosjon (Fig. 11) — fins hovedsakelig i midtre og proksimale del, men i noe mindre utstrekning også nær distalkanten, 5. mer og mindre spredte partier av uregelmessige grusopphopninger, utvilsomt dødisavsetninger — bare små forekomster ved distalsiden, noe større i proksimalområdet. Føyer vi så til at både den subaerial-laterale og subglaciale smelte vannsdrenering har etterlatt seg markerte spor i marginalsonen,



Fig. 11. Subglacial smeltevannserosjon i marginalsonen på nordøstsiden av lille Navgastak, sett mot sydøst.

*Subglacial meltwater erosion. Marginal zone on north-eastern slope of lille Navgastak. View towards south-east.*

skulle vi ha gitt en viss karakteristikk av sonen på strekningen Sennaland—st. Navagastak.

I tillegg skal vi også anføre enkelte detaljer fra forskjellige lokaliteter på nevnte strekning. Vi betrakter først randsonen mellom Sennaland og l. Navagastakelva. På østsiden av st. Oksberget er den som tidligere anført i høy grad preget av subglacial smeltevannserosjon. Bl. a. er distalmorenen her gjennombrutt på flere steder. Videre sydover er ytre rygg sammenhengende helt til nevnte elv. I noe eiendommelige buktninger snor den seg framover i terrenget og passerer bl. a. toppen av 452 m-høyden, som er det høyeste punkt på denne strekning. Den er til dels nokså imponerende både hva høyde og bredde angår. Høyden varierer stort sett mellom 3 og 10 m. I den sydlige del er det ikke bare en enkelt distalrygg, men et ganske stort distalt morenekompleks (Fig. 12). Morenematerialet er rikt på blokker, dels nær- og dels fjerntransporterte. Av sistnevnte er det fortrinnsvis mørke basiske bergarter, men iblant også enkelte rødlige granitt-typer.



Fig. 12. Marginalsonens distale del ved l. Navgastakelva, sett mot nord.  
*The distal part of the marginal zone crossing l. Navgastak river. View towards north.*

Bortsett fra distalmorenene er randsonen på denne strekning stort sett fattig på kontraster, men vi kan likevel spore visse ulikheter i overflatestrukturen. Således er her bl. a. langsgående grusbelter m. v., svarende til førnevnte type 2, og kanter og skrenter av type 3 — førstnevnte type fortrinnsvis ved 452 m-høyden og den andre ved 432 m-høyden. Ellers er det i området syd for st. Oksberget mange spor etter subglacial drenering, men her for det meste i sonens proksimale del.

I trakten videre sydover, fra l. Navgastakelva til st. Navgastak, skal vi bare feste oss litt ved forholdene ved fjellpartiet l. Navgastak. Til stor høyde er fjellets nord- og østside dekket av randsonens avsetninger. På nordsiden har vi en for det meste meget framtredd distalmorene. Den stiger temmelig sterkt oppover langs fjellsiden, fra 370-380 m.o.h. ved elva til 520-540 m der den runder østsiden av l. Navgastak-toppen (587 m-toppen). Da avstanden her er vel 2,5 km, tilsvarende det en gradient i nordvestlig retning langs brekanten på omlag 50-60 m pr. km. På distalsiden av moreneryggen sees spor etter en betydelig subaeril-lateral smeltevannsdrenering. Noe av smeltevannet har dessuten også banet seg vei nedover og utover under isen. Morenen her er av den nevnte nordside-morenetype. Spesielt er dens nedre del sterkt framtredd og har en meget høy og bratt proksimalskrent av samme karakter som i Fig. 10. Også distalskrenten er temmelig bratt (Fig. 12). Ikke minst her ser det ut som om isen har skjøvet materialet sammen og tårnet det opp i en mektig rygg. I sammenligning med denne er den tilsvarende morene på øst- og sydøstsiden av fjellet lite markert.

De store grusakkumulasjoner som dekker nordøst- og østsiden av l. Navgastak er i særlig grad preget av subglacial smeltevannserosjon (Fig. 11). Her er tallrike renner og raviner, som stort sett alle konvergerer mot l. Navgastakelvas senkning (Pl. 2). En og annen renne fortsetter tvers over elvesenkningen. Noe lenger sør, nordøst for st. Navgastak, har det også vært en god del subglacial drenering, men her kommer den mest til syne i randsonens mer proksimale del og i området øst for denne.

Hva st. Navgastak-fjellet angår er det i nordskråningen av dette en meget framtredd distalmorene med markert proksimalskrent (Fig. 10), mens den tilsvarende på sydsiden til dels er vanskelig å følge. For øvrig ser vi her, i nordvendte fjellside, spor etter tre slags smeltevannsdrenering, som alle kan koordineres med breens maksimalstadium, den subaeril-laterale, subglaciale og subaeril-proglaciale. Sistnevnte

kjennetegnes dels ved drenering fra breen til områder utenfor denne, og dels ved overløp av smeltevann fra et sted ved brekanten til et annet. I dette tilfelle har det funnet sted en slik drenering gjennom dalsenkningen mot vest.

En sammenfattende karakteristikk her av glaciasjons- og deglaciasjonsforløpet basert på randsonens morfologi på strekningen Sennaland—st. Navgastak vil i det vesentlige falle sammen med den som tidligere er kommet til uttrykk i samband med forholdene ved breens nordvestsektor. s. 139).

Det bilde som jeg her har forsøkt å gi av breens marginale avsetninger i nordvest og vest er naturligvis bare delvis karakteristisk for andre avsnitt av randsonen, på grunn av visse, mer eller mindre lokalt betingede, morfologiske variasjoner. Men hovedtrekkene er likevel i det vesentlige de samme overalt, og tolkningen av fenomenene i de ulike avsnitt av sonen må derfor i hovedsaken føre til samme resultat, jfr. for øvrig side 157.

Som et supplement til ovenstående skal så anføres en del data som hovedsakelig angår Hovedtrinnets randsoner i andre strøk av Myrland—Stabbursdalområdet. Vi ser først på strekningen st. Navgastak—Seinosvidda—Alta. Hele østskråningen av fjellområdet mellom st. Navgastak og sørlige del av Seinosvidda er dekket av betydelige marginale grusavsetninger. Distalgrensen er i stor utstrekning enten helt diffus eller også meget markert. Det siste gjelder særlig Seinosvidda-trakten. Her er distalmorenen nesten overalt tydelig og til dels meget mektig, og er for øvrig ledsaget av kraftige spor etter subaeril-laterale smeltevannstrømmer. Brekantens høyde må ha vært omlag 660-680 m.o.h. Også den subglaciale smeltevannserosjon har i en viss utstrekning satt sitt preg på landskapet, bl. a. i østskråningen av nordlige Seinosvidda. På strekningen Seinosvidda—Alta er randsonen meget utydelig. Det samme gjelder også dens distalgrense. Dog, der den svinger ned mot Transforelv-senkningen finner vi ganske mektige moreneavsetninger (Pl. 2). Dens fortsettelse herfra til Alta, over bl. a. nordlige del av st. Borrás, kjennetegnes imidlertid bare ved noe spredte og temmelig diffuse grusforekomster. Ved bunnen av Altafjord er Hovedtrinnet representert ved Bossekopmorenen (Fig. 1).

Ellers nevnes at sørlige utløpet av Seinosvidda skiller mellom områder med henholdsvis nordlig og vestlig rettet smeltevannsdrenering.<sup>9</sup> Når det gjelder området syd for Seinosvidda og ved Transforelva har vi

her en rekke spor etter subglacial drenering i vestlig og nordvestlig retning, heri også innbefattet ganske betydelige eskersystemer. Sistnevnte opptrer bl. a. ved øv. Transforvatn og Veivatnet (Pl. 2).

Stabbursdal—Myrlandbreens (Hovedtrinn-breens) nordøstlige og østlige marginalsone, fra Aisarfjell i nord til Skuovggelråsåtoppen (1005 m) i syd, byr også på mange interessante fenomener, men i det vesentlige de samme som tidligere er omtalt. I den følgende korte framstilling vil området lengst øst bli viet størst oppmerksomhet. Jeg sikter her til randsonens østlige utbuktning ved Stabburselv-depresjonen, mellom 472 m-høyden (sydøst for Huikkenramaå) og Muvravarre. Men først noen ord om den nordøstlige sektor, fra Aisarfjell til 472 m-høyden. Her har marginalsonen den ellers vanlige karakter. I mer sørøstlige strøk er den til dels så utydelig at det nesten er uråd å følge den. Særlig er dette tilfelle ved høyledragene Huikkenramaå og Gaççalattengielas. Til gjengjeld påtreffes i enkelte senkninger meget framtrædende morener, således ved Skagjavarre, hvor så å si hele randsonen er konsentrert i en eneste mektig morenerygg.<sup>9a</sup> Hva distalmorenene angår er de gjennomgående atskillig mer iøynefallende på strekningen Aisarfjell—Skagjavarre enn de er videre sydøstover. I Aisarfjellområdet f. eks. er de til dels meget fine, særlig ved vannene på sydøstsiden av fjellet. Her opptrer for øvrig mer spredt også parallelle grusbelter eller flate morenedrag langs fjellsidene, og ellers også markerte spor etter subglacial drenering som konvergerer mot Repparfjordelvsenkningen. Fra brekanten her i nordøst-sektoren har en del smeltevann tatt veien nordøstover gjennom enkelte depresjoner, og videre fulgt Skaideelv-senkningen utover mot Repparfjorddalen, jfr. s. 130.

I traktene ved den nevnte østlige utbuktning av randsonen (472 m-høyden—Muvravarre) møter oss ganske eiendommelige forhold. Her har nemlig de to samtidige breene, Porsangerbreen og Stabbursdal—Myrlandbreen, støtt sammen, riktignok mer og mindre lokalt (Pl. 2). Av atskillig interesse er imidlertid også deres gjensidige beliggenhet og

<sup>9</sup> Illustrasjonen i Pl. 2 av den subglaciale drenering mellom Sennaland og Seinosvidda er bare mer unntaksvis naturtro, men ellers grovt skjematisk. I andre områder har jeg i en viss utstrekning avsatt breelvfår, renner og furer i samsvar med deres virkelige opptreden, men også her er foretatt en del skjematisering i enkelte strøk.

<sup>9a</sup> I østlige dalside er her riktignok to-tre distinkte rygger som er en direkte fortsettelse av den store morenen.

høyde ellers langs den angitte strekning, noe som iallfall for en del har hatt til følge at smeltevannsdreneringen i dette østlige område har fått en både komplisert og noe egenartet karakter. For å belyse dette nærmere skal vi først se litt på de to breers marginalsoner i trakten, og på visse dreneringsfenomener som knytter seg til dem.

I sydlig retning fra 472 m-høyden har Stabbursdal—Myrlandbreen etterlatt seg en framtrepende sone av randavsetninger, til dels som markerte morenerygger. Denne sone går i store buktninger rundt depresjoner og over høye fjelldrag og ender på nordsiden av Stabburselva. En tilsvarende randsone kommer sydfra langs vestsiden av Porsangerfjellene og synes, som førstnevnte, å stoppe foran Stabburselvas mektige kanjon (Fig. 13). Her er imidlertid ikke spor etter noen endemorene. Den korresponderende bretunge må ha hatt en relativt stor gradient. Av interesse er også at Stabbursdal—Myrlandbreen har nådd lavere her enn noe annet sted, til omkring 100 m.o.h.<sup>10</sup> Det viktigste er dog at denne bretungen ikke synes å ha hatt noen fri front, men har etter alt å dømme støtt sammen med en brearm fra Porsangerbreen, som skjøt fram mot vest i nevnte kanjon (Pl. 2). Spor etter



Fig. 13. Stabburselvas kanjon sett mot øst.

*The Stabburselva canyon. View towards east (downstreams).*

<sup>10</sup> Ved Aisarfjell (Repparfjordalen), hvor den har hatt sin laveste beliggenhet for øvrig, dreier det seg om ca. 180—190 m.o.h.

svake laterale randavsetninger og etter korresponderende smeltevannsdrenering synes å bekrefte dette. Smeltevannsdreneringen her har for øvrig vært nokså framtreddende, og dessuten ganske komplisert. Bl.a. har smeltevann fra den ene breen strømmet over til den andre og omvendt, dels subaerilt og dels subglacialt. På nordsiden av fjellkløften f. eks. er det renner som viser at smeltevann fra Porsangerbreen har strømmet vestover mot den andre breen. Her er i det hele en rekke dreneringsrenner (Pl. 2).

Hva Porsangerbreens marginalsoner angår vil den bli nærmere omtalt i samband med et annet deglaciasjonsprofil (Porsangerfjorden—Vidda) og skal derfor her bare kort berøres. Randavsetningene ved denne bres nordvestflanke kan fra Veidnes ved Porsangerfjorden (Fig. 19) følges sammenhengende mil etter mil innover i sydvestlig og sydlig retning, bl. a. også langs østsiden av de høyeste fjellpartier syd for Stabburselva. I fjellene nær elva er randsonens høyde 450-500 m og ved sydligste del av Lavkkaraåsa ca. 750 m.o.h. Det dreier seg således om en mektig bre som bl. a. i det påpekte aktuelle område, nord- og til dels syd for Stabburselva, har vært ganske dominerende i forhold til Stabbursdal—Myrlandbreen. De to randsoners høydeforhold her viser nemlig at den østlige bre for det meste har nådd høyere, til dels atskillig høyere, enn den vestlige. Lenger syd var det unntaksvis omvendt. Litt nord og syd for elva synes de respektive brekanters høydeforskjell lokalt å ha vært minst 200 m. Disse forhold skulle som før antydnet ha spilt en viss rolle for sirkulasjonen og dreneringen av smeltevannet i denne østlige sektor.

Vedkommende marginalsones utstrekning og høyde er her pekt på, men litt om dens utseende må også anføres. Det dreier seg stort sett om et temmelig bredt, sterkt framtreddende og vel avgrenset belte av glaciale avsetninger med distinkte distalmorener og i visse tilfeller også med tydelige proksimalrygger. Det siste sees bl. a. nordøst for Garbbunvatn (Fig. 14). I visse strøk er sonen sterkt buktet, som ved Garbbunvatn og i traktene videre sydover til Stabburselva. Ved Stuorranjoaskevarre og Dæbbovarre er såvel randsonens avsetninger som dens buktninger ganske imponerende. Både her og lenger nordøst er det dessuten tydelige spor etter subaeril-lateral og til dels etter subglacial drenering, etter den siste bl. a. i senkningen mellom de nevnte fjell.<sup>11</sup> Påfallende er det at den subaeril-proglaciale drenering i disse strøk har

<sup>11</sup>Subglacial drenering knyttet til Porsangerbreen er bare i liten utstrekning angitt på kartet (Pl. 2).



Fig. 14. Porsangerbreens marginalzone ca. 2 km nordøst for Garbbunvn.,  
distalryggen til venstre.

*The marginal zone of the Porsanger glacier ca. 2 km north-east of lake Garbbunvn.  
Distal ridge on the left.*

*Scale 1 : 20 000. Copyright Widerøe.*

vært helt ubetydelig. Bare rent lokalt, f. eks. nord og syd for Allisø-  
aivve, sees svake spor etter denne i vestlig retning. Dette viser også at  
smeltevann fra Stabbursdal—Myrlandbreen og Porsangerbreen hverken  
under maksimalstadiet eller senere kan ha hatt noe nevneverdig avløp  
denne veien. Det ser derfor ut til at dreneringen den gang fra den her

betraktede østlige sektor (472 m-høyden—Muvravarre) nesten utelukkende må ha foregått subglacialt.

Ved Dæbbovarre og litt nord og syd for dette fjell har vi det kanskje mest særpregede område her øst. Her støtte Porsangerbreen delvis sammen med Stabbursdal—Myrlandbreen, og de respektive randavsetninger ligger for det meste kloss inntil hverandre. Av de to morenesystemer er Porsangerbreens det mest framtreddende, jfr. ovenfor. Ellers er blokkinnholdet i dem noe forskjellig. Bl. a er dolomittblokker nokså alminnelig i Porsangerbreens avsetninger, mens disse overhodet ikke finnes i den andre randsonen.<sup>12</sup> I grenseområdet mellom marginalsonene er det temmelig uregelmessige topografiske forhold, særlig på nordsiden av Dæbbovarre (Fig. 15). Her er dels akkumulasjoner av finsedimenter (finsand—mo—mjule) og dels typisk dødisterreng med enkelte grytehol. Ellers har smeltevannsdreneringen også etterlatt seg tydelige spor her. Oppe i Dæbbovarre må den ha vært nokså framtreddende. Fra Porsangerbreens høytliggende brekant, bl. a. langs toppkammen av fjellet (475 m.o.h.), har store mengder smeltevann tatt veien nedover fjellsiden og hen mot kanten av den andre breen. Her må dreneringen videre ha vært noe komplisert. Fjellsiden bærer preg av en usedvanlig kraftig spyling og erosjon. Bl. a. er her flere markerte kløfter i berg med nordvestlig retning (Pl. 2).

De nevnte fenomener i Dæbbovarre, og også ved Stabburselvas kanjon, illustrerer for øvrig et ganske alminnelig forhold ved Stabbursdal—Myrlandbreens østlige utbuktning, nemlig at smeltevann fra Porsangerbreen i en viss uttrekning har tatt veien over til den førstnevnte bre og her gått inn i dens subglaciale og subaerile dreneringssystem. Det omvendte har også forekommet, men bare unntaksvis. Det er imidlertid her sett bort fra den subglaciale drenering i den ene og den andre retningen der breene støtte helt sammen.

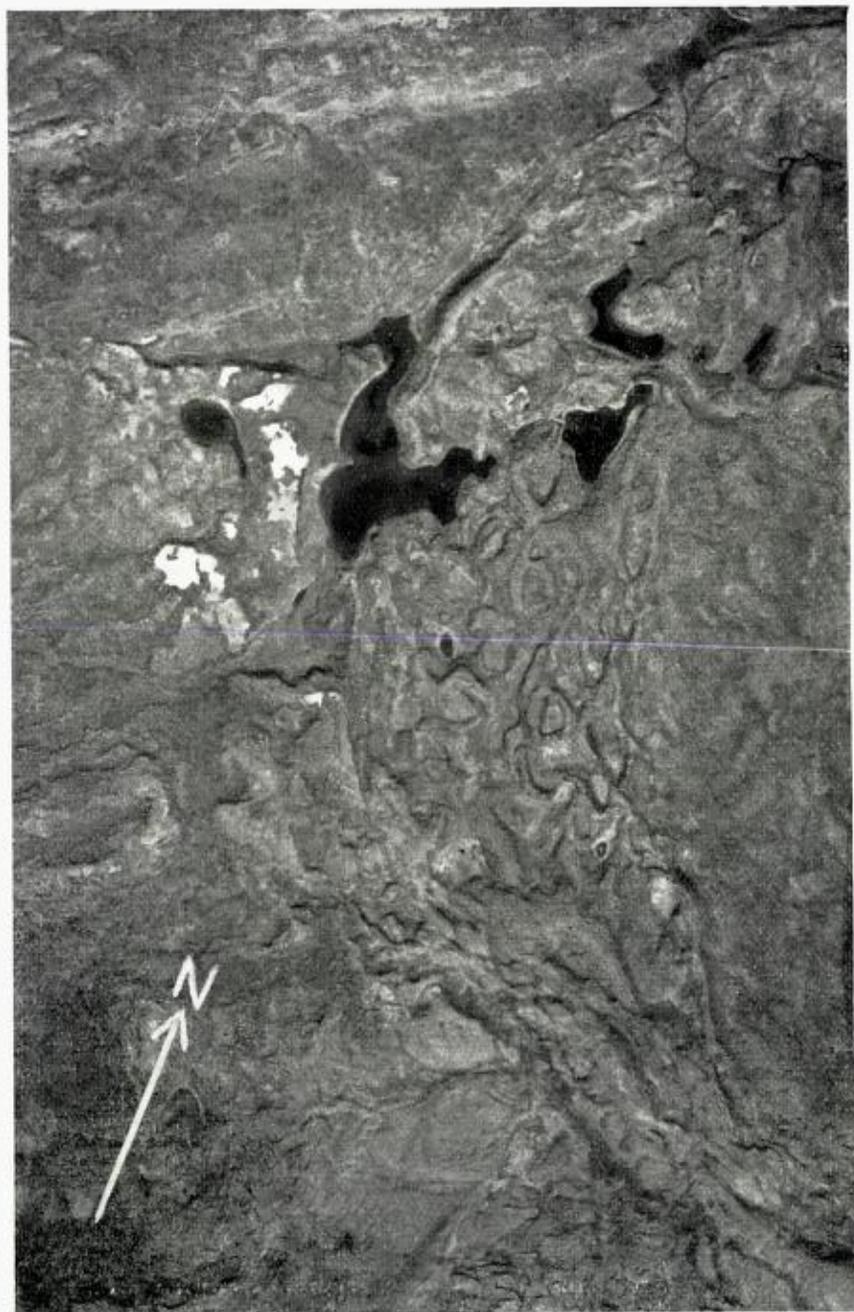
Vedrørende den subglaciale smeltevannsdrenering som knytter seg

<sup>12</sup> Dette er for øvrig i samsvar med de respektive ismassers bevegelse i relasjon til berggrunnens beskaffenhet i nære og fjerne strøk i øst og syd, jfr. Holtedahls berggrunnskart, N.G.U., nr. 208.

Fig. 15. Dødistopografi i kontaktområdet mellom St.-M.-breen og Porsangerbreen like nord for Dæbbovarre. ➤

*Dead ice topography in the area north of Dæbbovarre where St.-M.-glacier and Porsanger glacier were in contact. Distal ridges join at irregular lake.*

*Scale 1 : 10 000. Copyright Widerøe.*



til Porsangerbreen er før nevnt de spor den har etterlatt seg i senkningen på sydvestsiden av Stuarranjoaskevarre. Foruten renner dreier det seg her om en stor eskerformet grusrygg. Både i senkningen og ved østspissen av Dæbbovarre ser det for øvrig ut til at dreneringen må ha funnet sted allerede mens brekanten lå ved randsonens distalmorener. En rekke mer eller mindre markerte subglaciale dreneringsfenomener påtreffes ellers i traktene sydfor Stabburselva, således i tilknytning til Porsangerbreens marginalsone langs østsiden av fjellmassivet her. I mange tilfelle synes det å framgå at dreneringen begynte allerede under breens maksimalstilling, som f. eks. i området like syd for Stabburselva og i såvel nordlige som sørlige del av Lavkkarašša (Pl. 2). Ellers finnes det renner som viser at smeltevann fra Stabbursdal—Myrlandbreen under breens maksimale utstrekning har strømmet over mot Porsangerbreen og her fått subglaciale avløp videre, jfr. områdene nord og syd for Muvravarre. De her påpekte dreneringsforhold forutsetter imidlertid at det iallfall periodevis må ha eksistert et sammenhengende system av subglaciale dreneringskanaler helt fram til Porsangerbreens front, ute ved Veidneset, en strekning på ca. 40 km. I en mer eller mindre død bre ville dette i og for seg ikke være noe unormalt.<sup>13</sup> Men i foreliggende tilfelle dreier det seg imidlertid om fenomener som bl. a. refererer seg til det tidspunkt da breen hadde sin maksimale utstrekning og ventelig også skulle være i en aktiv tilstand, karakterisert ved større og mindre bevegelse i ismassene. I glaciologisk henseende er det her et tilsynelatende motsetningsforhold, men ikke desto mindre synes de nevnte smeltevannspor å tyde på at en drenering av denne karakter og dette omfang virkelig må ha funnet sted under Hovedtrinnets bre stadium.

Smeltevannsdreneringen i Stabbursdal—Myrlandbreens østlige område er bare leilighetsvis berørt ovenfor. Bl. a. er det pekt på at smeltevann fra Porsangerbreen i en viss utstrekning har tatt veien vestover til nevnte breområde, og ellers at den subaerile drenering ut fra dette område må ha vært helt forsvinnende. Her skal vi se litt mer på dreneringen i denne sektor, fortrinnsvis under breens maksimale utstrekning, og dessuten på smeltevannets videre uttapping herfra. Iakttagelser i trakten, hvorav en del er gjengitt i Pl. 2, viser at dreneringen overalt har konvergert mot Stabburselvas kanjon. Smeltevannstilførelse-

<sup>13</sup> Jfr. eskersystemer bl. a. i indre og østlige strøk av Sør-Norge og i Sørvaranger med tilstøtende deler av Finland (Holtedahl and Andersen: Glacial map of Norway. N.G.U. No. 208, 1960).

len her skyldes naturligvis først og fremst Stabbursdal—Myrlandbreen, men som nevnt i liten utstrekning også Porsangerbreen. Subaeril-laterale smeltevannspor i marginalsonen på nord og sørsiden av hovedsenkningen tyder på at det her fant sted en drenering allerede under Hovedtrinn-stadiet. Ellers har den subglaciale drenering i området etterlatt seg tallrike spor, hovedsakelig som renner og raviner, men også som eskere, de siste bl. a. ved Ivarelva og i sydhellingen av 472 m-høyden. Disse dannelser kan være av litt forskjellig alder, men i det vesentlige gjenspeiler de dreneringssituasjonen her mens breranden ennå lå ved marginalsonen. At også den subglaciale drenering, i likhet med den subaerile, fant sted så tidlig, bekreftes i en rekke tilfelle. I området Stabburselva—Dæbbovarre f. eks. finner vi mange beviser på det, bl. a. de omtalte dreneringsfenomener i Dæbbovarre. Her kommer nevnte esker i sydhellingen av 472 m-høyden også inn i bildet. Denne går ut fra randsonen og fortsetter nedover i sydøstlig retning, og angir således en subglacial drenering under Hovedtrinn-stadiet. Det samme gjelder sikkert også eskeren ved Ivarelva, som til dels ligger ganske høyt, ca. 350 m.o.h. Sistnevnte, som er ganske framtrepende, viser at det her fant sted en betydelig drenering fra nordvest mot Stabburselvas kanjon. En rekke subglaciale renner er høyst sannsynlig fra samme tid, bl. a. noen ganske markerte ved østenden av Ordoaivve (Fig. 16), som lokalt når opp til 350-400 m.o.h. Det er ellers meget som taler for at ikke bare de høytliggende, men også de fleste andre dreneringsspor i trakten skriver seg fra nevnte tidlige brefase. Noen kan således følges såvel fra marginalsonen som fra høydedragene helt til dalbunnen. (Pl. 2).

Den subglaciale drenering noe lenger inne i breområdet må i det vesentlige ha foregått langs Stabburselvas senkning, men delvis også gjennom depresjonen på sydsiden av Suolovarre-massivet. Et interessant trekk ved Stabburselva i dette område er at den for det meste går gjennom kanjonformede fjellskjæringer av meget betydelig lengdeutstrekning og med en dybde på 10-20 m. Dette gjelder såvel dens vest-østlige som syd-nordlige løp.<sup>14</sup> Nevnte fenomen må for en vesentlig del skyldes subglacial smeltevannserosjon. Det er iallfall ikke sannsynlig at elveskjæringer av denne utstrekning og karakter helt og holdent skulle være dannet ved senere subaeril elveerosjon, spesielt ikke når elveprofilen, slik som i dette tilfelle, har et relativt lite fall utover.

<sup>14</sup> Det syd-nordlige løp har jeg fulgt bare ca. 7 km sydover.



Fig. 16. Subglaciale dreneringsrenner i sydøstskråningen av Ordoaivve, ca. 4 km vest for Stabburselvas kanjon og 350—400 m.o.h., sett mot sydøst.

*Subglacial drainage channels on south-eastern slope of Ordoaivve, ca. 4 km west of the Stabburselva canyon, 350—400 m.a.s.l. View towards south-east.*

Spor etter subglacial drenering her inne, som visstnok er litt eldre enn den nettopp nevnte, er dels et par tilfeldig påtrufne jettegryter, og dels brede soner av rensplyte bergflater. Av de første er det gjenstående rester i elveskjæringens skrent ca. 7-8 km vest for Stabburselvas store kanjon. Den største av jettegrytene har en diameter og en dybde på henholdsvis ca. 4 og 8-10 m. Det ser ut til at de er dannet før elveskjæringen. Soner av rensplyte bergflater har vi langs Stabburselvas senkning og i depresjonen syd for Suolovarre. Særlig framtreddene synes rensplytingen å være ved elvas syd-nordlige løp<sup>15</sup> og i Suolovarrensenkningen. Denne siste må skyldes en betydelig subglacial vannstrøm fra syd som bøyet av og tok veien gjennom nevnte depresjon. Litt yngre enn denne er nok dreneringen som fulgte Stabbursdalen hele veien, og som bl. a. formodes å ha gitt opphav til de nevnte kanjonformede elveskjæringer her. Såvel største høyde i Suolovarre-senkningen (300-330 m.o.h.) som de topografiske forhold i og ved denne tyder for øvrig på

<sup>15</sup> Dette gjelder spesielt den del av det syd-nordlige løp som strekker seg noe sydover fra Soulovarre-senkningen.

at breen hadde relativt stor mektighet da dreneringen her fant sted. Påpekte smeltevannstrøm kan derfor korrespondere med en tidlig brefase. Viktigst i denne sammenheng er imidlertid at det lenger syd, bl. a. i Navkkavatn-området, må ha pågått en betydelig subglacial drenering samtidig med breens maksimale utstrekning, se s. 157. Det synes således å framgå at den subglaciale drenering også her lenger inne i Stabbursdal—Myrlandbreens område må ha begynt tidlig, i stor utstrekning allerede under Hovedtrinnets brestadium. Ellers ser det ut til at dreneringsspor som antas å skrive seg fra denne tidlige brefase kan følges ganske langt innover i Stabbursdal-området (Pl. 2).<sup>16</sup> Det skal her innskytes at den subglaciale drenering gjennom Stabbursdalen i videre forstand har hatt forgreninger meget langt sydovert, unntaksvis helt inne på Finnmarksvidda (2-3 mil syd for Jiesjavrre). Det dreier seg i denne sammenheng om renner og framtrepende eskere som visstnok må være dannet i avsmeltningstiden etter Hovedtrinnets brestadium eller tidligst i slutten av dette (Fig. 20).

Det framgår ovenfor at en betydelig lokal og også mer regional drenering i dette østlige breområde har vært dirigert mot Stabburselvas kanjon, bl. a. under breens maksimale fase. Dette forutsetter naturligvis at en smeltevannsdrenering ut av området også må ha funnet sted. Vi har imidlertid alt pekt på at denne, iallfall i Hovedtrinnets og den nærmest følgende tid, nesten utelukkende må ha vært subglacial. Det er i så fall innlysende at smeltevannet må herfra ha tatt veien gjennom Stabburselvas da brefylte kanjon og videre gjennom det formodede dreneringssystem i Porsangerbreen helt fram til brefronten. I nevnte kanjon er det visse spor som bekrefter dette, således erosjonsrenne i bergkulle midt i senkningen (Fig. 13) og særlig eskerliknende grus- og sandoppbopninger langs nordsiden av fjellkløfta, spesielt der denne begynner å vide seg ut mot øst.

I samband med påpekte tidlige subglaciale dreneringsfase i disse trakter, som for øvrig må ha vært relativt langvarig, kommer et annet fenomen inn i bildet. Jeg sikter til de enorme mengder av grus og sand som dekker store områder ved Stabburselvas nedre løp og til den framtrepende oppgrunning som karakteriserer Porsangerfjordens indre og vestlige del (jfr. gradteigskart V4, Stabbursdalen). Det er overveiende

<sup>16</sup> Hvor langt innover i breområdet avsmeltningen og dreneringen da strakte seg beror i noen grad på hvor høyt snegrensen lå under dette brestadium. Om sistnevnte er det vanskelig å si noe bestemt. Heller ikke nåtidens snegrense i disse strøk kan angis, ikke engang tilnærmedsvis.

sannsynlig at vi her står overfor subglaciale breelvakkumulasjoner av meget betydelig omfang.<sup>17</sup> En del av avsetningene her er naturligvis senere subaerile glaci-fluviale dannelser og fluvialt tilførte marine sedimenter. Subglaciale breelvakkumulasjoner av denne type er ellers ikke noe ukjent fenomen. De synes således å ha en viss utbredelse i enkelte indre strøk av Sør-Norge, der omtalt av P. Holmsen (Holmsen, 1951, p. 161 og 1956, s. 149 og 167), og inngående behandlet av J. Gjessing (Gjessing, 1960).

Den gjenstående del av Stabbursdal—Myrlandbreens marginalsonen på strekningen Muvravarre—Skuovggelraåstoppene (Pl. 2, Sk—t, 1005 m.o.h.), skal bare vies noen spredte bemerkninger. Vi har her mektige glaciale avsetninger langs fjellsidene, og for det meste framtrede distalmorener, særlig ved og syd for Latingaissa. Ellers er det et nett av subglaciale dreneringsspor, noen langs randsonen, men de fleste mer og mindre på tvers av denne. Det dreier seg i noen tilfelle om eskerformede avsetninger, bl. a. ved Navkkavatnan, men mest om vanlige subglaciale renner og for en del også om slukrenner og slukåser, f. eks. i marginalsonen litt nord for nevnte vann.<sup>18</sup> Den subaeril-laterale drenering langs distalkanten har iblant også etterlatt seg markerte spor. I samband med sistnevnte har det et par steder vært overløp av smeltvann i østlig retning mot Porsangerbreen, som tidligere anført på nord- og sydsiden av Muvravarre. Ved Latingaissa har den subaeril-proglaciale drenering, som her hadde mer nordlig retning, gitt opphav til flere meget framtrede kanjonformede bergkløfter. Langs vestskråningen av Skuovggelraåsa (941 m.o.h.) og videre over Navkkavatn-senkningen til Skuovggelraåstoppene (Pl. 2, Sk-t) er distalmorenene store og distinkte. Det er til dels flere morenerygger bak hinnannen. I senkningen danner den største av ryggene en framtrede barriere foran Skuovggelvatn-depresjonen i øst, ved foten av Čuokkaråsa. Morenens høyde her er nær 630 m.o.h., mens den langs fjellsidene i nord og syd er atskillig større, ved Skuovggelraåsa-toppene (Sk-t) således 700-750 m.o.h. Distalt for nevnte morenebarriere er det flere mindre morenerygger som også tilhører randsonen. Det tyder på at den store morenen representerer en markert breoscillasjon

<sup>17</sup> Akkumulasjoner av denne opprinnelse er tidligere omtalt fra Repparfjordalen (s. 130).

<sup>18</sup> For omegnen av Navkkavatnan og noe vestenfor vises til Widerøes flybildeserie 2120 (O6-9, N8-12 og M6-11), hvorav bl. a. sees marginalsonens morener og visse dreneringssystemer.

etter at breen hadde sin største utstrekning her. I senkningen innenfor, ved vestlige Skuovggelvatn (Pl. 2, Sk-v, 620 m.o.h.), påtreffes tallrike strandlinjer som følger tett på hinannen oppover til 30-40 m.o.v. Breen i vest, Stabbursdal—Myrlandbreen, hadde her demmet opp en sjø, hvis uttapping må ha foregått trinnvis og helt og holdent i vestlig og nordvestlig retning. Såvel oppdemningen som dreneringen fant sted under Hovedtrinnets brestadium. Det dreide seg her om en subglacial drenering, noen annen var ikke mulig under de da rådende forhold, jfr. brekantens høyde i senkningen og nord- og sydfør denne. Som et av mange beviser på subglacial drenering her under breens maksimale stadium skal nevnes spesielle dreneringsspor på nordsiden av senkningen, som bl. a. korresponderer med høyeste vannstand i den da oppdemte sjø. Det gjelder et rennesystem som dels er subaeril-lateralt og dels består av en rekke markerte slukrenner. Her har iallfall en del av bresjøens subglaciale uttapping funnet sted. I tilknytning til slukrennene, som begynner oppe ved distalkanten, sees litt lenger nede også slukåser. De nevnte dannelser er meget tydelige i vestskråningen av Skuovggelraåsa (941 m.o.h.), bl. a. 1-2 km nord for senkningen, jfr. Widerøes flybildeserie 2120. Det er også andre spor etter bresjøens uttapping, bl. a. vestover gjennom senkningen og gjennom morenesystemet her. Strandlinjeserien tyder for øvrig på en periodisk uttapping, noe som må henge sammen med visse vekslinger i den subglaciale drenering. De antydende forhold ved dette bresjøområde viser at det har foregått en subglacial drenering mot senkningene i vest og videre mot hoveddalen allerede mens Stabbursdal—Myrlandbreen hadde sin største mektighet (jfr. s. 155).

Vi har foran nevnt de viktigste trekk ved Stabbursdal—Myrlandbrens og delvis også Porsangerbrens marginalsoner, heri innbefattet avsmeltnings- og dreneringsfenomener som knytter seg til dem. Dette gir oss en viss forestilling om de noe skiftende glaciologiske forhold som synes å ha hersket under Hovedtrinnets brestadium. Vi kan summere følgende hovedtrekk, som for øvrig for en del er pekt på tidligere: 1. breframstøt i periodens første fase, 2. breoscillasjoner senere i perioden, unntaksvis tydelige framstøt, 3. markert bresmelting allerede under isens maksimale utstrekning, 4. såvel lokal som regional subglacial smeltevannsdrenering under hele brestadiet og naturligvis også senere, 5. ismassene har periodevis, i hvert fall i mer lokalt begrenset omfang, vært relativt lite aktive, selv under Hovedtrinnets maksimum.

Sett i større perspektiv representerer de nevnte breer og deres fortsettelse til Alta-området i vest og til Sørvaranger i øst den aller nordligste sektor av Yngre Dryas-tidens brekalott. I syd lå brekanten ved Salpausselkä-randsonen i Finland, ved de Mellomsvenske Endemorener og ved Raet gjennom Sør-Norge til Ryfylke. Det dreide seg således om en mektig bre over Fennoskandia i denne perioden. Den ble også i sin tid av mange forskere antatt å tilhøre en egen istid. Breens yttergrense er nå for en vesenlig del kartlagt, i visse områder kontinuerlig og detaljert, i andre bare stykkevis og spredt (Fig. 17). I vårt land er den best kjent i den sydligste og nordligste del. Her er de tilsvarende randavsetninger til dels fulgt sammenhengende over betydelige strekninger. I nord gjelder dette både Troms og Finnmark. Hva strekningen Sør-Troms—Ryfylke angår er vårt kjennskap til brerandens beliggenhet stort sett meget mangelfull, men også her kan denne i noen utstrekning angis, riktignok mer og mindre skjematisk. Hithørende morener mellom Finnmark og Ryfylke har vært direkte og indirekte berørt av en rekke forskere, bl. a. av J. H. L. Vogt, Rekstad, C. F. Kolderup, Kaldhol, G. Holmsen, O. Holtedahl, O. T. Grønlie, Tanner og Undås. I sen tid har Andersen og Feyling-Hanssen fortsatt Grønlies undersøkelser av Tromsø—Lyngenstadiets randmorener i Troms (Holtedahl, 1960 p. 409). På grunnlag av det foreliggende materiale og med støtte i egne iakttagelser og undersøkelser<sup>19</sup> har jeg i Fig. 17 også angitt denne storbres ytterrand langs Atlanterhavskysten, dels noenlunde nøyaktig og dels bare grovt tilnærmet.

Utenfor brekalotten eksisterte det samtidig større og mindre isolerte brepartier i de høyeste fjellene i kystområdet, bl. a. i Vest-Finnmark, Troms, Lofoten—Vesterålen, Møre og Romsdal og ellers også lenger syd på Vestlandet. Innenfor den mer sammenhengende brerand har dels større og mindre fjellpartier og dels isolerte topper raget opp over breflaten.

#### 4. Glaciasjon og deglaciasjon — en oversikt.

Under den suksessive avvikling av siste istids store glaciasjon har det vært visse mindre glaciasjonsfaser. Det viser bl. a. de her omtalte bre-

<sup>19</sup> Undersøkelsene gjelder en rekke strøk av både Troms og Nordland, fortrinnsvis ved fjorder og sund og i tidligere submarine områder. Jeg har her i en del tilfeller kunnet påvise Yngre Dryas-breens randstilling. Foruten moreneiakttagelser og enkelte radiologiske dateringer, har jeg støttet meg til et meget framtrede bergterassnivå, Hovedlinjen (the Main line, jfr. Marthinussen, 1960, fig. 144).

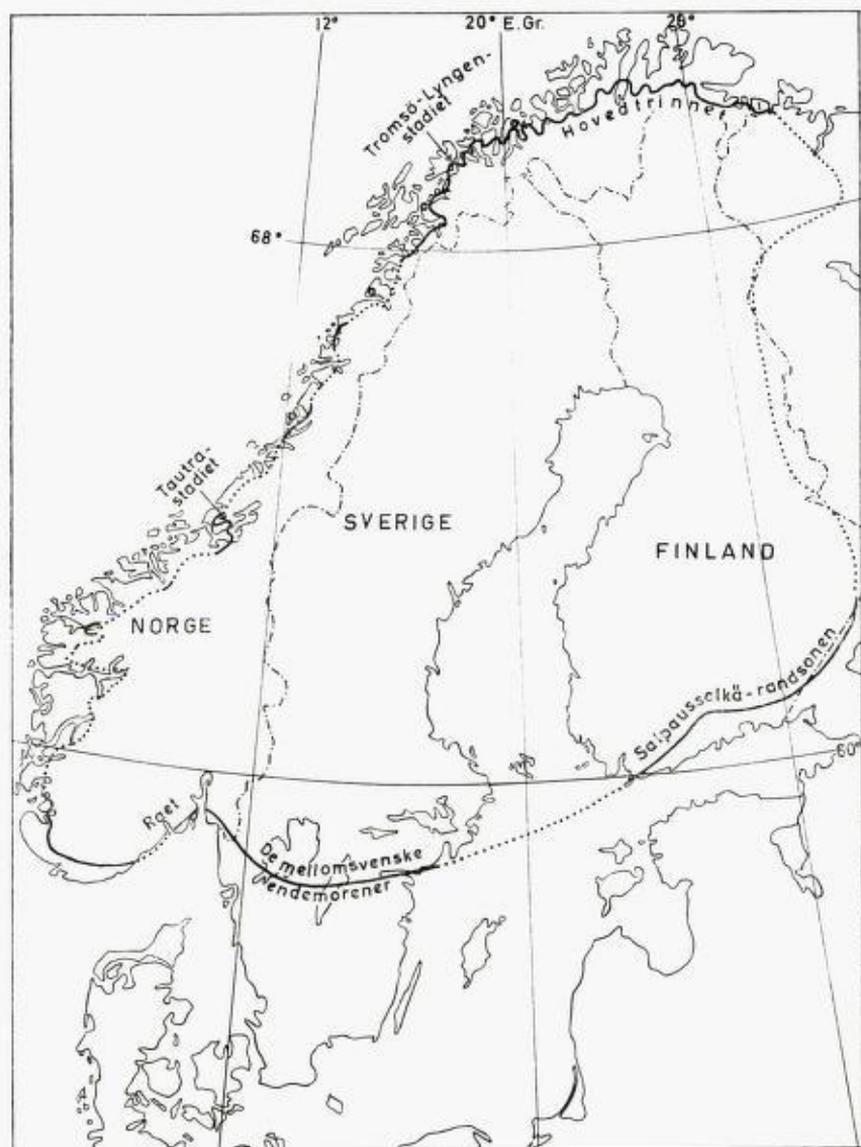


Fig. 17. Storbrens utstrekning i Fennoskandia under Hovedtrinnen.

- Noen *Portlandia (Yoldia) arctica* lokaliteter ( $C_{14}$ -daterte prøver).

*The Fennoscandian ice cap during the Main substage.*

- Some *Portlandia (Yoldia) arctica* localities ( $C_{14}$ -dated samples).



Fig. 18. Parallele grusbelter mellom Gaðcalattengiálas og Skaidevatn, Porsangerhalvøya.  
Brebevegelse mot nordøst.

*Fluted surface between Gaðcalattengiálas and the lake Skaidevatn on the  
Porsanger Peninsula. Ice movements towards north-east.*

*Scale 1 : 15 000. Copyright Widerøe.*

stadier, spesielt Yngre Dryas-tidens. Som uttrykk for mer fram-tredende glaciale tilstander med markert brebevegelse har vi foruten randmorener også skuringsstriper, drumliner (Holtedahll, 1960, Fig. 147) og subparallele grusbelter (fluted surface), jfr. Fig. 18. Randmorenebeltene angir isens periodevise utstrekning og de øvrige fenomener dens bevegelsesretninger. I vårt område og tilstøtende strøk er både randmorenene og det drumlinoide og «fluted surface»-pregede morenelandskap sterkt representert (Fig. 19 og Pl. 2).<sup>20</sup> Sistnevnte har, som tidligere anført, stor utbredelse på Finnmarksvidda og ellers noe utover Porsangerhalvøya (s. 132). Randmorener mangler i indre områder og er vesentlig knyttet til fjord- og dalstrøk.

Brebevegelsen som har gitt opphav til drumlinene og de subparallele grusbelter synes å ha vært sterkt influert av de store senkningene Altafjord og Porsangerfjord, og til dels også av mindre relieff-kontraster, som f. eks. Repparfjorddalen (Fig. 19). Om alderen på de nevnte dannelser er det vanskelig å si noe bestemt. Da deres utforming er betinget av stor plastisitet og av markert bevegelse i isens nedre lag, anser jeg det for utvilsomt at denne strukturform i disse strøk i hvert fall er eldre enn Hovedtrinnet. Og tilsvarende strukturer utenfor Hovedtrinnet må av samme grunn være eldre enn Repparfjordstadiet.

Om randmorenetrinn og andre spor etter brerandstillinger fra istid til postglacial tid her oppe skal i korthet anføres: Randavsetninger fra siste istids maksimum ligger utenfor kysten, fra tidlige senglaciale stadier bare unntaksvis på land, men ellers som submarine oppgrunner over fjorder og sund i det ytre kystbelte. De fleste stadier er for øvrig også registrert ved suksessive fall i den marine grense fra ytre til indre strøk. Fra noe senere tid har vi lenger inne, vesentlig i fjord- og dalstrøk, bl. a. tre markerte randmorene-belter som alle synes å korrespondere med mer aktive brefaser.<sup>21</sup> Det eldste av dem er Yt. Porsangerstadiet, som bl. a. er representert ved betydelige brerandavsetninger ved munningen av Porsangerfjord, deretter følger de før omalte stadier, Repparfjordstadiet og Hovedtrinnet (Fig. 19, I, II og III). Brestadienes relasjon til marine nivåer er kjent, jfr. S<sub>0-7</sub>, S<sub>4-2</sub> og P<sub>12</sub> (S<sub>0</sub>)-nivåene (Marthinussen, 1960, Pl. 16).

<sup>20</sup> Den skjematisk framstilling av denne morenelandskapstype i fig. 19 (pilene) er noe ufullstendig.

<sup>21</sup> Foruten til morenenes ryggform sikter jeg her til marginalsonenes relativt store fall nær terminalområdene. De respektive breer må her ha vært ganske sterkt hvelvede.

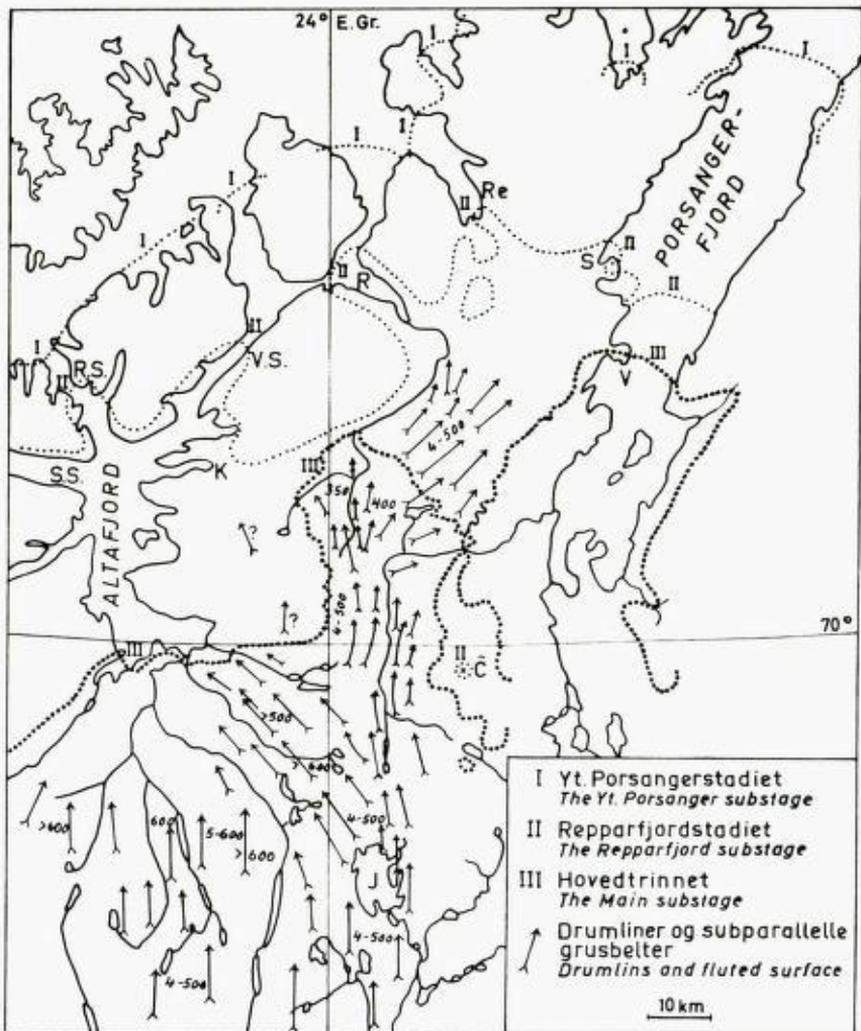


Fig. 19. Viktige breandstadier under siste istids avsmeltningssperiode, samt drumliner og subparallele grusbølter som angir isens bevegelsesretning.

*Important substages during the deglaciation period of the last ice age. Arrows indicate streamline molded forms. Abbreviations: S.S. — Stjernsund. R.S. — Rognsund. K. — Korsfjord. V.S. — Vargsund. R. — Repparfjord. Re. — Revsbotn. S. — Smørfjord. V. — Veidnes. C. — Čuokkaråša peak. J. — Jiesjaurre lake.*

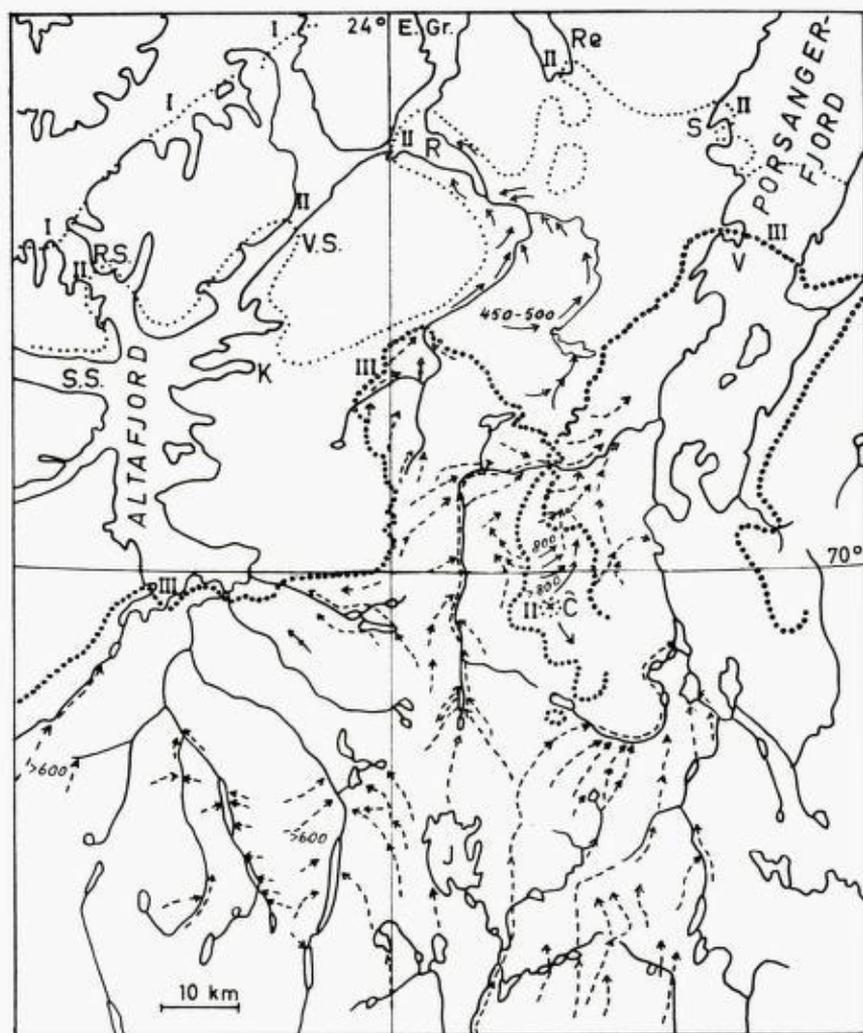


Fig. 20. Subglacial smeltevannsdrenering (unntaksvis subaerial). Hele piler fra Repparfjordstadiet til Hovedtrinnet, brutte piler Hovedtrinnet og følgende tid.  
For øvrig vises til Fig. 19.

*Subglacial drainage during last substages of the deglaciation (rarely subaerial). Full arrows refer to the Repparfjord substage and following interval. Broken arrows refer to the Main substage and Postglacial time. As to the abbreviations etc. see Fig. 19.*

Omtalen ovenfor av de suksessive brerandtrinn, representerende bl. a. mer aktive brefaser, angir samtidig også deglaciasjonens hovedtrekk. Det framgår at storbreens generelle tilbakegang og reduksjon etter siste istid har vært mer og mindre diskontinuerlig. Vi skal her oppsummere visse data som angår isens avsmeltning og deglaciasjonens karakter i tidsrommet Repparfjordstadiets maksimum — postglacial tid, et emne som for øvrig har vært inngående behandlet i tidligere avsnitt.

Smeltevannsfenomener og ablasjonsmorene er de viktigste spor etter breenes avsmeltning. De første karakteriseres ved subglaciale og subaeralt utformede smeltevannsrenner i grus og berg, og ved eskere. Ablasjonsmorene og typiske dødisdannelser er direkte breavsetninger. Disse avsetninger har liten utbredelse i foreliggende område og er heller ikke viet særlig oppmerksomhet. De forekommer i en viss utstrekning ved og proksimalt for marginalsonene, således i tilknytning til Hovedtrinnets. Av dreneringsspor er de subglaciale renner og eskere de mest utbredte her. Som før framhevet er disse alminnelige såvel på halvøya som inne på Vidda (Fig. 20).<sup>22</sup>

I den tidligere omtale av hithørende fenomener under de nevnte stadier og i intervallet mellom dem ble det pekt på at periodevise vekslinger mellom aktive og passive brestilstander var av betydning for den subglaciale drenering, og videre at avtagende breaktivitet, reduksjon av bremykkelsen og utviklingen mot dødisfase var ledsaget av en stadig stigende intensitet i denne drenering. Det siste må i særlig grad også gjelde den postglaciale deglaciasjonsfase, avsmeltningstiden etter Hovedtrinnet. Hithørende dreneringsspor ligger naturligvis overalt innenfor (proksimalt for) Hovedtrinnet marginalsone, og da særlig i indre strøk, bl. a. i vidstrakte områder på Finnmarksvidda. Det dreier seg her om renner og eskere, de siste av til dels meget betydelig lengdeutstrekning. En meget lang esker med nord-sydlig retning, som passerer øst for Jiesjavrre, deler seg nordøst for denne sjø i to dreneringssystemer, et mot Stabbursdalen og et annet mot Porsangerområdet (Fig. 20). Den subglaciale drenerings hovedretninger fra indre strøk under den postglaciale avsmeltning og visstnok delvis også under Hovedtrinnet slutfase har vært *mot* Stabbursdalen, *mot* Lakselvsenkningen og *mot* Transfordalen (Alta).

Såvel intakte subglaciale renner i grus som distinkte «streamline

<sup>22</sup> Dreneringssystemer (subglaciale) som referer seg til Repparfjordstadiet og det følgende intervall er bare i liten utstrekning angitt i fig. 20. For øvrig dreier det seg her overalt om hovedsystemer.

molded forms» viser at hverken Repparfjordstadiets eller Hovedtrinets bre har ved avsmeltningen etterlatt seg nevneverdig ablasjonsmorene. Når vi ser bort fra grusopphopningene i marginalsonene, må breenes materialtransport ha vært liten.

### Summary.

#### *Marginal substages and drainage during deglaciation in the Repparfjord—Stabbursdal area, Western Finnmark.*

The purpose of this article is to give a description of two prominent active substages of the deglaciation period of the last ice-age in Finnmark, Northern Norway. The area concerned is situated on the peninsula between the Altafjord and the Porsangerfjord, south of Hammerfest (Fig. 1).

In contrast to the inland plateau ("Vidda"), the topography of the coastal area in Finnmark is rather broken. The mountains surrounding the Repparfjord reach altitudes between 600 and 700 m a.s.l, and the highest peak within the area discussed, Čuokkarašša, 1139 m a.s.l.

The description of the older of the two substages, termed "the Repparfjord substage" deals with the area surrounding this fjord and the adjoining Repparfjord valley to the south. The younger substage, considered by far the more important one, and termed "the Main substage" (of  $P_{12}(S_0)$ -age, Marthinussen, 1960), coincides with the so-called Younger Dryas time in Fennoscandia. This dating is based upon extensive study of old shore-lines and  $C_{14}$  tests. The age of the closing phase is ca. 10 000 years B.P.

This stage is marked by a pronounced marginal zone, continuous through nearly all of Finnmark. The author has followed it mainly on the ground and for the rest on air photographs. In the present paper the section between Porsangerfjord and Altafjord is described.

The period of rapid melting, the interval between the two active stages, indicated by the many subglacial meltwater channels converging into the Repparfjord valley, is by the author referred to the Allerød period.

During the Repparfjord substage the ice-cap covered a great part of the Porsanger peninsula. The coastal area and, inland, the nunatak Čuokkarašša were ice-free. At the maximum of this stage the ice-cap sent a short and thick glacier down the Repparfjord valley and fjord, indicated by a well developed end moraine corresponding to a sub-

marine ridge at the mouth of the fjord (Fig. 4). This glacier then seems to have entered a passive state, first followed by thinning of the ice, and finally to have passed into a dead phase when the remnants were situated south of the road-junction at Skaidi up in the Repparfjord valley (Fig. 7). The melting process seems to have been intensive from the time of maximum extent of the ice and to have accelerated during the time following the substage.

The corresponding substage in the Altafjord area is marked by end moraines and submarine ridges at Vargsund and Rognsund, and in Porsangerfjord by corresponding deposits inter al. at Smørfjord (Fig. 19).

At the time of the Main substage the ice-cap had shrunk considerably and sent glaciers down the Alta valley to the head of the fjord. Another glacier occupied the inner half of the broad Porsangerfjord inwards from Veidnes. In the depression of Stabbursdalen on the peninsula between the two big fjords the short and comparatively thin Stabbursdal—Myrland glacier reached as far north as Aisarfjell on the road between Alta and Hammerfest. To the east this glacier and the Porsanger glacier met within a small area in the lower Stabbursdalen valley, inter al. at Dæbbovarre (Fig. 15). For the rest the two glaciers were separated by the Porsanger Mountains, at that time a nunatak area (Pl. 2 and Fig. 1).

The picture of the ice-cap with its extensions may be completed by referring to the gradients of the sloping surfaces. The Stabbursdal—Myrland glacier at its maximum had an elevation of roughly 700 m west of Cuokkarašša, 38 km from its front at Aisarfjell, where the height was 390 m.a.s.l. This makes an average of ca. 8 ‰ for the frontal 38 km. At the same time the front of the Porsanger glacier was near sea level at Veidnes and its elevation east of Čuokkarašša was 700 m.a.s.l., which makes an average gradient of ca. 13.5 ‰ for the frontal 52 km. The corrections to be made for the oblique land elevation are small and do not much alter the picture. The continuation to the east and west of this terminal zone in Western Finnmark appears from Fig. 19, and in all Fennoscandia from Fig. 17.

Little is known about the general retreat and advance of the ice-cap in this northern region. But from other parts of Fennoscandia we know that a colder climate suddenly set in at the end of the Allerød Age, the Younger Dryas period, and caused an advance of glaciers in general. Minor climatic variations during the cold period, that probably lasted

for some 600 years, are reflected in oscillations within the terminal zone of the Stabbursdal—Myrland glacier. After the phase of maximum advance, indicated by the distinct terminal ridge, the glacier retreated in an oscillatory manner, minor active substages alternating with more stagnant ones. This appears not only from the conditions at the frontal parts of the glacier, but can be traced from one locality to the other along the edge of the ice.

Based upon a thorough study the author has arrived at the conclusion that the drainage to a great extent took place subglacially. In the Repparfjord glacier area this happened particularly during the later phase and in the southern area. In the Stabbursdal—Myrland glacier and in the adjoining parts of the Porsanger glacier the subglacial drainage was considerable even during the phase of maximum advance. In the Norwegian text much attention is given to the subglacial drainage, particularly in the Stabbursdal area during the Main substage, when meltwater from the Stabbursdal—Myrland glacier drained into the adjoining Porsanger glacier through a marked canyon in the Stabbursdalen valley, where the two glaciers were nearly in contact. From this canyon the meltwater must have found its way below or near the bottom of the Porsanger glacier far out into the Porsangerfjord. It may seem strange that subglacial drainage occurred inside a presumed active ice body. The author's conclusion is based partly on the absence of distinct traces of proglacial drainage and partly on evidences of a subglacial drainage, such as eses or esker-like ridges converging towards the described canyon. The subglacial drainage also explains the deposition of the enormous masses of sand and gravel which constitute the terraces in the lower Stabbursdalen valley, below the canyon, bordering on the fjord. It must be added that, evidently, the surface layers of the terraces have been deposited later and modified sub-aerially by running water and the sea.

In the field and from air photographs it can be seen that some eskers and esker-like ridges are connected with the very distal ridge which belongs to the marginal zone of the Main substage (Pl. 2). To the south-east, near Čuokkarašša, a small ice-dammed lake drained subglacially into the Stabbursdalen canyon. In these localities traces of lateral drainage channels are comparatively scarce and faint, whereas subglacial channels and subglacial ridges dominate.

To view the two substages in a wider connection the author recalls that the outer margin of the ice-sheet at its maximum is believed to

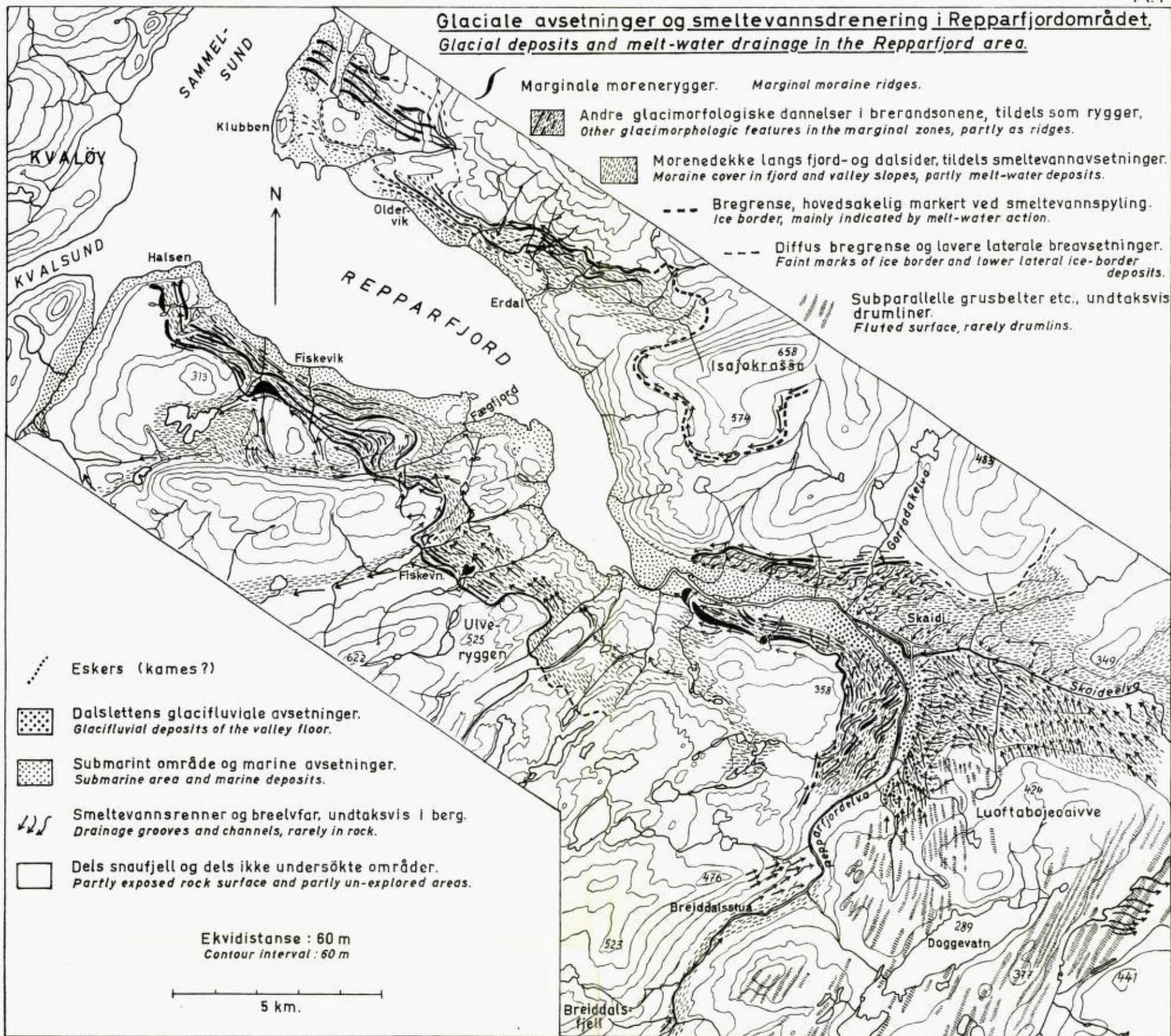
have been on the banks. During deglaciation the ice-margin receded stepwise. Some old oscillations are indicated by submarine ridges, partly also on land. Apart from the two zones described, a still older system of marginal ridges exists at the mouth of the Porsangerfjord and corresponding points on the outer coast. Thus, in Finnmark there are three important substages, the latter and oldest one termed the Yt. (Outer) Porsanger substage. The second one is called the Repparfjord substage, and the youngest and most important one is the Main substage. No younger and moraine which may indicate a later advance of the inland ice, seems to be present in this part of Norway.

Chapter 4 describes some of the more important structures which indicate streamlines of the former ice, mostly drumlins and fluted surfaces. Glacial striae occur, but are scarce. In Fig. 19 arrows point to such structures and thus present the streamlines. These seem to belong to an earlier phase of glaciation than the stages described. As it might be expected, the deep and broad main fjords, the Altafjord and the Porsangerfjord, influenced the local direction of movement by easy transport of the ice thrown off by the icebergs. This is clearly shown in the figure, where stippled lines inter al. indicate terminal moraines of the three stages.

Fig. 20 presents a picture of the more important subglacial drainage systems which belong to the described substages, and to the period after the Main substage. Traces of deglaciation are in the form of eskers, drainage channels (subaerial, subglacial, and proglacial ones), canyons in bedrock (mostly subglacial), and ablation moraine. The latter deposits are not given particular attention; their occurrence is mainly limited to dead ice bodies. Dead ice deposits dominate the area where the Stabbursdal—Myrland glacier joined the Porsanger glacier, north of the Stabbursdalen canyon.

The Main substage is the more important one because it permits correlation with distant areas and even with other parts of the globe. Therefore it has been subject to a closer study than the other substages. The marginal zone has been followed over long distances, and the drainage systems of the Stabbursdal—Myrland glacier, in part that of the adjoining Porsanger glacier, have been particularly studied. The more important characteristics revealed by this study can be summed up as follows:

**Glaciale avsetninger og smeltevannsdrenering i Repparfjordområdet.**  
**Glacial deposits and melt-water drainage in the Repparfjord area.**





Hovedtrinnet resp. Ra-stadiet etc. i Aisarfjell - Stabbursdalområdet m.v.  
The Main-substage resp. the Ra-substage etc., mainly in the Aisarfjell - Stabbursdal area

-  Marginale morenerygger. *Marginal moraine ridges.*
-  Andre glacimorfologiske dannelser i marginalsonen, tildels som utydelige rygger.  
*Other glacial morphologic features in the marginal zone, partly as indistinct ridges.*
-  Svakt utformet bregrense, tildels bare ved smeltevannspyling.  
*Faint marks of ice border, locally indicated only by melt-water action.*
-  Subparallele grusbelter etc., tildels drumliner.  
*Fluted surface, partly drumlins.*
-  Eskers.
-  Glacifluviale avsetninger utenfor brekanten.  
*Proglacial glacial deposits.*
-  Smeltevannspor, vesentlig som furer og renner, i noen tilfelle i berg.  
*Drainage marks, mainly as grooves and channels, in some cases in rock.*
-  Breelvar i berg.  
*Drainage channels in rock.*
-  Områder med smeltevannspylte bergflater.  
*Areas of rock surface washed by melt-water.*
-  Skuringstriper. *Striæ.*
-  Strandlinjer etter bredemt sjø.  
*Strandlines formed in glacier-margin lake.*
-  Jettegryter. *Potholes.*





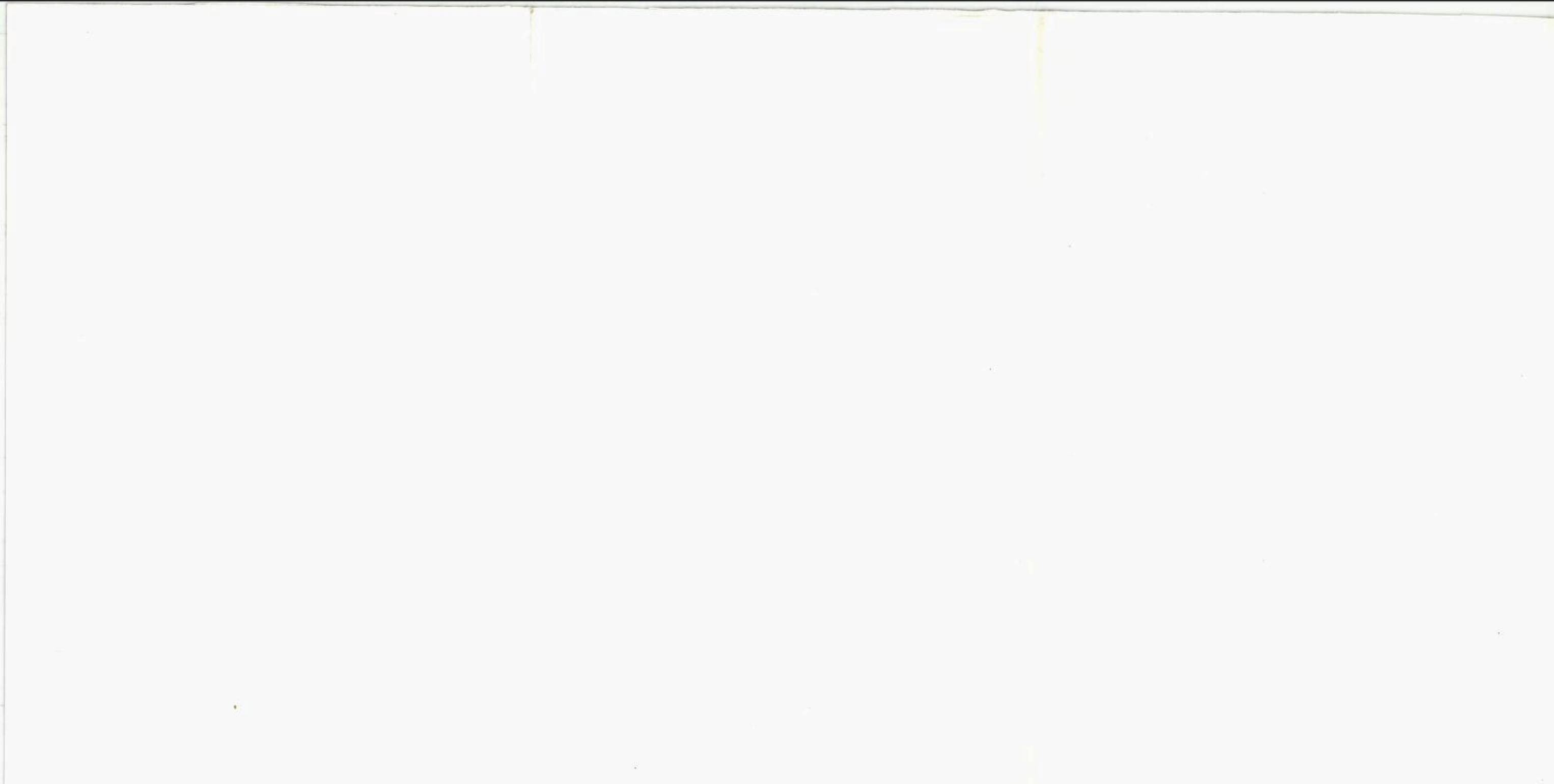
 Botn. Cirque.

 Dels snaufjell og dels ikke undersøkte områder.  
Partly exposed rock surface and partly un-explored areas.

Ekvidistanse : 60 m  
Contour interval : 60 m.

 5 km.





1. Advance of the glacier during the first phase.
2. Later oscillations, traceable by terminal ridges, partly and locally indicate advance of the glacier.
3. Distinct melting (drainage) even during the phase of maximum advance.
4. Subglacial drainage, local and also regional, during all the phases, and of course later.
5. The activity of the glacier seems periodically to have been comparatively slight — at any rate in some parts — even during the maximum of the substage.

### Literatur.

- Gjessing, Just*, 1960. Isavsmeltningstidens drenering, AD NOVAS, nr. 3.
- Holmsen, Per*, 1951. Notes on the ice-shed and ice-transport in Eastern Norway, N. G. Tidsskr., Bd. 29.
- 1956. Ytre Rendal og Stor-Elvdal, N.G.U. nr. 194.
- Holtedahl, Olaf*, 1918. Bidrag til Finnmarkens Geologi, N.G.U., nr. 84.
- 1953. Norges Geologi, bd. II, N.G.U., nr. 164.
- 1960. Finnmarksvidda, i Geology of Norway, N.G.U., nr. 208 p. 429.
- 1960. Remarks on some western and northern parts of Norway, i Geology of Norway, N.G.U., nr. 208 p. 409.
- Marthinussen, M.*, 1960. Coast- and fjord area of Finnmark, i Geology of Norway, N.G.U., nr. 208, p. 416.
- Reusch, Hans*, 1903. Fra det indre av Finmarken, N.G.U., nr. 36.

## Radioaktivitetsundersøkelse av bergartsprøver i magasinene på Mineralogisk geologisk museum, Universitetet i Oslo.

*Av*

*Thor Siggerud.*

### **Materialet.**

Ifølge oppgave fra museumsbestyrer dr. H. Neumann befinner det seg i samlingene på Mineralogisk- Geologisk museum, Universitetet i Oslo, ca. 50 000 håndstykker, som er ordnet i større og mindre grupper.

I den største gruppen er bergartsprøvene ordnet etter gradteiger. Dette er brukt også hvor NGO ennå ikke har utgitt gradteigskart.

En annen hovedgruppe omfatter den praktisk-geologiske samlingen som består av bergarts- og malmprøver fra en del norske forekomster av økonomisk viktige mineraler. For Syd-Norges vedkommende er disse ordnet etter Foslies (1925) kart, mens i Nord-Norge er de ordnet etter geografisk beliggenhet.

Blant de mindre samlingene av mer spesiell karakter kan nevnes Fenfeltets bergarter.

Alle disse samlinger innebærer en mulighet for på en billig måte å få undersøkt f. eks. de radioaktive elementer i norske bergarter. Resultatene må likevel tas med noen reservasjoner fordi, selv om man har en representativ typesamling av bergarter på et kartblad, er det ikke sikkert at en forekomst av radioaktive elementer er representert blant typene. De «negative» resultater vil derfor ha meget mindre verdi enn de «positive» resultater.

Hensikten med undersøkelsen var altså ikke å få et fullstendig bilde av de radioaktive elementers opptreden i Norge, men i heldigste fall få noen indikasjoner på hvor det i første omgang kunne være rimelig å foreta en videre undersøkelse.

I overensstemmelse med dette ble den praktisk-geologiske samling først gjennomgått. De resultatene som fremkom bidro til at en del kartblad i Telemark ble undersøkt i samme forbindelse. Det er resul-

tatene av denne gjennomgåelse som fremlegges her. Målingene ble utført i 1954.

Norges Geologiske Undersøkelse og jeg selv er museumsbestyrer dr. H. Neumann meget takknemlig for at undersøkelsen kunne utføres, og for all den hjelp som ble ydet.

### Målemetodene.

Målingen av radioaktiviteten i en slik bergarts-samling representerer et meget stort arbeid, og det gjaldt å finne frem til den metoden som med minst mulig arbeid, ville gi de største resultatene.

Det dreide seg om to hovedtyper av målinger. Det ene var måling av betapartiklene med en GM teller, og det andre var måling av gammastrålene med en «scintillator».

Skulle målingene bli nøyaktige og kunne angi mengden av radioaktivitet, måtte de utføres i helt standardisert form. Men noe slikt var ikke mulig, da håndstykkene ikke kunne ødelegges.

Det var heller ikke praktisk mulig å flytte samlingene ut av museet. Derfor sto man overfor problemet med å finne en måte å registrere radioaktiviteten i stoffene der de var og som de var.

En telling av betapartiklene med GM teller ville kreve flere minutters talletid på hver stoff, og da selvabsorpsjonen for betapartikler er meget stor, ville en slik metode ikke være særlig egnet.

Tilbake gjensto da bare scintillasjonstillingen av gammastråler. Her ville i noen grad stoffens størrelse og egenvekt spille inn, om enn i mindre grad enn for andre metoder. Målingen ble utført ved at man etter tur holdt stoffene opp under krystallen på scintillometeret og leste av utslaget på ratemeteret. Man fikk ved en slik metode ikke registrert alle spor av radioaktivitet, men tilstedeværelsen av fra ca. 50 gram/tonn uranekvivalenter i bergarten skulle kunne merkes, under forutsetning av at de radioaktive mineraler var noenlunde jevnt fordelt i bergarten.

Heller ikke denne metoden ga noen endelige resultater om uraninnhold i bergartene, men bare meget gode indikasjoner.

Det er heller ikke mulig å skille mellom thorium og uran uten ved hjelp av helt spesielle tidskrevende undersøkelser, som krever meget fintfølende instrumenter og svært god standardisering av målingene.

På Mineralogisk- Geologisk museum kom det imidlertid ytterligere en vanskelighet til. Bygningens store bakgrunnsstråling viste seg å være

flere ganger større enn den kosmiske bakgrunnen. Dette skyldes antakelig en rekke faktorer: som materialet bygningen var bygget av, at den står på alunskifer og at den inneholder store steinsamlinger, bl. a. av radioaktive pegmatittmaterialer. Da gammastrålene har stor gjennomtrelselighet, virket dette svært generende på målingene.

For å eliminere dette ble anskaffet et blytårn. Når målingene skulle foretas, ble stoffen og instrumentet plassert i blytårnet. Blytårnet var konstruert slik at bakgrunnsstrålingen inne i tårnet tilsvarte den vanlige kosmiske strålingen ute i naturen. Det var medgått ca. 100 kg bly til utformingen av tårnet og hele oppbygningen ble plassert på et lite bord som gikk på hjul, slik at det kunne flyttes langs skuffradene hvor bergartsprøvene lå.

Ved hjelp av denne innretningen kunne man gjennomsnittlig måle ett håndstykke pr. minutt.

Selve arbeidet med målingene ble vesentlig utført av stud. real. Per Sæbø.

### Foreløpige resultater.

I praktisk-geologisk samling og gradteigene D og E 36 ble ialt undersøkt 5813 stuffer.

I Østlandske bergdistrikt ble prøver fra ialt 111 av de 575 forekomster på Foslies malmkart undersøkt.

For Vestlandske bergdistrikt var tallene 80 av de 329 forekomster på Foslies malmkart, foruten 7 forekomster som ikke var mulige å finne på malmkartet.

I Trondheimske bergdistrikt ble prøver fra 75 av Foslies ca. 500 forekomster målt og fra Nord-Norge ble tatt med prøver på ca. 60 forekomster.

Av det ovennevnte fremgår det at det i Mineralogisk Museums samlinger bare finnes prøver fra ca. 25 % av de registrerte forekomster av viktige mineraler i Norge. De undersøkte prøvene viste at på ca. 40 lokaliteter forekommer et eller flere radioaktive mineraler i større eller mindre mengder. Det kan være usikkert hvor man skal sette grensen mellom tilfeldige utslag i måleintensiteten og sikre utslag.

Når resultatene skal vurderes, må man som nevnt ta hensyn til at thorium ikke er skilt fra uran og at en gitt mengde uran er mer intens i sin radioaktivitet enn tilsvarende mengde thorium.

Av resultatene fremkommer bl. a. følgende geologiske forhold, som synes å kunne ha interesse:

1. Molybdenforekomstene er i større eller mindre grad radioaktive.
2. En del forskjellige typer av jernmalmer er radioaktive, (både hematitt, ilmenitt og manganholdige jernmalmer.
3. Rutilforekomstene er radioaktive.
4. Modumparagenesen er radioaktiv (Koboltforekomsten).
5. Kopperkiser og elementært kopper i Telemark kan inneholde litt radioaktive mineraler.
6. I Fensfeltet er det ikke bare jernmalmene, men også calstittbergartene som er radioaktive.

Av «negative» resultater kan nevnes:

I prøvene fra skjerp og malmbforekomster i Trøndelag er det ikke funnet radioaktivitet av interesse.

### **Konklusjon.**

De viktigste resultatene er fremkommet på grunnlag av målinger av malmsamlingen. Hvor representative disse resultatene er for de norske malmene, og spesielt hvor representative de måtte være for radioaktiviteten i de norske malmene, er det som tidligere nevnt umulig å ha noen formening om.

Geologisk sett er det imidlertid først og fremst i de mineraliserte partiene i det sør-norske grunnfjellet vi til nå har funnet radioaktive anomalier; foruten på enkelte steder i Nord-Norge og Oslofeltet. De mineraliserte partier andre steder i landet ser mindre lovende ut når det gjelder uran og thorium. Dette gjelder både i grunnfjellet og de yngre bergartene.

Pegmatittforekomster inneholdende radioaktive mineraler er ikke tatt med her, da disse etter all erfaring, har svært liten økonomisk betydning.

Alunskiferen i Oslofeltet og alunskiferene fra noen av de andre stedene her i landet, har vært gjenstand for større feltundersøkelser og behandles ikke i denne forbindelse.

De fleste av de radioaktive forekomstene har senere vært gjenstand for mer detaljerte undersøkelser. Alle steder har man funnet uran og/eller thorium, men aldri så lovende at man umiddelbart har kunnet forsvare en større og mer kostbar undersøkelse, under hensynstagende til de nåværende markedsforhold for uran.

Der det har vist seg at de radioaktive elementene opptrer i parage-

nesen, vil man kanskje kunne benytte radioaktivitetsmålinger ved fremtidige malmundersøkelser.

Som det vil ha fremgått av det ovenfor nevnte, er bare en del av landets gruver og skjerp representert i malmsamlingen. Det ville derfor være ønskelig om Mineralogisk-Geologisk Museum fikk anledning til å utbygge disse samlingene, ikke minst med sikte på andre mulige undersøkelser, som kanskje vil spare like meget tid og penger som ble spart ved den foreliggende uran-thorium undersøkelsen.

### Summary.

#### *Radioactive measurements of specimens in the collections in Mineralogical Geological Museum, University in Oslo.*

The radioactivity of 5813 specimens from about 25 % of the ore deposits registered by Foslie in Norges geologiske undersøkelse nr. 126, 1925, have been measured by gamma-scintillation-counter. Anomalies have been found in specimens from about 40 localities. The studied specimens belong to the ore-collection of the Mineralogical-Geological Museum of the University in Oslo.

The technics used for measuring the specimens are described, and the meaning of the results discussed. Several molybdenum and some iron deposits are found to be radioactive, and the same is the case with many copper mineralisations in Telemark. The ore deposits in Trøndelag are, however, remarkably poor in radioactive elements.

The radioactivity is mostly found in the mineralized areas in Southern Norwegian precambrian rocks and in the Caledonian granites in North-Norway. Neither the pegmatites nor the alumshales are taken into consideration.

All the more important radioactive localities have been visited, but the results so far obtained have not made more expensive explorations recommendable under the present market conditions for uranium.

It would be of great value for future studies, if Mineralogical-Geological Museum in Oslo could be able to make their collections of ores more complete and comprehensive.

### Litteratur.

Foslie, Steinar, 1925. Norges Geologiske Undersøkelse nr. 126 Syd-Norges gruber og malmforkomster.

# The Geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms-Finnmark, Northern Norway.

by

*Finn J. Skjerlie and Tek Hong Tan.*

## Introduction.

In the summers of 1958 and 1959, Geofysisk Malmleting carried out a survey of the Reisa Valley region, with as its main purpose the investigation of known iron deposits and recently reported lead occurrences in the area. As coherent geological data were lacking, it was also judged necessary to work out a geological map and to study the general petrography and structural geology of the region. During the months of July and August 1959, the authors joined Geofysisk Malmleting's team in Finnmark and took part in the exploration of the Precambrian greenstone area surrounding the Časkias copper deposits. During this period they were given the opportunity to extend the survey of the lower Caledonides east of the county boundary of Troms. Some of the observations reported here were made by cand. mag. Tore Torske, who took part in the survey of the Caledonides in the area under discussion.

The adjoining Birtvarre region and the Precambrian area of western Finnmark were recently mapped by Padget (1955) and Holmsen, Padget, Pehkonen (1957), while the Caledonides in the Finnish territory were studied in detail by Hausen (1942 b). The present area is for the most part geologically unsurveyed, except for the visits by Karl Pettersen (1888) and Thorolf Vogt. The latter made a reconnaissance of the part of the contact zone between the Precambrian and the Caledonides, lying between Torneträsk (Sweden) and the Reisa river. The results were presented in a lecture held for Norsk Geologisk Forening, the summary of which was published in 1918.

The Reisa Valley proper is a U-valley in the northernmost part of the area under consideration, about 4—5 kilometers wide. The mountains on either side of the valley may reach the height of more than

1000 meters above sea level, while the river itself flows at an altitude of 70 meters. The high lying land is a very rugged country with several glaciated valleys crossing the area. Towards the south, the U-valley narrows to 500 meters or less, and becomes more canyon-like. The ground on both sides of the Reisa river rarely exceeds the elevation of more than 700 meters. The upland here is a flat, undulated plain with a comparatively little relief, and is the westerly extension of Finnmarksvidda, the plateau of Finnmark. At Nedrefoss, the last point one can reach by river boat (about 70 km from Reisafjord), the river is 130 meters above sea level. Raisjavrrre, the source of the Reisa river, lies at an elevation of 447 meters. The eastern area under present survey, part of the Finnmarksvidda proper, belongs to a different drainage system, and the relief is even less prominent.

The present paper deals only with the results of the general geological reconnaissance of the Reisa Valley region and not with the investigation of the mineral deposits. The area is more than 1500 square kilometers and only a fraction of the period in the field could be spared for geological work which did not appear relevant to the authors' original mission. The present authors thus can present only the broadest outlines of the geology of the Caledonides in the Reisa Valley region, in the realization that additional work in this area would lead to significant improvements on their observations and conclusions.

#### *Aknowledgement.*

The present authors had the occasion to discuss their results with Dr. Tore Gjelsvik and state geologist Per Holmsen, who have worked in the southern parts of the area. The authors are deeply indebted to them for the fruitful discussions and for the additional information they gave.

#### **Autochthonous rocks.**

##### THE PRECAMBRIAN BASEMENT

The Caledonides rest on a basement of Precambrian rocks. The publication of the field survey of western Finnmark by Holmsen, Padget, Pehkonen (1957) can be summarized as follows:

Between Raisjavrrre and the Finnish border is a large area of granitic rocks, with numerous inclusions of "supracrustal schists". The rocks

are generally speaking banded granite gneisses which appear to be the results of granitization. Of the original supracrustals, quartzite and amphibolite are the best preserved. Within the granitic rocks there occur two belts of greenstones and some zones of albite-carbonate rocks. East of Raisjavrre there are two broad belts of greenstones, separated from each other by zones of argillites and sandstones. Časkias mountain is in the western greenstone belt, Čaravarre ridge (south of Čarajavrre) in the sandstone, and the southern tip of Čarajavrre lies in the eastern greenstone. The greenstone may be fine-grained and banded («sedimentary greenschists»), fine-grained and dense («extrusive greenstone») to medium-grained («intrusive greenstone») where amphiboles and feldspars are macroscopically visible. The contact between the basement and the overlying Paleozoic sediments is found (or, if covered, expected to occur) along Sallejokka at 600 meters above sea level, south of Sieidas at 470 meters, at Bulljovagge at 600 meters, south of Njarg-gavarre most probably higher than 600 meters, near Nedrefoss at 300 meters, and at the Finnish border at 800 meters above sea level. The highest points in the Precambrian area are Časkias 774 meters, and Čaravarre 891 meters above sea level. The erosional surface under the Cambrian Hyolithus Zone is a slightly undulated plane, which dips towards the NNW with an angle less than  $4^\circ$  in the Reisa Valley. Previous authors (a. o. Holtedahl 1918) noted that the Precambrian in Finnmark was eroded to a flat peneplain. Around Bulljovagge the sub-Cambrian surface rises to over 600 meters, and leads one to conclude that there must have been a low hill during the Cambrian deposition. A similar hill is believed to have existed west of Čarajavrre. The general slope of the sub-Cambrian surface in Troms is on the average  $2\frac{1}{2}^\circ$  towards the west (Vogt, 1918).

#### EOCAMBRIAN ROCKS

The occurrence of autochthonous Eocambrian rocks has been reported by Holmsen (1956 and 1957). At a number of localities in western Finnmark he found tillite on the sub-Cambrian surface under the basal conglomerate of the Hyolithus Zone. At Bulljovagge the tillite was found to rest on quartzite and arkosis beds, which Holmsen named sparagmite. The total thickness of the Eocambrian here, he writes, is probably more than 5.5 meters. C. O. Mathiesen, geologist of Kautokeino Kobberfelter, discovered more tillite outcrops west of Bulljovagge

(personal communication 1959). Holmsen's and Mathiesen's discoveries are entered on the geological map.

No rocks, recognisable as tillite, were found west of Časkias.

#### THE HYOLITHUS ZONE

The Hyolithus Zone lies on the Precambrian with an angular unconformity. Whereas the Precambrian rocks near the contact were generally found to have a N-S strike and a very steep dip, the lowermost beds of the Hyolithus Zone overlies mainly granitic rocks in the western part of the area under discussion. Towards the east the Zone overlies mainly the greenstone.

The rocks of the Hyolithus Zone are chiefly conglomerates, sandstone and shales, the latter being the most characteristic feature of the formation. In the incisions and gorges of five tributaries of the Reisa river, practically the whole sequence could be studied from the base to the top. The sixth stream, Avasjokka, flowing in the canyon of Ave Vagge, has apparently already been visited by Vogt (1918). There is a frequent alternation of the different rock types, and these can be grouped together into five members listed below and in fig. 1. The generalization, however, need not to be applicable outside this small area.

*Conglomeratic series.* The thickness is less than 5 meters, sometimes only 1 meter. The actual conglomerate is found in the 5 river exposures mentioned above. The components are usually vein quartz and to a lesser extent granitic rocks. The size of the pebbles usually varies from 5 to 10 cm, but smaller and larger fragments occur. At Nedrefoss the conglomerate is not present but the series is represented by a coarse, badly sorted arkosic sandstone, the grain size varying from 0.1 mm to over 2 mm, though larger pebbles were found.

Weak mineralization have taken place in the conglomeratic series, but due to the very limited extent they did not appear to be of economic importance. Near Nedrefoss, galena was found occurring with the cementation quartz of the arkosic beds. In a stream south of Avasjokka the matrix of the conglomerate contains masses of pyrite. The sulfide impregnations in the basal conglomerate near Čarajavrre were previously noted by Holmsen (1956).

*Lower shale and sandstone series.* This is a series of alternating beds of sandstone and shale. The thickness of the individual beds are mostly

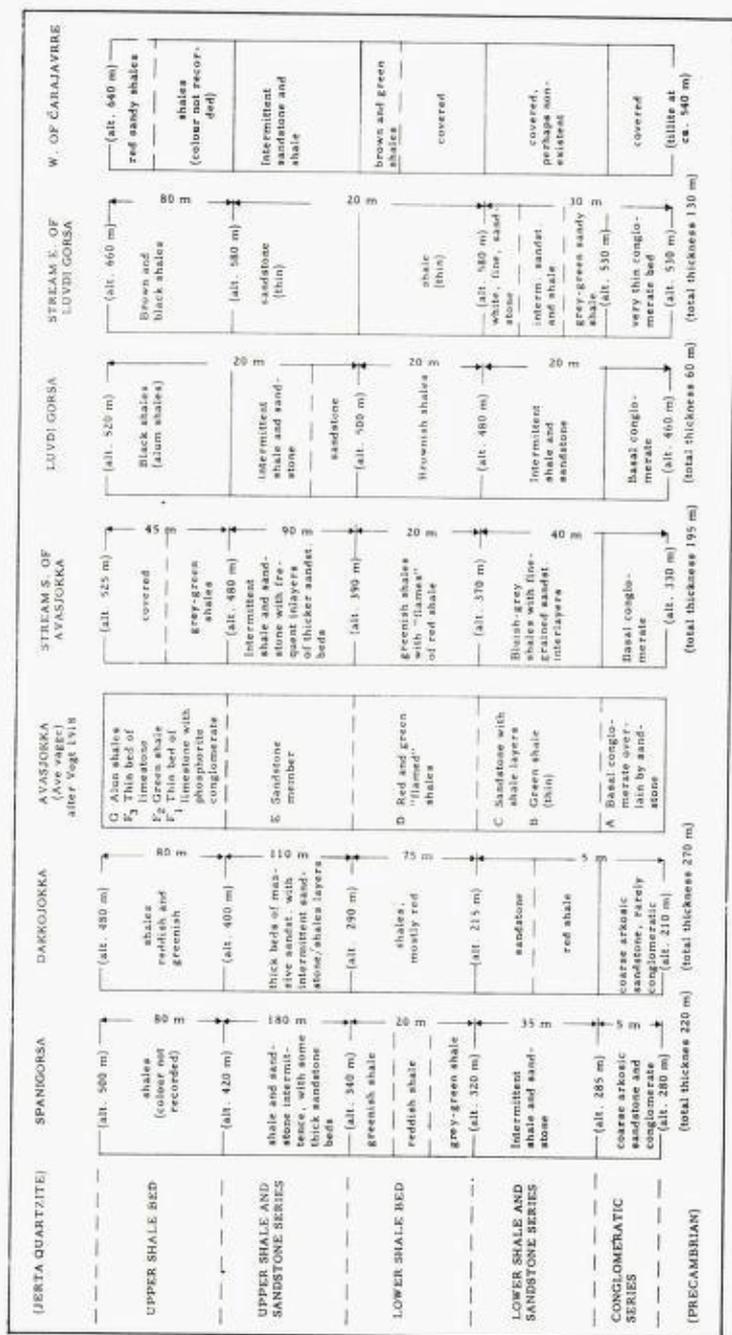


Fig. 1. Schematic sections of the Hyolithus Zone around the Reisa river.  
*Skjematiske snitt av Hyolithussonnen ved Reisaelven.*

between 5 cm and 5 meters. The thinner sandstone layers were found to have irregular thickness; they were seen to pinch and swell and even wedge out, reappearing either at the same or at a different level. Both the thin and thick sandstone beds are as a rule cross-bedded.

Trails and prints of worms and probably of other animals are abundant in the sandstone layers, especially where these alternate intensively with the shale. Shrinkage cracks may occur, though less frequently, in argillaceous layers in the sandstone. Ripple marks were occasionally found, and a sandstone bed was seen to display slump-structures.

*Lower homogenous shale bed.* The shale is usually sandy, but the sandstone is practically absent. A few sandstone layers still occur, but they are not always noticeable as here they are very fine-grained and have the same colour as the surrounding shales. The colour of the shales can be dark red, chocolate brown or greyish green. The shales have a regular diagonal jointing, and irregular conchoidal cleavage.

*Upper shale and sandstone series.* This series shows little difference with the lower shale and sandstone. The main difference is its greater thickness, and the presence of thicker sandstone beds. In one of the sandstone layers of this series one may find rounded pebbles of black slate.

*Upper homogeneous shale bed.* This is also similar to the lower shale. Only the thickness here is greater. The upper shale is overlain by fine-grained quartzite, one of the types of rock found in the Jerta Nappe.

This general subdivision also fits with Vogt's description of the section in Ave Vagge, as can be seen on the figure 1. Towards the east, however, the lower shale and the sandstone series seem to be absent, as Holmsen describes the succession there as: 1) Basal Conglomerate, 2) Lower shale, 3) Sandstone beds, 4) Upper shale.

Folding is very often seen in the lower and upper shale and sandstone series. The folds themselves are generally not more than 100 meters wide. More than one independent set of folds were observed lying over each other. The folds are generally asymmetric and the axial plane dips mostly in the westerly direction but occasionally it dips to the east. Smallscale overthrusting can also be noted.

No folding was observed in the conglomeratic series. The layers of the lowermost series were regarded as having generally remained rigid. The present difference in the strike directions of these bottom beds is believed to be chiefly due to the slight undulations of the sub-Cambrian

surface and the resulting initial dip of the first overlying sediments. Some overthrusting has, however, also taken place here, as in the valley of Dakkojokka one can see a slab of Precambrian mica schist lying between the lower sandstone and shale series.

The schematized sections in fig. 1 shows how different are the observations taken from the two sandstone and shale series at the outcrops. The present deformed state (folding, thrusting and possibly locally squeezing out of some beds caused by the great Caledonian overthrust above), coupled with the difficulty of making accurate and continuous recordings of the rocks when they are so deformed, are undoubtedly some of the reasons. Nevertheless, primary differences are considered to have existed before the deformation took place. We therefore hesitate to carry out a parallelization of the beds over a great distance.

### **Allochthonous rocks.**

#### THE JERTA NAPPE

Overlying the Hyolithus zone is an overthrust formation of quartzites, the thickness is estimated to be about 500 meters. The quartzite is generally a fine-grained rock, the colour light grey or dark bluish grey. Often it resembles chert. A close study might lead to a distinction of several types. Clastic characters are generally macroscopically invisible, but near the base some banding may be seen, and occasionally a vague granularity.

In the quartzite one very frequently finds thin layers of grey-green to brown shales, very much like some of the shale types in the underlying Hyolithus Zone. These layers can be as thin as a few centimeters, but thicker beds of some meters are present. A thick bed of black shales with pyrite impregnations was found by Per Holmsen south of Jorbbesjavrrre (Personal communication).

Other rocks belonging to this formation are dolomite and conglomerates. The dolomite was found north of Reikojvarre forming a low anticline. The layer wedges out towards the east. Thin layers of conglomerates were recorded, also with a very limited extension.

One of the most interesting rocks of this unit is a tillite, occurring 5 km NNE of Sieidas ridge. An outcrop is found not very far from the junction of Gironjokka and Rapesjokka, and nearby lies a belt of large boulders of this rock, most likely worked up by frost action through the overburden from the bedrock underneath (fig. 2 and 3). The



Fig. 2. Dolomite tillite of the Jerta Nappe, Gironjokka.  
*Dolomitt-tillitt, Gironjokka.*

components of the conglomerate are mostly dolomite and the usual size ranges between 5 cm and 30 cm. The dolomite is light grey, and has a yellow weathering colour. Other components are greenstone and quartzite. The matrix is dark brownish grey with no apparent sorting in grain size, the smaller particles (mostly quartz) are badly rounded, while the larger (mainly dolomite) fragments are quite angular. The coarse conglomerate is not stratified but a number of the frost-shot blocks were seen to have strata of finer material (fig. 4), with some of the layers displaying distinct grading of the fragments from coarse to fine, presumably from bottom to top. These stratified and occasionally "graded" beds might be regarded as fluvioglacial deposits.

A similar tillite was found in the stream incision of Jorbbesjokka. This was found by Per Holmsen to be lying between two beds of chocolate-brown shales of Eiocambrian age. A thrust-plane was seen between the Eiocambrian shales and the underlying beds of the Hyolithus Zone (Holmsen, personal communication 1960).

The name Jerta Formation is proposed as a stratigraphic term. Jerta



Fig. 3. Dolomite tillite of the Jerta Nappe, Gironjokka.

*Dolomitt-tillitt, Gironjokka.*



Fig. 4. Stratified conglomerate, Gironjokka.

*Lagdelt konglomerat, Gironjokka.*

is the name of a mountain (830 m) serving as an important landmark for the Lapps and hunters traversing the region. All the quartzites were named Jerta Quartzite in the field, though it is recognized that there are several distinct types. The formation can also be regarded as a tectonic unit, and for this the name Jerta Nappe is suggested.

#### THE REISA VALLY NAPPE

The Reisa Valley Nappe comprises rocks of Eocambrian and Cambro-Silurian age. The overthrust has caused an extensive mylonitization along the lower boundary. Higher up a number of minor thrusts have occurred.

Padget (1955) has given a very detailed description of the geology of the adjoining Birtavarre region and divides the Caledonides as follows.

- |  |                            |
|--|----------------------------|
| Birtavarre Series                          | a. Non granitized schists. |
|  | b. Granitized schists.     |
| Sparagmitic Schists.<br>(Hyalolithus zone) |                            |

This succession was obtained in the Skibotndal, where, as already observed by Hausen, (1942 b), the blue quartz series (Jerta Quartzite) is absent. The granitized schists are made up of quartz schists, quartz-mica schists, mica schists, epidote schists and amphibolites. The granitization, Padget writes, "is represented by feldspathic and quartzofeldspathic material in greater or lesser amounts. It occurs in a variety of ways, as augen, as more indefinite schlieren, as coarse-grained pegmatitic bodies with both parallel and discordant relationships to the layering of the rocks".

In the Reisa Valley area the Sparagmitic Schists are overlain by the Upper Birtavarre Series ("non granitized schists") and not, as was expected, by the Lower Birtavarre Series ("granitized schists"). Beds answering to the description of the latter were not encountered. In the north, pelitic schists may occur in somewhat larger quantities between the Sparagmitic Schists, but this fact is not considered significant enough to regard the rocks here as a separate unit, as the majority of the rocks are still recognizable as Sparagmitic Schists.

*Sparagmitic Schists.* The Sparagmitic Schists thus begins with a thick zone of mylonite. The rocks are very fine-grained and often banded. As

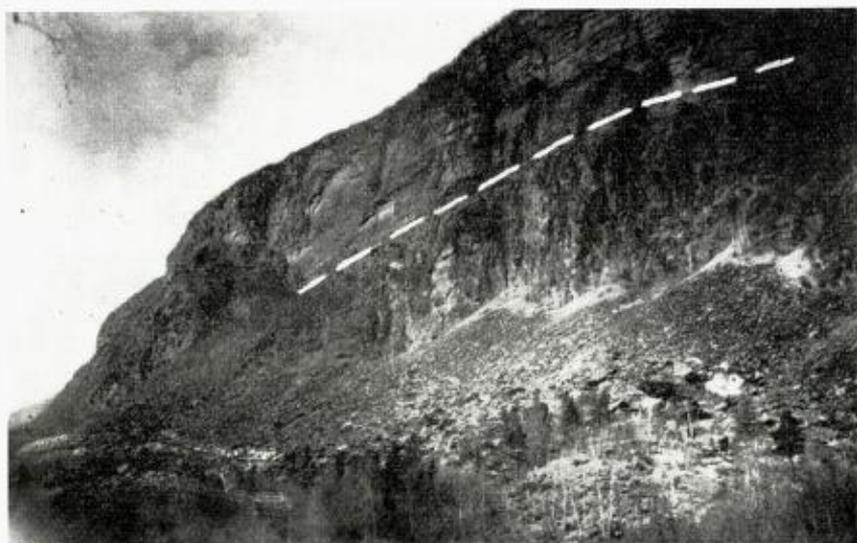


Fig. 5. Contact between the Jerta Nappe (below) and the Reisa Valley Nappe (above), north of Nedrefoss.

*Grense mellom Jertadekket (under) og Reisdalsdekkeket (over), nord for Nedrefoss.*

Hausen (1942 b) already observed in the corresponding zone in Finnish territory, there is a frequent, very regular, vertical jointing in two, and sometimes three directions. Rivers are inclined to make deep incisions in this rock and small and large canyons are often formed. Extensive outcrops of these mylonitic schists are to be found in the river bed 4 km north of Reikojavrre, in the valley of Vuobmedokka, in and along Mollisgoppejokka and along the Reisa river. Above the eastern bank of the latter there is a continuous exposure for many kilometers of this rock, dipping very slightly to the north. Just north of Nedrefoss one can see very clearly the contact between the Sparagmitic Schists and the underlying Jerta Nappe (fig. 5).

The Sparagmitic Schists have as a rule a greyish colour and a pronounced parallel texture. It is fine- to medium-grained. The schists show as a rule granoblastic structures, but clastic structures appear locally. The chief minerals are quartz and feldspar. The quartz content is 30—60 %, and the mineral is always recrystallized. Of the feldspar there are both albite (<10 % An) and potash feldspar. The potash feldspar is microcline or microperthite with spindles of albite. At some

places, especially along the lower part of Punta river, there occurs microcline microperthite as "augen" up to  $\frac{1}{2}$  cm in diameter. Its shape seems to indicate a sedimentary origin, but it is also possible that it is formed by metamorphism. The feldspar content is usually 30—40 %. Biotite and muscovite appear as a rule together in all thin sections, often as parallel intergrowths, the biotite occasionally showing chloritization (to pennine with abnormal blue interference colours). Epidote is a usual mineral, and appears often as layers together with the mica. Now and then the epidote displays a myrmekite-like structure with inclusions of quartz. Garnet occurs as small idiomorphic grains in some of the rocks, occasionally also showing incipient chloritization.

Ore minerals occur in small quantities, as a rule ilmenite, and generally partly altered to leucoxene. Other accessory minerals are zoisite, sphene, orthite-epidote, pyrite, rutile, apatite and zircon.

Outcrops of conglomerates were not found, but just south of the upper part of Caucasjokka there occur numerous angular blocks of a quartz conglomerate. A relatively short glacial transportation was assumed.

*Greenschists and other rocks.* The greenschists are generally formed as fine- to medium-grained schists of greyish green to dark green colour. The chief constituents are albite, chlorite, actinolite, epidote and calcite. Quartz and biotite may also occur. Accessory minerals are sphene, hematite, ilmenite, pyrite, apatite, rutile and zircon. The rocks may otherwise be developed as epidote-amphibolites, sometimes with garnets, perhaps due to the uneven metamorphism in the area. It is probable that the greenschists were originally volcanic tuffs.

As one sees on the geological map, there often occur smaller and larger zones of mica schists within the greenschists. Thin layers of graphite schists, quartzite and limestone also occur, and we believe these to be original changes in the sedimentation. The mica schists are mostly formed as dark grey to silver grey garnet-biotite schists. The garnets are usually between 0.2 and 2.0 cm in diameter. The schists contain quartz and small quantities of albite. As a rule the garnets and biotite are partly chloritized. Muscovite and graphite are seen in all thin sections. Accessory minerals are iron ore, zoisite, apatite, zircon, rutile and tourmaline.

These rocks have been folded in the Sparagmitic Schists. Not infrequently one finds shreds of sparagmite, torn loose and wedged in the greenschists. The boundaries between the greenschists and the Sparag-

mitic Schists are always tectonized and the crush-zones usually have a thickness of 1—5 meters. These are very often mineralized with magnetite and/or hematite. None of these deposits are of any economic importance.

*Intrusive rocks.* Intrusive rocks, mostly developed as amphibolites, are found scattered over the whole area within the Sparagmitic Schists. They usually occur as small lense-shaped bodies of 10—15 meters length, but there appear also larger massives. The largest occur north of Somashjärvi, and in the area near Caucasjokka. The intrusive rocks are always conformable with the schistosity of the schists. As a rule they have a marked parallel texture suggesting that the rocks were intruded before the last movements have ended. Plagioclase varies from albite to andesine, depending on the grades of saussuritization. Occasionally it also displays weak sericitization. Green and blue-green hornblende is the dominating dark mineral. In some cases this can be partly altered into brown biotite. North of Somashjärvi there occasionally occur small quantities of augite showing partial alteration to hornblende. Garnet was only found north of Caucasjokka. Accessory constituents are muscovite, sphene, zoisite, rutile, apatite, quartz, and iron ore.

In the massives north of Somashjärvi some of the rocks are hornblendites with ca. 90 % hornblende. In some other parts of these massives the rocks contain so much feldspar that it would be more appropriate to call them hornblende gneisses.

A lens of dunite was found about one kilometer north of Somashjärvi. Owing to the scarcity of exposures its exact size and shape is not known, but the body is estimated to be at least 500 meters in diameter. It rests on a thin layer of amphibolite. The contacts of this basic body with the surrounding Sparagmitic Schists are not exposed. The colour of the dunite is greenish black. The weathered rock is brown to dirty yellow.

In thin sections the dunite appeared to be made up almost exclusively of olivine showing incipient alteration to serpentine. The only other constituent is magnetite occurring in small quantities, and is probably formed during the alteration of the olivine. The magnetite is mainly concentrated along microscopical zones of shearing. Larger veins of magnetite, up to one cm thick, were observed at the outcrops and the mineral may also occur as round nodules of about  $\frac{3}{4}$  cm diameter. It was seen in the field that in the larger shearing zones the dunite may be completely serpentinized.

The dunite answers closely to the description of Hausen's "Olivinstein" (1942 a), occurring in the basic complex of the Reisduoddar Halde (Halditjokko).

*Granitized rocks.* Evidence of granitization was found in some localities in the Sparagmitic Schists, especially near Reisduoddar Halde and north of Caucasjokka. The process must have taken place at a relatively late stage of the orogenesis, as also some of the intrusive rocks have been subjected to granitization. In the areas near Reisduoddar Halde granitic gneisses were formed. Enclosed in the granitic gneisses are relics of Sparagmitic Schists. At some other localities there are schlieren and veins of rocks resembling pegmatite, and it is possible that here too an addition of material has taken place.

As mentioned earlier, the "augen" of potash feldspar, which are to be found at several places in the Sparagmitic Schists, are not regarded as evidence of granitization.

In the thin sections of the rocks inside the granitized areas it is clearly evident that potash feldspar (microcline) has replaced plagioclase. The replacement has led to the formation of myrmekite, and very often one finds unaltered relics of plagioclase enclosed in microcline. The granitization of the intrusive amphibolites has also caused the hornblende to be altered to brown biotite.

### Structure.

It is generally accepted that the Precambrian basement and the Hyolithus Zone are autochthonous rocks while the overlying series are allochthonous. It is, however, also earlier observed that thrust planes are present and small scale overthrusting can occasionally be seen within the Zone. Hausen (1942 b), although calling the Hyolithus Zone "autochthones Kambrium", remarks that the upper parts of Zone are really par-autochthonous.

Whereas the beds of the Hyolithus Zone do not seem to be appreciably disturbed near Čarajavrre, intensive disharmonic folding occurs in the west. This could be observed very clearly around the Reisa river. The axes of folding lie mainly around NW-SE. Near Čarajavrre the few small folds seem to be orientated mainly W-E.

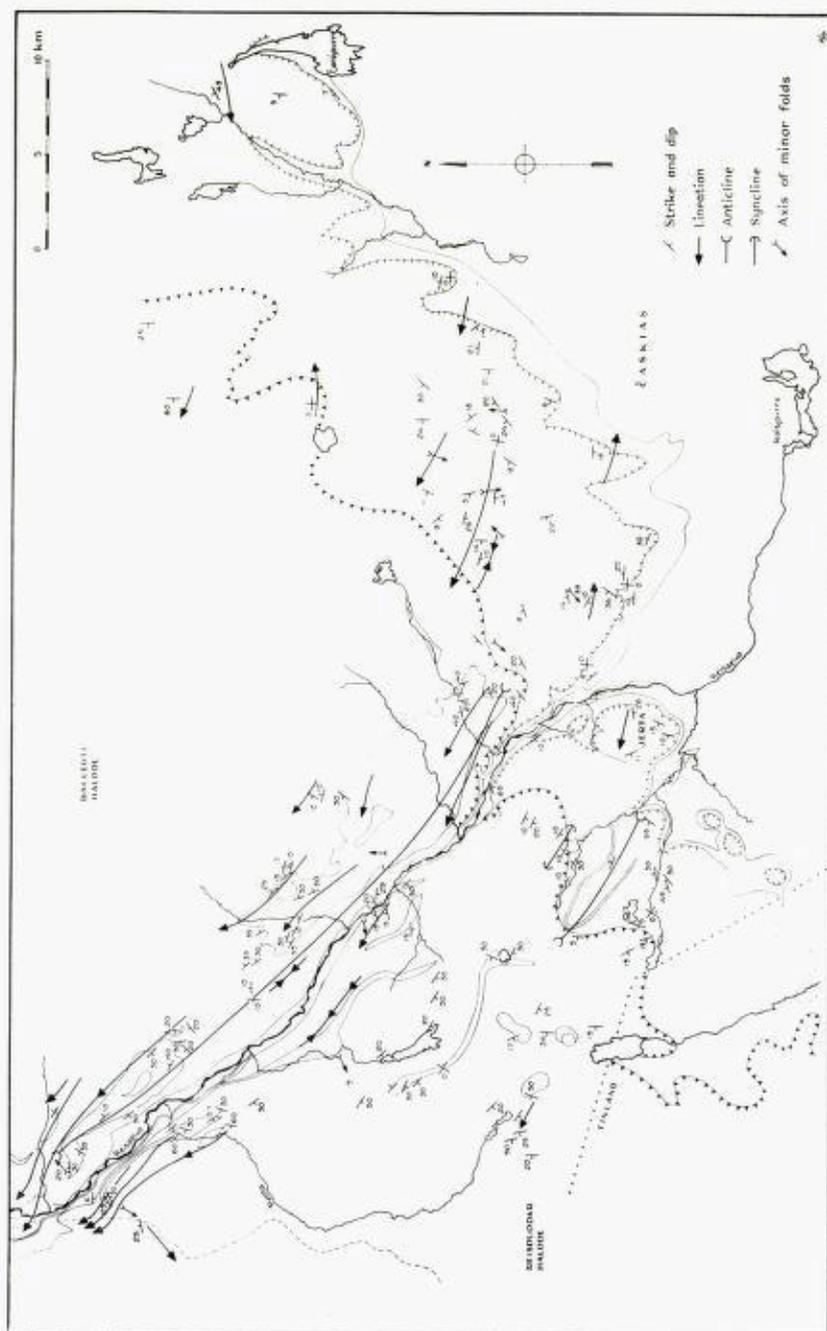
The overlying quartzite formation, which in turn is overlain by the Reisa Valley Nappe, is already recognized by Hausen (1942 b). He calls this "Blauquartz-Tonschiefer-Dolomitfolge". We prefer to use a less

cumbersome term and propose the name "Jerta Formation". The age was tentatively suggested by Hausen to be "Untersilurisch" (Ordovician), and the series was considered to be par-authochthonous. The presence of the tillite at the base of the formation, however, forces one to conclude that the Jerta Formation is Eocambrian, and that the rocks are thrust over the Hyolithus Zone. Along the Finnish border the boundaries of the Jerta Nappe become difficult to place, due to the poverty of outcrops and perhaps more complicated structures. One gets the impression here that one or more crush zones have appeared. The presentation of the boundaries on the geological map is not altogether certain, but it is considered to be the most reasonable interpretation based on the data hitherto gathered. The geology on the Finnish territory is derived from Hausen's (1942 b) paper. The Precambrian-Caledonian boundary, however, had to be moved southwards as quartzite outcrops were found on Vartoaivi, and shale outcrops further south. The quartzite is somewhat different, but the rock is considered to belong to the Jerta Nappe.

As mentioned earlier the Reisa Valley Nappe strats with a thick mylonitic zone. This major thrust zone was already recognized by Hausen (1942 b), referred to as "mylonitische Hartschiefer", and by Padget (1955). The thrusting is directed towards the SE. Within the Reisa Valley Nappe there have occurred a number of subordinate thrusts. Padget (1955) has recognized the Cappis Thrust in the Birtavarre Series. Thrusting has also taken place along the boundary between the Birtavarre Series and the Sparagmitic Schists, clearly indicated by mylonitization. It is furthermore considered most likely that the sedimentary greenschists and mica schists are younger than Eocambrian and are folded into the Sparagmitic Schists during the orogeny.

Padget (1955) proposes to adopt provisionally the term "Seve" for this overthrust complex, which lies directly on the Hyolithus Zone near Kilpisjärvi, but he also states that "much more work in intermediate ground is obviously necessary before true identity of the tectonic units can be established". Even though much can be said in favour of the parallelization with the Seve Nappe in northern Sweden, we prefer to adopt a local name, the Reisa Valley Nappe, until such parallelization is proven in the field.

The various structural observations are entered on the structural map (fig. 6). The lineation in the rocks is visible as a typical stretching or as a parallel orientation of prismatic minerals. The majority of the



linear structures go NW-SE or WNW-ESE. A study of the dragfolds in the area indicates that the movement must have taken place towards ESE or SE. The orientation of the linear structures thus corresponds with the direction of the overthrust. This is in accordance with the prevailing opinion of the Scandinavian geologists (Kvale 1953).

Padget (1955) has shown a somewhat more southerly direction of transport (SSE) for the Birtavarre region. Within the Reisa Valley area one sees that the lineation has a tendency to bend from ESE-WNW near the Hyolithus Zone to SE-NW near the Birtavarre region. Within the Birtavarre region this swings to SSE-NNW, but according to his structural map it appears that the SE-NW direction becomes again prominent farther west (towards Lyngen and Kåfjord). Observations on the Kviteberg, near Lyngen (Reitan and Geul 1960) also indicate pressure from the NW. There must, however, have occurred a compression perpendicular to the direction of movement, probably during the last phases of orogeny. This compression is indicated by large, weak folds with their axes parallel to the direction of movement. It appears that the Reisa Valley is formed on the southwestern limb of a large anticline, "the Reisa Valley anticline". The plunge is to the NW. Another anticline occurs NE of Reikojavrre, also with a plunge to the NW. Within the Birtavarre region this compression has likewise caused folding parallel with the direction of movement. Padget (1955) has indicated the "Kåfjorddalen syncline", where the plunge is about  $15^{\circ}$ — $20^{\circ}$  to the NNW. Only the most important folds are mentioned here, but there occur several more large scale folds parallel with the direction of movement over comparatively large areas, which can only be explained by a compression at right angles to this movement.

### Concluding remarks.

It may be summarized that the geology of the area under review is made up of the Precambrian basement, the overlying autochthonous (and par-autochthonous) Hyolithus Zone, and the overthrust Jerta Nappe and Reisa Valley Nappe.



Fig. 6. Structural map.  
*Strukturkart.*

The age of the Hyolithus Zone was determined to be lower Cambrian, but the alum shale at the top was assumed to be middle or upper Cambrian (Holtedahl 1953, p. 244). The basal tillite and underlying autochthonous sparagmite are obviously Eocambrian. Although the Hyolithus Zone is well-known and its lithology and paleontology locally fairly well described, little seems to have been done to study this formation from a sedimentological viewpoint. We can at present contribute little to the previous observations except the recording of the successive strata as was done by earlier investigators, but this is only one of the steps in the stratigraphical studies of any formation. As mentioned earlier, we prefer to refrain from correlating the individual beds of the Zone over a wide area. One reason for this is that the tectonic disturbances (thrusts) in the locations where the complete sections are exposed, necessitates a more careful and critical study than has hitherto been made. The other reason is the preliminary interpretation that the greater part of the Zone (i.e. sandstone and shale series) is characterized by shallow water and rapid deposition, making it uncertain that the individual beds, even the thicker ones, have a great lateral extension.

The Jerta Nappe starts with a tillite, so that the age of the lower part is determined as Eocambrian, and this obliges us to accept that the unit is an overthrust, older formation. Metamorphism is generally very low — the shales are not always easily distinguishable from the underlying rocks. The quartzite, which is usually very fine-grained, shows at the base and at the top brecciation, but may elsewhere display vague clastic structures. A considerable part of the quartzite shows no clastic structures at all, and resembles chert or flint. The whole formation is believed to be Eocambrian, as its sequence bears some resemblance to the Eocambrian Sandstone Series of East Finnmark. The quartzite and shale alternation seems to be similar to the sandstone and shale sequence of the Porsanger Sandstone (Holtedahl 1918) or Older Sandstone Series (Føyn 1937). On account of the tillite at the base, however, the Jerta Nappe is more likely to be correlated with the Younger, Tillite-bearing Sandstone Series of the Tana district. The Jerta Nappe thins out in Finnish territory east of Kilpisjärvi, and it is not known how far it extends eastwards.

The Reisa Valley Nappe begins at its base with a thick mylonitic zone which can be observed at several localities. The division, valid for these rocks in the Birtavarre region, was not found to apply in the

Reisa Valley, as the Lower Birtavarre Series ("granitized schists") do not occur here. The Birtavarre Series in the present area starts with the Guolas Limestone and Lower Brown Schists, both belonging to the lowermost beds of the Upper Birtavarre Series ("non-granitized schists"), and lying directly on the Sparagmitic Schists. Padget's remark (1955, p. 45) that the "granitized schists" extend to localities near Bilto, in Punta valley and near Sappen, could not be confirmed by our observations. The variance in our respective findings is probably due to the acceptance of different criteria. During our survey, a boundary between two rock units is chosen at places where there is a marked change in the lithological sequence; the higher metamorphism and the possible occurrence of more pelitic schists are not regarded as significant as the presence of the bulk of the rocks which are recognized as metamorphosed sparagmites. Neither is the appearance of granitization phenomena considered to be decisive enough to regard the rocks in these parts as a separate stratigraphic unit. The "granitized rocks" as presented on the geological map of this paper have therefore no stratigraphic significance.

The greenschists, which are believed to be of volcanic origin, are assumed to be younger (Cambro-silurian) than the surrounding Sparagmitic Schists. The boundaries with the Sparagmite Schists are always tectonized and it is concluded that the greenschists were brought into their present positions during the orogeny.

The low metamorphism in the Jerta Nappe leads us to assume that the transport of the nappe is relatively short. The Reisa Valley Nappe on the other hand is assumed to have been thrust from a greater distance away.

### **Sammendrag.**

#### *Reisadalområdets geologi.*

Somrene 1958 og 1959 utførte Geofysisk Malmleting malmundersøkelser i Reisadalen og tilstøtende områder. Da kjennskapet til berggrunnen var meget mangelfullt var det nødvendig å kartlegge et større område geologisk. Det geologiske kartet omfatter kaledonidene i Reisadalsområdet begrenset i vest til Birtavarrefeltet (Padget 1955) og er mer enn 1500 km<sup>2</sup> stort. I denne avhandling er bare resultatene av den geologiske kartlegging behandlet, ikke av de utførte malmundersøkelser. Forfatterne kan for det meste bare gi hovedtrekkene av Reisadals-

området geologi, men mener det har en viss betydning at deres resultater blir kjent.

Den geologiske bygning innen Reisadalsområdet er i hovedtrekkene at Hyolithussonen ligger med en tydelig diskordans autoktont (og par-autoktont) på de prekambriske bergarter. Over Hyolithussonen opptrer det to dekker. Det undre dekket — Jertadekket — består sannsynligvis i sin helhet av eokambriske bergarter, mens det øvre dekket — Reisadalsdekket — omfatter bergarter både av eokambrisk og kambro-silursk alder.

Homsen (1955 og 1956) har påvist at eokambrisk tillitt ligger mellom prekambrium og den underkambriske Hyolithussonen på flere lokaliteter øst for Časkias. På grunnlag av en del undersøkte profiler i Reisadalen har forfatterne forsøkt å foreta en grov stratigrafisk inndeling av Hyolithussonen. Ovenfra og ned finner en følgende avdelinger:

5. Øvre leirskifer.
4. Øvre leirskifer- og sandsteinserie
3. Undre leirskifer
2. Undre leirskifer- og sandsteinserie
1. Basalkonglomerat

Hyolithussonen varierer meget i mektighet fra et profil til et annet. Dette skyldes delvis tektoniske forstyrrelser, men en må også anta at det har vært primære fasies-variasjoner før deformasjonen satte inn.

Over Hyolithussonen ligger Jertadekket med en tydelig tektonisk grense. Den dominerende bergart er en finkornet blåaktig kvartsitt som ofte kan minne om chert. Som lag i kvartsitten opptrer det leirskifer og konglomerat, i et par tilfeller også dolomitt. Hausen (1942 b) kaller formasjonen «Blauquarz-Tonschiefer-Dolomitfolge», og mener at den er ordovicisk (untersilurisch) og ligger par-autoktont i forhold til Hyolithussonen. Imidlertid tyder funn av dolomitt-tillitt i undre del av Jertaformasjonen på at den er av eokambrisk alder og må oppfattes som et overskjøvet dekke. Den lave metamorfosen av bergartene innen Jertadekket tyder etter forfatternes mening på at skyvningen har vært relativt kort.

Over Jertadekket ligger Reisadalsdekket som i den nedre del er sterkt mylonittisert i stor mektighet. I Reisadalsdekket inngår bergarter både av eokambrisk og kambro-silursk alder. Underst ligger sparagmittiske skifre med innfoldete flak av kambro-silurske grønnskifre og glimmerskifre. Øverst ligger Birtavarreseriens bergarter,

vesentlig amfibolitter. Lokalt kan bergartene vise granittisering. Padget (1955) inndeler kaledonidene i Birtavarreområdet på følgende måte:

- |                       |                      |
|-----------------------|----------------------|
| Birtavarreserien      | a. ikke granittisert |
|                       | b. granittisert      |
| Sparagmittiske skifre |                      |

Innen Reisadalsområdet opptre ikke de granittiserte bergarter tilhørende Birtavarreserien, og på det geologiske kartet har forfatterne trukket grensen for Birtavarreserien ved (a), «de ikke granittiserte bergarter».

Under den kaledonske orogenese ble dekkene skjøvet mot SØ-ØSØ, og av strukturkartet (fig. 6) fremgår det at linjestrukturere innen området er parallell med denne retning. Retningen for materialtransporten eller overskyvningene faller altså sammen med linjestrukturernes retning. Dette er overensstemmende med det herskende syn blant skandinaviske geologer. Padget (1955) har påvist en noe mer sydlig transportretning i Birtavarrefeltet (SSØ). Innen Reisadalsområdet kan en av strukturkartet se at linjestrukturere har en tendens til å bøye av fra ØSØ-VNV nær Hyolithussonen, til SØ-NV nær Birtavarrefeltet. Innen Birtavarrefeltet bøyes så linjestrukturere ytterligere av til SSØ-NNV, men av Padgets kart fremgår det at retningen SØ-NV igjen blir den dominerende lenger vest (mot Lyngen og Kåfjord).

Imidlertid må det, sannsynligvis i en sen fase av orogenesen, ha inntruffet en kompresjon loddrett på retningen for overskyvningene. Denne kompresjon viser seg ved store, relativt flate foldninger med akser parallell bevegelsesretningen. Således er Reisadalen skåret ned i den sydvestlige sjenkel av en stor antiklinal, «Reisadalsantiklinalen». Disse store folders akser stuper mot nordvest med relativt flatt fall.

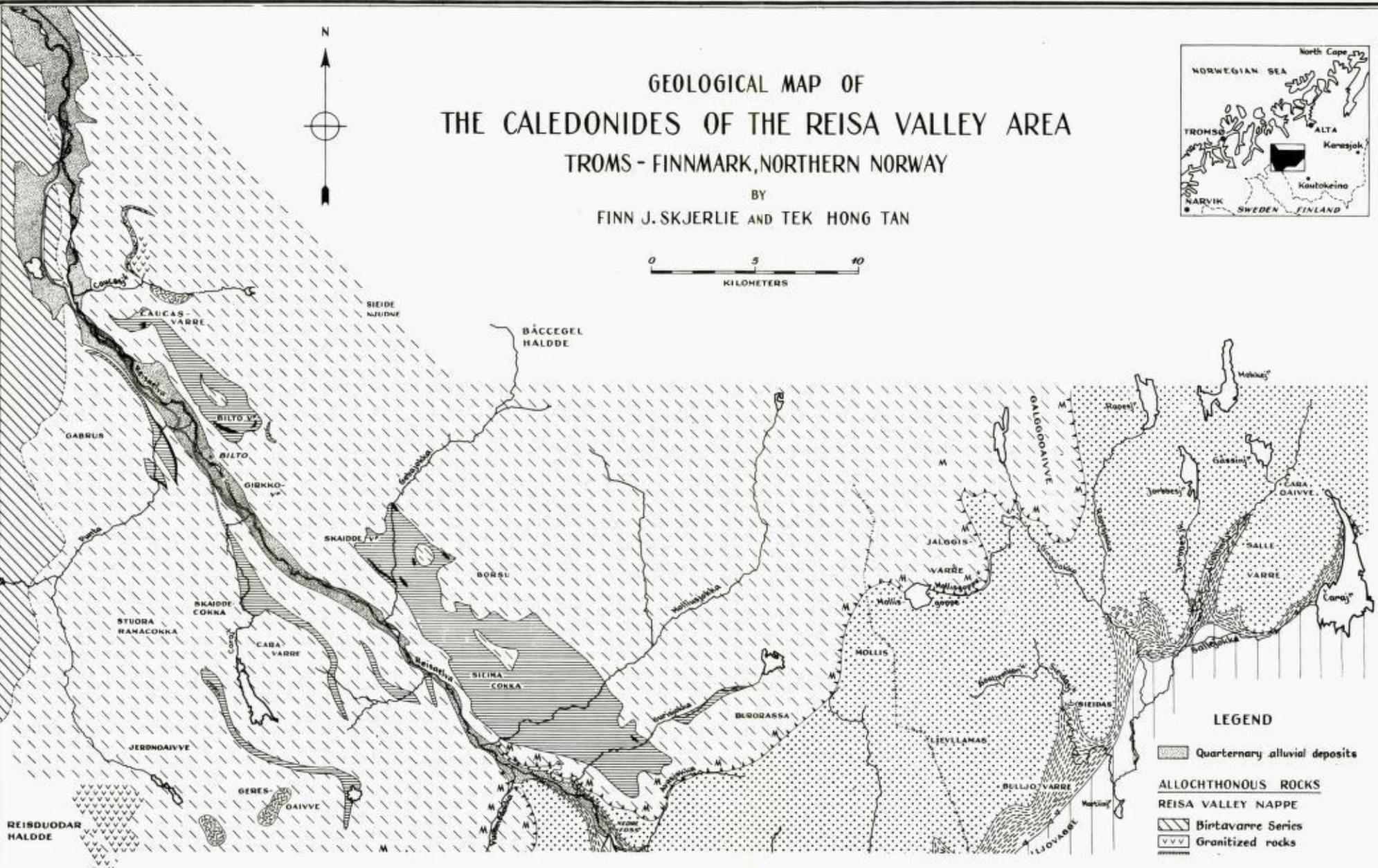
### References.

- Føyn, Sven.* 1937. The eo-cambrian series of the Tana district, Northern Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift, Bind 17, pp. 65—164.
- Hausen, H.,* 1942 a. Das Halditjokkomassiv. Acta Academiae Aboensis. Math. et Physica 13 (14).
- 1942 b. Der Abschnitt Finnlands der kaledonischen Ueberschiebungzone. Soc. Scient. Fennica, Comm. Physico — Math., 11 (9).
- Holmsen, P.,* 1956. Hyolithus-sonens basale lag i Vest-Finnmark. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 195, pp. 65—72.
- 1957. De eoambriske lag under hyolithussonen mellom Carajavrre og Caskias, Vestfinnmark. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 200, pp. 47—50.

- Holmsen, P., Padget, P. and Pehkonen, E.*, 1957. The Precambrian Geology of Vest-Finnmark, Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 201.
- Holtedahl, O.*, 1918. Bidrag til Finnmarkens Geologi. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 84.
- 1953. Norges Geologi. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 164.
- Kvale, A.*, 1953. Linear Structures and their Relation to Movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 109, 1, pp. 51—73.
- Padget, P.*, 1955. The Geology of the Caledonides of the Birtavarre Region, Troms, Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 192.
- Pettersen, K.* 1887. Den nord-norske fjeldbygning I. Tromsø Museums Årshefter X.
- 1888. Den nord-norske fjeldbygning II. Tromsø Museums Årshefter XI.
- Reitan, P. and Geul, J. J. G.*, 1959. On the formation of a carbonate-bearing ultrabasic rock at Kviteberg, Lyngen, Northern Norway. Norges Geologiske Undersøkelse Nr. 205, pp. 111—127.
- Vogt, Th.*, 1918. Geologiske studier langs den østlige del av fjellkjeden i Tromsø amt. Norsk Geologisk Tidsskrift Bind IV, pp. 260—266.

# GEOLOGICAL MAP OF THE CALEDONIDES OF THE REISA VALLEY AREA TROMS - FINNMARK, NORTHERN NORWAY

BY  
FINN J. SKJERLIE AND TEK HONG TAN



### LEGEND

- Quaternary alluvial deposits
- ALLOCHTHONOUS ROCKS**
- REISA VALLEY NAPPE**
- Birtavarre Series
- Granitized rocks



## Supergene Alteration of Norwegian Sulphide deposits — a query.

*by*

*F. M. Vokes.*

In the previous NGU year book H. Bjørlykke (1960) gave some interesting facts regarding the diminution of copper content with depth in certain Norwegian Caledonian massive sulphide deposits. Bjørlykke cited rather limited data for six of these deposits, which purport to show that this diminution with depth is a general feature of such deposits.

As Bjørlykke states, the copper content in Norwegian massive sulphide ore bodies is always present as chalcopyrite. Copper minerals other than chalcopyrite, sometimes with some exsolved cubanite, are lacking in these pyrite-(pyrrhotite)-bearing ores. In a previous paper (Vokes, 1957) the present writer showed that certain copper ores in Precambrian areas in northern Norway showed two distinct parageneses, which he termed respectively the pyritic paragenesis (pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite) and the copper paragenesis (chalcopyrite-bornite-digenite). Pyrite is lacking or present as trace amounts in ores showing the second paragenesis. The similarity between Precambrian ores of the second paragenesis and the normal massive Caledonian pyritic ores was pointed out. In the present context the most important point of similarity is the absence of copper minerals other than chalcopyrite. So far ores of the copper paragenesis type have only been reported from one area in the Caledonian metallogenetic province in Norway, (Foslie, 1941, pp. 205—216). This author describes supergene covellite and, in places, chalcocite, in bornite-rich ores in the Tysfjord area. Gjelsvik (1956) has described supergene phenomena of apparently pre-glacial age in similar ores from Finnmarksvidda. Here such acceptably supergene minerals as chalcocite, covellite, malachite and chrysocolla occur in the oxidation and cementation zones of the chalcopyrite-bornite ores.

Bjørlykke's suggestion is that the higher copper values, due solely to chalcopyrite, in the upper parts of the massive pyritic ores cited by him, may be due to supergene enrichment related to now eroded weathering zones of pre-Pleistocene age.

The present writer feels that this suggestion is so unusual and contrary to what is usually held to be the case that it should be examined in some detail.

In a recent contribution to the problem of supergene alteration of copper ore deposits, Anderson (1955), following Garrels (1954) summarizes the processes taking place as follows:

"At or near the surface in the zone of oxidation, metal and sulfate ions are freed by the oxidation of sulphide minerals. The metal ions may be reprecipitated by reaction with carbonate, hydroxyl, silicate, sulfate or sulfide ions. Copper ions in particular may travel downwards to precipitate as copper, forming secondarily enriched bodies."

Anderson goes on to state that probably the best evidence for secondary copper sulphide enrichment is the presence of an uppermost low-grade leached zone, containing only oxidized copper minerals, overlying a higher grade *chalcocite* or *covellite* ore zone that is in turn *rather sharply* separated from an underlying lowgrade *chalcopyrite* zone (protore). (Present writer's italics).

Anderson summarizes the views of various other authorities regarding criteria for the recognition of a supergene enriched copper zone. Common to all of these is the idea that chalcocite or covellite must be present, but even this criterion must be used with caution since hypogene chalcocite is known from Butte, Kennecott and other localities. Bateman's view (1950, p. 285) is that sooty chalcocite is the only mineral absolutely diagnostic of supergene enrichment.

It is a common feature of all these discussions that chalcopyrite is implicitly or explicitly regarded as a *primary* sulphide of copper. The appearance of this mineral along with the other (supergene) sulphides of copper is regarded as of minor importance.

Lindgren (1933, p. 831) states that "bornite and chalcopyrite are rarely supergene"; further, (p. 834) "occasionally secondary chalcopyrite or bornite will appear . . ." along with the other, supergene, sulphides, especially chalcocite.

Garrels (1954) in a recent discussion of the chemistry of oxidation of copper, lead and zinc deposits places chalcopyrite, along with galena and sphalerite in the category of primary minerals (p. 154). In the

discussion of the fields of stability of copper minerals, chalcopyrite is not mentioned as one of those found in the zones of oxidation and secondary enrichment.

Ramdohr (1950, p. 370), in a discussion of chalcopyrite in the zone of secondary enrichment, has the following remarks:

“In nicht so seltenen Fällen kann aber auch einmal ein ‘umgekehrte Cementation’ eintreten, wohl dann, wenn im Verlauf des Prozesses — vielleicht z. B. durch Verwitterung einer grösseren Pyritpartie — die zusetzenden Wasser sehr reich an Eisen, arm an Kupfer sind. Dann findet man feine neugebildete Häutchen von Kupferkies auf Klüften im Bornit u.a. Dahin gehören auch die Kupferkieshäutchen, die auf manchen Covellinen zu finden sind.

Kupferkies findet sich als Produkt der deszendenter Anreicherung auch auf anderen Sulfiden wie Pyrit und Zinkblende, aber ziemlich selten. Meist schlagen sich die Kupfergehalt der lösungen auf diesen Erzen sofort als Kupferglanz oder Kupferindig nieder.

Es ist demnach Kupferkies in den meisten Fällen, jedenfalls in seiner ganz überwiegenden Menge, ein primäres und aszendentes Mineral.

Thus while it seems established that chalcopyrite can, and does, in certain rather unusual circumstances, form as a supergene mineral, there is no evidence that it so forms in such quantities that it alone is responsible for the supergene enrichment of large bodies of massive sulphides. The “feine neugebildete Häutchen” described by Ramdohr are quite a different matter from the solid chalcopyrite which occurs interstitially to the idiomorphic pyrite grains in typical Norwegian massive sulphide deposits. Moreover, in all cases described the supergene chalcopyrite is accompanied by much more abundant, typically supergene, copper minerals, such as chalcocite and covellite, which seem to be singularly lacking from the Norwegian pyritic deposits.

In the case cited by Bjørlykke of the Rio Tinto ore deposits, the enrichment, as he states explicitly, is due to chalcocite. Since the Rio Tinto deposits are in many ways analogous with the Norwegian massive sulphide deposits, it would seem logical to expect that a supergene enrichment zone, in the case of the latter, would also contain much chalcocite. The fact that well-authenticated supergene parageneses have so far not been reported from the Norwegian massive sulphide deposits must mean that either, (a) the zones of oxidation and cementation have been totally removed by erosion, presumably by the Pleistocene ice,

and have not been re-established since then, (b) such were never formed, or (c) the chemistry and mineralogy of the ores, possibly taken together with the prevailing climatic conditions, have been such that supergene enrichment has taken an entirely different course from that normal in copper sulphide deposits.

Just which of these three possibilities is actually the case will only be determined after detailed mineralogical work has been carried out on those deposits which do show weathering zones, which for some reason or other escaped the eroding action of the Pleistocene ice. Three such deposits cited by Bjørlykke (op. cit. p. 5) are Rauhammeren, Bjørkåsen and Skorovass mines.

So far no detailed mineralogical description of the first two deposits has appeared, but Gjelsvik (1960) has recently given an account of the chemistry and mineralogy of the Skorovass deposit. This is a fairly flat-lying ore body in which the higher copper values lie in the centre towards the southern end, i. e., away from the outcrop. No typical supergene copper minerals have been identified in the Skorovass ore, even though Foslie (1926) mentions that it showed the largest gossan ever to be found above a Norwegian sulphide deposit<sup>1)</sup> and was of the opinion that considerable leaching of the ore near the outcrop had taken place.

Gjelsvik, however, states (op. cit. p. 63 and personal communication) that the ore at present outcrop was originally poor in copper; furthermore, it shows no structures or textures that can be ascribed to the alleged leaching.

At Bleikvassli mine in Nordland an apparently pre-glacial weathering zone is preserved along parts of the outcrop. Here the massive, porous, cinder-like gossan consists of granular quartz and other resistant minerals, which originally formed the gangue to the sulphides, cemented by brown to black, botryoidal goethite. There is a transition zone not more than 20 to 30 cm deep between this gossan and apparently unaffected primary massive sulphides. The detailed investigation of specimens taken from this ore is proceeding and it is hoped that the results will throw some light on this problem of the supergene alteration of massive sulphide deposits in Norway.

<sup>1)</sup> This gossan lies on the "crag-side" of the hill in a position which would have met the full force of the ice erosion. The question thus arises as to whether this gossan is therefore of post-glacial origin. Whether this is so or not, there is at any rate no supergene cementation zone beneath the gossan.

### Sammendrag.

#### *Supergen omvandling av norske sulfidmalmer.*

Forfatteren diskuterer en tidligere avhandling av Bjørlykke som behandler spørsmålet om supergene anrikninger i norske kisforekomster. Bjørlykkes forslag er at anrikninger av kobber, utelukkende som kobberkis (kalkopyrit), i de øverste deler av visse norske kisforekomster i Kaledonidene, kan skyldes supergene prosesser. Forfatteren peker på at kalkopyrit er høyst usedvanlig som et supergent mineral og at, i de tilfelle hvor det er kjent, forekommer det utelukkende i små mengder og ledsaget av større mengder av typisk supergene kobber sulfider som, f. eks., chalcosit og covellin. Disse mineraler er ikke beskrevet fra norske kisforekomster og, så vidt man vet, er de ikke til stede. Dette må bety enten at de supergent anrikete soner på norske kisforekomster er blitt vekkerodert under istiden og at de rikere partier i de øvre delene skyldes andre prosesser, eller at supergen anrikning i norske kisforekomster foregår på en meget usedvanlig måte, kanskje p. g. a. klimatiske og kjemisk-mineralogiske faktorer.

Videre, detaljerte mineralogisk-geokjemiske studier er nødvendige før man kommer med bestemte konklusjoner angående dette problem.

### References.

- Anderson, C. A.*, 1955. Oxidation of copper sulphides and secondary sulphide enrichment. *Econ Geol.*, 50th anniv. Vol., 324—340.
- Bateman, A. M.*, 1950. *Economic Mineral Deposits*, Second edition. John Wiley and Sons.
- Bjørlykke, H.*, 1960. Supergene anrikninger av kopper i våre kisforekomster. *Norges geol. unders.*, 211 (Årbok 1959), 5—7.
- Foslie, S.*, 1926. Norges svovelkis forekomster. *Norges geol. unders.*, 127.  
— 1941. Tysfjords geologi. *Norges geol. unders.*, 149.
- Garrels, R. M.*, 1954. Mineral species as functions of pH and oxidation-reduction potentials, with special reference to the zone of oxidation and secondary enrichment of sulphide ore deposits. *Ceochim. et Cosmoschim. Acta.* 5, 153—168.
- Gjelsvik, T.*, 1956. Pre-glasiale forvittringsfenomener i kopper forekomster i den sydvestlige del av Finnmarksvidda. *Geol. För Förhandl.*, 78, 4, 659—665.  
— 1960. The Skorovass pyrite deposit, Grong, area, Norway. *Int. Geol. Congress*, XXI Session, Proc. pt. XVI, 54—66.
- Lindgren, W.*, 1933. *Mineral Deposits*. Third edition. McGraw Hill.
- Ramdobr, P.*, 1950. *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie Verlag, Berlin.
- Vokes, F. M.*, 1957. Some copper sulphide parageneses from the Raipas formation of Northern Norway. *Norges geol. unders.*, 200, 74—111.

# The Manganese vein of Mount Brandnuten, Botnedal, South Norway.

by

J. Westerveld.\*

## Abstract.

The manganese deposit on the NE. slope of Mt. Brandnuten near the head-waters of Botnedalen in western Telemark has the shape of a massive vein of vertical attitude. It is conformably intercalated between arkoses of the Precambrian Telemark suite of metamorphic supracrustal rocks. Granite invades the wall rocks in the immediate neighbourhood of the deposit. The manganese vein strikes N30—35° E across Botne brook, has been traced over a distance of more than 300 m, and has a thickness between zero and 2.10 m. There are a few parallel veins of minor importance and also some smaller veins striking obliquely or perpendicularly to the bedding of the arkoses, which latter show intercalations of amphibolite. The main ore body mainly consists of coarsely crystalline rhodonite and spessartite carrying lenses of Mn-oxides to a quantity of about 15 %. Braunite is the main Mn-ore and is associated with some hausmannite and jacobsonite. There are, in addition, a few subordinate and secondary Mn-silicates of unknown composition replacing rhodonite, small quantities of metasomatic fluorspar and rhodochrosite; furthermore small amounts of, respectively, a mineral of the psilomelane group, an unknown Mn-oxide, pyrite, hematite, and native copper. Rhodonite replaces braunite, which is also earlier than hausmannite and jacobsonite. Spessartite seems to be partly earlier and partly later than rhodonite.

The primary ore shows granoblastic and poikiloblastic textures and is of metamorphic origin, being a true gondite very similar to the manganese protores of Central India. Fluorspar, rhodochrosite, pyrite, etc., are of later hydrothermal origin and probably genetically connected with the intrusive granite.

## I. Introduction.

The manganese deposit on the NE. slope of Mt. Brandnuten near the head-waters of Botnedalen in western Telemark, which belongs to a group of occurrences of a similar type developed along and in the environment of Saetesdalen, was discovered in about 1890 (A. O. Poulsen, unpublished report). A preliminary exploration was carried out in 1903 and a limited quantity of manganese ore was exported for experimental purposes. Mr. Poulsen visited the occurrence, which

\* Geological Institute of the University, Amsterdam.

seemed to be one of the most promising in southern Norway, in October 1950 and furnished some data on the situation, the Mn-content, and the mineralogy of the deposit (unpublished report and Poulsen 1956, p. 292). The locality was visited again and re-sampled by Dr. J. F. Brondijk in 1952 and 1953, and in 1953 also by Mr. Immink, both working for a private company.

A representative collection of ore material and country rock of the Brandnuten manganese vein was put at the disposal of the present author through the kindness of Dr. Brondijk, who also delivered a short field description and some chemical data concerning the deposit, while the writer also had the opportunity to inspect Mr. Poulsen's and Mr. Immink's reports. At the present writer's laboratory, Dr. Brondijk's material was subjected to a mineralogical and petrographical investigation, the results of which are given in the present essay, together with the writer's opinion concerning the origin of the deposit.

## II. Situation of the Brandnuten manganese deposit.

The Mt. Brandnuten manganese vein has been traced in a side-valley of the Botne valley at a height of about 1000 m above sea-level, on the NE. slope of the Brandnuten mountain ridge. The manganiferous region lies about 11 km WNW of the township of Mo in Telemark, and about 3 km E of the provincial boundary between Telemark and Aust Agder. According to Mr. Poulsen's report to the Geological Survey of Norway, it may be reached from the township of Dalen in Telemark by first following the good road to Froland in Botne valley (17 km), and afterwards the roads and pathways through this valley over a distance of 13—14 km (Fig. 1).

Another, analogous deposit was discovered in the Bykleheia at about 12—14 km W of Brandnuten, in a region which according to Poulsen (1956) deserves to be further investigated. In the southern Saetesdal area, a group of manganese veins is known to exist N of Kristiansand, while more westward some small manganese deposits are besides recorded from the equally little explored area N of Mandal (Foslie 1925, p. 33). Only the Kvividgal vein N of Kristiansand seems to have been exploited for some time.

Although the South-Norwegian manganese occurrences probably belong to a province of mutually similar deposits, their comparative mineralogical investigation still remains to be done.

### III. Geology of the environment of Mt. Brandnuten.

The country rocks of the Saetesdal manganese veins are formed by Precambrian granite and gneiss in the Kristiansand—Mandal area, but farther north, in the region W and principally in that E of Mo, a broad belt of mineral deposits, comprising, e.g., the Brandnuten manganese veins and various small, but apparently often rather rich deposits of copper, molybdenum, and on a minor scale also of lead, arsenic, and bismuth, sometimes carrying in addition some silver and gold, is developed in the metamorphosed quartzitic sedimentaries of the Telemark suite of supracrustal rocks along their contact with a younger granite. There are besides some fluorspar deposits near Dalen, and pegmatite veins carrying a good quality of mica (written communication by Dr. Brondijk). This mineral belt has a width of approximately 25 km and the quartzites are likewise cut by veins of granite near the granite contact, and furthermore by predominant quartz veins (Foslie 1925, p. 16).

Following Dr. Brondijk's written communication to the present author, the almost vertical main Brandnuten vein could be traced in a N 30—35° E direction across Botne brook. On the S. side of this rivulet, the vein zone is exposed at intervals over a horizontal distance of about 275—300 m on the steep slope of the U-shaped valley. It could equally be followed on the N. side of the Botne valley, where the manganese ore has been found exposed in the same direction above the moraine blanket covering the rock basement near the valley bottom.

The country rocks of the manganese deposit are quartzitic arkoses of the Telemark suite carrying narrow seams of intercalated amphibolite. The mineralized area lies very near to an intrusive contact of a younger granite, of which veins, bosses, and embayments are found cutting the metamorphosed sedimentaries in profuse quantity. The main manganese ore body generally is almost conformable to the schistosity and bedding of the quartzites; where it meets granite, it is always interrupted. Narrow manganese veins, however, sometimes cut the bedding of the quartzite obliquely or even perpendicularly (Dr. J. F. Brondijk, written communication).

The manganese ore of the main deposit constitutes a compact ore band of some width and occurs besides as impregnations and pockets alongside the main ore body. On the higher part of the southern slope of the U-shaped valley, where Mr. Poulsen took his samples in the

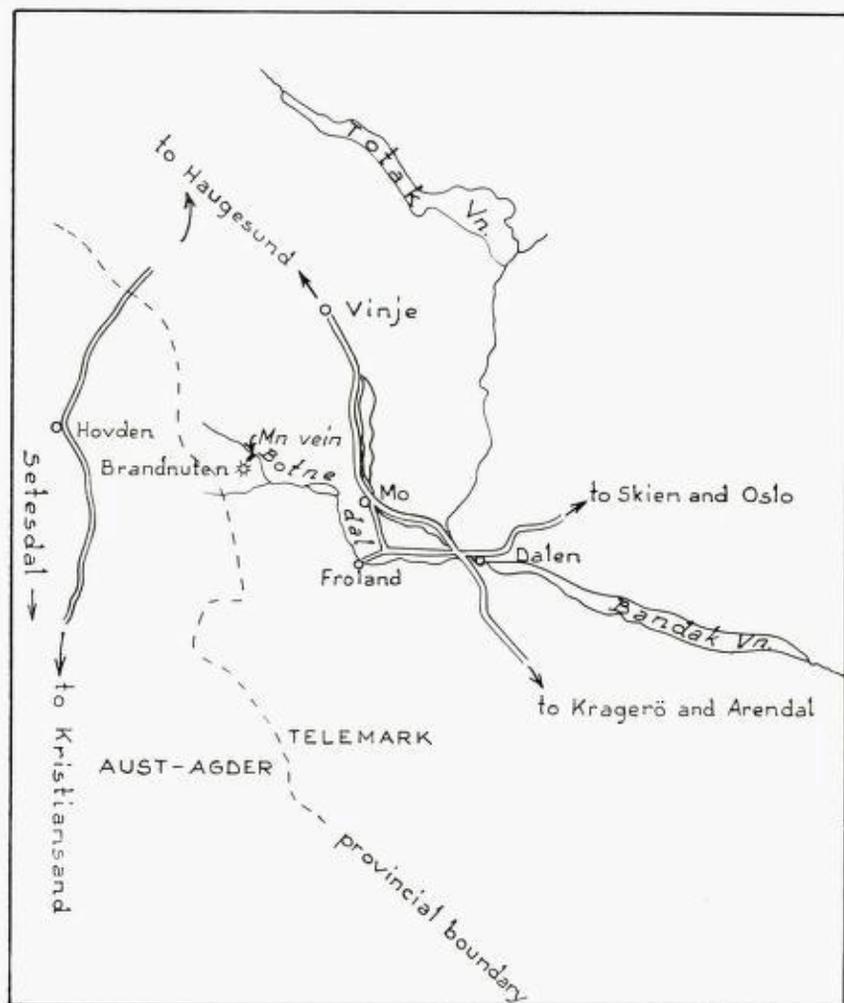


Fig. 1. Situation of the Mt. Brandnuten manganese vein. Scale  $\pm 1 : 563,108$ .

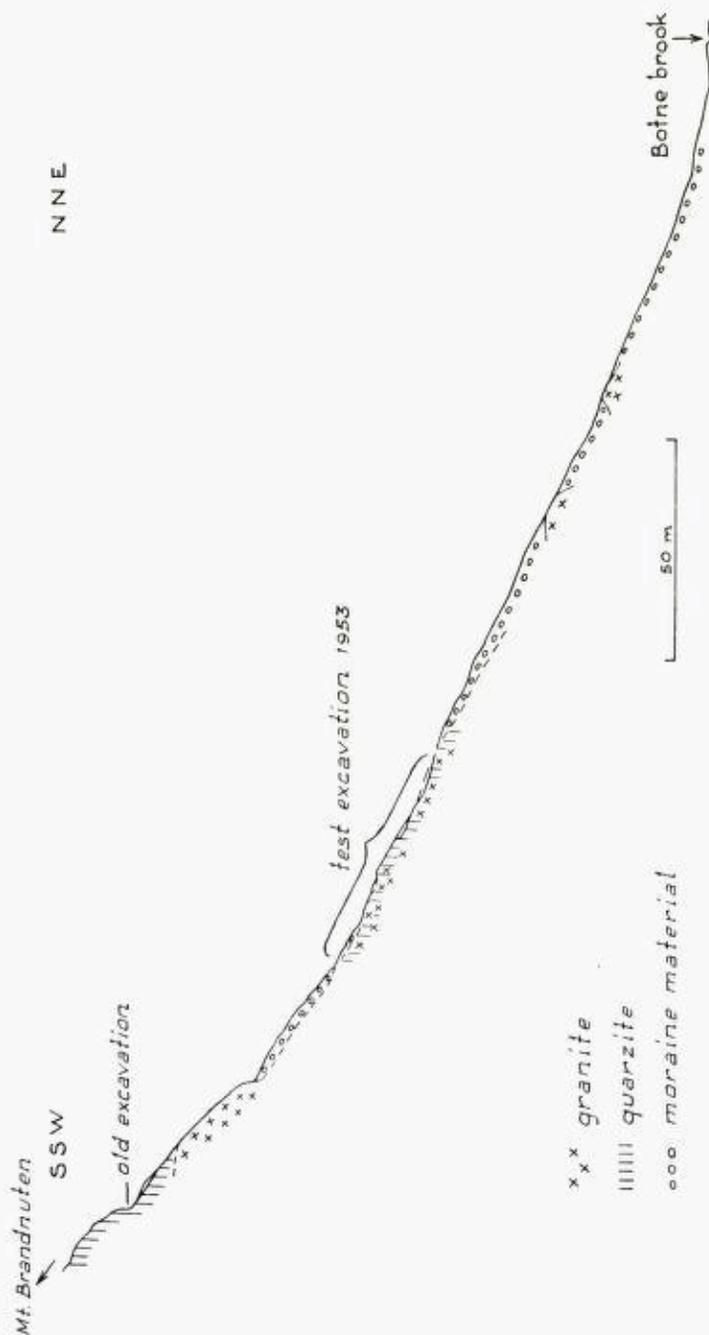


Fig. 2. Longitudinal wall-rock profile along the main manganese vein on the NE flank of Mt. Brandnuten in western Telemark (after Dr. J. F. Brondijk).

old exploration excavation, the main ore body has a width of 1.60 m (fig. 2; Plate I, A), whereas at other places the latter may vary between zero and 2.10 m. It is accompanied by a few parallel seams of much reduced width and lacking in continuity. One of these parallel occurrences is found at about 60 m ESE of the main body, at the same altitude as the old excavation.

#### IV. Chemical composition of the ore.

The bulk of the Brandnuten manganese ore consists of a mixture of rhodonite, spessartite, rhodochrosite, some fluorspar, sometimes rather much microcline, and Mn-oxides with some hematite. In Mr. Immink's report it is stated that the Mn-oxides are concentrated in lenticular masses with a maximal length and width of a few metres and 50 cm, respectively. Most of the Mn-oxide lenses are, however, much smaller, and the average oxide content of the vein-filling is evaluated at not more than 15 %.

According to Mr. Poulsen's report, samples taken from the vein in the old excavation averaged 40.3 % Mn and 1—2 % Fe, P and S being absent. A few of the richest specimens assayed 58—60 % Mn, whereas the country rock appeared to contain 1.17 % Mn. It is not clear from these data whether the assay values refer to samples especially rich in Mn-oxide or to samples taken over the entire width of the vein.

During Dr. Brondijk's visit to the area, the old excavation was re-sampled over its entire width and the material thus obtained split into a macroscopically rich and a macroscopically poor part. The rich part, rich in Mn-oxides, assayed 51.23 % Mn, 1.45 % Fe, and 20.29 % SiO<sub>2</sub>; the poor part, poor in Mn-oxides, 13 % Mn, 1.43 % Fe, and 60.8 % SiO<sub>2</sub>. The rich ore occupied about 60 % of the width of the vein at this place; the poor ore about 40 %.

Assays were equally made of samples taken from the test excavation 1953, from the continuation of the Brandnuten vein N of the Botne valley, and from the parallel vein at about 60 m E of the old excavation. The results are tabulated in Table I, together with a more complete analysis of a sample taken from the old excavation. It ought to be understood that the qualifications rich and poor refer to material rich and poor in Mn-oxides, respectively.

Table I.

*Assay values of manganese ores from the Brandnuten veins.*

Sample	Fe %	Mn %	Cu <sup>1)</sup> %	Al %	P %	S %	SiO <sub>2</sub> %
I	1.79	47.15	0.29	2.50	+	0.04	14.95
II	4.38	55.61	0.10	0.54	—	0.05	10.48
III	2.86	18.51	+	3.16	+	0.12	50.38
IV	2.64	33.96	0.01	3.49	+	0.12	32.86
V	1.72	4.10	0.04	5.00	—	0.18	68.02
VI	4.59	48.03	0.04	3.80	—	0.18	17.22
VII	2.28	49.48	0.07	2.32	—	0.09	15.25

1) Pb and Zn are absent — absent + trace.

- I. Sample taken from the old excavation, main vein.  
 II. Richest ore from a spot 1 m S of a small tributary of Botne brook, test excavation 1953, main vein.  
 III. Average of a few tons of poor ore from a spot 40 m N of the small tributary of Botne brook on the NE. slope of Mt. Brandnuten, test excavation 1953, main vein.  
 IV. The same from a spot some 5 m higher in the main vein zone.  
 V. Poor ore from the continuation of the main vein N of the Botne valley.  
 VI. Rich ore from the continuation of the main vein N of the Botne valley.  
 VII. Sample taken from the parallel vein at 60 m E of the old excavation.

Judging from the mineralogical composition of the ore, more detailed analyses would certainly also have detected the presence of small quantities of Ca, K, Na, F, and CO<sub>2</sub>.

## V. Petrography and mineralogy of the main ore zone.

### General character of the manganese ore and its country rocks.

The greater part of the vein-filling sampled in the test excavation 1953 consists of rhodonite, spessartite, and rhodochrosite, with some fluor spar and occasionally rather much microline. Rhodonite sometimes builds crystals with a length of more than 10 cm. Fine-grained, honey-coloured or reddish-brown spessartite forms distinct, vein-like masses associated with rhodonite; both minerals are also mutually intergrown in fine-grained aggregates. Fluor spar and rhodochrosite occur in narrow veins between rhodonite and spessartite or may fill up irregular interstices; they are fine- to medium-grained. Fluor spar veins also cut rhodonite (Plate I, B; Plate II, A).

The transparent minerals enclose masses and pockets of Mn-oxides, part of which latter are likewise developed as thin films around crystals of the Mn-silicates. Adjacent to their contacts with the Mn-oxide lenses, pink rhodonite crystals exhibit a border zone of "black" rhodonite, which latter acquired its colour through the infiltration of secondary Mn-oxide along its cleavage planes and small cracks. An X-ray diffraction diagram of the black variety gave the same d-values and intensities as one made of the adjacent pink rhodonite.

The wall rocks of the main ore body consist of greyish, fine-grained arkose, which near its contact with the ore body contains strings of fine-grained rhodonite and spessartite. Judging from the material available to the present author, these Mn-silicate bands seem to run parallel to the walls of the main ore body and to the strike of the arkose beds. Samples taken at the contact between the ore body and its country rock show a transition zone about 5 cm wide containing much rhodochrosite and fluorspar in addition to the Mn-silicates. This zone also appeared to contain some jacobsite.

The lenses of Mn-oxides forming concentrations of rich manganese ore in the mixed main ore body mainly consist of a hard, massive mineral aggregate with a dull appearance, which is only freshened by numerous, scattered specks of a black mineral with a metallic luster. Braunite and in a minor degree hausmannite are the main constituents of the dull parts, whereas the shiny specks mark the sites of what seems to be mainly a psilomelane variety and perhaps some hematite.

In the arkose forming the wall rock of the main vein, quartz and abundant potassic feldspar are the chief constituents. The granites occurring as profuse intercalations between the arkoses show a pink to greenish colour in samples taken on the E. side of the vein. They are medium- to coarse-grained, devoid of a gneissic structure, and composed of potassic feldspar, acid plagioclase, quartz, mica, and some sphene as the main mineral constituents.

### **Petrography of the country rocks.**

#### *The arkoses.*

The arkose at the border of the main vein in the 1953 excavation consists for about 30 % of quartz grains with an undulatory extinction, and for about 50 % of grains of a potassic feldspar showing a patchy microcline quadrille structure. At some places, the microcline

individuals are veined in one direction by strings of albite, which give them the aspect of a replacement perthite. Albite is besides found as separate grains. The remaining part of the rock consists of parallel impregnation seams containing either blastic spessartite or porphyroblastic rhodonite. The latter mineral is veined by patches of Mn-oxide and by a secondary, brownish Mn-silicate mineral of unknown character (see later). The spessartite grains sometimes enclose quartz, whereas the rhodonite porphyroblasts enclose both quartz and feldspar.

### *The granites.*

The granites exposed in the vicinity of the main vein contain a pink potassic feldspar and a greenish plagioclase. The average mineral composition is about 25 % quartz, 35 % potassic feldspar, 30 % plagioclase, and 10 % mafic constituents.

Quartz generally builds rather small grains between the feldspars, but may also be enclosed by the latter. At some places it appears to replace both potassic feldspar and plagioclase. All quartz has a strongly undulatory extinction.

Plagioclase (albite-oligoclase) shows a hypidiomorphic development and a twinning according to the albite law. The polysynthetic lamellae are frequently very irregularly shaped; they wedge out towards both ends and are frequently more or less bent. The plagioclase individuals are corroded by microcline.

Potassic feldspar, probably all microcline, shows a xenoblastic development, and mostly occurs as rims around plagioclase crystals. The core of a microcline xenoblast sometimes consists of a plagioclase relic. The microcline usually has a fresh appearance, whereas the plagioclase is often dull by partial sericitization. The quadrille structure of the microcline individuals is mostly badly developed.

A partial albitization of the feldspars completed the process of feldspar crystallization. Albite veinlets penetrate into the microcline individuals, starting from the borders of the older albite-oligoclase cores, thus giving rise to the formation of replacement perthites. Clear, late biotite likewise grew around the borders of the earlier-crystallized feldspars.

The dark constituents of the granite are formed by biotite and sphene. Biotite is accompanied by some sericite. Both micas are replaced by chlorite. Apatite and zircon are minor accessories.

### Transparent minerals of the vein-filling.

#### *Rhodonite.*

Rhodonite is the principal non-opaque mineral, which may build porphyroblasts with a diameter up to more than 10 cm (Plate I, B; Plate II, A). Macroscopically, it shows its typical pink colour, crystal habit, and perfect cleavages. In thin section, it displays a weak pinkish colour, and frequently a strong pressure shadowing in large individuals forming part of mixed rhodonite-spessartite-Mn-oxide ore. Aggregates of smaller rhodonite grains, on the other hand, may show crystallographic orientations deviating only slightly from an average direction, so that in this case larger crystals of this mineral were probably broken up as a result of compressional forces.

Optical and specific weight measurements on Brandnuten rhodonite gave the following results:  $2V_z = 66^\circ$ ,  $n_z = 1.74$ ,  $n_y = 1.73$ ,  $n_x = 1.72$  (calculated),  $G = 3.65 (\pm 0.01)$ .

According to diagrams given by A. N. Winchell (1951, Fig. 346, p. 457; Id., Fig. 348, p. 458), after N. Sundius, these physical data characterize a rhodonite with about 86 %  $MnSiO_3$  and 14 %  $CaSiO_3$  (incl.  $MgSiO_3$  and  $FeSiO_3$ ). The rate of accuracy of our measurements does, however, not allow the evaluation of a possible Mg and Fe content in proportion to Ca. The presence of Zn ought to be excluded on account of its not having been detected during bulk ore sample analysis.

Rhodonite is generally composed of much larger crystals than spessartite. The Mn-garnet may be observed to be enclosed poikiloblastically and sometimes in great quantity by large rhodonite individuals (Plate II, B). Occasionally, spessartite enclosed in rhodonite displays clear idiomorphic outlines (Plate III, B), but in other instances the garnet seems to have intruded into rhodonite in the shape of parallel streaks following a cleavage direction (Plate III, A). The general impression is that both minerals crystallized about simultaneously, although part of the spessartite apparently grew at an earlier stage than rhodonite. The general aspect of rhodonite-spessartite intergrowths reveals their crystalloblastic origin.

In massive Mn-oxide ore, rhodonite has been observed to fill the interstices between frequently rounded grains of opaque ore substance, which is mainly braunite. In addition, rhodonite sometimes forms worm-shaped intergrowths with opaque Mn-oxide substance, which latter in this case is almost certainly hausmannite, according to

a microscopical study under the ore microscope (Plate V, B). These relationships show that the rhodonite-Mn-oxide intergrowths, too, represent crystalloblastic textures.

### *Spessartite.*

The Mn-garnet comes second in abundance among the non-opaque minerals. Macroscopically, its colour varies between reddish-brown with an orange tinge and honey-coloured. In thin section, the garnet displays a yellow to greenish or reddish colour.

The mode of appearance of spessartite tends to be idioblastic with regard to rhodochrosite and sometimes also to rhodonite and fluorspar (Plate III, B; Plate IV, A, B).

Spessartite either occurs as massive streaks composed of more or less xenoblastic grains (Plate I, B) or as crystal intergrowths with rhodonite. Spessartite enclosed by rhodonite frequently shows a darker colour than vein-building spessartite, with phenomenon possibly indicates successive crystallization periods for this mineral. X-ray diffraction diagrams of both types of spessartite, however, appeared to be identical.

Measurements of specific weight, refractive index, and unit cell size gave the following result;  $G = 4.16$  ( $\pm 0.02$  or  $0.03$ ),  $n = 1.82$ ,  $a_0 = 11.64 \text{ \AA}$ .

As for rhodonite, the specific weight of our spessartite was measured with a picnometer, the refractive index by means of the immersion method. The unit cell size was calculated from X-ray powder diagrams obtained with  $\text{CuK}\alpha$  radiation, using a camera with a radius of 57.3 mm.

Using Frietsch's (1957, Fig. 2, p. 48) diagram for the determination of global compositions of garnets by means of the values obtained for  $n$  and  $a_0$ , the above figures for these constants appear to produce a point situated inside his spessartite (+ almandite) field. As in Frietsch's graphs, his Figs. 1 and 2, specific weights are left out of consideration, it is not possible to use them for more precise derivations of garnet compositions, although the denomination spessartite is sufficiently confirmed by them for the mineral here discussed. Further proofs that the Brandnuten vein garnet is a true spessartite were afforded by X-ray analysis and by the partial chemical analysis of two samples of isolated material, which latter gave an average of about 28 % MnO.

Applying H. Winchell's (1958, Figs. 1 and 2, pp. 597, 598) graphical representations of garnet compositions as a function of  $n$  and  $a_0$ , in which specific weights are, moreover, indicated by contour lines drawn across the triangular fields representing 3-component combinations (leaving uvarowite out of consideration), the  $n$ - $a_0$  point for our spessartite appears to correspond with the following three 3-component combinations:

- (a)  $\text{Spess}_{55}\text{Alm}_{33}\text{And}_{12}$ , with  $G = 4.19$
- (b)  $\text{Alm}_{70}\text{And}_{12}\text{Gros}_{18}$ , with  $G = 4.12$
- (c)  $\text{Alm}_{55}\text{And}_{25}\text{Pyr}_{20}$ , with  $G = 4.05$

Our specific weight (4.16) is, therefore, in agreement with two mixtures, each of two 3-component combinations:

- I.  $0.6 (a) + 0.4 (b) = \text{Spess}_{35}\text{Alm}_{45}\text{And}_{12}\text{Gros}_8$
- II.  $0.8 (a) + 0.2 (c) = \text{Spess}_{45}\text{Alm}_{36}\text{And}_{15}\text{Pyr}_4$

Mixture I gives an MnO content of 13.1 %, mixture II one of 19.4 %. Since partial chemical analysis gave an average of about 28 % MnO, it may be assumed that our spessartite corresponds in a rough way with mixture II, although with a higher spessartite content. The latter is apparently of the order of about 60 %, the other components being essentially almandite, the chief minor component, and andradite. Grossularite is probably entirely lacking.

#### *Unknown Mn-silicate mineral.*

As indicated before, rhodonite has been found partly replaced by a secondary, brownish Mn-silicate mineral in arkose adjacent to the main manganese vein. This mineral is developed in veinlets carrying, in addition, a small amount of Mn-oxides. Its true nature could not be established with certainty on account of its very fine-grained appearance, which makes it difficult to isolate. It shows the following features: prismatic development with cleavage // longitudinal direction; extinction // longitudinal direction; negative elongation; high relief ( $n \approx \text{or} \geq 1.7$ );  $2\sqrt{x} = \pm 60^\circ$ ;  $\Delta = 0.035-0.040$ ;  $X \approx Y$  orange-brown,  $Z$  reddish-brown;  $X \approx Y < Z$ .

As another alteration product of rhodonite there sometimes appear very fine-grained aggregates of a brownish to colourless micaceous substance.

*Fluorspar.*

Macroscopically, fluorspar may be observed to constitute veinlets cutting through rhodonite or formed at the contact between rhodonite and spessartite (Plate II, A). The same phenomenon appears in thin sections; fluorspar fills up voids between rhodonite grains and penetrates as veinlets into the latter mineral, which it replaces (Plate III, B), whereas spessartite remains much less attacked by the fluoride (Plate IV, B).

Fluorspar appears to have been formed earlier than rhodochrosite, since the latter sometimes forms rims around fluorspar.

Both fluorspar and rhodochrosite are replacive minerals and do not show crystalloblastic habits. They, therefore, apparently crystallized from late hydrothermal fluids, which attacked the manganese silicates after the process of metamorphism responsible for the formation of the latter had ceased to operate.

*Rhodochrosite.*

In hand specimens rhodochrosite in the Brandnuten ore shows a pink to dirty-brown colour. It, therefore, probably contains rather much siderite in solid solution. In thin section it has a dirty greyish colour, and sometimes a faint pink hue. Rhodochrosite crystallized later than all other non-opaque Mn-minerals and, as said above, also appears to be later than fluorspar. It forms veinlets cutting through the Mn-silicates, but also fills voids between, e.g., idiomorphic crystals of spessartite (Plate IV, A).

**Opaque minerals of the vein-filling.***Braunite.*

In one sample of massive Mn-oxide ore from the 1953 excavation braunite appeared to constitute approximately 70 % of the opaque substance, and hausmannite about 20 %. In rich ore, braunite builds massive, almost monomineral aggregates exhibiting a mosaic texture of polygonal or rounded grains (Plate V, B). Octahedral cross-sections are sometimes observed and octahedral zoning is, in addition, sometimes revealed by an alternation of opaque braunite layers and non-opaque gangue material according to an octahedral pattern. The grain-size is very variable, mostly 0.1—0.2 mm. In reflected light, braunite shows

a grayish-white colour with a creamish-brown hue; pleochroism and anisotropy are rather weak, but distinct, and a brown internal reflection is occasionally visible with strong illumination. The X-ray diffraction diagram of Brandnuten braunite corresponds very closely with those given by various authors (for instance Ramdohr 1956, p. 39) for braunite. As has been said before, braunite may form poikiloblastic intergrowths with large rhodonite individuals. It is sometimes equally poikiloblastically enclosed by hausmannite (Plate V, A), which latter mineral also occupies voids in massive braunite aggregates (Plate V, B). Occasionally, braunite crystals have been observed to be surrounded by jacobsite (Plate VI, A).

#### *Hausmannite.*

Hausmannite can be recognized in reflected light by its distinct and rather strong pleochroism (from clear grayish-white to darker gray with a brownish hue) and by its anisotropy (in yellowish brown and gray); besides by its frequently observable polysynthetic twinning in one or two directions (Plate V, A) and by its frequent blood-red to red-brown internal reflection. As has been said in what precedes, hausmannite occasionally forms crystalloblastic, worm-shaped intergrowths with rhodonite in voids between aggregates of massive braunite (Plate V, B). In these intergrowths, the hausmannite particles show a similar optical orientation over areas of some extent, so that groups of adjacent hausmannite particles apparently form part of one crystal.

#### *Jacobsite.*

Jacobsite is a minor constituent of massive Mn-oxide ore, but has also been observed in the border zone of the main vein against the arkose wall rock. In one sample of massive ore, which beside Mn-oxides contains interstitial Mn-silicate (mainly rhodonite), jacobsite appeared to constitute about 30 % of the opaque minerals.

The octahedral structure of the jacobsite is revealed by a triangular pattern of cleavage planes (Plate VI, A, B). In air its colour is grayish-white with a yellowish hue, but in oil the colour changes to a distinct olive-green. The mineral is completely isotropic and with very strong illumination occasionally shows a red internal reflection. Along the octahedral cleavage planes, jacobsite grains contain enclosed lamellae of silicate gangue (Plate VI, A, B), while a replacement by hematite

reminding of "martitization" equally starts from these structural partings (Plate VI, B). The development of hematite indicates a partial oxidation of the jacobsite.

The features of the Mt. Brandnuten jacobsite agree with those given by Ramdohr (1955, p. 718) for this mineral, which marks our jacobsite as a typical occurrence. As has been shown by Roy (1960) for Mn-ores near Kodur in Central India, a change in the  $Mn_3O_4$ -content in jacobsite apparently changes its colour in reflected light, a high hausmannite content giving it a brownish-grey hue, and a high magnetite content a pinkish-brown tinge. Pinkish-brown jacobsite, without hausmannite exsolution lamellae, has also been noticed by Roy (1959) in gondite ore from Dongari Buzurg, and a deep brownish-yellow variety (Roy 1958), equally without hausmannite lamellae, in related gondite ores near Tirodi, both also occurrences in Central India. Colours deviating from the normal have, however, not been observed in our Norwegian material, and neither have the intergrowths of olive-green jacobsite and hausmannite known as "vredenburgite", which latter are very common in the Central Indian manganese ore province.

When associated with braunite, jacobsite encloses more or less rounded grains of the latter mineral (Plate VI, A). Hausmannite may be observed as interstitial filling between braunite and jacobsite grains (Plate VI, B). In samples taken from the border zone of the main vein, jacobsite has been observed locally to be the main Mn-oxide mineral and to cut as aggregates of hypidiomorphic grains through the Mn-silicate gangue.

An X-ray powder diagram of Mt. Brandnuten jacobsite gave the  $d$  and  $I$  values recorded in the left-hand column of Table II. For comparison, the central column shows the corresponding values for Jacobsberg jacobsite as calculated from  $\sin^2\theta$  figures presented by Johanson (1928, p. 114), whereas the right-hand column contains the  $d$  and  $I$  values for magnetite, according to Torre de Assunção and Garrido (1952—53, p. 81). The figures show that Mt. Brandnuten jacobsite stands closer, as regards  $d$  and  $I$  values, to Jacobsberg jacobsite than to magnetite. The  $d$  values for Jacobsberg jacobsite stand in between those for the Mt. Brandnuten occurrence and those for magnetite, so that the jacobsite of the Norwegian deposit is apparently richer in Mn than that of Jacobsberg.

Table II.

*X-ray diffraction data obtained with Mt. Brandnuten and Jacobsberg jacobsite, and with magnetite.*

Jacobsite, Mt. Brandnuten		Jacobsite, Jacobsberg		Magnetite	
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
4.91	2			4.85	1
3.43	—1				
3.29	—1				
2.99	6	2.98	6	2.97	3
2.55	10	2.54	10	2.53	10
2.44	1	2.43	1	2.42	1
2.12	6	2.11	6	2.10	3
		1.88	1		
1.72	3	1.72	4	1.71	2
1.63	5	1.62	8	1.61	6
1.58	1				
1.49	8	1.49	10	1.483	8
		1.42	1		
1.34	—1	1.33	2	1.326	1
1.29	—1	1.28	4	1.279	2
1.28	—1	1.27	1		
		1.22	3	1.21	—1
		1.13	4	1.121	1
		1.10	9	1.092	3
		1.05	6	1.049	1
		0.99	4	0.97	2
		0.97	7	0.966	1
				0.940	1

*Unknown Mn-oxide mineral.*

A Mn-oxide mineral which it was not possible to identify by ordinary microscopic examination appeared to be locally developed as an interstice filling between more or less rounded crystals of braunite in samples of mixed Mn-silicate-oxide ore. Its colour is a somewhat darker gray than that of braunite, without the creamy-brown hue commonly shown by the latter. Both its reflection power and polishing hardness are lower than those of braunite. It, furthermore, shows a

weak reflection pleochroism and a weak anisotropism, both in shades of gray. A few grains of hausmannite were found associated with the unidentified oxide.

#### *Psilomelane.*

Among the secondary Mn-oxides a mineral of the psilomelane group seems to be the most wide-spread. It replaces the primary Mn-oxides. The psilomelane-like mineral is also found as veinlets cutting through the Mn-silicate gangue. Sometimes, this mineral also builds larger aggregates of very fine needles.

The psilomelane-like mineral shows a more greyish colour than hematite, while its reflection power is greater than that of jacobsite.

In air, it shows a very distinct and rather strong pleochroism from white to dull-gray, whereas in oil the pleochroism increases. Between crossed nicols its colours vary in shades of gray, combined with a parallel extinction. Incidentally, a brown internal reflection has been observed.

#### *Hematite.*

Hematite is occasionally developed along grain boundaries of braunite, and another mode of occurrence is represented by its martite-like intergrowths with jacobsite. It frequently shows red internal reflections.

#### *Pyrite and native copper.*

Pyrite grains are occasionally visible in the Mn-silicate gangue, and the same holds for rare grains of native copper. The latter are probably responsible for the low copper content of bulk ore samples (Table I) and may be explained by the oxidizing effect exerted by the Mn-oxides upon circulating, slightly Cu-bearing hydrothermal solutions.

### **VI. Mineral facies and origin of the Mt. Brandnuten manganese veins.**

The situation of the Mt. Brandnuten manganese veins at the western extremity of a rather varied mineral province characterized, e.g., by the occurrence in quartzitic rocks of the Telemark suite of sulphidic vein deposits of Cu, Mo, Pb, As, Bi, etc., and besides of fluorspar deposits and mica-bearing pegmatites, at a first glance might give

rise to the opinion that the manganese veins are hydrothermal vein fillings genetically connected with the adjacent intrusive granite. The mineral association of our manganese deposit, together with the poikiloblastic and granoblastic textures of its primary Mn-silicate and Mn-oxide components, speak, however, in favour of its metamorphic origin. A few late, hydrothermal minerals (fluorspar, rhodochrosite, late Mn-silicates replacing rhodonite, perhaps also hematite) and supergene psilomelane play only a subordinate part.

The primary Brandnuten manganese minerals together represent a typical example of the manganese-bearing rock facies known to be of widespread occurrence in the Precambrian metasedimentary series of India and designed as "gondite" by Fermor (1909) in a classical memoir. According to Fermor (*l.c.*, p. 307), a true gondite type of rock is marked by the association spessartite-rhodonite developed in a non-calcareous metamorphic series of sandy, argillaceous, and conglomeratic strata. As a result of recent studies of the Indian gondite series, Straczek et al. (1956, footnote on p. 67) prefer to extend the denomination gondite to a rock with variable proportions of rhodonite and other manganese-bearing silicates, which in addition commonly carries braunite.

The term "gondite" has, unfortunately, been used rather arbitrarily by other authors. Dorr II et al. (1956), for instance, apply it to the manganese-silicate-carbonate protore of Minas Geraes, Brazil, which are described by them as not containing the primary Mn-oxides (braunite, jacobsonite, hausmannite, bixbyite, etc.) typical for the Mn-protore of India. In their opinion, the Minas Geraes Mn-deposits were originally deposited in a reducing environment, as is indicated by the abundant occurrence of rhodochrosite and, in addition, of graphite and small quantities of sulphides (including alabandite) and sulpharsenides. The Indian protore, on the contrary, were derived from manganese-bearing sediments deposited in an apparently oxidizing environment. The Indian gondites, therefore, represent a mineral facies slightly different from that of the Brazilian protore. Park (1956, p. 370) even uses the denomination "gondite" for spessartite rock intermingled with largely supergene Mn-oxide ores of the Serra do Navio district north of the Amazon river in Brazil, without even having any certainty about the mineralogical composition of the primary ores in depth.

In the primary crystallization sequence of the Mt. Brandnuten vein braunite preceded hausmannite and jacobsonite, since the latter two miner-

als enclose more or less rounded relics of braunite. Rhodonite equally encloses braunite poikiloblastically, whereas with hausmannite it forms irregular, worm-shaped intergrowths. The Mn-silicate crystallized, therefore, apparently later than braunite, but at about the same time as hausmannite. Its relation to jacobsite is less clear. Spessartite seems to be partly earlier and partly later than rhodonite. Rhodonite porphyroblasts enclose euhedral as well as anhedral spessartite grains, which latter sometimes seem to replace rhodonite.

Fluorspar and rhodochrosite, and possibly hematite, were probably formed as the result of the attack of the protore by late hydrothermal solutions. Narrow psilomelane vein fillings may be regarded as supergene.

The crystallization scheme of the Brandnuten vein agrees in a striking way with that established for the Mn-protore of some important manganese districts of India. In the Mn-ore region near Vizagapatam (Kodur, Srikakulam district, Andhra Pradesh) on the east coast of the Indian Peninsula, for instance, the bulk of the primary oxides in the ore bodies intercalated between the metamorphic strata of the Khondalite series is described by Roy (1960) as being constituted by braunite (main constituent), jacobsite, and hausmannite. The last-named species only occurs as an ex-solution product in jacobsite-hausmannite intergrowths known as "vredenburgite". As in the Brandnuten vein, jacobsite and hausmannite appear to be later than braunite. The only difference between the Indian and Norwegian occurrences is that in the Brandnuten vein there apparently did not crystallize vredenburgite, but separate grains of the common variety of jacobsite characterized by an olive-green hue in reflected light, and of hausmannite. Concerning the Madhya Pradesh area in the central region of the Indian Peninsula west of Vizagapatam, it is stated, furthermore, by Straczek et al. (1956) that in mixed Mn-silicate-oxide ores braunite, again the main oxide, is replaced by spessartite and subordinate jacobsite, whereas rhodonite replaces both braunite and spessartite.

According to the last-named authors, the generally E-W trending Madhya Pradesh ore belt traverses three different zones of regional metamorphism in the Precambrian series. Most deposits lie within a sillimanite zone, but eastward the ore belt crosses a staurolite-kyanite zone and a chlorite-biotite zone, respectively. In the least metamorphic area, the chlorite-biotite zone, the manganese ore is devoid of Mn-silicates and consists of fine-grained intercalations of braunite and quartzite, whereas

in the staurolite-kyanite zone braunite and quartzite become more coarse-grained and associated with abundant Mn-silicates (gondite). In the sillimanite zone, finally, the coarseness of the ore textures increases, gondite becoming in addition more abundant. It may be concluded from these observations that the replacement of braunite by gondite (rhodonite, spessartite, etc.) when going from east to west in this Indian province resulted from a gradual rise of temperature-pressure conditions in that direction in the course of Precambrian metamorphism, and that a similar process was responsible for the replacement of braunite by gondite in the Brandnuten vein. In the latter there are equally indications that spessartite was, at least partly, earlier than rhodonite.

It ought to be remarked in the context of this discussion that the phenomenon of the replacement of Mn-oxide minerals by rhodonite and other Mn-silicates as a result of regional metamorphism of a manganiferous series is by no means restricted to Precambrian Mn-occurrences. According to Zvéreff (1953), for instance, Devonian sedimentary and volcanic beds of the Urals between Miass and the upper course of the Ural river are described by A. Betekhtine to contain conformable intercalations of metamorphic manganese ore associated with jasper, in which it can be observed that rhodonite replaces Mn-oxides and cements lumps of jasper in brecciated textures. Rhodonite in its turn is replaced by bustamite and Mn-garnets, piedmontite being besides developed in tuffs adjacent to the ore beds.

The comparison of the Central Indian Mn-ore province with our Norwegian occurrence leads, moreover, to the conclusion that as a mineral facies the Brandnuten vein body belongs to the almandite-amphibolite facies as outlined by Turner (1958, pp. 228—232). The coarseness of the rhodonite in the Brandnuten vein and the apparent scarceness of muscovite in its immediate neighbourhood equate this deposit rather more with the sillimanite-almandite than with the comparatively lower-graded kyanite-muscovite-quartz or staurolite-quartz subfacies of Turner's subdivision of the almandite amphibolite zones of high-grade progressive regional metamorphism.

It may consequently be supposed that the manganese vein of Mt. Brandnuten received its primary mineral content through regional metamorphism of a low-temperature Mn-oxide deposit conformably intercalated between the arkoses of the Telemark suite. Our present state of knowledge precludes, however, a decision concerning the mode

of formation of the original manganese bed; whether it was formed as a result of the sedimentation of Mn-oxides derived from a continental mass subjected to weathering, by the accumulation in a basin of Mn-oxides produced by some sort of volcanic exhalation process, or possibly by the deposition at low temperatures of Mn-oxides of subvolcanic origin in a bed vein at a relatively shallow depth below the earth's surface. As has been outlined by the present author in a previous publication (Westerveld, 1951), most of the Alpine manganese deposits are related, primarily or secondarily, to basic or intermediate volcanism, whereas conformable manganese deposits of some importance between Mesozoic and Tertiary strata, of which the origin can only be ascribed to pure weathering of older rocks, without any relation to volcanism, seem to be an exception. Whether this view also holds for the Precambrian era, is at present difficult to settle.

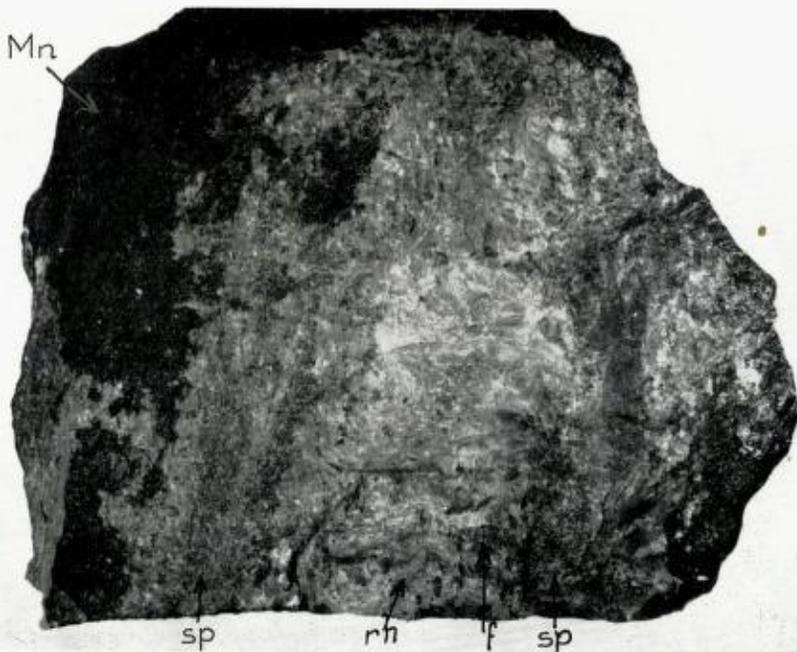
Since a few of the narrower manganese veins in the Brandnuten area have been observed to cut perpendicularly or obliquely through the stratification of the wall-rock arkoses, it might be suggested that the original low-temperature Mn-deposits were formed epigenetically with regard to the enclosing clastics. The clue to this question could only be afforded by a careful examination of the mineralogy of these cross-cutting veins, which could also have been formed through the transport of material out of the conformable main vein by hydrothermal circulation during post-metamorphic time. The influence of hydrothermal action after the formation of the main Mn-silicates, probably exerted in connection with the intrusion of the adjacent intrusive granite, is clearly indicated by the occurrence of late fluor-spar and rhodochrosite, together with minor quantities of pyrite and native copper, in the main vein.

#### *Acknowledgements.*

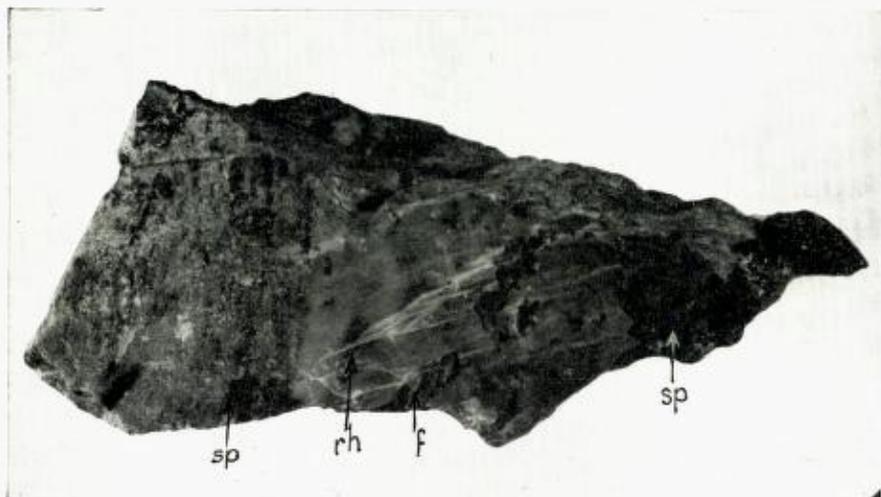
The author wishes to convey his gratitude to Intertransport Ltd. at Rotterdam for giving him the opportunity to examine Mr. A. O. Poulsen's as well as Mr. Immink's report on the Mt. Brandnuten manganese occurrence, and for the authorization to publish a list of assay values of the manganese ores. He also fully appreciates the preliminary investigation of the Mt. Brandnuten rocks and ores in his laboratory by Mr. E. van Es, and the settlement, furthermore, of optical and other physical characteristics of the Mn-silicates by Messrs. C. Maijer and H. N. A. Priem.



A. Mt. Brandnuten manganese vein; old test excavation. (Photo Dr. J. F. Broudijk.)



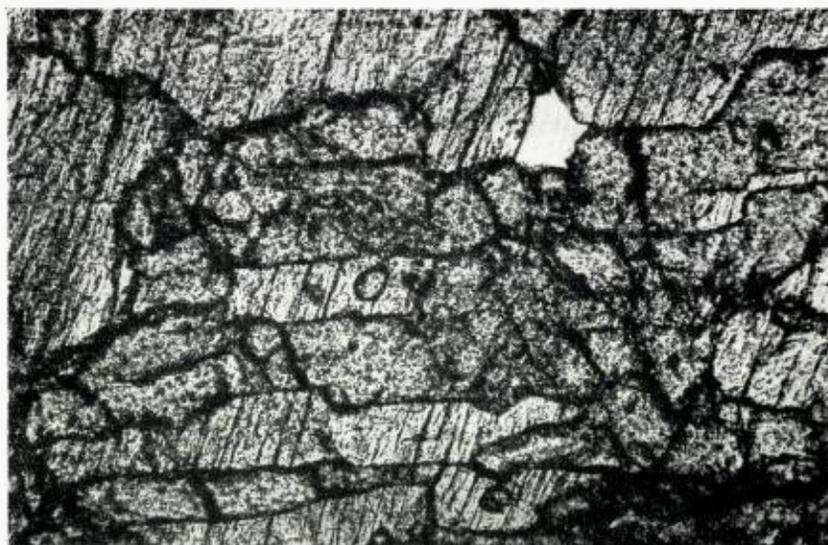
B. Sample of massive Mn-silicate ore from the Brandnuten vein, taken 15 m N of where the latter crosses a tributary of Botne brook (rh = rhodonite; sp = spessartite; f = fluorspar; Mn = Mn-oxides). x 0.73.



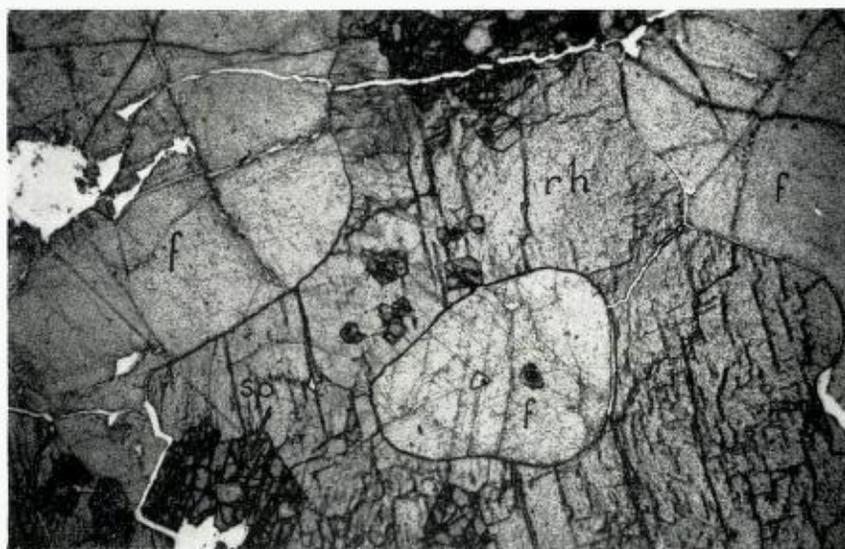
A. Cross-section of sample illustrated by Plate I, B (*rh* = rhodonite; *sp* = spessartite; *f* = fluorspar).  $\times 0.57$ .



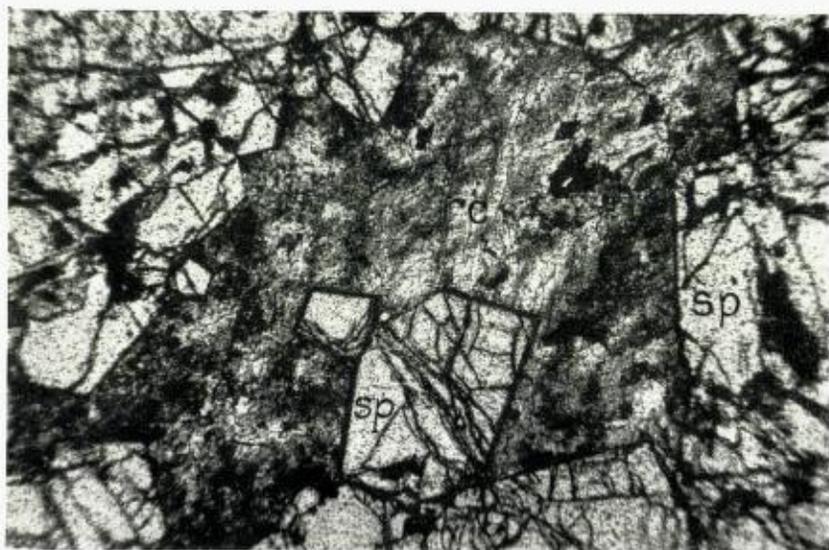
B. Large crystal of rhodonite (with marked cleavage) poikiloblastically enclosing abundant spessartite. 1 nicol,  $\times 22$ .



A. Lamellae of spessartite developed in almost parallel arrangement (// cleavage direction?) in rhodonite host. 1 nicol, x 123.



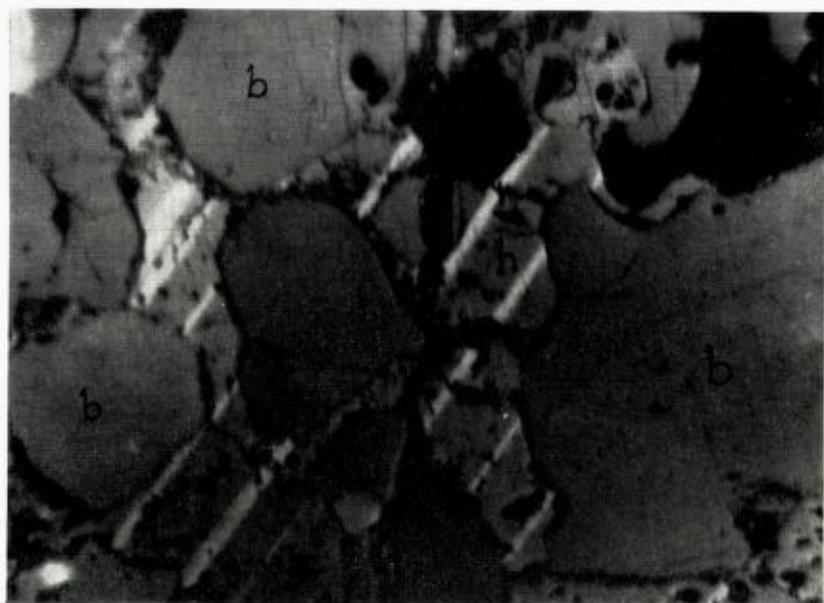
B. Euhedral spessartite grains (sp) enclosed in rhodonite (rh) host, which is partially replaced by fluorspar (f). 1 nicol, x 17.



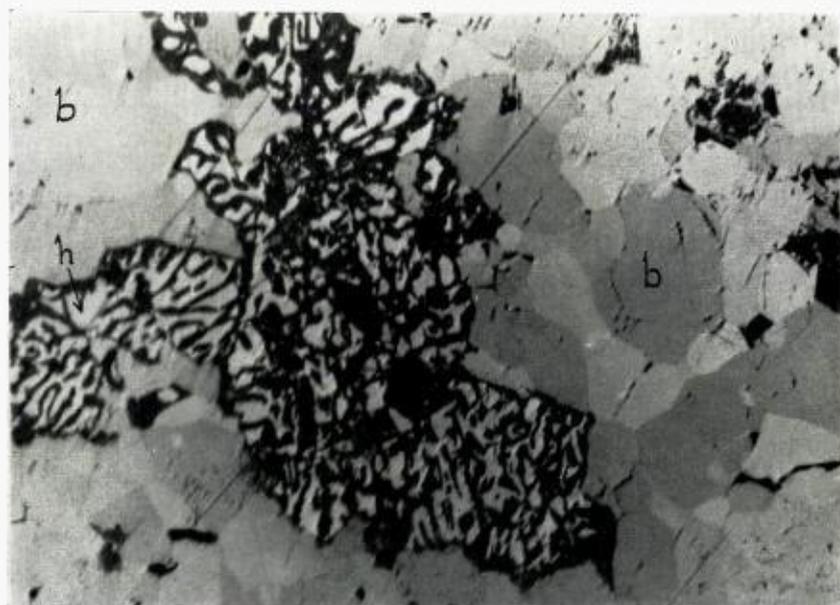
A. Interstice between more or less eubedral spessartite (sp) occupied by rhodochrosite (rc) and subordinate fluorspar. 1 nicol, x 22.



B. Spessartite (sp), in part with eubedral crystal faces, in contact with fluorspar (f) enclosing some rhodochrosite (rc) and rhodonite (rh). 1 nicol, x 17.



A. Rounded grains of braunite (b) perikiloblastically enclosed by hausmannite (h) exhibiting twinning lamellae. 2 nicols, x 167.5, air.



B. Mass of granoblastic braunite (b) enclosing intergrowth of hausmannite (h), apparently forming one crystal on account of simultaneous extinction of all lamellae, and Mn-silicate gangue (rbodonite). 2 nicols, x 61, air.



A. Rounded grains of braunite (*b*) enclosed by jacobsite (*j*) showing (111) cleavages filled up with gangue material. 1 nicol, x 277, oil immersion.



B. Jacobsite (*j*), partially replaced by hematite (*he*) along cleavage directions, and bausmannite (*b*) developed between braunite (*b*). 1 nicol, x 300.

## References.

- Dorr II, J. van N., Soares Coelho, I, Horen, A., 1956.* The Manganese Deposits of Minas Geraes, Brazil: XX Congr. Geol. Intern., Symposium sobre Yacimientos de Manganeso, III, pp. 279—346.
- Fermor, L. L., 1909.* The Manganese Ore Deposits of India: Mem. Geol. Survey of India, Vol. XXXVII, Parts I—IV, XCVIII + 1294 p.
- Foslie, Steinar, 1925.* Syd-Norges Gruber og Malmforekomster: Norges Geol. Undersøkelse, nr. 126.
- Frietsch, R., 1957.* Determination of the Composition of Garnets without Chemical Analysis: Geol. Förhandl., 79, pp. 43—51.
- Johansson, K., 1928.* Mineralogische Mitteilungen; 4. Jacobsit: Zeitschrift f. Krist., 68, pp. 107—118.
- Park Jr. Cb. F., 1956.* Manganese Ore Deposits of the Serra do Navio District, Federal Territory of Amapa, Brazil: XX Congr. Geol. Intern., Symposium sobre Yacimientos de Manganeso, III, pp. 347—376.
- Poulsen, A. O., 1956.* The Occurrence of Manganese Ores in Norway: XX Congr. Geol. Intern., Symposium sobre Yacimientos de Manganeso, V, pp. 291—298.
- Ramdobr, P., 1955.* Die Erzminerale und ihre Verwachsungen, 875 p.
- 1956. Die Manganerze: XX Congr. Geol. Intern., Symposium sobre Yacimientos de Manganeso, I, pp. 19—73.
- Roy, Supriya, 1958.* Mineragraphic Study of the Manganese Ores of Tidori, Balachat District, Madhya Pradesh, India: Proc. Nat. Inst. of Sciences of India, 24A, pp. 89—99.
- 1959. Mineralogy and Texture of the Manganese Ore Bodies of Dongary Buzurg, Bhandara District, Bombay State, India, with a note on their genesis: Econ. Geology, 54, pp. 1556—1574.
- 1960. Mineralogy and Texture of the Manganese Ores of Kodur, Srikakulam District, Andhra Pradesh, India: The Canadian Mineralogist, 6, part 4, pp. 491—503.
- Straczek, J. A., Subramanyam, M. R., Narayanaswami, S., Shukla, K. D., Vemban, N. A., Chakravarty, S. C., and Venkatesh, V., 1956.* Manganese ore deposits of Madhya Pradesh, India; XX Congr. Geol. Intern., Symposium sobre Yacimientos de Manganeso, IV, pp. 63—96.
- Torre de Assunção, C. et Garrido J., 1952—1953.* Tables pour la détermination des minéraux au moyen des rayons X: Bull. du Musée et Lab. Min. et Géol. de la Fac. des Sciences de Lisbonne, No. 20—21.
- Turner, F. J., 1958.* Mineral Assemblages of Individual Metamorphic Facies. In: Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies, The Geol. Soc. of America, Memoir 73, 259 p.
- Westerveld, J., 1951.* Les gîtes de Manganèse du Domaine Atlasique au Maroc Français et leur classification géologique: Geologie en Mijnbouw, 13, pp. 25—52.
- Winchell, A. N., 1951.* Elements of Optical Mineralogy, II, 4th edition.
- Winchell, H., 1958.* The Composition and Physical Properties of Garnet: The Am. Min., 43, pp. 595—600.
- Zvéreff, R., 1953.* Les gisements manganésifères de l'Oural méridional (d'après A. Betekhtine): Annales des Mines, 142e année, VIII, pp. 44, 45.

## Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur.

### Forord.

De nedenfor oppførte nomenklatur-regler er blitt godtatt av Stratigrafisk Gruppe av Norsk Geologisk Forening og er grunnet på et utkast av G. Henningsmoen for Komitéen for Stratigrafisk Nomenklatur. Reglene er blitt godkjent til bruk for Norges geologiske undersøkelse.

Den korte fremstilling om stratigrafisk terminologi kan bare regnes som foreløpig, i påvente av en internasjonal overenskomst.

### Kort om stratigrafisk terminologi.

Stratigrafiske enheter er bergartslag eller løsavleiringslag som skiller seg fra omgivende lag i fysiske egenskaper (f. eks. litologi eller fossilinnhold) eller i alder. Formelle enheter er slike som er blitt gitt formelle navn.

Man skiller mellom tre slags stratigrafiske klassifikasjoner: litostratigrafisk klassifikasjon med enheter som grunner seg på litologien, biostratigrafisk klassifikasjon med enheter som grunner seg på fossilinnholdet og kronostratigrafisk klassifikasjon med enheter som representerer et bestemt tidsavsnitt. De kronostratigrafiske grenser er tidsgrenser (ideelt tidsplan, i praksis ofte tidsbelter), mens lito- og biostratigrafiske enheter har grenser grunnet på henholdsvis litologi og fossilinnhold.

Litostratigrafiske enheter benevnes (med minskende rang): suite eller kompleks, gruppe, formasjon, ledd eller subformasjon (engelsk: member). Det er for tiden ingen godkjent internasjonal betegnelse for en enhet av den største kategori, men «suite» og «kompleks» er foreslått sammen med andre benevnelser som «supergruppe» og «blokk».

Biostratigrafiske enheter har grenser bestemt av utbredelsen av ett eller flere fossiler (ledefossiler) og er de lag som ett eller flere ledefossiler forekommer i. Slike enheter kalles for soner og subsoner, men det er blitt foreslått å kalle dem sonitter og subsonitter for å skille dem fra kronostratigrafiske soner og subsoner.

Kronostratigrafiske enheter benevnes (med minskende rang): system, serie, etasje, sone eller subetasje og subsone. Grensene for systemer, serier og etasjer er primært grunnet på litologiske eller paleontologiske grenser i type-profiler. Grensene for soner (og subsoner) er primært grunnet på paleontologiske grenser, mens grensene for subetasjer er primært grunnet på litologiske grenser. Det er for tiden ikke internasjonal enighet om benevnelsen sone (og ikke bare subetasje) skal anvendes for en kronostratigrafisk enhet. Dette synes imidlertid å være i overensstemmelse med vanlig praksis i Europa og anbefales her i påvente av en internasjonal overenskomst. Benevnelsen kronosone har vært foreslått for en kronostratigrafiske sone.

Våre kambro-siluriske «etasjer» med underavdelinger (1, 2a, 3c $\beta$ , 4a $\alpha_2$  og andre) kan regnes som kronostratigrafiske enheter (serier, etasjer, soner og subetasjer, subsoner). Grensene for disse enheter er grunnet på grensene til lokale stratigrafiske enheter (topostratigrafiske enheter) i Oslo-feltet. I typeprofilen er grensene i noen tilfeller grunnet på litologiske, i andre tilfeller på paleontologiske data.

### Stratigrafiske navn.

1. Formelle stratigrafiske navn (egennavn) er slike som Mellsefformasjonen, Horg-serien og Sonen med *Parabolina spinulosa* (eller *Parabolina spinulosa*-sonen). Navnene består av to deler, en generell del (som -formasjonen, -serien, -sonen) og en spesiell del som vanligvis er et geografisk navn eller et fossilnavn.

Ofte får litostratigrafiske enheter navnt som f.eks. Vik-skifer (underforstått: Vik-skifer-formasjonen eller Vik-skifer-leddet). Det fins også navn av typen Øvre, Midtre eller Undre Vik-skifer. I et navn som Øvre Vik-skifer (-formasjonen) er «Øvre Vik» den spesielle del og «skifer (-formasjonen)» den generelle del av navnet.

2. Litostratigrafiske enheter (suite, gruppe, formasjon, ledd eller subformasjon) bør være oppkalt etter et type-område eller type-lokalitet, som f.eks. Biri-kalk og Mellsefformasjonen. I blant er litostratigrafiske enheter blitt gitt navn som Kwartssandsteinen og Kalksandsteinen (= Kalksandsteinsformasjonen). Slike navn er i strid med internasjonal praksis og bør utgå, men betegnelser som RP<sub>2</sub> (-formasjonen) kan beholdes.

Biostratigrafiske enheter (soner eller sonitter, subsoner eller subsonitter) skal være oppkalt etter ett eller flere fossiler.

Av de konostratigrafiske enheter benyttes de internasjonale navn på systemer (kambrium, ordovicium o. s. v.). Som navn på serier kan man, hvor korrelasjonen er sikker nok, bruke internasjonale navn (som Tremadoc-serien og Wenlock-serien) eller man kan bruke lokale serie-navn (som Ringerike-serien og Chasmops-serien). Serier bør helst være oppkalt etter et sted, men i Norge er mange serier fra gammelt av oppkalt etter fossiler. Etasjer kan oppkalles etter et sted eller et fossil; i siste tilfelle må de være grunnet på paleontologiske data. Subetasjer er grunnet på litologiske data og skal oppkalles etter et sted. Soner og subsoner er grunnet på paleontologiske data og oppkalles etter ett eller flere fossiler (f. eks. Sonen med *Parabolina spinulosa*).

3. Den som først publiserer et stratigrafisk navn som et formelt navn, benevnes dets autor. Publikasjonsdatoen gjelder som opprettelsesdato og prioritetsdato for navnet.

4. Hvis uformelle navn av typen Vik-lagene, Vik-lagrekken og Vik-horizonten er blitt anvendt som om det gjaldt formelle enheter, kan de betraktes som det og kalles f. eks. Vik-formasjonen. Som autor regnes da som regel den som først publiserte det uformelle navn. Tvilstilfeller kan avgjøres av Komitéen for stratigrafiske nomenklatur (KSN).

5. To eller flere forskjellige stratigrafiske enheter kan ikke ha samme navn. Hvis to eller flere enheter allikevel er blitt gitt samme navn (er homonyme), skal som regel den enhet beholde navnet som har prioritet (som først ble gitt det). Unntak fra denne regel kan godkjennes av KSN.

En enhet som er kalt f. eks. Vik-skifer(-formasjonen), regnes som å ha forskjellig navn fra en som er kalt Vik-sandsteins(-formasjonen). Det frarådes imidlertid å benytte samme stedsnavn for to eller flere forskjellige stratigrafiske enheter bortsett fra tilfeller som at f. eks. Vik-skifer(-formasjonen) deles inn i Øvre Vik-skifer(-ledd), Vik-kalk(-ledd) og Undre Vik-skifer(-ledd).

6. Hvis samme stratigrafiske enhet er blitt gitt to eller flere forskjellige navn, skal som regel det eldste navn regnes som det gyldige. Unntak fra denne regel kan godkjennes av KSN (f. eks. hvis det eldste navn er uheldig valgt eller er svært lite benyttet). De ugyldige navn blir å regne som synonymer, som bare er av betydning ved at andre stratigrafiske enheter ikke skal ha samme navn.

7. Hvis en stratigrafisk enhets rang blir forandret, f. eks. fra formasjon til gruppe eller fra ledd til formasjon, beholder navnet sin opprinnelige autor og prioritet.

8. Hvis øvre eller undre grense for en stratigrafisk enhet blir flyttet vesentlig, bør man gi et nytt navn til denne enhet fremfor å forandre vesentlig på begrepet til det tidligere navn.

9. Stavemåten for den generelle del av stratigrafiske navn skal følge gjeldende rettskrivningsregler (f. eks. formasjon, leir; ikke formation, lere).

Stedsnavn som inngår i stratigrafiske navn skal staves som da navnet ble opprettet (f. eks. Venstøb-skifer, ikke Venstøp-skifer). Dette tilsvarer forholdet i petrografisk nomenklatur, hvor f. eks. bergarten trondhemitt ikke kan benevnes trondheimitt. Unntak kan godkjennes av KSN. Stedsnavn som inngår i stratigrafiske navn skal som regel være i ubestemt form, nominativ entall (f. eks. Stordalsserien i Stordalen, Mjøs-kalk (ikke Mjøsa-kalk), Blåfjell-formasjonen i Blåfjella).

Fossilnavn skal, ifølge den biologiske nomenklatur, generelt settes i kursiv (f. eks. Sonen med *Parabolina spinulosa*). Dette er imidlertid ikke nødvendig når fossilnavnet er forbundet med det stratigrafiske navnets generelle del (med eller uten bindestrek), f. eks. *Parabolina spinulosa*-sonen, Ceratopygeserien. Ved endring av navnet på fossilet som en stratigrafisk enhet er oppkalt etter, skal navnet på den stratigrafiske enhet skiftes tilsvarende, enten endringen av fossilnavnet skyldes tidligere feilbestemmelse av fossilet eller regler i den biologiske nomenklatur. Av denne grunn heter en enhet nå Tretaspiskalk, ikke som før Trinucleuskalk.

Substantiver i formelle stratigrafiske navn skrives med store forbokstaver med unntak av artsnavnet til fossiler når det er kombinert med slektsnavnet (f. eks. *Parabolina spinulosa*-sonen). Adjektiver som Øvre, Midtre og Undre skrives med store forbokstaver når de er deler av formelle navn.

10. Gyldige stratigrafiske navn er slike som er blitt godkjente av Komitéen for stratigrafisk nomenklatur. Som regel vil et nytt stratigrafisk navn automatisk bli godkjent dersom det er opprettet i samsvar med de regler som er gitt av denne komité.

**Opprettelse av formelle stratigrafiske enheter.**

*Ved opprettelse av formelle stratigrafiske enheter skal man:*

1. Gi enheten et formelt navn i samsvar med nomenklaturreglene, begrunne forslaget til navnet og angi hvor det skrives fra.
2. Angi type-området eller helst type-profil for enheten.
3. Angi om det er en lito-, krono- eller biostratigrafisk enhet og hvilken rang den har (formasjon, serie, sone o. s. v.).
4. Oppgi karakteristiske egenskaper for enheten og flest mulig av de følgende opplysninger (eller referere til publikasjoner hvor opplysningene er gitt): Generell beskrivelse av enheten (litologi, fossilinnhold, variasjon o. s. v.), alder, mektighet, hvordan grensene er trukket, forhold til omgivende enheter, geografisk utbredelse, viktige blotninger og topografisk opptreden.

## Code of stratigraphical nomenclature for Norway.

### Preface.

The present code of stratigraphical nomenclature has been accepted by the Commission on Stratigraphy of Norway and is based on a draught by G. Henningsmoen submitted to the Norwegian Committee on Stratigraphical Nomenclature. The code has been adopted by the Geological Survey of Norway.

The brief statements on stratigraphical terminology should be regarded as preliminary, awaiting an eventual international agreement.

### Brief remarks on stratigraphical terminology.

Stratigraphical units are bodies of strata (rocks or sediments) which differ from the surrounding strata in physical properties (*e.g.* lithology or fossil content) or in age. Formal stratigraphical units are those which have been given a formal name.

One may distinguish between three kinds of stratigraphical classification; lithostratigraphical classification with units based on lithology, biostratigraphical classification with units based on fossil content, and chronostratigraphical classification with units representing a certain time interval. The chronostratigraphical boundaries are time boundaries (ideally time-levels, in practice often time-belts), whereas litho- and biostratigraphical units have boundaries determined by respectively lithology and fossil content.

Lithostratigraphical units are (with decreasing rank): suite or complex (Norw. *suite, kompleks*), group (*gruppe*), formation (*formasjon*), and member (*ledd* or *subformasjon*). There is at present no internationally accepted term for the highest category, but "suite" and "complex" have been proposed, as well as other terms like "super-group" and "bloc".

Biostratigraphical units have boundaries determined by the distribution of one or more index fossils and are the bodies of strata contain-

ning the index fossil(s). Such units are termed zones and subzones, but is has been proposed to call them zonites and subzonites to distinguish them from the chronostratigraphical zones and subzones.

Chronostratigraphical units are (with decreasing rang): system (Norw. *system*), series (*serie*), stage (*etasje*), zone (*son*) or substage (*subetasje*), and subzone (*subson*). The boundaries of systems, series, and stages are based primarily on lithological or palaeontological boundaries in a type section. The boundaries of zones and subzones primarily are based on palaeontological boundaries, whereas those of substages primarily are based on lithological boundaries. There is at present no international agreement on whether the term zone (and not only the term substage) should be used for this category of chronostratigraphical units. This, however, appears to agree with common practice in Europe and is recommended here awaiting an international agreement. The term chronozone has been proposed for a chronostratigraphical zone.

The Norwegian Cambro-Silurian "*Etasjer*" and their subdivisions (with symbols 1, 2a, 3c $\beta$ , 4a $\alpha$ , a. o.) may be regarded as chronostratigraphical units (series, stages, zones and substages, and subzones). Their boundaries are based on boundaries of local stratigraphical (topostratigraphical) units in the Oslo region. Some of the latter boundaries are based on lithological data, others on palaeontological data.

### Stratigraphical names.

1. Formal stratigraphical names are such as Mellsenn Formation, Horg Series, and Zone of *Parabolina spinulosa* (or *Parabolina spinulosa* Zone). The names consist of two parts, a general part (Formation, Series, Zone) and a special part, which generally is a geographical name or the name of a fossil.

Many lithostratigraphical units have names of the type Vik Shale, which may be regarded as an abbreviation of Vik Shale Formation or Vik Shale Member. There are also names of the type Upper, Middle, or Lower Vik Shale. In a name of the type Upper Vik Shale (Formation), "Upper Vik" is the special part and "Shale (Formation)" the general part of the name.

2. Lithostratigraphical units should be named after a type area or type locality (as e.g. Biri Limestone or Mellsenn Formation). Some lithostratigraphical units have been given names like Quarts Sandstone

or Calcareous Sandstone (= Calcareous Sandstone Formation). Such names do not agree with international practice and should be avoided, but symbols like  $RP_2$  (=  $RP_2$  Formation) may be retained.

Biostratigraphical units (zones or zonites and subzones or subzonites) shall be named after one or more fossils.

With regards to chronostratigraphical units, the international names are used for systems (Cambrian, Ordovician, etc.). International names may also be used for series (*e.g.* Tremadoc Series, Wenlock Series) when correlation allows it, or one may use local names (Ringerike Series, Chasmops Series *a. o.*). Series should preferably be named after a place, but in Norway many series have long ago been named after a fossil. Stages should be named after places or fossils, in the latter case they should originally be founded on palaeontological data. Substages, which are based on lithological data, should be named after the type area or type locality. Zones and subzones are based on palaeontological data and should be named after one or more fossils (*e.g.* Zone of *Parabolina spinulosa*).

3. The author of a stratigraphical name is the one who first publishes it as a formal name, and the date of the publication is considered as the date of erection of the name and its date of priority.

4. If informal names of the type Vik beds, Vik sequence, and Vik horizon have been used as if they were formal names, they may be considered as formal names and be referred to as *e.g.* Vik Formation. As author is generally regarded the one who first published the informal name. Cases of doubt may be settled by the Norwegian Committee on Stratigraphical Nomenclature (NCSN).

5. Two or more stratigraphical units cannot have the same name. If two or more units nevertheless have been given the same name (are homonymous), the name shall, as a rule, adhere to the earliest established unit. Exceptions from this rule may be declared valid by the NCSN.

A unit named *e.g.* Vik Shale (Formation) is regarded as having a different name from another unit called Vik Sandstone (Formation). It is, however, advised against using the same geographical name for two or more stratigraphical units, except in cases where *e.g.* the Vik Shale (Formation) is divided into an Upper Vik Shale (Member), a (middle) Vik Limestone (Member), and a Lower Vik Shale (Member).

6. If the same stratigraphical unit has been given two or more different names, the earliest name as a rule shall be the valid name.

Exceptions may be validated by the NCSN (*i.a.* if the earliest name is an unfortunate choice or has been little in use). The invalid names are synonyms, which are of significance only in that other stratigraphical units shall not be given the same names.

7. If the category of a stratigraphical unit is changed (*e.g.* from formation to group or from member to formation), the name retains its original author and priority.

8. If the upper or lower boundary of a stratigraphical unit is moved significantly, one should give a new name to the unit rather than to change the concept of the earlier name.

9. All nouns in stratigraphical names shall be capitalized, except specific fossil names when combined with a generic name (*e.g.* Parabolina spinulosa Zone, not Parabolina Spinulosa Zone, but Spinulosa Zone). Lower, Middle, and Upper are capitalized when they are parts of formal stratigraphical names.

The spelling of terms in the general part of stratigraphical names shall be in accordance with present orthography.

Geographical names used in stratigraphical names shall be spelt according to the orthography at the time of its erection. Exceptions may be declared valid by the NCSN. The geographical name in a stratigraphical name shall generally be given in nominative singularis and in its indefinite form, although many geographical names in Norway are commonly used in their definite form (with the postfixes -a, -an, -ane -en, -ene, -et, and -i). Thus a Norddal Formation may be named after Norddalen, Storøy Formation after Storøya, Utskjær Formation after Utskjæret, and Blåfjell Formation after Blåfjella.

10. Valid Norwegian stratigraphical names are those declared valid by the Norwegian Committee on Stratigraphical Nomenclature. Generally, a new stratigraphical name automatically becomes valid if it has been erected according to the rules of this Committee.

### **Establishment of formal stratigraphical units.**

When formally establishing a stratigraphical unit, one shall:

1. Give it a name according to the rules of NCSN and give the reasons for applying this name to the unit, and, if necessary, give the derivation of the name.
2. Designate a type area or preferably a type section.

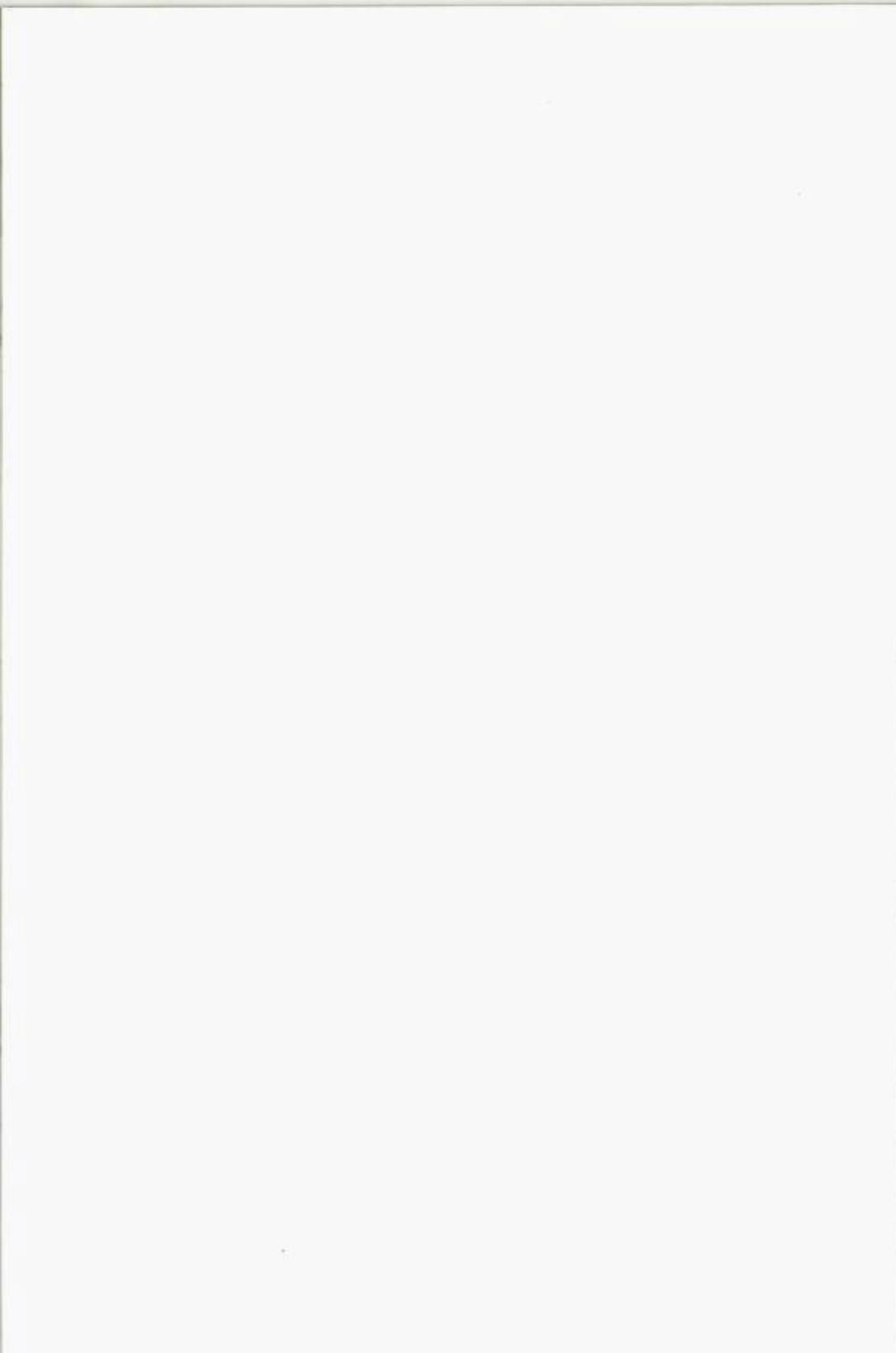
3. State whether the unit is a litho-, chrono-, or biostratigraphical unit and state its category (formation, series, zone, member, etc.)
4. State the distinctive characters of the unit and give as much as possible of the following information (or refer to publications with this information): General description of the unit (lithology, fossil content, variations, etc.), age, thickness, how its boundaries are defined, relation to associated units, geographical distribution, main outcrops, and topographical appearance.



NORGES GEOLOGISKE  
UNDERSØKELSE

ÅRSBERETNING FOR 1960

VED  
HARALD BJØRLYKKE  
DIREKTØR



## Innhold.

	Side
NGU's administrasjon .....	5
Personale .....	5
Regnskap og budsjett .....	8
Geologisk kartlegging .....	8
Generell geologisk kartlegging .....	9
Spesiell kvartærgeologisk kartlegging .....	11
Geologiske kart .....	11
Spesielle undersøkelser .....	11
Undersøkelser av malmer og andre nyttbare mineraler, bergarter og løse avleiringer .....	12
Anleggsgeologi .....	14
Hydrogeologi .....	14
Lokaler .....	15
Bibliotek .....	15
Bergarkiv .....	16
Laboratorier .....	16
Publikasjoner .....	17
Undervisning — Ekskursjoner i Norge .....	19
Internasjonale geologmøter, Studiereiser i utlandet .....	19
Den XXI Internasjonale Geologkongress .....	20



## Årsberetning for 1960.

### NGU's administrasjon.

Direktør, bergingeniør Karl Ingvaldsen har siden 1. januar 1958 vært adm. direktør for Institusjonsgruppen Norges geologiske undersøkelse, Geofysisk malmleting og Statens råstofflaboratorium.

### Personale.

#### *Avskjed:*

Midlertidig laboratorieassistent Audun-Kristian Nygaard sluttet 9. januar 1960.

Kontorsjef Christian Bertheau-Hansen sluttet ved oppnådd aldersgrense 31. mars 1960.

Statsgeolog II Ole-Kr. Ihle sluttet 31. juli 1960.

Midlertidig statsgeolog I dr.philos. Paul Hartman Reitan sluttet 31. august 1960.

Kontorassistent Bjørg Stensrud sluttet 18. september 1960.

Teknisk assistent I Kjersti Haugen sluttet 31. desember 1960.

#### *Tilsetninger:*

Vitenskapelig assistent I Audun Hjelle ble pr. 1. januar 1960 ansatt som statsgeolog II.

Midlertidig vitenskapelig assistent I Christian Dick Thorkildsen ble pr. 1. februar 1960 ansatt som vitenskapelig assistent I.

Cand. real Fredrik Christian Wolff ble pr. 16. februar 1960 ansatt som vitenskapelig assistent I og pr. 1. august 1960 som statsgeolog II.

Karen-Elisabeth Otterbech ble pr. 19. september 1960 ansatt midlertidig i stilling som kontorassistent II.

Cand. jur. Per Kristian Gundersen ble pr. 1. oktober 1960 ansatt som kontorsjef.

Cand. real Magne Gustavson ble i oktober ansatt som vitenskapelig assistent I. Han tiltrer pr. 1. januar 1961.

Ved utgangen av året 1960 hadde NGU følgende personale i hovedstilling:

**Direktør:**

Bjørlykke, Harald, dr. philos., a. 1. august 1958.

**Statsgeologer 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.

Feyling-Hanssen, Rolf W., cand. real., a. 1. april 1956.

Hagemann, Fredrik, cand. real., a. 1. mars 1957.

Færden, Johannes, cand. real., a. 1. oktober 1959.

**Statsgeologer II:**

Larssen, Kari Egede, cand. real., a. 1. juli 1953.

Sverdrup, Thor Lorck, cand. real., a. 16. november 1958.

Bryn, Knut Ørn, cand. real., a. 1. januar 1959.

Hjelle, Audun, cand. real., a. 7. desember 1959.

Wolff, Fredrik Christian, cand. real., a. 16. februar 1960.

**Midlertidige statsgeologer:**

Holmsen, Gunnar, dr. philos.

Poulsen, Arthur O., cand. min.

**Vitenskapelige assistenter:**

Thorkildsen, Christian Dick, cand. real., a. 1. februar 1960.

Gustavson, Magne, cand. real. Tiltrer 1. januar 1961.

Skålvoll, Harald, cand. mag., midl.

Sæbø, Per Christian, stud. real., midl.

**Laboratorieingeniør:**

Solli, Roar, sivilingeniør, a. 1. februar 1959.

**Kontorsjef:**

Gundersen, Per Kristian, cand. jur., a. 1. oktober 1960.

**Konstruktør II:**

Wilhelmsen, John Willy, a. 23. juli 1954.

## Tekniske assistenter:

Klemetsrud, Halvard Tiedemann, a. 1. juli 1957.

Haugen, Kjersti, a. 21. oktober 1958. Fratrer pr. 1. januar 1960.

## Preparant:

Jacobsen, Knut, a. 1. januar 1943.

## Preparantassistent:

Jacobsen, Tom, midl.

## Laborant:

Aarsland, Edvard P., midl.

## Tegnere:

Engelsrud, Dagny, a. 15. oktober 1925.

Vikholt, Hallfrid, a. 1. mars 1955.

Nergaard, Lajla, midl.

## Kontorfullmektiger:

Øverland, Signe, a. 1. januar 1953.

Andersen, Eva, a. 1. september 1956.

## Kontorassistent:

Otterbech, Karen-Elisabeth, midl.

## Bud og kontorassistent:

Tscherning, Ida, midl.

Den oppførte dato for ansettelsen angir det tidspunkt da funksjonærer ble knyttet til NGU i hovedstilling.

NGU har enn videre i deltidstilling eller timelønt: 1 vaktmester, 3 rengjøringskvinner, 2 tegner- og kontorassistenter, 1 pensjonert professor som vitenskapelig medarbeider. Dessuten assisterer tidligere kontorsjef ved flytningsforberedelsene.

En del geologer ved andre institusjoner og viderekomne studenter har vært knyttet til NGU som vitenskapelige medarbeidere under sommerens markarbeid.

### Regnskap og budsjett.

Statsbudsjettets kap. 2506 (2509)	1959/60 Regnskap	2. halvår 1960 Budsjett	2. halvår 1960 Regnskap
<b>Inntekter</b>			
1. Salg av kart og publikasjoner . . .	kr. 2 524,58	kr. 2 500,00	kr. 1 647,53
2. Oppdrag hydrogeologi . . . . .	» 47 411,00	» 20 000,00	» 29 054,15
3. Andre oppdrag . . . . .	» 14 397,00	» 2 500,00	» 8 750,00
	kr. 64 332,58	kr. 25 000,00	kr. 39 451,68
Statsbudsjettets kap. 551.			
<b>Utgifter</b>			
1. Lønninger . . . . .	kr. 560 813,12	kr. 317 100,00	kr. 295 732,91
2. Kontorutgifter . . . . .	» 55 276,73	» 32 000,00	» 31 959,51
3. Markarbeid . . . . .	» 105 116,76	» 70 000,00	» 69 907,69
4. Trykning av kart og publikasjoner . . . . .	» 71 655,90	» 50 000,00	» 66 050,87
5. Anskaffelse av instrumenter, inventar . . . . .	» 24 982,73	» 12 500,00	» 12 511,31
6. Driftsutgifter ved laboratorier m. v. . . . .	» 19 204,52	» 12 000,00	» 11 988,23
7. Oppdrag hydrogeologi . . . . .	» 42 403,01	» 20 000,00	» 28 225,48
9. Ymse . . . . .	» 3 304,79	» 2 000,00	» 5 801,48
	kr. 882 757,56	kr. 515 600,00	kr. 522 177,48
Statsbudsjettets kap. 555. Malmundersøkelser.			
<b>Utgifter:</b>			
1. Finnmark . . . . .	kr. 149 901,21		kr. 12 313,51
2. Utenom Finnmark . . . . .	» 96 517,09	kr. 188 000,00	» 106 705,38
	kr. 246 418,30	kr. 188 000,00	kr. 119 018,89

### Geologisk kartlegging.

Den geologiske kartlegging ved NGU utføres hovedsakelig som et systematisk arbeid med henblikk på å dekke hele landet med moderne geologiske kart.

Denne kartlegging baseres på det offentlige kartverk og med hjelp av flyfotos.

Kartleggingen har hittil foregått i målestokken 1 : 100 000 (rektangel- og gradteigsbladene) og er utarbeidet som kombinerte berggrunns- og løsavleiringskart. Videre utgir man for tiden spesielle løsavleiringskart i målestokk 1 : 250 000 (landgeneralkartene). Dessuten er der under utarbeidelse løsavleiringskarter i 1 : 50 000 over de viktige jordbruksstrøk i Mjøsdistriktene.

Foruten dette systematiske kartleggingsarbeid utarbeides der også en del geologiske karter over spesielle områder særlig for bruk ved malmløsningsarbeider, undersøkelser av forekomster ved industrielle mineraler og for løsning av spesielle geologiske problemer. For fremtiden vil NGU måtte omstille sitt arbeid til de nye offisielle karter (Natokartene) i målestokk 1 : 50 000, Serie M 711 og 1 : 250 000, Serie M 515.

Man må da særlig legge vekt på utgivelsen av karter i 1 : 250 000 for å få ferdig et fullstendig geologisk kartverk over landet innen en rimelig tid. De to siste årene er det foretatt systematisk kartlegging av grunnfjellet i traktene Kongsvinger—Mjøsa. En gruppe arbeider i sparagmittområdet, fra Rena—Mjøsa til Gausdal—Ringeby. Kartene 1 : 50 000 må inntil videre forbeholdes særlig viktige geologiske områder hvor der kreves en større målestokk.

#### *Generell geologisk kartlegging.*

I løpet av sommeren 1960 har NGU foretatt geologisk kartlegging innen følgende områder:

##### *Det syd-øst-norske grunnfjellsområdet.*

*Kongsvinger—Mjøsa.* Flere geologer med assistenter har fortsatt kartleggingen av kartbladene Hamar og Torsby (1 : 250 000). I områdene nord for Kongsvinger er kartleggingen kombinert med spesielle undersøkelser av hyperittforekomster. Undersøkelsene er foretatt av statsgeologene Sverdrup, F. Chr. Wolff og Ihle sammen med cand. real Chr. Dick Thorkildsen og cand. mag. Skålvold, de geologiske studentene O. Gvein, I. Hultin, B. Lindgaard, F. Sommerud og preparant K. Jacobsen. Statsgeologene K. Ø. Bryn og A. Hjelle har gjort detaljkartlegging i grunnfjellet langs Mjøsa fra Minnesund til Tangen og foretatt rekognoserende kartlegging østover fra dette profilet.

##### *Det Syd-Norske grunnfjellsområdet.*

*Rauland.* Statsgeolog O. A. Broch har foretatt spesielle undersøkelser av bergartene ved Totak.

*Vinje.* Cand. real Gerd Brevik Liestøl assistert av stud. real Kari Fjørtoft fortsatte kartleggingen.

*Drangedal.* J. Touret har fortsatt kartleggingen i området ved Vegardshei.

Scott Smithson har utført undersøkelser av Flå-granitten i området Ådal—Hallingdal—Sør-Aurdal.

*Sparagmittområdet.*

En gruppe hovedfags-studenter under ledelse av statsgeolog S. Skjeseeth påbegynte i fjor en systematisk kartlegging av bergartene i området Rena—Mjøsa—Gausdal—Ringebru med tanke på utgivelse av kartblad Lillehammer (1 : 250 000). Medarbeidere er:

*Åmot.* Stud. real Bjørlykke med assistent stud. agr. T. Dahl.

*Synnfjell.* Stud. real Brit Løberg.

*Gausdal.* Stud. real H. Chr. Seip.

*Gausdal—Fron.* Stud. real J. O. Englund.

*Trondheimsfeltet.*

*Landgeneralkart Røros* (1 : 250 000). I forbindelse med malmleting som utføres for A/S Røros Kobberverk og Killingdal Grubeselskab har statsgeolog Johs. Færden og medarbeiderne stud. real E. Gyøry og stud. real O. Riise foretatt kartlegging i områdene.

*Verdal—Meråker.* Statsgeolog Fr. Chr. Wolff sammen med stud. real G. Juve fortsatte kartleggingen.

*Trollbetta.* E. C. Hansen (Yale University) har foretatt kartlegging. H. H. Schmitt har undersøkt eklogitt-områder på Sunnmøre.

*Nordland.*

*Børgefjell.* Stud. real Aug. Nissen har arbeidet i kartbladets vestre del.

*Troms.*

*Salangen.* Kartlegging ved cand. real M. Gustavson, cand. mag. T. Mitsem og stud. real P. R. Lund.

*Finnmark.*

*Lavvoaive og Agjet.* Undersøkelser ved vitenskapelig assistent H. Skålvold, cand. real J. Hysingjord og cand. real P. R. Graff.

*Spesielle kvartærgeologisk kartlegging.*

*Jotunheimen.* Under ledelse av statsgeolog P. Holmsen har den kvartærgeologiske kartleggingen av landgeneralkartbladet fortsatt med følgende medarbeidere: J. Mangerud, O. F. Bergersen, J. Jørgensen og A. Tollan.

*Toten, Eina, Tangen og Eidsvoll.* (1 : 50 000). Det kvartærgeologiske kartleggingsarbeid ble fortsatt fra tidligere år i samarbeid med amanuensis R. Selmer-Olsen. Arbeidet er utført av statsgeolog Kari Egede Larssen, og konstruktør J. Wilhelmsen. Innen de nye 1 : 50 000 Nato-gradteigskart (Serie M 711) er Elverum fullført.

*Finnmark.* Lektor M. Marthinussen har kartlagt morener.

*Geologiske kart.*

Av statsgeolog Steinar Foslies geologiske manuskriptkart fra Grongfeltet, under utgivelse av tidl. statsgeolog, professor Chr. Oftedahl, er rektangelkartet Nordli og Sørli trykt.

Geologisk kart i målestokk 1 : 100 000 av kartbladene Rjukan og Kviteseid er under trykning. Ofoten og Tromsø foreligger trykkferdige.

*Spesielle undersøkelser.**Foraminiferundersøkelser.*

Statsgeolog R. W. Feyling-Hanssen har fortsatt de mikropaleontologiske undersøkelser, først og fremst innen Oslofjord-området. Sammenstilling av materialet er igang. Det har vært utført fotografering av plansjer av et større antall fossile foraminiferer, samt opprettet nye vertikalfordelingsskjemaer. Arbeidet har vært konsentrert om boringer foretatt mellom Raet og Ås—Ski-morenen. Borkjernematerialet er skaffet tilveie fra Norges Geotekniske Institutt, Statsbanenes Geotekniske Kontor, Veglaboratoriet og Norsk Teknisk Byggekontroll.

I denne forbindelse ble det foretatt kortere reiser i Østfold, Vestfold, Akershus og Oppland.

En større rapport over mikropaleontologiske undersøkelser vedrørende jordskredene ved Furre, Horka og Vibstad i Namdalen ble utarbeidet og oversendt Norges Geotekniske Institutt. Samme institutt ble tilstillet mindre rapporter over mikropaleontologiske undersøkelser av borkjerner fra Lilla Edet, Sverige og fra Niagara, Canada.

En samling av foraminiferer fra Oslofeltets marine kvartæravleiringer ble sendt i bytte for en samling fra Argentina.

#### *Pollenundersøkelser.*

Statsgeolog Kari Egede Larssen har foretatt befaringer i Hedmark og Vestfold for innsamling av materiale for pollenundersøkelser. 38 innsendte prøver er bearbeidet. Det dreier seg om pollen- og diatoméprøver, vedanalyser og undersøkelser av andre planterester. Hun har dessuten fortsatt de pollenanalytiske undersøkelser av materiale fra Vestfold og Hedmark.

#### *Geologiske aldersbestemmelser.*

Statsgeolog O. A. Broch har fortsatt arbeidet med geologisk aldersbestemmelse med hjelp fra det Sovjetrussiske laboratorium for slike bestemmelser.

### **Undersøkelser av malmer og andre nyttbare mineraler, bergarter og løse avleiringer.**

#### *Malmforekomster.*

Direktør H. Bjørlykke har foretatt befaringer av malmforekomster i Grongfeltet og Råna.

Direktør H. Bjørlykke, statsgeologene Færden og Sverdrup har foretatt befarung av Feragens kromittforekomster.

Cand. mag. Haldis Bollingberg har foretatt undersøkelser av bly- og sinkforekomster ved Grua.

Cand. real. M. Gustavson, cand. mag. T. Mitsem og stud. real. P. R. Lund har drevet undersøkelser på kartbladet Salangen. Særlig har de lagt vekt på å studere de manganinnholdige jernmalmer.

Statsgeolog F. Chr. Wolff har foretatt en forberedende undersøkelse av Mosbergvik bly- og sinkforekomst og Hattavarre ilmenittforekomst.

Statsgeolog Johs. Færden har ledet undersøkelsene av Bruvannfeltets nikkelforekomst. Det er blitt boret 3 diamantborehull på i alt 750 m. Assistenten var vitenskapelige assistenter P. Chr. Sæbø og S. Kollung.

Statsgeolog Johs. Færden har også deltatt som konsulent ved A/S Røros Kobberverks og Killingdal Grubeselskaps malmetningsarbeider som foregår innen landgeneralkartet Røros.

*Bygningsstein og mineralforekomster.*

Direktør H. Bjørlykke har foretatt befaringsreise av beryllforekomsten på Kjerringøy samt feltspatforekomster på Sørlandet.

Vitenskapelig assistent Chr. Dick Thorkildsen har foretatt en foreløbig undersøkelse av beryllforekomstene på Kjerringøy, assistent var laborant E. Aarsland. Det ble innsamlet materiale for mineralogiske og kjemiske undersøkelser. Det er også sendt prøver til Oppredningslaboratoriet NTH for oppredningsforsøk.

Pensjonert statsgeolog Arth. O. Poulsen har foretatt en befaringsreise av mineralforekomster på Vestlandet.

Etter anmodning fra Industridepartementet har NGU satt igang en undersøkelse av hyperittfeltene i Kongsvinger-området med særlig henblikk på en økonomisk utnyttelse av denne bergart. Undersøkelsesarbeidet ledes av statsgeolog T. Sverdrup. Som assistenter har deltatt de geologiske studentene: Ø. Gvein, J. Hultin, B. Lundgaard og F. Sommerud.

Statsgeolog T. Sverdrup har undersøkt feltspatforekomster ved Haugesund. Stud. real. V. Wiik deltok som assistent.

Kvartsittforekomstene på Mårnes, Gildeskål, er kartlagt av statsgeolog Johs. Færden og cand. mag. Boye Flood.

Den endelige rapporten over undersøkelsen av feltspat i Tysfjord-distriktet ble ferdig våren 1960.

Statsgeologene har videre befart en rekke mindre malm- og mineralforekomster etter anmodning fra offentlige organer og private personer. NGU har dessuten i løpet av året besvart et stort antall muntlige og skriftlige forespørsler og bestemt innsendte prøver av malmer, mineraler, bergarter og jordarter.

*Uran—thorium-undersøkelser.*

I 1960 har det særlig vært utført befaringsreiser på sør- og vestlandet. Vitenskapelig assistent Chr. Dick Thorkildsen har også foretatt en befaringsreise til Nord-Norge.

Resultatene fra flere av befaringsreiserne gir grunnlag for videre undersøkelser. De fleste av forekomstene er funnet av private, men det har hittil vist seg at forekomstene har hatt for liten totalgehalt av uran. Norges geologiske undersøkelse vil imidlertid oppfordre folk til fortsatt å sende inn prøver for radiometrisk kontroll. Slike undersøkelser utføres gratis.

Den radiometriske undersøkelsen i Langesundsfjorden (Stokøy, Arøy) ble gjort ferdig i felt og materialet er under arbeide. Det er her en Th-aktivitet, men bergarten har samtidig et høyt innhold av Ce og har av den grunn stor interesse.

Laborant E. Aarsland deltok som assistent såvel i Nord-Norge som i Langesund.

### **Anleggsgeologi.**

NGU har som vanlig foretatt befaringer og avgitt uttalelser av anleggsgeologisk art.

Statsgeolog P. Holmsen og cand. mag. H. Skålvold har utført geologiske forundersøkelser for den planlagte regulering og utbygging av Alta-elven.

Statsgeolog A. Hjelle har foretatt geologiske undersøkelser av planlagte damanlegg og overføringstunneler ved Svorka-anlegget og Mar-døla.

Konstruktør I. Wilhelmsen har i ca. 4 uker vært beskjeftiget med grunnundersøkelser for Rana gruber.

### **Hydrogeologi.**

De fire statsgeologene ved avdelingen har vært opptatt med befaringer, særlig i forbindelse med borebrønner i fjell. En har søkt å fordele oppdragene distriktsvis, slik at den enkelte geolog skaffer seg best mulig lokalkjennskap til mulighetene for boring etter vann.

Statsgeolog K. Ø. Bryn har slik særlig arbeidet i Østfold—Akershus, statsgeolog F. Hagemann i Vestfold—Sørlandet, statsgeolog A. Hjelle på Vestlandet og statsgeolog S. Skjeseth har Hedmark—Oppland som hoved-distrikt. Geologene har dessuten foretatt enkelte befaringer til Trøndelag og Nordland—Finnmark.

Det er nå ca. 100 støtboremaskiner i arbeide med vannboring for skjellige steder i landet.

Avdelingen har anskaffet en ny boremaskin for undersøkelse av løsavleiringer, ved planlegging av rørbrønner. I løpet av sommeren har tekniker T. Klemetsrud utført grunnundersøkelser for å bringe på det rene mulighetene for grunnvannforsyning fra sand- og grusavsetninger. Bygging av rørbrønner har løst vannforsyningen på en enkel måte flere steder i landet. Undersøkelsene er særlig utført for tettbyggesler og industribedrifter. T. Klemetsrud har foretatt grunnborin-

ger i Kautokeino, Verdal, Etne og flere steder i Østlandsområdet. Ved Dokka er det bygget en rørbrønn som gir 1500 l/min., fra glasifluviale avsetninger. Geologene har siste år hatt hydrogeologiske oppdrag i forbindelse med vassdragsreguleringen.

Registreringsarbeidet ved Vannboringsarkivet utføres av fru Aase Walderhaug.

Avdelingens leder er statsgeolog S. Skjeseth.

### Lokaler.

NGU har siden 1947 hatt sitt hovedkontor i Josefinegt. 34. Hydrogeologisk avdeling disponerer 5 rom i Eilert Sundtsgt. 32.

Dessuten har institusjonen 3 kontorrom og laboratorium på Institutt for geologi, Universitetet, Blindern, og 3 kontorrom og laboratorium på Geologisk Museum på Tøyen.

### *NGU's nybygg i Trondheim.*

Byggekomiteen for nybygget i Trondheim har i 1960 hatt følgende sammensetning:

Direktør Karl Ingvaldsen, formann.

Riksarkitekt K. M. Sinding-Larsen.

Arkitekt Tycho Castberg.

Direktør Harald Bjørlykke.

Som sekretær har fungert kontorsjef Rolf Skjetne.

Arbeidsutvalg:

Direktør Karl Ingvaldsen.

Arkitekt Tycho Castberg.

Direktør Harald Bjørlykke.

Arbeidet med NGU's nye bygg på Østmarkneset ved Trondheim har fortsatt etter planen, og grunnstensnedleggelsen fant sted 15. februar 1960. Bygget er beregnet ferdig til innflytning sommeren 1961.

### Bibliotek.

Biblioteket har hatt en tilvekst av 2056 bøker, inklusiv separater og periodika. Biblioteket omfattet ved årets utgang i alt 42 706 bøker.

En stor del av tilveksten skyldes en gave fra rektor Føyn, som en først i år har fått anledning til å registrere.

NGU har dessuten mottatt en del verdifull eldre litteratur etter bergmester Riiber. Denne gaven er enda ikke registrert.

En del av biblioteket ligger fremdeles lagret i kjelleren på Blindern. Pensjonert statsgeolog Arth. O. Poulsen har fortsatt som bibliotekar.

### **Bergarkivet.**

Tilveksten har vært 27 rapporter, hvorav 11 gjelder industrielle mineraler og bergarter. Det er mottatt en rekke arkivsaker etter bergmester C. C. Riiber. Dessverre har en ennå ikke hatt anledning til å gjennomgå og arkivere dette materialet.

I alt har Bergarkivet nå 3660 rapporter, hvorav 511 omhandler industrielle mineraler og bergarter.

Som et ledd i arbeidet med bergarkivet, er det utarbeidet en oversikt over de enkelte grubers produksjon til og med utgangen av 1958. Det er også satt opp en statistikk over landets produksjon av de enkelte malmer og mineraler med henblikk på utarbeidelse av monografier over våre malmer og industrielle mineraler.

Pensjonert statsgeolog Arth. O. Poulsen har fortsatt som ansvarshavende for bergarkivet.

### **Laboratorier.**

NGU's *kjemiske laboratorium* har lokaler i Geologisk Museum. I løpet av året er det utført 43 fullstendige silikatanalyser og ca. 175 andre analyser og oppdrag.

Leder for det kjemiske laboratorium er laboratorieingeniør Roar Solli.

Ved *Jordartslaboratoriet* er det foretatt ca. 125 differensialtermiske analyser og ca. 100 mekaniske analyser. Analysene er hovedsakelig utført i forbindelse med kartleggingen av Mjøsområdet.

En del innsendte prøver fra industri og statsinstitusjoner er også undersøkt.

Ansvarshavende for Jordartslaboratoriet har vært konstruktør J. Wilhelmsen.

*Mikropaleontologisk laboratorium.* Ved laboratoriet er det i 1960 opparbeidet ca. 800 leirprøver for mikropaleontologisk undersøkelse. I mangel av fast laborant, har arbeidet foregått leilighetsvis, utført av

student Jenő Nagy. I den utstrekning det har latt seg gjøre, har laboratoriets hjelpemidler vært stilt til disposisjon for studenter og forskere. Laboratoriet ledes av statsgeolog R. W. Feyling-Hanssen.

*Radiometrisk laboratorium.* Laboratoriet har i 1960 hatt lokaler i Geologisk Museum på Tøyen.

Foruten bearbeidelse av eget innsamlet materiale samt kontroll av andre geologers stuffer, har laboratoriet undersøkt og besvart innsendte prøver.

Feltutstyret er det samme som tidligere, men det er i tillegg anskaffet tre nye transistoriserte Geigertellere fra Phillips.

Teknisk assistent E. Eriksen har arbeidet på timelønn.

Laboratoriet er slått sammen med mineralogisk laboratorium. Daglig leder er vitenskapelig assistent Chr. Dick Thorkildsen.

*Mineralogisk laboratorium.* Laboratoriet har lokaler i Josefinesgt. 34. I 1960 er flere nye mineraler for Norge indentifisert. Fra Håfjellet: Para-symplesite, arsenolite og auripigment.

Av sjeldne mineraler er følgende indentifisert: Gull (Finnmark), parisite (Fensfeltet), helvin (Grorud) og harmotom (Hof).

Undersøkelsen av disse mineraler vil bli publisert senere. I løpet av året vil arbeidet med opprettelsen av et omfattende arkiv av typefilmer være ferdig. Settet er stilt til rådighet av konservator Dr. H. Neumann, Geologisk Museum, Tøyen.

Daglig leder av laboratoriet er vitenskapelig assistent P. Chr. Sæbø.

Avdelingen for bygningsstein og mineralske råstoffer har i løpet av 1960 hatt over 200 prøver til besvarelse.

Avdelingens leder er statsgeolog T. Sverdrup.

### Publikasjoner.

I NGU's serie er i 1960 utkommet:

- Nr. 207. Knut S. Heier: Petrology and Geochemistry of High-Grade Metamorphic and Igneous Rocks on Langøy, Northern Norway.
- Nr. 208. Geology of Norway. Redaktør Olaf Holtedahl.
- Nr. 209. Gunnar Holmsen: Østerdalen. Beskrivelse av kvartærgeologisk landgeneralkart.

- Nr. 210. Bjørn Grothaug Andersen: Sørlandet i sen- og postglacial tid.
- Nr. 211. Årbok 1959. (Innhold: Harald Bjørlykke: Supergene anrikninger av kopper i våre kisforekomster. (Abstract in English). Knut Ørn Bryn: Et funn av pseudotachylitt i S. Trøndelag, og en teori for dannelsen. (S). Magne Gustavson: Den manganholdige sideritmalm i Rubben, Troms. Undersøkelser sommeren 1959. (S). Magne Gustavson og Arne Grønhaug: En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. (S). Audun Hjelle: Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa. (Abstract in English). Paul H. Reitan: Refleksjoner over betydningen av høye punkt-temperaturer på overflater i forbindelse med bevegelser i bergarter. (Abstract in English). 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 Pegmatit dyke at Rømteland a Description of the minerals and a discussion of mineral paragenesis, especially within the system  $(Fe, Mn) O-TiO_2 - Y_2O_3 - (Nb, Ta)_2 O_5-SiO_2$ . Thor L. Sverdrup og Per Chr. Sæbø: Pegmatittene ved Liverud og Gulliksrud ca. 5 km øst for Kongsberg, Øvre Eiker. (Meddelelse nr. 1 over typer av norske feltspat-kvartsforkomster) (S). Per Chr. Sæbø; Thor L. Sverdrup and Harald Bjørlykke: Note on «birds-eye» textures in some Norwegian pyrrhotitebearing ores. Fredrik Chr. Wolff: Foreløpige meddelelser fra kartbladet Verdal. (S). Direktør Harald Bjørlykke: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1959. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart. 1960.

Trykte geologiske kart se s. 11.

I andre tidsskrifter er det i 1960 trykt følgende artikler av NGU's stab:

1. Rolf W. Feyling-Hanssen and Ingrid Olsson: Five radiocarbon datings of post Glacial shorelines in central Spitsbergen. N.G.T., Bd. 17, h. 1—4. Oslo 1960.

2. Gunnar Holmsen: K. O. Bjørlykke 1860—1946. Minnetale holdt i Norsk Geologisk Forening. N.G.T. Bd. 40, h. 3—4.
3. Paul H. Reitan: Aspects of the geology of northern Norway. Precambrian and Caledonian rocks and structures. Geomorphology: (med O. Høltedahl og S. Føyn). International Geological Congress, XXI Session, Norden 1960, Guide to excursion A. 3.
4. Paul H. Reitan: The genetic significance of two kinds of basified zones near small pegmatite veins: Proceedings of the International Geological Congress, XXI Session, Norden 1960, Section 17.
5. Paul H. Reitan: The earth's volume change and its significance for orogenesis: *Journal of Geology*, vol. 68, No. 6.
6. R. Taylor, Knut S. Heier and Thor L. Sverdrup: Trace element variations i three generations of feldspar from the Landsverk I, pegmatite Evje, Southern Norway. N.G.T. Vol. 40, part 2. 1960.
7. Henrich Neumann and Thor L. Sverdrup: Davidite from Tuftan, Iveland. N.G.T. Bd. 40, h. 3—4.

### **Undervisning — Ekskursjoner i Norge.**

Flere av statsgeologene har i løpet av året hatt noe undervisning ved Universitetet og Norges landbrukshøgskole. Dessuten har NGU's geologer i løpet av året ved flere anledninger ledet ekskursjoner for forskjellige skoler og institusjoner her i landet. De har også medvirket ved utenlandske geologers studiebesøk i Norge.

Statsgeologene har holdt en rekke foredrag om geologi, bl. a. i Norsk Rikskringkasting og i faglige foreninger.

### **Internasjonale geologmøter — Studiereiser i utlandet.**

Det IV. Nordiske Geologiske Vintermøte ble holdt i Uppsala 7.—9. januar. Fra NGU møtte: Direktør H. Bjørlykke, statsgeologene R. Feyling-Hanssen, Johs. Færden, P. Reitan, K. Egede Larssen, S. Skjeseth, O. Ihle, K. Bryn, A. Hjelle, F. Hagemann og vitenskapelig assistent H. Skålvold.

I tilslutning til Vintermøtet ble det II. Nordiska Geokemiska prospekteringsmøte avholdt i Stockholm. NGU var her representert ved direktør H. Bjørlykke og statsgeologene S. Skjeseth, P. Reitan og Johs. Færden.

Tekniker T. Klemetsrud var den 26. februar til stede ved en demonstrasjon av en ny type boremaskin i Helsingborg.

I april deltok direktør H. Bjørlykke og statsgeolog S. Skjeseth i Commission de la Carte Geologique du Monde's møter i Paris.

Sammen med bergmester Myhra foretok statsgeolog T. Sverdrup i juni en studiereise til Sverige for å se på svensk steinindustri.

I juni besøkte overdirektør K. Ingvaldsen, direktør H. Bjørlykke og statsgeolog F. Hagemann Vassbo blygruve i Idre, Sverige.

Laboratorieingeniør R. Solli deltok i september i et 3 dagers kurs i ionebytteseparasjoner i Gøteborg, arrangert av Svenska Kemistsamfundet.

20.—27. november foretok direktør H. Bjørlykke og statsgeologene Johs. Færden og T. Sverdrup en studiereise til Helsingfors for å studere finske malm- og mineral-undersøkelser.

I forbindelse med Den XIX. Geografiske Verdenskongress «Norden 1960» ble det i juli arrangert en norsk vitenskapelig ekskursjon til Spitsbergen for 40 deltagere fra forskjellige land. Ekskursjonen ble ledet av statsgeolog R. Feyling-Hanssen.

### **Den XXI. Internasjonale Geologkongress.**

De 4 nordiske land arrangerte i tiden 15.—25. august i fellesskap den XXI Internasjonale Geologkongress i København. Det deltok vel 3200 geologer fra hele verden. I forbindelse med kongressen ble det også arrangert en rekke ekskursjoner før og etter møtene i København. Ved avviklingen av de forskjellige kongress-arrangementene utførte NGU's geologer et omfattende arbeide.

Som leder av forskjellige ekskursjoner deltok følgende NGU-geologer: H. Bjørlykke, P. Reitan, P. Holmsen, A. O. Broch, T. Sverdrup, F. Chr. Wolff, P. Sæbø, S. Skjeseth og F. Hagemann.

Følgende av NGU's stab var forfattere av ekskursjonsguider: H. Bjørlykke, P. Holmsen, A. O. Broch, S. Skjeseth og F. Hagemann.

I møtene i København deltok fra NGU: H. Bjørlykke, P. Reitan, T. Sverdrup, K. Egede Larssen, F. Chr. Wolff, K. Bryn, S. Skjeseth og F. Hagemann.

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 in English. Papers marked with (Z.) (Zusammenfassung) or (R.) (Resumé) have summaries in German or French, respectively.



**Norges geologiske undersøkelse**  
**har utgitt i kommisjon hos Universitetsforlaget i Oslo:**

1. Aarvog for 1891 (Indhold: *K. O. Bjørlykke*: Graptolitførende skifere i vestre Gausdal. *Tb. Münster*: Foreløbige meddelelser om reiser i Mjøsegnene udførte for Den Geologiske Undersøgelse sommeren 1889. *Job. C. Andresen*: En nyfundet flek av primordial i Hennungsbygden, Grans præstegjæld. *Hans Reusch*: En dag ved Åreskutan. *S. A. Hougland*: Bergartsgange ved Sand i Ryfylke. *G. E. Stangeland*: Bemærkninger om endel myrstrækninger i Bergs og Rakkestads præstegjælde i Smaalenene samt om myrene paa Jæderen. *J. Johnsen*: Svenningsdals sølvgruber. *J. P. Friis*: Feldspat, kvarts og glimmer, deres forekomst og anvendelse i industrien. *Hans Reusch*: Granitindustrien ved Idefjorden. *Hans Reusch*: Skuringsmærker og morænegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget ældre end «istiden». (S.) 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 særlig hensyn til de vigtigste jernmalm- og svovelkis-kobberkis-forekomster samt marmorlag. (Z.) 1890. Utsolgt.
4. *Hans Reusch*, med bidrag af *Tellef Dabll* og *O. A. Corneliusen*. Det nordlige Norges geologi. (S.) 1891. Utsolgt.
5. *G. E. Stangeland*. Torvmyrer inden kartbladet Sarpsborgs omraade. (S.) Med kart. 1892. Kr. 2,00.
6. *J. H. L. Vogt*. Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige repræsenterede grupper af jernmalmsforekomster. (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. Kr. 3,00.
9. *Amund Helland*. Jordbunden i Norge. (S.) 1893. Utsolgt.
10. *Amund Helland*. Tagskifere, 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. 3,00.
13. *K. O. Bjørlykke*. Gausdal. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Gausdals omraade. (S.) 1893. Kr. 2,00.
14. Aarvog for 1892 og 93. (Indhold: *H. Reusch*: Strandflaten, 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 Smaalene. *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 herredene i Søndmør. 1895. Utsolgt.
  19. *Amund Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. II. Herredene i Romsdalen og Nordmør. 1895. Utsolgt.
  20. *G. E. Stangeland*. Om torvmyrer i Norge og deres tilgodegjørelse. I. (S.) 1896. Utsolgt.
  21. Aarboeg for 1894 og 95. (Indhold: *H. Reusch*. Geologisk literatur 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. 5,00.
  25. *K. O. Bjørlykke*. Geologisk kart med beskrivelse over Kristiania by. 1898. Utsolgt.
  26. *K. O. Bjørlykke*. Norges Geologiske Undersøgelser udstilling i Bergen. (S.) 1898. Kr. 2,00.
  27. *J. P. Friis*. Terrængeundersøgelser og jordboringer i Stjørdalen, Værdalen og Guldalen samt i Trondhjem i 1894, 95 og 96. (S.) Kr. 3,00.
  28. Aarboeg 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. *Tbs. Münster*. Kartbladet Lillehammer. Tekst. (Z.) 1900. Kr. 2,00.
  31. *W. C. Brøgger*. Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. (Molluskfaunaen.) (S.) 1900—01. Kr. 15,00.
  32. Aarboeg 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 jordbunds-kart over Trondhjems omegn. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. (S.) 1901. Kr. 5,00.
  33. Aarboeg for 1901. (Indhold: *H. Reusch*. Geologisk literatur vedkommende Norge 1896—1900.) 1902. Kr. 4,00.

34. Aar bog for 1902. (Indhold: *Joban Kiær*: Etage 5 i Asker. (S.) *Reusch*, *Rekstad* og *K. O. Bjørlykke*: Fra Hardangerviddene. (S.) *J. Rekstad*: Iagttagelser fra bræer i Sogn og Nordfjord. (S.) *J. Rekstad*: Geologisk kartskisse over tragtene omkring Velfjorden, med beskrivelse. (S.) 1902. Kr. 5,00.
35. *O. E. Schjøtz*. Den sydøstlige del af Sparagmit-Kvartsfjeldet i Norge. (S.) Med kart. Tillegg: *W. C. Brøgger*. *Agnostus gibbus*, Linrs. var. *Schjøtzii*. 1903. Kr. 5,00.
36. Aar bog 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. Kaldbol*: Suldalsfjeldene. (S.) *J. Rekstad*: Fra høifjeldstrøget mellem Haukeli og Hemsedalsfjeldene. (S.) *J. Rekstad*: Skoggrændsens og snelinien større høide tidligere i det sydlige Norge. (S.) 1903. Kr. 5,00.
37. Aar bog for 1904. (Indhold: *Jens Holmboe*: Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordligste kyst. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Om oversiluren i Brumunddalen. (S.) *Andr. M. Hansen*: Litt om Mjøsøkelen. (S.) *J. Rekstad*: Beskrivelse til kartbladet Dønna. (S.) *Joban Kiær*: Bemærkninger om oversiluren i Brumunddalen. (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 tilsvar 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 rektangelkart 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 Nøsttvettypen. Bidrag til kunskaben om ældre norsk stenalder. (Z.) 1905. Kr. 4,00.
43. Aar bog for 1905. (Indhold: *K. O. Bjørlykke*: Om Selsmyrene og Lesjasandene. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Om ra-ernes bygning. (S.) *J. H. L. Vogt*: Om relationen mellem størrelsen af erouptivfelterne og størrelsen af de i eller ved samme optrædende malmudsondringer. (Z.) *J. Rekstad*: Iagttagelser fra Folgefondens bræer. (Z.) *J. H. L. Vogt*: Om Andøens jurafelt, navnlig om landets langsomme nedsynken 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. Aar bog for 1906. *Hans Reusch*. Geologisk literatur vedkommende Norge 1901—1905. 1907. Kr. 4,00.
45. Aar bog for 1907. (Indhold: *J. Rekstad*: Folgefonnsalvøpens 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 Øieren. (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 Jostedalstraen 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 undersøgelses opgaver. *V. M. Goldschmidt*: Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsen. (Z.) *G. Holmsen*: Geologiske iagttagelser fra Børgefjeld. (S.) *J. Rekestad*: Geologiske iagttagelser fra Søndhordland. (S.) *H. Kaldbol*: Fjeldbygningen i den nordøstlige del av Ryfylke. (S.) *J. Rekestad*: Bidrag til kvartærtidens historie for Nordmør. (S.) 1909. Kr. 4,50.
50. *Hans Reusch*. Norges Geologi. 1910. Utsolgt.
51. *J. H. L. Vogt*. Norges Jernmalmforekomster. (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. Aarboeg for 1909. (Indhold: *J. Rekestad*: 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. Rekestad*: 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. Aarboeg for 1910. (Indhold: *W. Werenskiold*: Fra Numedal. (S.) *A. Hoel*: Oks-tinderne. (R.) *J. Rekestad*: Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjorden. *H. Reusch*: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. (S.) 1910. Kr. 5,00.
58. *W. Werenskiold*. Fornebolandet og Snarøen i Østre Bærum. (S.) Med kart. 1911. Kr. 4,00.
59. Aarboeg for 1911. (Indhold: *J. Oxaal*: Fra Indre Helgeland. (S.) *J. Rekestad*: Geologiske iagttagelser fra Mo præstegjæld i Nordlands amt. (Z.) *Rolf Marstrander*: Svartisen, dens geologi. (S.) 1900. Kr. 5,00.
60. *W. Werenskiold*. Søndre Fron. Fjeldbygningen inden rektangelkaret Søndre Frons omraade. (S.) Med kart. 1911. Kr. 6,00.
61. Aarboeg for 1912. (Indhold: *Gunnar Holmsen*: Oversigt over Hatfjelddalens geologi. (Z.) *C. Bugge*: Lagfølgen i Trondhjemsfeltet. (S.) *J. Rekestad*: Fra øerne utenfor Saltenfjord. (S.) *J. Rekestad*. En mytilus-fauna under morænemasser i Smaalenene. (S.) *J. Oxaal*: Norges eksport av sten i aarene 1870—1911 samt forsøk til en statistik over det indenlandske forbruk av huggen sten. (S.) 1913. Kr. 6,00.
62. *J. Rekestad*. Bidrag til Nordre Helgelands geologi. (S.) Med kart. 1912. Kr. 5,00.
63. *Olaf Holtedabl*. 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. Werenskiöld*. 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. Schjøtz*: Om isskillet i trakten omkring Fæmund. (S.) *H. Reusch*: Fra Trysil. (S.) *S. Foslie*: Ramsøy titanmalmfelt i Solør og dets differentiationsprocesser. (S.) 1914. Kr. 5,00.
69. Aarbok for 1914. (Indhold: *J. Rekstad*: Fjeldstrøket mellem Lyster og Bøverdalen. (S.) *J. Oxaal*: Kalkstenshuler i Ranen. (S.) *J. Rekstad*: Kalksten fra Nordland. (S.) *H. Reusch*: Nogen bidrag til Hitterens og Smødens geologi. (S.) *O. Holtedabl*: Fossiler fra Smølen. (S.) 1914. Kr. 5,00.
70. Fem avhandlinger, skrevne i anledning Norges Jubileumsutstilling 1914. (Indhold: *H. Reusch*: Norges Geologiske Undersøkelse. (S.) *W. Werenskiöld*: Tekst til geologisk oversiktskart over det sydlige Norge. (S.) *Tb. Vogt*: Geologisk beskrivelse til karter 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*. Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. (S.) Med kart. 1915. Kr. 5,00.
74. *Gunnar Holmsen*. Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen-Fæmundstrøket. (S.) Med kart. 1915. Kr. 4,00.
75. Aarbok for 1915. (Indhold: *O. Holtedabl*: Iagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. (S.) *O. Holtedabl*: 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 littoriansenkning 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*. Konglomeratene inden høifjeldskvartsen. (Z.) 1916. Kr. 3,00.
78. *J. Holmgren*. Naturstenens anvendelse i husbyggingen i Skotland. (S.) 1916. Kr. 2,50.
79. Aarbok 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. Aarbok for 1917. (Indhold: *H. Reusch*: Nogen bemerkninger i anledning av seterne i Østerdalen. (S.) *O. Holtedabl*: Kalkstensforekomster paa Sørlandet. (S.) *G. Holmsen*: Sulitjelmatrakten. (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 Holtedabl*. Bidrag til Finmarkens geologi. (S.) 1918. Kr. 8,00.
85. *J. H. L. Vogt*. Jernmalm og Jernverk. Særlig om elektrisk jernmalmsmelting. 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. Holtedabl*: Kalksten og dolomitt i de østlandske dalfører. (S.) *Arne Bugge*: Nikkelgruber i Bamle. (S.) *S. Foslie*: Rana noritfelt. Differentiation ved «squeezing». (S.) *J. Rekstad*: Et fund av skjellførende leir i Lørenskog. (S.) *R. Falck-Muus*. Brynestensindustrien i Telemarken. (S.) *H. Reusch*: Efterhøst. (S.) *A. L. Rosenlund*: Fæø grube.) 1922. Kr. 6,00.
88. *J. Rekstad*. Eidsberg. De geologiske forhold innen rektangelkartet Eidsbergs område. (S.) Med kart. 1921. Kr. 6,00.
89. *Olaf Holtedabl*. Engerdalen. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Engerdalens område. (S.) Med kart. 1921. Kr. 6,00.
90. *Gunnar Holmsen*. Torvmyrenes 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. Grønlie*. 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 sydnorske grunnfjeld. (S.) 1922. Kr. 1,00.
96. *J. Rekstad*. Norges hevnung under istiden. (S.) Med kart. 1922. Kr. 2,50.
97. *Olaf Holtedabl* 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. Kr. 2,00.
101. *Olaf Andersen*. Ildfaste oksydens fysikalske kjemi. Oversikt over nyere præsiionsundersøkelser. (S.) Statens råstofkomité. Publ. nr. 1. 1922. Kr. 2,00.
102. *Olaf Holtedabl* 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 Råstofkomité (S.) S. R. K. Publ. nr. 4. 1922. Kr. 1,00.

105. *Tbv. 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. Jonson*. Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 8. 1922. Kr. 3,00.
109. *Erling Jonson*. 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 kjemiske 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. 1921. Kr. 1,00.
114. *B. Hansteen Cranmer*. Om vegetationsforsøk med glimmermineralernes biotit og sericit som kalikilde. (Z.) S. R. K. nr. 14. 1922. Kr. 2,00.
115. *J. v. Krogh*. Undersøkelser over norske lerer. I. (S.) S. R. K. Publ. nr. 15. 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 oversikt 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*. Prøver med en herdeovn for kulstofstaa. Wild. Barfields 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*. Sulitjelmafeltets 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*. Hatfjelldalen. 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. Med kart i planformat. 1928. Utsolgt.
127. *Steinar Foslie*. Norges svovelkisforekomster. 1926. Utsolgt.
- 128a. *Olaf Andersen*. Feltpat. I. Feltpatmineralenes egenskaper, forekomst og praktiske utnyttelse med særlig henblikk på den norske feltpatindustri. (S.) 1926. Utsolgt.

- 128.b. *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 kisdraget 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, Grefnes og Baa. (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*: En 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 leravsetninger. (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. 4,00.
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 gradavdelingskarter F. 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*. Kisdistrikt Varaldspøy—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 gradeigskart Tysfjord. (S.) Med kart. 1941. Kr. 15,00.
150. *Steinar Foslie*. Hellembotn og Linnajavre. 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 1. 32 Ø. (S.) Med kart. 1939. Kr. 12,00.
154. *Harald Bjørlykke*. Feltspat. V. De sjeldne mineraler på de norske granitiske pegmatittganger. (S.) 1939. Kr. 4,00.
155. *Olaf Anton Broch*, *Fridjov 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 oversiktskarter 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-amfibolit-kompleks i grunnfjellet i Valdres. (S.) 1943. Kr. 3,00.
160. *Jens A. W. Bugge*. Geological and petrological investigations in the Kongsberg—Bamble formation. 1943. Kr. 5,00.
161. *Cbristoffer Oftedal*. Om sparagmitten 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 Holtedal*. Norges geologi. Med 24 planser, derav et berggrunnskart og et glacialgeologisk kart over Norge, samt 485 tekstfigurer. Bind I—III. 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—Evje 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. *Cbr. Oftedahl* og *G. Holmsen*. Øvre Rendal. Beskrivelse til 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. *Cbr. C. Gleditsch*. Oslofjordens prekambriske områder. I. Innledende oversikt. Hurum. (R.) Med kart. 1952. Kr. 9,00.
182. *Cbr. 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*: Biotit-støvitt på Stjernøy, Vest-Finnmark. (S.) *Trygve Strand*: Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark. (S.) *W. Werenskiold*: 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 sydøstlige del av Helgeland. (S.) *Gunnar Kautsky*: Et fossilfynd i Susendalen, Nordland. (Z.) *Jobs. Færden*: Sink-blyforekomstene ved Mikkelfjord, Hattfjellidal, Nordland. (S.) *Steinar Skjeseth* og *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. *J. A. Dons*: Om elve-erosjon og en isdemt sjø i Birtavarre-området, Troms. (S.) *Tom F. 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 Oftedabl*: Dekketektonikken i den nordlige del av det østlandske sparagmitt område. (S.) *Christoffer Oftedabl*: Noen isavsmeltningfenomener i Østerdalen. (S.) *Konrad B. Krauskjøff*: Igneous and Metamorphic Rocks of the Øksfjord Area, Vest-Finnmark. *M. G. Oosterom*: En hornblenderiksone 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 Homsen*. 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*: Kopperforekomstene 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 Helgelandsgeologi. (S.) *Henning Sørensen*: A Petrographical and Structural Study of the Rocks around the Peridotite at Engenbrå, 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 undersøkelses publikasjoner og kart.) 1955. Kr. 7,00.
192. *Peter Padget*. The Geology of the Caledonides in the Birtavarre Region. 1955. Kr. 7,00.
193. *Johannes A. Dons*. Kartkatalog. Norges berggrunn. (S.) 1956. Kr. 8,00.
194. *Per Holmsen* og *Christoffer Oftedabl*. 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 Vannbøringsarkivet nr. 3.) (S.) *Per Holmsen*: Oppsprekning, topografi og vannføring i massive dypbergarter. (Medd. fra Vannbøringsarkivet nr. 4.) (S.) *Trygve Strand*: Gabbrokonglomeratet i Sjodalen. (S.) *Christoffer Oftedabl*: Om Grong-kulminasjonen og Grong-feltets 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 undersøkelses publikasjoner og kart.) 1956. Kr. 7,00.
196. *Steinar Foslie* † og *Trygve Strand*. Namsvatnet med en del av Frøyningsfjell. Geologisk rektangelkart og beskrivelse. (S.) 1956. Kr. 8,00.
197. *Rolf W. Feyling-Hansen*. Micropaleontology applied to soil mechanics in Norway. 1957. Kr. 5,00.
198. *Gunnar Holmsen*. Røros. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. Kr. 8,00.
199. *F. M. Vokes*. The Copper Deposits of the Birtavarre District. 1957. Kr. 15,00.
200. Årbok 1956. (Innhold: *Tony van Autenboer* and *Finn J. Skjerlie*: Brannerite, a new mineral in Norway. *Brynjulf Dietrichson*: Valdressparagmitt og det såkalte gabbrokonglomerat i Sjodalen. (S.) *Rolf W. Feyling-Hansen*, *Per Chr. Sæbø* and *John W. Wilhelmsen*: A Clay sample from Tangen brick-work. *Per Holmsen*: De eokambriske lag under hyolithussonen mellom Carajavvre og Cas-

- kias, Vestfinnmark. (S.) *Christoffer Oftedabl*: Jomaforekomstens blokkskifer. (S.) *Steinar Skjeseth*: Kvaliteten av grunnvann. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 5). (S.) *Steinar Skjeseth* og *F. M. Vokes*: Blyglansforekomst på Krækkjæheia, 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 undersøkelses publikasjoner og kart.) 1957. Kr. 9,00.
201. *Per Holmsen, Peter Padget* and *Eero Pebkonen*: The Precambrian Geology of Vest-Finnmark, Northern Norway. Med kart. 1957. Kr. 12,00.
202. *Christoffer Oftedabl*. 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 kopperminalisering på Finnmarksvidda. (S.) *Tore Gjelsvik*: Albittrike bergarter i den karelske fjellkjede på Finnmarksvidda, Nord-Norge. (S.) *Christoffer Oftedabl*: Storisens transport av kisblokker 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.) *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 Moscogaissa 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 over 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. *Ricard V. Dietrich*: Geological Reconnaissance of the Area between Kristiansand and Lillesand. *Rolf W. Feyling-Hanssen*: Marine kvartær-fossiler fra Seimsjøen i Sør-Odal. (S.) *Fredrik Hagemann*: Vannboring i Øst- og Midt-Finnmark. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 9.) (S.) *Olaf Høltedabl*: Noen iakttagelser fra Grønsennknipa i Vestre Slidre, Valdres. (S.) *Christoffer Oftedabl*: 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 kiskeforekomster. (Abstract in English.) *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 Børgefjell. (S.) *Audun Hjelle*: Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa. (Abstract in English.) *Paul H. Reitan*: Refleksjoner over betydningen av høye punkt-temperaturer på overflater i forbindelse med bevegelser i bergarter. (Abstract in English.) *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 Rømteland 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. Sæbø*: Pegmatittene ved Liverud og Gulliksrud ca. 5 km øst for Kongsberg, Øvre Eiker. (Meddelelse nr. 1 over typer av norske feltspatkvartærforekomster.) (S.) *Per Chr. Sæbø*, *Thor L. Sverdrup* og *Harald Bjørlykke*: Note on «birds-eye» textures in some Norwegian pyrrhotitebearing ores. *Fredrik Chr. Wolff*: Foreløpige meddelelser fra kartbladet Verdal. (S.) Direktør *Harald Bjørlykke*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1959. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1960.

### Småskrifter.

- Nr. 1. *Olaf Andersen*. Norges Geologiske Undersøkelse, dens oppgave og virksomhet. 1922. Gratis.
- » 2. *Rolf Falck Muus*. Avhandlinger og karter utgitt av NGU systematisk ordnet. 1922. Gratis.
- » 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.
- Thor Siggerud*. Uran og uranleting. 1956. Kr. 5,00.

**Oversikt over fargetrykte geologiske kart utgitt av  
Norges geologiske undersøkelse.**

	Kartets tryknings- år	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kart uten beskr.
<b>Rektangel- og gradteigskart</b>					
Målestokk 1 : 100 000					
Aurdal .....	1954	Trygve Strand	185	kr. 6,—	kr. 4,45
Aursunden .....	1936	Rolf Falck-Muus			»
Bjørkvasklumpen .....	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,— <sup>1</sup>	»
Engerdalen .....	1921	O. Holtedahl	89	» 5,—	»
Flesberg .....	1935	Arne Bugge	143	» 8,— <sup>1</sup>	»
Foldal .....	1936	Wolmer Marlow	145	» 5,— <sup>2</sup>	»
Gol .....	1939	Carl Bugge	153	» 8,—	»
Gran .....	1923	O. Holtedahl og J. Schetelig	97	» 5,—	»
Hellembotn .....	1936	Steinar Foslie	150	» 8,— <sup>3</sup>	»
Hemsedal .....	1939	Carl Bugge	153	» 8,— <sup>2</sup>	»
Jævsjø .....	1959	Steinar Foslie			»
Kongsberg .....	1927	W. C. Brøgger og J. Schetelig			»
Kvitseid .....	1960	J. A. Dons			»
Linnajavre .....	1936	Steinar Foslie	150	» 8,— <sup>3</sup>	»
Namsvatnet .....	1956	Steinar Foslie	196	» 8,—	»
Narvik .....	1950	Th. Vogt			»
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,— <sup>4</sup>	»
Søndre Femund .....	1937	G. Holmsen	148	» 5,—	»
Søndre Fron .....	1911	W. Werenskiold	60	» 5,—	»
Sørli .....	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,— <sup>4</sup>	»
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 fargetrykte geologiske kart utgitt av  
Norges geologiske undersøkelse.**

	Kartets tryknings- år	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kart uten beskr.
<b>Landgeneralkart</b>					
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,—	»
<b>Oversiktskart over Kristianiafeltet</b>					
Målestokk 1 : 250 000	1923	W. C. Brøgger og J. Schetelig			kr. 7,10
<b>Kvartærgeologiske landgeneralkart</b>					
Målestokk 1 : 250 000					
Hallingdal .....	1954	G. Holmsen	190	» 8,—	»
Oppland .....	1954	G. Holmsen	187	» 8,—	»
Oslo .....	1949	G. Holmsen	176	» 8,—	»
Røros .....	1956	G. Holmsen	198	» 8,—	»
Ljørdalen .....	1958	G. Holmsen	206	» 6,—	» 4,—
Østerdalen .....	1960	G. Holmsen	209	» 12,—	
<b>Oversiktskart</b>					
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		» 10,—
Målestokk 1 : 1 000 000					
Gruver og malm- forekomster i Nord- Norge .....	1959	Arth. O. Paulsen	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
<b>Rektangelkart:</b>		
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. Vogt m.fl.
Haus .....	1880	Th. Hjortdahl og M. Irgens
Hønefoss .....		
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. Vogt
Meraker .....	1883	Th. Kjerulf, M. Bugge, O. Hagen m.fl.
Moss .....		
Nannestad .....	1885	J. H. L. Vogt og T. Ch. Thomassen
	1919	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Rindal .....	1889	M. Bugge
Sarpsborg .....	1879	P. Mortensen, Th. Thomassen, J. Vogt og N. Wille
Selbu .....	1891	M. Bugge, K. Hauan, C. Homan og H. Reusch
Skjørn .....	1880—81	K. Hauan, Th. Kjerulf og M. Bugge
Stavanger .....	1921	
Steinkjer .....	1883	
Stjørdal .....	1880—81	
Terningen .....	1875—82	Hauan, Kjerulf m.fl.
Trondhjem .....	1879	M. Bugge
Aamot .....	1887	Ths. Münster og P. Krohn
<b>Oversiktskart</b>		
Målestokk 1 : 1 000 000		
Nord-Norge .....	1924	Th. Vogt
Syd-Norge .....	1915	W. Werenskiold
Norge .....	1953	O. Holtedahl og J. A. Dons
Glacialgeologisk kart over Norge	1953	O. Holtedahl og J. A. Dons

Ved henvendelse til Norges geologiske undersøkelse er det høve til å studere arkiv-eksemplar av de utsolgte kartene.

Papers in Norwegian marked with an (S.) after the title have summaries in English. Papers marked with (Z.) (Zusammenfassung) or (R.) (Resumé) have summaries in German or French, respectively.