

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 184

ÅRBOK

1952

UTGITT VED
SVEN FØYN
Direktor



OSLO 1953

I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO. (W. NYGAARD)

Statens teknologiske institutt
Biblioteket

Innhold.

	Side
Per Holmsen: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 1. En orientering om arkivets arbeidsgrunnlag. Om samarbeide med boringsfirmaene. Den viktigste fennoskandiske faglitteratur. Summary: Report No. 1 from the Archives of Well-Drillings. The Basis of the Work, on Cooperation with Drillers, the most Important Fennoscandian Professional Literature. . . .	5
Steinar Skjeseth: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 2. Vannboringer utført i traktene omkring Mjøsa og Randsfjorden 1950—52. Med 7 tekstfigurer. Summary: Report No. 2 from the Archives of Well-Drillings. Water-Borings in the Regions of Lake Mjøsa and Lake Randsfjord 1950—52	12
Brynjulf Dietrichson: Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser. Med 17 tekstfigurer og 3 plansjer. Summary: Pseudotachylytes on the Thrusting Zons SE of Jotunheimen, in Espedal, Northern Gudbrandsdal, Norway. General Suppositions for the Formation of Pseudotachylytes	23
Tore Gjelsvik: Det nordvestlige gneis-område i det sydlige Norge, aldersforhold og tektonisk-stratigrafisk stilling. Med 4 tekstfigurer. Summary: The North-western Gneiss Area of Southern Norway, Age Relationship on Tectonical-Stratigraphical Setting	71
Per Holmsen: Et langt fremskjøvet »jotundekke« i Rendalen. Med 1 tekstfigur. Summary: A Far-Travelled "Jotun-Nappe" in Rendalen	95
Trygve Strand: The Relation between the Basal Gneiss and the Overlying Meta-Sediments in the Surnadal District (Caledonides of Southern Norway). With 6 text-figures. Sammenheng: Forholdet mellom basalgneisen og de overliggende omvandlede sedimenter i Surnadalsområdet	100
Trygve Strand: Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. Med 7 tekstfigurer. Summary: Geological Investigations in the South-eastern-most Part of Helgeland . .	124
Gunnar Kautsky: Ett fossilfynd i Susendalen, Nordland. Med 2 tekstfigurer. Zusammenfassung: Ein Fossilfund im Susental, Nordland	142

	Side
Johs. Færden: Sink-blyforekomstene ved Mikkelfjord, Hattfjelldal, Nordland. Med 7 tekstfigurer. Summary: Sphalerite-Galena Deposits at Mikkelfjord, Nordland, Northern Norway	145
Steinar Skjeseth and Henning Sørensen: An Example of Granitization in the Central Zone of the Caledonides of Northern Norway. With 5 text-figures and 3 plates. Sammendrag: Et eksempel på granitisering i den sentrale sonen av Kaledonidene i Nord-Norge	154
Tore Gjelsvik: Kort beretning om Norges geologiske undersøkelses ekspedisjon til Birtavarre gruvefelt i Troms 1952. Med 1 tekstfigur. With an Abstract in English	184
J. A. Dons: Om elve-erosjon og en isdemt sjø i Birtavarre-området, Troms. Summary: River Erosion and an Ice-dammed Lake in the Birtavarre Region, Troms, Northern Norway	188
Tom. F. W. Barth: The Layered Gabbro Series at Seiland, Northern Norway. With 4 text-figures. Sammendrag: Den lagdelte gabbroserie på Seiland i Finnmark	191
Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1952. Ved direktør Sven Føyn	201
Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart	229

Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 1.

En orientering om arkivets arbeidsgrunnlag. Om samarbeide med boringsfirmaene. Den viktigste fennoskandiske faglitteratur.

Av

PER HOLMSEN

Etter at Norges geologiske undersøkelse opptok studiet av de i Norge utførte dypboringer etter vann på sitt arbeidsprogram i 1951, har arbeidet hittil vesentlig bestått i å innsamle materiale over utførte boringer, samt i en del tilfelle å gi uttalelser vedrørende muligheten for å skaffe vann på denne måte, delvis også i å gi råd vedrørende plasing av enkelte borhull.

Grunnlaget for å gi slike uttalelser har vært at der allerede ved starten forelå oppgaver over i alt henimot 500 borebrønner, derav mer nøyaktige oppgaver over ca. 250. Dette materiale er blitt økt i løpet av 1952 med oppgaver over ca. 150 borebrønner.

De hittil foreliggende data omfatter bare enkelte borhull, herunder beliggenhet, dybde, vannføring ifølge prøvepumping (undertiden flere målinger fra forskjellige dybder av samme borhull). I enkelte tilfelle er grunnvannstanden målt etter avsluttet prøvepumping, likeså vannets temperatur.

Oppgavene omfatter ikke systematiske målinger over grunnvannstandens variasjoner gjennom lengre tid, heller ikke det faktiske forbruk. Analyser av vannet foreligger bare i lite omfang. Materialet er derfor ikke tilstrekkelig omfattende til å kunne bedømme kapasiteten av våre grunnvannsmagasiner, heller ikke til å bedømme nedtrengningens størrelse i det faste fjell.

Selv om materialet er for lite til å kunne gi en oversikt over de forskjellige geologiske formasjoners og bergarters yteevne, fremgår det allikevel at der er en tydelig avhengighet mellom grunnvannets oppreden og de geologiske forhold. Visse

erfaringer synes å stemme overens med tilsvarende erfaringer særlig fra Sverige, hvor der foreligger et langt større bearbejdet materiale. Dette kan tyde på at arkivet arbejder etter riktige retningslinjer.

I Norden er det Danmark som er foregangslandet på dette fagområde, og når det gjelder arkivsystemet har vi et godt forbilde i boringsarkivet ved Danmarks Geologiske Undersøgelse. Danmark har også den mest utførlige lovgivning om grunnvann av de fire nordiske land, dernest Sverige. Når det gjelder grunnvannets forekomst, er derimot Danmarks naturlige forhold så vidt forskjellige fra våre egne, at erfaringer ikke uten videre lar seg overføre. Det er i så henseende Sverige og Finland vi bør sammenligne oss med.

Fra Norge, Sverige og Finland er der i de senere år kommet ut flere mindre publikasjoner vedrørende boringer etter vann, og Sveriges Geologiska Undersökning er nå i ferd med å oppta studiet av vannboringer på sitt program. Tiden er derfor inne til å gi en fortegnelse over den viktigste Fennoskandiske litteratur om emnet. Fortegnelsen finnes i tilknytning til denne artikkel. Bare den litteratur som omfatter boringer i fjell er tatt med, og herav bare den som må antas å ha størst betydning for norske forhold. Særlig den svenske litteratur er i virkeligheten langt mer omfattende.

I løpet av de siste år har antallet av boringsfirmaer og boringsmaskiner («støtboringsmaskiner») økt sterkt i Norge. I alt er der nå i Norge minst 20 firmaer i bransjen, og de fleste firmaer deltar med flere maskiner. Anslagsvis er for tiden ca. 50 maskiner i gang med boring etter vann.

Hvor mange boringer etter vann som hittil er utført er det ingen som vet. Innen utgangen av år 1951 var der boret omkring 1000 borhull, muligens noe mer, og i løpet av 1952 ble der anslagsvis boret ca. 300 nye borhull. Det samlede antall pr. 1. januar 1953 overstiger sannsynligvis 1300. Antall boringer pr. år øker meget fort, og det haster med å få innsamlet det meget verdifulle materiale før det går tapt.

Den gjennomsnittlige dybde av borhullene er ca. 40 m, varierende fra 11 m til 226 m. De aller fleste ligger mellom 20 m og 100 m.

Den gjennomsnittlige vannføring av borebrønnene ligger mellom 1500 og 2000 liter/time, varierende fra 0 til 14 000. Meget få gir mindre enn 50 l/t, omtrent ingen gir over 10 000 l/t.

Den geografiske fordeling av boringene er verd å legge merke til. Henimot 90 % av alle boringer ligger i den sydøstlige del av landet, i fylkene Østfold, Vestfold, Akershus og de tilstøtende deler av Buskerud, Opland og Hedmark.

Fordelingen innen de geologiske formasjoner er også meget bemerkelsesverdig, idet anslagsvis $\frac{1}{4}$ av samtlige boringer er utført i de permiske lavaer, først og fremst rombeporfyr-lavaene, i Vestfold og Bærum. Av alle geologiske formasjoner i Norge er rombeporfyrene de sikreste og beste m. h. til vannføring.

Det er for tidlig å gi en oversikt over de forskjellige geologiske formasjoners og bergarters egenskaper som vanngivere (aquifer), men så meget kan allerede sies som at deres egenskaper i så henseende er høyst forskjellige. Der knytter seg en rekke problemer og arbeidsoppgaver til studiet av vannboringene som ikke kan løses før der foreligger et større pålitelig materiale enn det som nå er tilgjengelig. Men en rent foreløpig orientering vedrørende enkelte spørsmål er gitt av Per Holmsen (1951), og en meddelelse av Steinar Skjeseth om boringene i Mjøsen-området bergarter er trykt i denne årbok som meddelelser fra vannboringsarkivet nr. 2. For øvrig må det henvises til nedenstående fortegnelse over fennoskandisk litteratur.

For å skaffe opplysninger om utførte boringer er firmaenes bistand av vesentlig betydning. Det er imidlertid høyst forskjellig i hvilken grad firmaene selv ivaretar opplysningene vedrørende sine egne boringer. Kun et fåtall av firmaene er villige til å meddele systematiske opplysninger, fordi innbyrdes konkurransehensyn har fått enkelte firmaer til å tro at de derved vil skade sin forretning. Det er heller ikke alle firmaer som er oppmerksom på at boringene nå er underkastet en systematisk undersøkelse, og at en utforskning av grunnvannets forekomst i de forskjellige geologiske formasjoner i lengden vil tjene alles interesser, såvel firmaenes som deres kunders.

Hensikten med denne meddelelse har vært, på den ene side å meddele overfor almenheten at dette arbeide er i gang,

på den annen side å forsøke å oppnå at de respektive boringsfirmaer vil interessere seg for saken og bidra i størst mulig utstrekning til at der kan innsamles et så fullstendig og pålitelig materiale som mulig. I den anledning har jeg nedenfor oppført en fortegnelse over de opplysninger som det har særlig stor betydning å få, og som for en del vil gå tapt for fremtiden hvis de ikke skaffes til veie etter hvert som boringene utføres. Fortegnelsen omfatter vesentlig de samme opplysninger som boringsfirmaene selv er nødt til å sitte inne med hvis der skal kunne ytes den nødvendige service overfor kundene.

Fortegnelsen har adresse til alle interesserte, og ganske særlig til boringsfirmaene selv. Slik som det er nå går dessverre alt for mange viktige opplysninger tapt, og de kan senere ikke skaffes. Dette gjelder særlig målinger av grunnvannstanden. Det er om å gjøre at de forskjellige firmaer selv sørger for å ta vare på opplysningene på beste måte vedrørende sine egne boringer. Hvis et samarbeide kan etableres mellom N. G. U.'s vannboringsarkiv og de forskjellige firmaer (enkelte firmaer har allerede etablert et slikt samarbeide), har denne meddelelse oppfylt sin vesentligste hensikt.

Opplysninger som kreves vedrørende vannboringer i fjell.

1. Borhullets beliggenhet (angitt på kart eller skisse, utarbeidet med orienteringspunkter i forhold til offisielt kartverk). Kort beskrivelse av de lokale terrengforhold omkring borhullet.
2. Eierens (oppdragsgiverens) navn og adresse.
3. Boringsfirmaets navn (firmanavn).
4. Tidsrom for boringens utførelse.
5. Dybden av borhullet i jord og fjell.
6. Borhullets vannføring. Hvis flere prøvepumper, angis dybden av borhullet respektive vannføring for hver prøvepumpe.
7. Vannstanden i borhullet *etter avsluttet prøvepumping.*
Datum for denne måling.
8. Vannets temperatur *etter avsluttet prøvepumping.* *Datum for denne måling.*

9. Vannets kvalitet *etter avsluttet prøvepumping. Datum for denne måling.*
10. Antatte dybder for vanninnslag(ene).
11. Alle senere innløpte opplysninger om forandringer i vannets mengde og kvalitet, samt opplysninger om forbrukets størrelse. Også forandringer i eiendomsforhold.
12. Opplysninger om de lokale geologiske forhold (kan bare gis av en erfaren geolog).

Om boringsrapporter.

Det er av største viktighet at der føres en omhyggelig boringsrapport *på stedet* for hver boring. Den erfarne brønnborer vil under boringens gang få opplysninger som det senere er helt umulig å skaffe. Han merker nemlig som oftest når der er kommet et kraftig vanninnslag i borhullet, liksom han også merker når boret går gjennom en større sleppe. Av fargen på boreslammet kan man også trekke verdifulle slutninger om den geologiske bygning, hvor denne ikke er nøyaktig kjent på forhånd. I boringsrapporten skal det derfor inngå alle data om forhold og hendelser under boringens gang som brønnboreren merker. Der skal også inngå alle de data som er nevnt ovenfor, særskilt alt som har med vannstanden, vanninnslag og prøvepumping å gjøre. Prøvepumping skal alltid foregå kontinuerlig gjennom flere timer, inntil vannføringen er blitt konstant. Det kan anbefales å foreta avsluttende prøvepumping gjennom minst 8 timers kontinuerlig pumping.

Gjenpart av boringsrapporten tilstilles eieren (oppdragsgiveren) etter avsluttet arbeid. Boringsrapporten skal være underskrevet av firmaets ansvarshavende. Oppdragsgiveren har ubetinget krav på dette, og bør aldri unnlate å gjøre dette krav gjeldende.

Summary.

*Report No. 1 from the Archives for Well-Drillings.
The Basis for the Work, on Cooperation with Drillers,
the most Important Fennoscandian Professional Literature.*

The article is the first report from the newly established archives for well drillings in Norwegian bedrock.

The number of wells is estimated to be about 1300. The data, obtained in cooperation with well-drillers, concern mainly observations of depths and water yields of single wells. Depths range from 11 m to 226 m, the average being about 40 m. The yields range from 0 to 14 000 litres per hour; the average is between 1500 and 2000 litres per hour.

The bedrock is mostly impermeable and has a porosity of only 0.5 to 1 %. The storage capacity is estimated to be from 5 to 10 litres per cubic metre. The passage of water through the rock depends mainly on cracks, fissures and joints. Only some Permian lavas and sandstones of the Oslo region are permeable; they have greater porosity also, and are the best aquifers in Norway.

The annual replenishment and discharge of water in the bedrock are unknown, nor are the variations of ground water-level known from any reservoir.

The article contain advice for well-drillers on the compilation of data. Also a list of the most important Swedish, Finnish and Norwegian literature on water-supplies in the bedrocks of "Fennoscandia" is attached.

Litteratur.

- Ekström, G., 1941: »Landsbygdens Försörjning med konsumtionsvatten.« Kungl. Lantbruksakad. Tidskr. Årg. 80.
- Hausen, H., 1948: »Om grundvattnet i Norden samt några ord om slagruterörelsen.« Tekn. Fören. i Finland Förhandl. Bd. 68, h. 5.
- Helland, A., 1898: »Fiskeværernes forsyning med vand.« Norsk Fiskeritidende 1898, h. 4.
- Holmsen, P., 1951: »Dypboring i fjell som løsning av vannspørsmålet.« Brosjyren »Vannverk på landsbygda«, utgitt av Norsk Landbruksteknisk Forening med støtte av Landbruksdepartementet.

- Meier, O. and Petersson, S. G., 1951: »Water supplies in the Archaean bedrocks of Sweden.« Union Géodésique et Géophysique internationale—Association Internationale d'Hydrologie Scientifique Assemblée Générale de Bruxelles 1951 — Extrait du Tome II.
- Meier O. och Sund, B.: »Geologins betydelse vid vattenborrning i Sverige.« Meddelanden från Svenska Diamantbergborrnings A/B nr. 20. Särtryck ur Vattenhygien nr. 1, 1952.
- — »Vattenanskaffning genom brunnsborrning i Sverige.« Meddelanden från Svenska Diamantbergborrnings A/B nr. 21. Särtryck ur Kemistens Uppslagsbok 3.
- Nordenskiöld, A. E., 1896: »Om borrningar efter vatten i urberget.« Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar Bd. 18, h. 5.
- Petersson, S. G., 1950: »Hur man anskaffar konsumtionsvatten genom borrning.« Grundförbättring 3 (1950), h. 2.
- Rekstad, J., 1922: »Grunnvannet.« Norges geologiske undersøkelse nr. 92.
- Sederholm, J. J., 1909: »Om grundvattnet i Finland, dess förekomst, mängd och rörelser.« Geologiska Kommissionen i Finland, Geotekniska Meddelanden No. 4.
- Svenska Diamantbergborrnings A/B, 1947: »Förteckning över utförda brunnsborrningar.« (Intill år 1945.) Egen publikation.
- Troedsson, G. T., 1934: »Undersökning av möjligheten att erhålla grundvatten från Hälsingborgstraktens berggrund.« Stadsfullmäktiges i Hälsingborg Handlingar för år 1934.
- 1936 a: »Om erhållande av vatten genom borrning i fast berg.« Teknisk Tidskrift 1936, h. 18.
- 1936 b: »Om grunvattenförhållanden i det Svenska urberget.« Nordiska Naturforskarmötet i Helsingfors 1936.
- Wenner, C.-G., 1951: »Grundvattenförhållanden i södra Sveriges berggrund.« Teknisk Tidskrift 1951, h. 47.

Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 2.

*Vannboringer utført i traktene omkring Mjøsa og Randsfjorden
1950—52.*

Av

STEINAR SKJESETH

Med 7 tekstfigurer.

De to siste åra er det utført en rekke boringer etter vann i traktene omkring Mjøsa og nordre del av Randsfjord. Boringene har stort sett vært svært tilfredsstillende og viser at vannproblemet over store områder i de nevnte distriktene kan løses ved boringer.

Opplysninger om boringsresultater i de bergartene det her gjelder er ikke gitt tidligere. Jeg håper at denne oversikten kan være til hjelp ved videre boringer i distriktet og i andre distrikter der de samme bergartene utgjør fjellgrunnen.

Alle boringene er utført av boringsfirma O. Jansen, Oslo, som velvilligst har stilt alle opplysninger om boringene til disposisjon for publisering.

Fjellgrunnen i distriktene består av grunnfjell (granitt og gneis), bergarter som hører til sparagmittsystemet (sandsteiner, konglomerater, skifre m.m.) kambrosilur-bergarter (skifre og kalksteiner) og rombeporfyr og sandstein i Brumunddal. Boringer er utført i de fleste bergartstypene.

Grunnvannet opptrer vanlig i porerom i selve bergarten eller i sprekker av forskjellig opprinnelse. I Mjøstraktene er grunnvannet i fjellgrunnen hovedsakelig begrenset til sprekker. Resultatet av boringene er bestemt av utstrekning, størrelse og forbindelse mellom sprekke i fjellet. Ellers er resultatet avhengig av topografien som er bestemmende for grunnvannspeilet. Karakteren av oppsprekking er bestemt av de fysiske egenskapene til bergartene og de geologiske prosessene som har

*Bergartene i distrik-
tene ved Mjøsa og
Randsfjordens nord-
ende (skjematisk)*

	<i>Bergartenes beskaffenhet</i>	<i>Anmerkning (vannføring m. m.)</i>
Brumunddal-sandsten	Benket og sterkt opp- sprukket, porøs	Lav grunnvannstand p.g.a. terrengforhol- dene ved de utførte boringene
Rombeporfyr	Porøs. Sterkt opp- sprukket	
Skifre		Ingen boring utført
Pentamerus-kalk Kvartsitt	Benkning og opp- sprekking	Bra vannføring
Mjøskalk	Tykkbenket kalk. Opp- sprekking etter benk- ningen og vertikalt på denne	Bra vannføring. »Isolert« grunnvann
Cyclocrinus og Coelo- sphaeridium-lag, Robergialag	Tett skiferlag ved grensen. Veksling av kalksandsteinslag og sandig skifer. Sterk oppsprekking	Bra vannføring
Ogygiocaris-skifer	Bløt, tett skifer (svovelkisholdig)	Lite og ubrukbart vann <i>Boring frarådes</i>
Orthocerkalk	Benket. Oppsprekking etter benkning og vertikalt på denne	Bra vannføring på Ringsaker. <i>Boring frarådes lenger syd</i>
Undre Ordovicium	Bløte, tette skifre.	Lite og ubrukbart
Mellom- og Over- Kambrium	Svovelkisholdige Alunskifer	vann. Kalk-, jern- og svovelholdig. <i>Boring frarådes</i>
Under-Kambrium		Ingen boring utført
Kvarts- Ringsaker- sand- kvartsitt Vardal- stein sparagmitt	Benket og opp- sprukket	Bra vannføring. »Bløtt« vann
Moelv-konglomerat Moelv-sparagmitt		Ingen boring utført
Birikalk	Bløt, tett skifer i øvre del. Sprekker sekun- dært fylt med kalk- spat	Lite og svovelholdig vann. <i>Boring frarådes</i>
Birikonglomerat		Ingen boring utført
Brøttum-sparagmitt	Veksling av oppspruk- kete sparagmittben- ker og forholdsvis tette skiferlag	Bra vannføring. Grunne borhull
Gneis Glimmerskifer Granitt	Uregelmessig opp- sprekking	Skiftende vannføring. Dype borhull på de fleste stedene

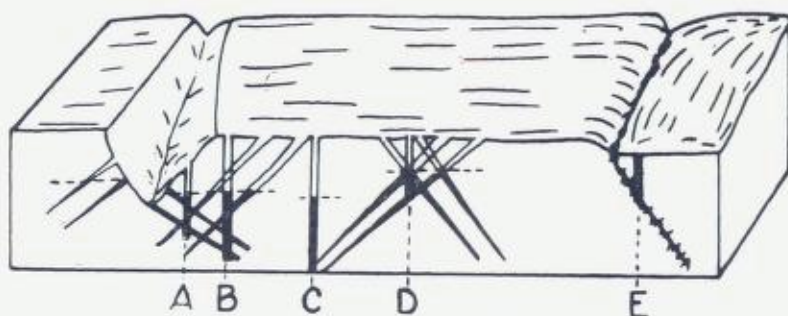


Fig. 1. Skjematisk tegning som viser hvordan boringsresultatene kan variere innenfor et begrenset område i grunnfjellet (f. eks. Randsfjord). Borhullene (A—E, vertikale) treffer vannfylte sprekker (skrålinjer) på forskjellige dyp. Grunnvannspeilet er antydtes ved nesten horisontale prikkete linjer. Borhull E får vann fra en breksjesone (knusnings-sone). *Schematical drawing, showing how the results of the waterdrillings may vary within a limited area of precambrian bedrock. (Drilling holes vertical, A—E.) Water from E derived from a brecciated zone.*

virket på dem. Sparagmittbergartene og kambrosiluren viser en regelmessig oppsprekking som skyldes de kaledonske fjellkjedebevegelsene (folding og skyvning), mens fordelingen av sprekker i grunnfjellet er mer uregelmessig. Sprekkene som fører vann har en begrenset dybde som er bestemt av bergartenes kompetanse til å holde sprekken oppe under vekten av de overliggende masser.

Resultatet av en boring avhenger av om en krysser vannførende sprekker ved boringen.

Oversikt over fjellgrunnen i distriktene og de enkelte boringene som er utført.

På side 13 er gitt en skjematisk oversikt over bergartene i distriktet.

Prekambrium. (Grunnfjell.)

Bh. nr. 1	Romedal	20 m	630 l/time	5 m
» » 2	Hov i Land	65 ¹ / ₂ »	700 »	7 »
» » 3	—»—	37 »	1250 »	-
» » 4	—»—	70 »	2400 »	fullt
» » 5	Trevatn	80 »	500 »	-



Fig. 2. Kambrisk alunskifer ved Fura, Løten. Denne skiferen er »bløt» og tett og gir derfor lite vann.
Cambrian Alumshale, at Fura river, Løten. This shale yields little or no water.

Resultatene er svært variable både når det gjelder dybde og vannføring. En boring kan gi svært bra resultat mens en nærliggende boring gir dårlig resultat. Dette henger sammen med en uregelmessig oppsprekking i grunnfjellet. På fig. 1 er vist (skjematisk) hvordan boringsresultatene kan variere innen et begrenset område.

Sparagmittsystemet.

Brøttum sparagmitt.

Bh. nr. 6 Brøttum	21½ m	900 l/time	fullt
» » 7 Lillehammer	20 »	800 »	3 »
» » 8 —»—	39 »	400 »	1½ »
» » 9 —»—	20 »	120 »	7 »

Oppsprukket sparagmitt (sandsteins-) benker veksler her med tette skiferlag. Sparagmittbenkene er vannførende. Når en borer gjennom de tette skiferlagene og ned i sparagmittbenkene,



Fig. 3. Tynnbenket Orthocerkalk ved Heramb, Ringsaker. Bildet viser benkningen og sprekkesystemene i denne kalken.
Thin bedded and jointed Orthoceras limestone at Heramb, Ringsaker.

vil vannet stige opp i borhullet, ofte over den lokale grunnvannstand. — (Artesisk brønn.) Borhull nr. 9 er ikke ført til tilstrekkelig dybde.

Bh. nr. 6 får vann fra en breksjesone (knusningsone). Mens bergarten rundt omkring er forholdsvis tett, fører denne breksjesonen mye vann. Et høyereliggende myrdrag nord for borhullet dreneres delvis gjennom denne sonen. Det er en rekke kilder (oppkommer) langs sonen nedenfor borhullet, og forløpet av sonen kan på den måten lokaliseres.

På grunn av terrengforholdene står vannet under trykk i breksjesonen og da denne ble truffet ved boringen steg vannet i borhullet opp til dagoverflaten (bh. til høyre på fig. 1).

Birikalk.

Bh. nr. 10 Ring 105 m 300 l/time

»Birikalken« er i øvre del utviklet som en bløt (tett), kalkholdig leirskifer. Bh. nr. 10 er utført i denne øvre delen. Sprekker er sekundært fylt med kalkspat, noe som og kan være en

medvirkende årsak til det dårlige resultatet. Da vannet dessuten var forurenset av svovel og jernforbindelser, frarådes boringer i de fleste tilfellene i Birikalken.

Kvartssanstein. (Vardalssparagmitt og Ringsakerkvartsitt.)

Br. nr. 11 Vardal	50 m	940 l/time	10 m
» » 12 Furnes	30 »	480 »	4 »
» » 13 —»—	49 »	1350 »	10 »
» » 14 Ringsaker	70 »	800 »	4 »

Disse bergartene er gjennomgått av sprekker. Boringene ga som ventet bra med vann. I motsetning til vannet ved de andre boringene er vannet fra kvartssandsteinen »bløtt« (lite kalkholdig).

Kambrosilur.

Mellom- og overkambrium og andre ordovicium.

Mellom- og overkambrium består av alunskifer som utgjør fjellgrunnen i store deler av de bebygde distriktene i Hedmark og Opland. Denne skiferen er svært »bløt« og tett. Den er dessuten rik på svovel og jernforbindelser som forurenser vannet. Boringer frarådes i de fleste tilfellene i denne bergarten. En tidligere boring ved Stange i alunskifer ga ubrukbart vann.

De underordoviciske lagene er av omtrent samme beskaffenhet som alunskiferen. En kalkbank (Ceratopygekalken) er ikke tykk nok til å gi tilstrekkelig vann.

Orthocerkalken.

Bh. nr. 15 Ringsaker	30 m	1000 l/time	fullt
» » 16 —»—	39 »	900 »	6 m
» » 17 —»—	40 »	500 »	8 »
» » 18 —»—	50 »	800 »	fullt
» » 19 —»—	30 »	1800 »	-
» » 20 Hamar	26 »	200 »	4 m

På Ringsaker har Orthocerkalken gitt bra resultater. Kalksteinen er tynnbenket og har utviklet sprekker etter benkningen og vertikalt på den. Disse to sprekkesystemene som er de viktigste, fører vann. Syd for Ringsaker er ikke Orthocerkalken mektig nok til å gi tilstrekkelig vann. Dessuten er midtre del av kalken utviklet som en skifer. Ved boring kommer en der lett ned i underliggende bløt skifer.

Bh. nr. 20 ble ført ned i alunskifer og ga til å begynne med ubrukbart vann. Alunskiferen ble her isolert ved at nedre del av borhullet ble støpt igjen. Boringen kan bare utføres i spesielle tilfelle i Orthocerkalken syd for Ringsaker.

Ogygiocarisskiferen.

Bh. nr 21 Ringsaker 115 m 500 l/time 7 m

Over Orthocerkalken følger Ogygiocarisskiferen som er en bløt (tett), svovelkisholdig skifer. Denne skiferen gir derfor dårlig resultat ved boring, både når det gjelder vannmengde og kvalitet. Boringer i denne bergarten som er utført tidligere på Kolbu, Ø. Toten, og ved Gran, Hadeland, ga lite og forurenset vann.

I bh. nr. 21 ble Orthocerkalken truffet på stort dyp, og vannet ble presset fra sprekker i kalken opp i borhullet. Den vannrette skiferen strekker seg langt under det lokale grunnvannspeil.

Fig. 4 viser skjematisk forholdet mellom boringer som er utført i Orthocerkalk (nr. 15, 16 og 17 (og bh. nr. 21 i Ogygiocarisskiferen.

Mellomordoviciske lag. (Robergia-, Coelosphæridium- og Cyclocrinuslagene.

Bh. nr. 22 Ringsaker	60 m	1000 l/time	5 m
» » 23 —»—	48 »	700 »	fullt
» » 24 —»—	35 »	3500 »	»
» » 25 Nes	45 »	500 »	»
» » 26 Veldre, Ringsaker	41 »	400 »	»
» » 27 Helgøya, Nes ..	60 »	1500 »	10 m
» » 28 —»— ..	56 »	2500 »	18 »
» » 29 Furnes	40 »	ca. 1000 »	?

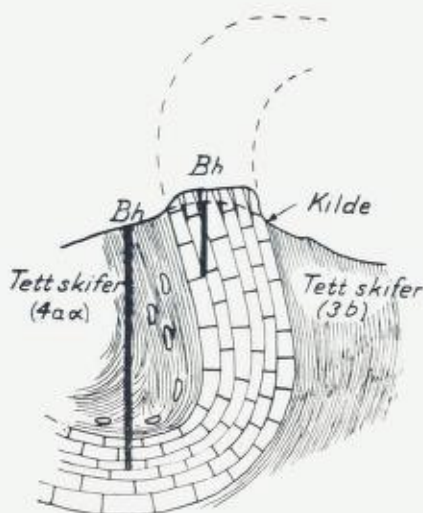


Fig. 4. Forholdet mellom borhull utført i Orthocerkalk (til høyre) og i tett Ogygiocaris-skifer (4 a) til venstre.

Drilling holes carried out in Orthoceras limestone (to the right and moist Ogygiocaris shale (to the left)).

I disse lagene er det en vekslning av sandig skifer og kalksteinsbenker. Lagene er gjennomvatt av små sprekker. I kalksandsteinsbenkene er det utviklet folder og foldningsforkastninger. Det ser ut til at en generelt kan si at vannmengden øker med dybden av borhullet (til en begrenset dybde). Bh. nr. 24 ligger i nærheten av den nordre forkastningssone for horsten på Neshalvøya. Det forklarer det gode resultatet ved denne boringen. Terrengforholdene er svært gunstige ved dette borhullet.

Mjøskalken.

Bh. nr. 30 Nes 35 m 3500 l/time renner over

Mjøskalken er en tykkbenket kalkstein som har utviklet de samme sprekkesystemene som Orthocerkalken. Den ligger som regel i åpne synklinaler. På grensen mellom den oppsprukete kalken og underliggende lag er det et vanntett skiferlag. Dette grenseskiktet er til dels tektonisk betinget. Vann som siver ned gjennom kalken blir stoppet av det vanntette skiktet. På den



Fig. 5. Artesisk brønn (Bh.) i Mjøsalkalk på Nes. Mellom kalken og skiferen under er det et vanntett skiferlag.
Artesian well (Bh.) in the Mjøsa limestone.

måten får en isolert store vannmengder i Mjøsalkalken, med eget »vannspeil« over det normale grunnvannsspeilet i distriktet. På grensen mellom Mjøsalkalken og underliggende skifer er det en rekke naturlige oppkommer (kilder) i Mjøstraktene.

Bh. nr. 30 er boret i midten av en synklinal. I selve Mjøsalkalken er det noen skiferlag som bevirker at vannet står under trykk i de undre kalklagene. Bh. er et eksempel på en artesiske brønn (se fig. 5).

Silur.

Bh. nr. 31 Veldre (Pentameruskalk) 50 m 1380 l/time 20 m

Både kvartsitt (etasje 6) og Pentameruskalk har vel utviklet benkning og oppsprekning. Forholdene skulle derfor ligge vel til rette for boring etter vann i disse bergartene (bh. nr. 31).

Overliggende skifer derimot er til dels tette og vil derfor føre mindre vann.

Permisk rombeporfyr og Brumunddal-sandstein (i Brumunddal).

Bh. nr. 32	Brumunddal				
	(rombeporfyr)	91	m	600 l/time	37 m
Bh. nr. 33	Brumunddal				
	(sandstein)	94 $\frac{1}{2}$	»	400 »	ca. 50 »
Bh. nr. 34	Brumunddal				
	(sandstein)	62	»	500 »	15 »

Disse bergartene er porøse i motsetning til de bergarter som er behandlet tidligere. De er gjennomvatt av flere store

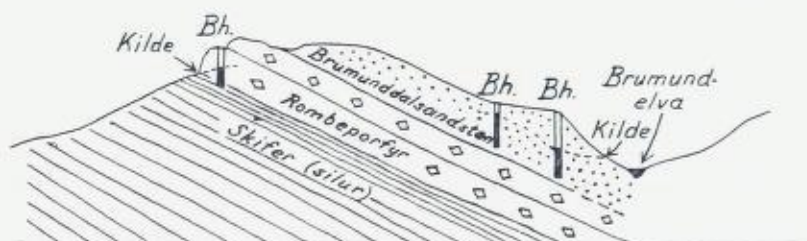


Fig. 6. Skjematisk tegning som viser hvordan geologi og topografi influerer på grunnvannsspeilet (prikkete linjer). Snitt over Bjørgeberget og Brumundelva (ca. S—N).

Schematical drawing, showing how geology and topography affect the water table (dotted lines). Section across Bjørgeberget north of Brumunddal at Mjøsa.

sprekkesystemer. De utførte boringene er et godt eksempel på hvordan terrenget influerer på grunnvannsspeilet og vannføring.

Bh. nr. 32 er utført nær kanten av en bratt skråning (mot syd). Terrengforholdene ved bh. nr. 33 er nesten de samme. Her »tappes« grunnvannet ut i Brumundelva mot nord. Like over denne er det en rekke kilder i skråningen. Bh. nr. 34 ligger ca. 300 m innenfor bh. 33. Grunnvannsspeilet viser en rask stigning fra elva over borehullene (33 og 34).

Fig. 6 viser skjematisk forholdene ved de tre siste boringene.

Avslutning.

Materialet som er lagt fram ovenfor er for mangelfullt til at en kan uttale seg med sikkerhet med hensyn til senere boringer i de samme bergartene, men de gir i hvert fall en pekepinn om hvilket resultat en kan ha lov til å vente seg.

Bebyggelsen og den dyrkede marka er vesentlig knyttet til sparagmitt- og kambrosilurbergartene. Det er derfor gledelig at flere av disse bergartene har vist seg å føre bra med vann. Generelt kan en si at de bløte (tette) skifre (kambrisk alunskifre, underordoviciske skifre og Ogygiocariskifre) gir lite og oftest dårlig vann, mens kalksteinene, sandstein m. m. fører til strekkelig vann. — På kart fig. 7 er de områdene der en kan

regne med dårlig eller ubrukbart boringsresultat gitt tett (mørk) skravering.

Det har vist seg at vannføringen i enkelte borhull øker etter en tids pumping. Bh. nr. 15 (1000 l/time) ga etter et år 1600 l/time.

Summary.

*Report No. 2 from the Archives of Well-Drillings.
Waterborings in the Regions of Lake Mjøsa and Lake Randsfjord. 1950—52.*

A brief report is given on some water-borings carried out at Mjøsa and northern Randsfjord during the last few years is given.

The rocks in the districts in question consist of Precambrian granite and gneiss, Eocambrian sandstone (sparagmite), quartzite and limestone, Cambro-silurian shales and limestones and Permian rhomb-porphiry and sandstone in Brumunddal. Drillings are carried out in the different types of rocks.

The stratigraphic succession of the rocks, their properties and water-yielding capacities are given on p. 13. A geological map of the central district of Mjøsa, and the borings there are shown in Fig. 7. An example of an artesian well near the trough of a syncline of limestone (Mjøsa Limestone) is given (Fig. 5).

As a conclusion one may say that the soft shales yield little or no water, while the brittle quartzites, sandstones and limestones of sufficient thickness are good aquifers.

The Eocambrian rocks ("the sparagmites") and the Cambro-silurian have developed a regular fracture system due to the Caledonian earth-movements, and their water yielding capacities are therefore nearly uniform. The fractures in the Precambrian, however, are less regular and the depths of the drillings in these rocks and the water yields from them are more variable and less certain.

FJELLGRUNNEN OMKRING MJØSA.

ved STEINAR SKJESETH 1953.

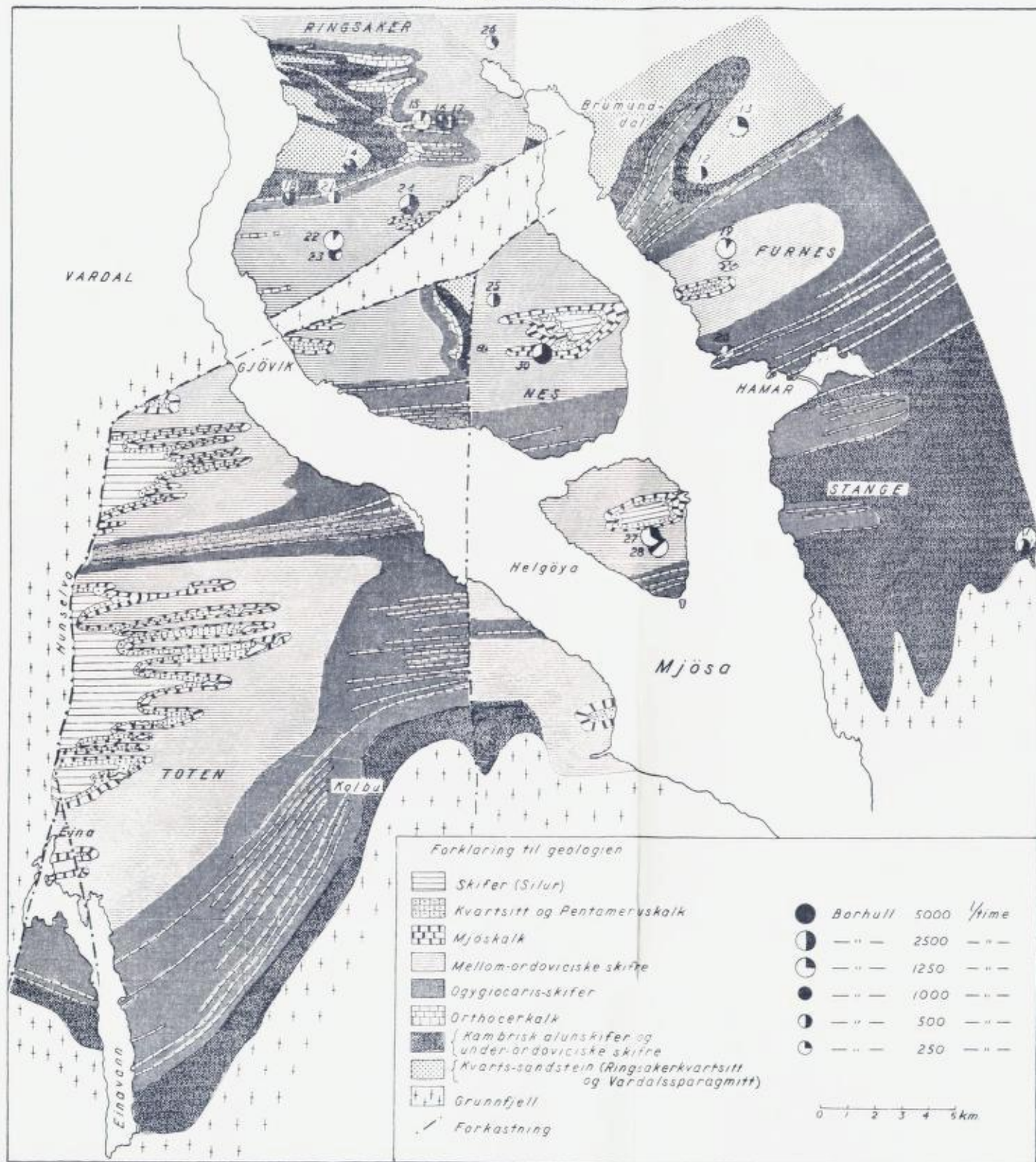
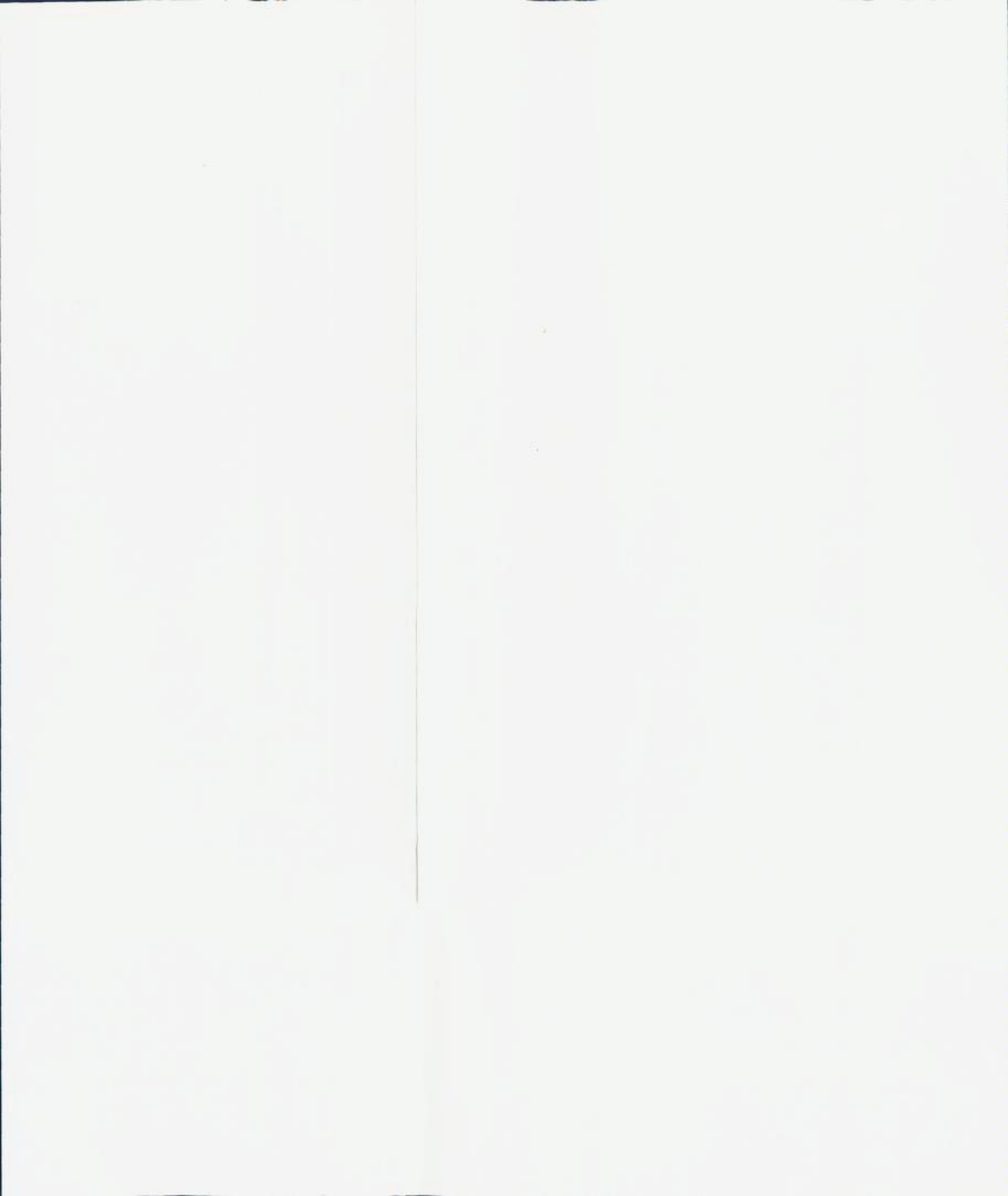


Fig. 7. Geologisk kart over Mjøstraktene.
Geological map of the region of Lake Mjøsa



Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser.

Av

BRYNJULF DIETRICHSON

Med 17 tekstfigurer og 3 plansjer.

Utdrag.

Under kompletterende kartlegging på gradteig F30V Vinstra, som forf. kjenner inngående, samledes i juli 1952 prøver av pseudotachylit i Rutenområdet, Espedalen. De beskrives med illustrasjoner og analyser, og gir anledning til vidtgående hypoteser.

På oversiktskartet fig. 1 betegner nr. 1 en liten pseudotachylitåre som forf. fant i 1941 og beskrev (1945 A, 1945 B), og som foranlediget V. M. Goldschmidt (1943) til å ta opp undersøkelse av materiale han hadde samlet tidligere (Dovre, 1916) og anbefale pseudotachylittenes gåtefulle dannelsesbetingelser til nærmere behandling. Forekomstene nr. 2 og nr. 3 fra 1952 skaffet rikeligere og mere instruktivt materiale enn nr. 1, og også enn tidligere analyserte pseudotachylitter verden over. Nr. 2 forekommer i sterkt metamorf Valdressparagmit, og påvises med overveiende sannsynlighet å være dekomponert og delvis smeltet biotit, utsatt for opphetning til 840° C eller mer. Nr. 3 forekommer i breksiert, mylonitisk jotun-norit og mangerit, har noritsammensetning, viser et fullstendig neovulkansk utseende (pseudo-diabas-porfyr) uten senere metamorf påvirkning. På grunnlag av plagioklasene bestemmes en krystallisasjonstemperatur på minst 1330° C. Det geologiske miljø beskrives inngående, spesielt Valdressparagmitt, idet dens opptreden i Rutenområdet p. gr. av den nesten gneisaktige metamorfose først er definitivt påvist av forf. — 3 atskilte kaledoniske orogene perioder med forskjellige tektonik kan utskilles i dette område, pseudotachylitdannelsen må høre til den siste, Svalbardiske orogene periodes slutfase.

Støttet til beskrivelser av innenlandske og utenlandske pseudotachylit-forekomster, hvor for øvrig ikke betegnelsen

pseudotachylit er konsekvent anvendt (litteraturliste), samt til tidligere og også her dokumenterte eksempler på opptreden av høymetamorf fasies i samme bergarter og samtidig med pseudotachylittene i vårt område, fremholdes at deres dannelse må tilskrives et tillegg av friksjonsvarme under breksiering av på forhånd regionalt opphetede bergmasser. I vårt område må dette ha vært km-tykke skyvemasser av Bergen-Jotunstammens bergarter, som under orogenesene er brakt opp fra dypere nivå og frem mot SE på et underlag som derved og ved isostatisk nedtrykning ble utsatt for regionalmetamorfose. I vårt område betegner pseudotachylittdannelsen en ekstrem utvikling av denne, men det antydes at i Hemsedalsområdet (C. Bugge 1939) har vi rimeligvis kaledonsk, orogen oppsmeltning av større dimensjoner. Det neste skritt blir da å overføre resultatene fra Kaledonidene på eldre fjellkjededannelser. —

Innledning.

Forfatteren har tidligere (1945 A. p. 28) gitt en kort beskrivelse og mikrofoto av pseudotachylit fra skyveplansbreksje innenfor det store anortosit-norit-flak (J. H. L. Vogt brukte, f. eks. i »Sulfid: Silikatschmelzlösungen 1917 betegnelsen »labrador-norit«) som bygger opp Gråhøene — opptil 1440 m o. h. — i Espedalen, Vestre Gausdal og Nord-Fron.

Det var professor dr. Ivar Oftedal, da konservator ved Geologisk Museum, Oslo, som i 1942 elskverdig lot meg mikroskopere mine innsamlinger på sitt kontor der, og da gjorde meg oppmerksom på at min prøve, som i sin helhet gikk med til tynnslip, under mikroskopet kunne identifiseres med prøver av den glassbergart fra Fokstua på Dovre som V. M. Goldschmidt hadde samlet et rikeligere materiale av 1913/14 og oppbevart ved Museet.

Mitt funn foranlediget Goldschmidt (1943) til nærmere omtale av dette materiale. — Tidligere hadde han (1916 A, p. 121) under avsnitt »Postkaledonische Eruptivgesteine im Faltengebirge« bare nevnt, at »Schmale Gänge eines nicht näher studierten glasigen Gesteins finden sich in den metamorphen Schiefen bei Fokstuen, Dovrefjeld.« Imidlertid hadde Goldschmidt under sin landflyktighet i Stockholm i 1943, da han leverte sin oppsats »Friksjonsglass (Pseudotachylit) i fjellkjeden« som foredrags-

referat, ikke adgang til sitt materiale, men nevner at en analyse er utført av ingeniør E. Klüver. Ved henvendelsen til sivilingeniør Emil Klüver, Staten Tollaboratorium, Oslo, fikk jeg opplyst at denne ble foretatt i mai 1942, og han meddelte meg (febr. 1953) velvillig resultat av den fullstendige analyse av »Glassbergart, Fokstua« utført for professor V. M. Goldschmidt. Jeg gjengir den nedenfor s. 59 med normberegning, men anser meg foreløpig ikke berettiget til ytterligere å utnytte Goldschmidts ikke publiserte arbeider, idet jeg i 1942 bare rent tilfeldig fikk kjennskap til at han lot utføre noen mikrofotografier av denne »glassbergart«, og for øvrig ikke er satt inn i hans resultater.

Goldschmidts karakteristikk av »glassbergarten« 1943, er for en stor del gyldig også for det materiale forf. oppdaget under kartlegningsarbeidet for N. G. U. på gradteig F30V Vinstra, juli 1941.

Goldschmidt benevner bergarten »friksjonsglass« og antyder ikke noen annen varmekilde enn friksjonen. I en oppsats i N. G. T. (1945 B, p. 53—69) gjorde jeg oppmerksom på den høy metamorfe faciesutvikling av bergartene i nærheten av pseudotachylit-forekomst nr. 1, og uttalte at en så sterk opphetning av et større område som det der måtte ha funnet sted, krevet en mer regional opphetning av bergmassene enn den som med rimelighet kan tilskrives friksjon under den konstaterte lokale breksiering. Dengang kunne jeg imidlertid ikke finne noen annen varmekilde enn mulige kaledonske intrusioner, og tegnet inn på oversiktskartet fig. 1 de nærmeste forekomster av de nå synlige av disse, nemlig Trondhjemit-ganger. Det samme kart bruker jeg også til denne avhandling som fig. 1. Som det sees ligger de nærmeste av disse Trondhjemitganger over 20 km fra nr. 1, som betegner pseudotachylit-funnet fra 1941. 2 og 3 betegner pseudotachylit-forekomstene fra 1952, som skal beskrives nedenfor. Ellers er det ikke gjort noen forandringer på kartskissen, bortsett fra en mindre korleksjon av bergartgrensen mellom Espedalsvann og Breisjøen, det mindre vann i NW, og inn-tegning av Vinstra kraftanleggs vanntunnel; samt for betegnelsen »Eldre flysj«, hvorom nedenfor. —

Goldschmidt karakteriserte (1943) pseudotachylittenes »dannelsesbetingelser som ennå så gåtefulle at problemet kan

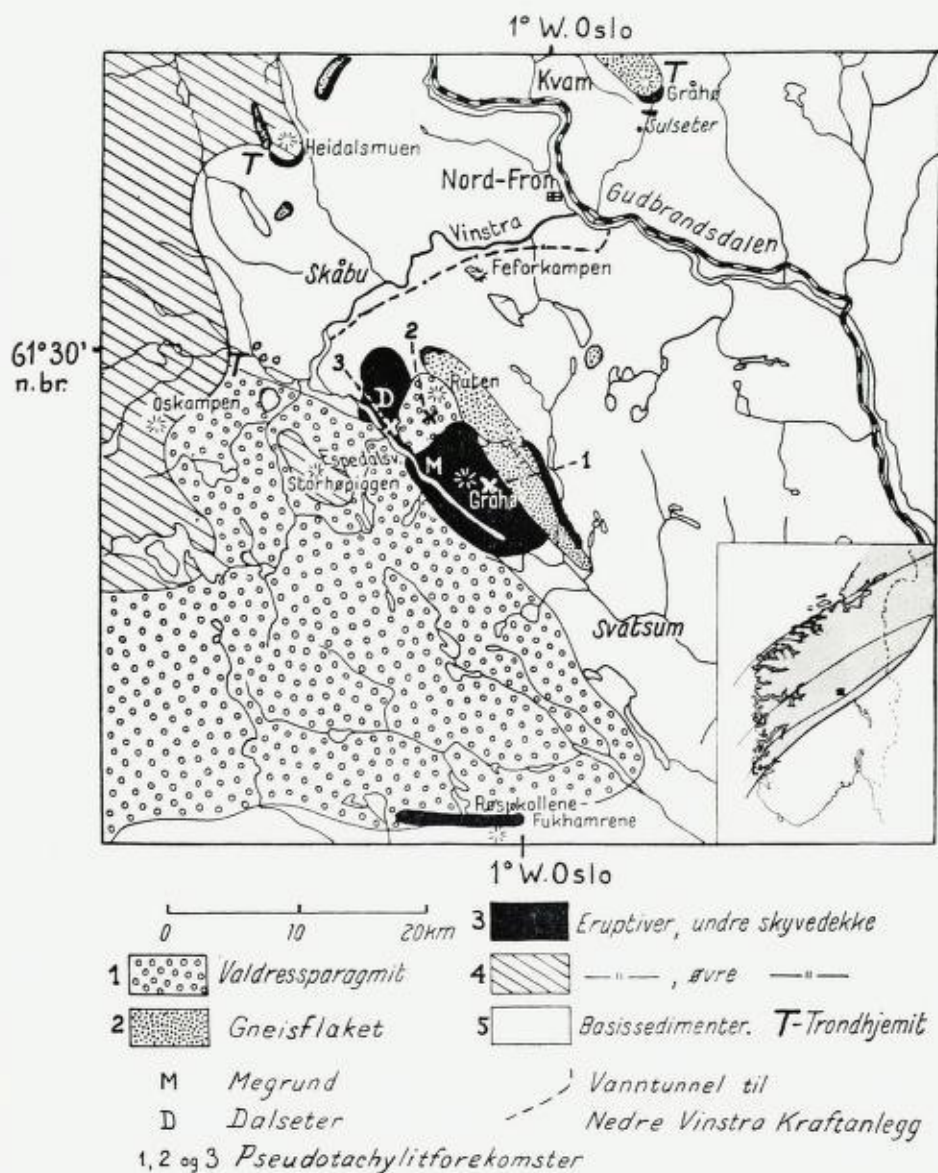


Fig. 1. Geological sketchmap of Espedal and surrounding districts. Scale about 1:570 000. Inset show location of area in Scandinavia and distribution and chief resulting structures of the Caledonides.

anbefales til geologenes oppmerksomhet.« Betydningen av en mere inngående undersøkelse ligger naturligvis i muligheten for å bruke resultatene som »geologisk termometer«. Jeg har derfor under mitt kartlegningsarbeide stadig vært på utkikk etter bedre materiale, men ikke funnet annet lignende pseudotachylit enn en sannsynligvis stedlig løs blokk med svart, tett ultramylonit ved Fisktjernknausen, Valdresflya, på E30 Ø, Sjødalen, (1° 53' W. Oslo, 61° 23½' n. br., 28/7. 1945, tynnslip N° 83-II-45) inntil jeg fant forekomstene nr. 2 og nr. 3 i Espedalen i juli 1952.

Geologisk miljø.

Gneisflaket og undre skyvedekkes anortosit-noritmasser.

På fig. 1 i denne avhandling er det prikkete område betegnet med »gneisflaket«, den samme betegnelse som jeg brukte på berggrunnskart, gradteig Vinstra til N. G. U. nr. 163 (1945 A), mens jeg i avhandlingen 1945 B brukte betegnelsen »Eldre flysj« for det samme område. Som beskrevet i nevnte avhandlinger har det en meget heterogen oppbygning og inkluderer høyst tektoniserte og metamorfe bergarter såvel av sedimentær som eruptiv-krystallin opprinnelse. De sistnevnte er imidlertid kvantitativt så overveiende at betegnelsen »eldre flysj« ikke bør opprett-

←

1. Valdresparagmite: arkoses and conglomerates; light coloured boulders of metamorphic acid rocks of the Bergen-Jotun-kindred, green matrix metamorphic gabbrodetritus; increasing degree of metamorphism from SW to NE as far as the gneiss in Ruten. — 2. Gneiss-nappe: strongly tectonized and metamorphic crystalline rocks of the Bergen-Jotun-kindred with remaining sedimentary rocks, probably Cambro-Ordovician of eugeosynclinal origin. — 3. Lower thrust-nappe: anorthosite-norites of the Bergen-Jotun-kindred, primary structures relatively intact. 4. Upper thrust nappe: Jotunites : Jotun norite, syenite mangerite, hypersthene granites etc. structures often entirely intact. 5. Basement sediments — Cambro-Ordovician of miogeosynclinal origin.

T = Trondhemite dykes.

1, 2 and 3 on map: Pseudotachylytes.

— — — : Tunnel for Vinstra Hydroelectric Power Plant.

Numbers of geological units, presented on map are explained on page 27.

holdes. Etter senere undersøkelser tilhører de Bergen-Jotunstammen, og må nærmest sidestilles med Gjelsviks (1946) »Rudihø krystalline kompleks«, jfr. også kartet til Strands avhandling (1951). Rester av opprinnelig påhvilende sedimenter (»Heidal-serie«? som mest rimelig blir å henføre til eokambrium med nesten kontinuerlig overgang til marin kambrium av eu-geosynklinal lagfølge, jfr. Strand, 1951 p. 16, motsvarende Törnebohms (1896 p. 83). Brekksifergruppe i Trondheimsfeltet, (jfr. også korrelasjonsskjema, Dietrichson, 1950 p. 84). Disse sedimenter som ga anledning til min betegnelse »Eldre flysj« (1945 B) er ført med på et underlag av Bergen-Jotunstammens krystallinske masser, som i gneisflaket er tektoniserte, metamorfe jotunnoritter og mangeritter tildels hypersthengranit (øverst) med anortositmylonit i et smalt bunnlag i NE, forskjellig fra de mer intakte anortosit-noritter i Espedals-Gråhøene lenger SW, som i fig. 1 er betegnet »eruptiver, undre skyvedekke«.

Fordeelingen av bergmassene her står i den nøyeste sammenheng med den isoklinale overfoldning med akser NW—SE av lagpakkene og deres betydelige forskyvning fra NE mot SW, som danner hovedemnet for min avhandling »Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen« (1950). Sommeren 1952 har jeg oppnådd ytterligere klarhet i dette spørsmål ved nye observasjoner, og sammenstillet dem i en preliminær meddelelse hvis trykning er blitt noe forsinket.¹ Et vesentlig forhold av interesse for vårt område, er den *varierte tektonisering og metamorfose* som de forskjellige deler av de samme lagpakker blir utsatt for, alt ettersom de bare er båret frem på ryggen av andre lagpakker, eller de også er blitt invertert, og er kommet under flattliggende lagpakker under skyvning videre mot SW. Det er særlig ved hjelp av en rekke alunskiferforekomster på Vinstrabladet jeg kan dokumentere dette forhold. Metaforisk kunne den varierte tektonisering etter Goldschmidt karakteriseres ved at passasjerene på et jernbanetog (som jo heldigvis som regel kommer frem i god behold) ville massakreres på det forferdeligste hvis toget i sin helhet foldes sammen, tippes over og de kommer under det

¹ Brynjulf Dietrichson: Regular fracture of rocks (the Sialic shell of Earth) due to tectonical stress.

bærende materiel ved videre forskyvning i fartsretningen. Sammenligningen passer særlig på våre isoklinale overfoldninger der det er rent unntagelsesvis at noe av en lagpakke kommer forholdsvis uskadt frem, videre er i behold blant det erosjonen har levnet, og så endelig finnes blottet for overdekning idag. Alle grader av tektonisering forekommer under slike forhold; men i vårt gneisflak har det gått særlig voldsomt, også varmt for seg, under dannelse av ortit-epidot, amfibolit og almandin som i sin tur ble oppknust.

I grensen mellom gneisflaket og eruptiver av undre skyvedekke ved pseudotachylitforekomst nr. 1 i fig. 1 faller lagene steilt mot NE. Gneisflakets masser antas her å representere en invertert pakke av lagete masser, som har avlastet en del av sine høystliggende lag på det undre skyvedekke, som består av anortosit-norit. De avlastede masser skiller seg tydelig ut fra dette, og er inntegnet på detaljkartet fig. 4 til avhandlingen 1945 B og betegnet med fyllit, arkose og jotungranit. Dessuten er pseudotachylitforekomsten nr. 1 avmerket på dette detaljkart. Bemerkelsesverdig er at pseudotachylit ble funnet i grovbreksiert mørk norit, og denne breksiering synes å ha oppstått på grunn av et kraftig trykk fra NW (jfr. 1945 B, p. 61) altså *senere* enn avlastningen av materialet fra den inverterte lagpakke, som kom fra NE.

Vi kan altså her skille mellom 3 epoker av kaledonske over-skyvninger:

1. Den som har bragt det undre skyvedekkes anortosit-norit-masser på sin plass ovenpå forlandets kambro-ordovisiske basissedimenter av miogeosynklinal serie (Strand 1951, p. 13 ff.).
2. Den som ved isoklinal overfoldning fra NE har forflyttet dette med påhvilende sedimenter av eugeosynklinal serie og avlastet masser ovenpå mere intakte deler av det undre skyvedekke i SW.
3. Den som har breksiert og forflyttet skyvemassene i sin helhet, i den kaledonske fjellkjedes hovedbevegelsesretning i vårt land, nemlig fra NW mot SE.

Hvorvidt disse kan korreleres med: (jfr. Th. Vogt 1928).

1. Trondhjems-orogenese
2. Ekne-orogenese
3. Svalbard-orogenese

skal ikke diskuteres nærmere i denne avhandling.

Valdressparagmit og undre skyvedekkes anortosit-noritmasser.

Mens pseudotachylit-forekomst nr. 1 ligger nær grensen mellom det undre skyvedekke og gneisflaket, ligger nr. 2 og nr. 3 nær grensen mellom det førstnevnte og Valdressparagmit (se fig. 1), nr. 2 innenfor Valdressparagmittens sterkt utpressete masser av metamorfe arkoser med gabbrodetritus-grunnmasse og gabbrokonglomerater, nr. 3 i småbreksierte norit.

Identifikasjonen av kvartsglimmerskifer-massene her i Rutenområdet (etter det høyeste fjell Ruten, 1513 m o. h.) på NE-siden av Espedalen, med Valdressparagmit, er nå så definitivt som den kan bli uten fossilfunn, og muligheten for sådanne er, som det vil forstås av nedenstående, uhyre små.

I sin avhandling »Høifjeldskvartsens nordøstlige udbredelse« (1893) gir K. O. Bjørlykke en utmerket petrografisk beskrivelse (l. c. p. 63) av bergarten som han benevner »Rutenfjelds yngre gneis«, men skriver nedenfor siterte i et resyme (p. 73) om Valdressparagmitten som dengang inkludertes i »Høifjeldskvarts« eller »Høifjeldsetagen«; (etter Th. Kjerulf 1879, p. 164). Disse betegnelser ble lenge brukt om den kaledonske flysj, Valdressparagmitten:

»Ved Langfjeldenes dannelse har derefter etagen undergået en betydelig regionalmetamorfose; den mindst metamorfoserede er Dokfjeldstrøgets sparagmit og konglomerat, den mest Rutens gneis«, og så kommer hans fotnote: »Efter de indtryk, jeg fik på min sidste sommerreise (1893), har jeg fået mine tvivl om, hvorvidt Rutens gneis lader sig parallelisere med Dokfjeldstrøkets sparagmit. Sikkert turde det være, at det vanskeligste arbeide i det centrale Norge vil blive at udskille de forskjellige gabbrovarieteteters skifrige grænsefaciesdannelser fra de sedimentære lagrækker.«

Jeg vil ikke nekte at også jeg har hatt mine anfektelser av samme natur som K. O. Bjørlykke, men er nå i den heldige stil-

ling at jeg ved feltfotografier og mikrofotografier ved siden av den petrografiske dokumentasjon kan rydde bort enhver tvil på dette punkt.

I sin berømte avhandling »Konglomeratene inden Høifjeldskvartsen« (1916) bruker V. M. Goldschmidt »Dokkfjellstrøkets sparagmitt« for typebeskrivelse av gabbrokonglomeratene i Valdressparagmitt. Han beskriver og diskuterer også (l. c. p. 16) de sterkt metamorfe forekomster på SW siden av Espedalsvann med den innviklede tektonik, men befatter sig ikke med forekomstene på NE-siden av samme d. v. s. »Rutenfjeldets yngre gneis«. Men gjemt er ikke glemt: »— — — det vil kunne utredes ved en mere detaljeret karttegning, hvortil rektangelbladet Espedalen vil gi et fortrinlig topografisk underlag« (l. c. p. 16). I 1941 het kartbladet F30V Vinstra, og jeg ble sendt.

Jeg har tidligere (1950, p. 113) på en rekke steder sitert Goldschmidts petrografiske undersøkelser fra Dokkfjellstrøkets typeområde, og skal her bare nevne det han på flere steder konstaterer, at de lyse, granitoide rullestener, som overalt i feltet fremtrer så karakteristisk i den grønne grunnmasse av gabbrodetritus, »viser i de fleste tilfælder mere eller mindre sterk presning, som er ældre end indleiring i konglomeratet« (l. c. p. 23). Videre må nevnes den meget alminnelige bestanddel av gabbrokonglomeratets grundmasse — »en lys rødlig eller farveløs granat« — »utvilsomt klastiske bruddstykker« — »åpenbart dannet før indleiringen i konglomeratet« (l. c. p. 18). M. h. t. gabbrorullestenenes og gabbrodetritus' hjemsted finner Goldschmidt at saken er klar i Dokkfjellstrøket: alle typer fra de stedlige gabbroområder (Fukhammer-Røsjøkampen) er kjent, derimot konkluderer han med at spørsmålet om granitrullestenenes hjemsted ikke kan besvares med sikkerhet.

Her kan jeg nå komplettere Goldschmidt, ved å presentere mikrofotografier av gabbrokonglomeratets granitoide rullestener fra området tett ved Espedalsvannet på SW-siden, like overfor Rutenområdet. (Mikrofoto fig. 2 og fig. 3). De viser umiskjennelige relikte jotunpertitter med avkalket i plagioklas, samt oppknust, kloritisert granat, som ikke finnes i konglomeratets grunnmasse her, men altså som klastiske bruddstykker i Dokkfjellstrøket konglomerat. — Dessuten vises mikrofoto fig. 4 av

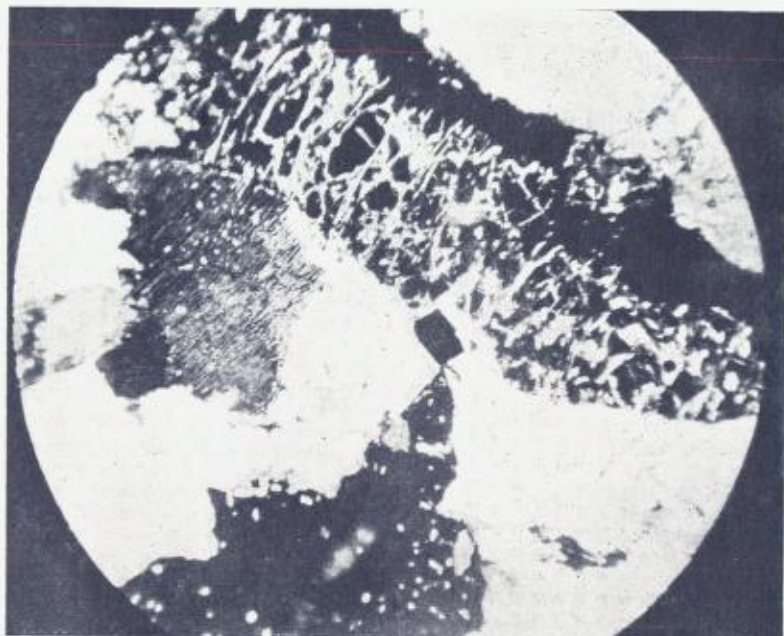


Fig. 2. Tynnslip nr. 6—1—F30V. Fot. forf. $\times 50 + n$.
Prøve nr. 86 F30V, 2/8 1952 — av 35 cm lang granitoid rullesten i Valdres-
sparagmittens gabbrokonglomerat, Stylskarkampen, Espedalen.
*Thin section of an elongated boulder in the gabbro conglomerate of the
Valdresparagmite, Stylskarkampen, SW of Espedalsvann.
(1° 10' W Oslo, 61° 23' N.)*

*Garnet with core of monoclinic pyroxene. (latter not visible in photo-
graph). tectonised and chloritised in orogeny 2 (Ekne). Also decalcified
Jotun-micropertite and small pseudomorph of hematite (after pyrites)
towards middle of photograph.*

V.M. Goldschmidts egne tynnslip B. Dv. II-nr. 14 av hans prøve fra SE-enden av Dokkvann: granitoid rullesten, upresset etter innleiringen i Dokkvannskonglomeratet. Den viser karakteristisk finspindlet jotunpertit (her ike avkalket, så den sees v. hj. av forskjellen i lysbrytning tydelig i parallelt polarisert lys.)

Forklaringen av det hele forhold blir da som følger:

Den orogene fase nr. 2 (Ekneorogenesen) i vårt område ble innledet ved regional foldning av lagpakken med akser NW—SE, så der ble dannet et utpreget relief med antiklinaler og syn-

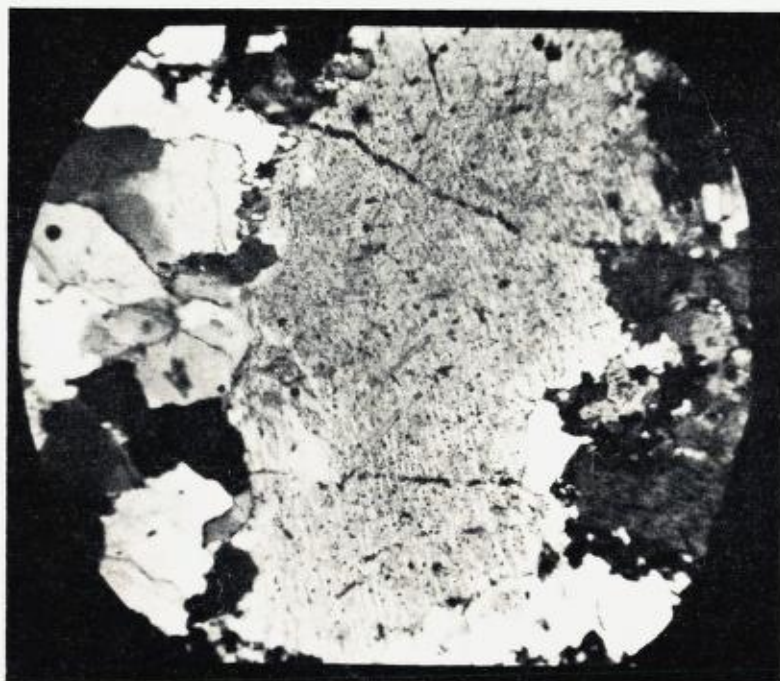


Fig. 3. Tynnslip nr. 15—I—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 50 + n$.
Prøve nr. 56 F30V 22/7 1952 av granitoid rullesten i Valdressparagmittens
gabbrokonglomerat «972 m høyden» Vænlien, Espedalen.

*Thin section of granitic boulder in the gabbro conglomerate of the
Valdressparagmite, "972 m hill" Vænlien, S of Verket, Espedalen
1° 13½' W Oslo 61° 25' N.*

*Decalcified Jotun-micropertthite in the boulder of metamorphic
Jotun-granite.*

klinaler i denne retning. Dette relief skapte forutsetninger for en kraftig erosjon med avsetning av arkoser («sparagmit») og konglomerater, tildels fanglomerater, i de NW—SE løpende dalstrøk, som rimeligvis var utarbeidet langs antyklinalene. Den utpregete erosjonsdiskordans konstateres regionalt i det sentrale Norge (Strand 1951, p. 34—35). Men samtidig skred den isoklinale overfolding fra NE videre frem mot SW, Valdressparagmittens fikk sitt detritusmateriale fra de for det meste sterkt tektoniserte skiver av det undre eruptivskyvedekke, med opprinne-

lig påhvilende sedimentserier, for de para-autochtone områders vedkommende med Mellsennavdelingens sandstenspakker på toppen, som under erosjonen ble redusert eller fjernet. Eruptivskyvedekkets undre »lag« (skiver) er levnet i Espedalens anortosit-norit, men dets øvre »lag« (skiver) besto av mangeritiske og granitiske ledd av Bergen-Jotun-stammens masser, som vi i dag har representert i gneisflaket, og i de granitflak som er veltet oppå — avlastet — på anortosit-norit-underlag langs Espedals-Gråhøenes NE-helling (jfr. fig. 4, Dietrichson 1945 B) sammen med sedimentrester.

Det meste av Valdressparagmittens lagpakker ble »overkjørt« av de mot SW fremskridende masser, og altså tektonisert forholdsvis nær den daværende overflate, slik som påvist av Goldschmidt (1916 B) Dokkfjellstrøket som ligger lengst mot SW ble relativt skånet. Forholdet ble tilsløret ved den — iallfall i her omhandlede strøk — *korte men voldsomme* bevegelse fra NW mot SE, under vår overskyvningsepoke nr. 3 som later til å ha omfattet hele skyvedekket ned til hovedskyveplanet på basis-sedimentene.¹ En naturlig forutsetning for en langstrakt, jevn overskyvning av store masser synes et utjevnet relief med gode smøre-horisonter som alunskiferen på det subkambriske peneplan å ha dannet ved orogenese 1, mens relieffet under orogenese 3 (Svalbardorogenesen?) sikkert bød sterkere motstand og friksjon også fordi de beste smøre-horisonter var bortslitt under tidligere bevegelser. —

Beliggenhet og topografi i relasjon til tektoniske retninger.

Rutens gneis = Valdressparagmit.

Adkomsten til pseudotachylitforekomstene nr. 2 og 3 er lettest fra Megrund-grenda, (M på kartet fig. 1), som vel har navn etter grunnene litt NW for midten av det 12 km lange og opptil 1/2 km brede Espedalsvann, 717 m o. h. Dalrennen fortsetter mot NW og WNW, først med den 5 km lange Breisjøen,

¹ Etter all sannsynlighet er det dette preg av korte »forskyvninger« som allerede K. O. Bjørlykke konstaterte som et så gjennomgående trekk at han konkluderte med (1905, p. 13) å forkaste overskyvningshypotesen i de norske Kaledonider.

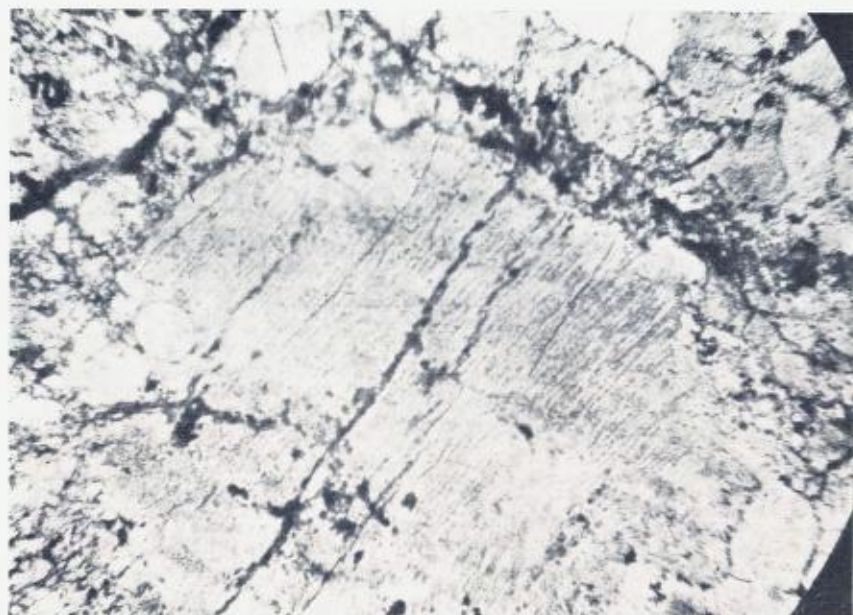


Fig. 4. Tynnslip B. Dv. II nr. 14 Geol. Museum, Oslo. Fot. B. Mauritz $\times 80 \pm$ lys. Prøve V. M. Goldschmidt Geol. Museum, Oslo, mrk.: »Rullesten i diabaskonglomerat SE ende av Dokkvann«.

Jotun microperthite in boulder from Gabbro conglomerate in Valdres-sparagmite of the Dokkfjell area.

(som dog ikke er bredere enn Espedalsvann), 708 m o. h. og så renner den 1 km lange Espa fra denne ut i den sydlige delen av Olstappen 646 m o. h., hvor også Øvre Vinstras vannmasser kommer ut, etter først å ha fått tilskudd fra Slangen 653 m o. h. Det er tallrike vidnesbyrd om at Øvre Vinstras vannmasser fulgte Espedalen og Gausdal inntil de, rimeligvis under avsmeltningen av siste isdekke, brøt seg vei gjennom Skåbus mektige morenemasser og tok løpet mot NNE, til Kvikne, hvor de av mer motstandsdyktige lagpakker ble tvunget i en skarp sving mot E til utløp i Gudbrandsdalslågen ved nåværende Vinstra stasjon. Disse retninger — også hele Espedalens retning NW—SE er betinget av overskyvningstektonikken, i første rekke av den isoklinale overfoldning under orogene periode nr. 2 med foldningsakser NW—SE til WNW—ESE, og den lovmessige oppsprek-

ning av bergmassene NNE—SSW omtrent vertikalt d. e. loddrett på foldningsaksene og overfoldningsplanene.¹ Tydelig vidnesbyrd om skyvning fra NW mot SE under den orogene periode nr. 3 sees især over viddenivået ca. 1 000 m o. h. og i selve hovedskyveplanet mot basis-sedimentene.

De storslagne ingeniørarbeider som for Nedre Vinstra er utført til utnyttelse av Vinstras vannmasser bl. a. ved en 23½ km lang tunnel med 33 kvm tverrsnitt, og som for Øvre Vinstra nylig er begynt, skaffer geologene en mengde nye snitt i bergmassene der kartlegningsresultatene kan verifiseres. Samtidig omskaper de disse tidligere avsidesliggende bygder, kommunikasjonsmessig, økonomisk og kulturelt. De mange gode turisthoteller og fjellstuer gjør vårt felt tilgjengelig selv for de mest forvente reisende. Tre »fjellstuer« ligger ca. 900 m. o. h. ved Dalseter (D på fig. 1) ca. 7 km NW for våre lokaliteter. Espedalen var i den norske turisttrafikks barndom hovedveien til Jotunheimen, og etter åpningen av den nye bilvei langs Espedalsvann og Breisjøen med rutebiltrafikk fra Lillehammer til Skåbu blir den det sikkert igjen. Som det vil forstås er det meget å se her i Jotunheimens forgårder både for geologer, geomorfologer og andre.

Fig. 5 viser utsikten fra Gammelseter ca. 850 m. o. h., et par km SE for Megrund på Espedalsvannets NE-side, sett mot NW, med steile anortosit-norit-flåg til høyre, Espedalsvannet 150 m lavere med Grasgardliseter på SW-siden. Bakom denne sees Vænhø-ryggen bestående av sterkt tektonisert og metamorf norit, som først under mikroskopet identifiseres med Espedals-noriten: den har i motsetning til den sistnevnte vært utsatt for »overfoldningstektonisering« fra NE (orogenese 2). Den markerte høyde i samme retning er »972 m høyden« W for Vænli-seter med Valdressparagmittens gabbrokonglomerat som altså har fått sin detritus og rullestener fra de overfoldete eruptivlagpakker (jfr. tynnslip fig. 3). Lenger bakom sees Agnsjøhø—Storhø-

¹ Den regionale, dyptgripende karakter av tektoniseringen under orogenese 2 fremgår mot SE av K. O. Bjørlykkes beskrivelse til rektangelbladet Gausdal (1893) der bl. a. NNE-lig, loddrett oppsprekning av Elstadparagmitter omtales (p. 6) se forøvrig: B. Dietrichson: »Regular fracturing . . . etc.«

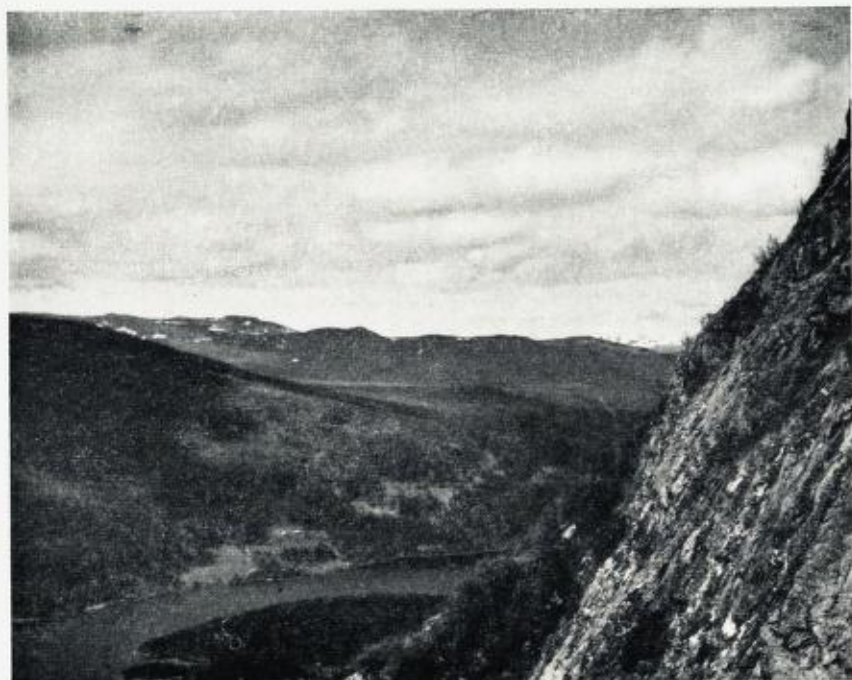


Fig. 5. Forklaring i teksten.

View from Gammelseter (near Megrund) towards the North West showing anorthosite-norite in the right foreground. Espedalsvann stands 150 metres lower down. Ridge of tectonized anorthosite. Behind the ridge stands gabbro conglomerate (fig. 3) forming a hill 972 metres high. Further behind appears the front of the upper nappe of the Bergen-Jotun series with the main Jotunheim mountains in the distance.

komplekset som tilhører det her lite pressete øvre skyvedekke med Bergen-Jotunstammens bergarter av Mangerit-Jotunit-karakter, som tydelig er skjøvet fra NW under orogenese 3. I den fjerne bakgrunn ruver »Storfjelli«, hovedmassene av samme i det sneklede Jotunheimen.

Pseudotachylit-forekomst nr. 2.

Fra Megrund ved Espedalsvannet har man 350 m stigning langs en 1 km lang setervei til viddennivået her ca. 1100 m o. h. Dette danner en vid, flat fjelldal mellom Espedals—Gråhøene



Fig. 6. Forklaring i teksten.

Gabbro conglomerate in Valdressparagmite showing boulders drawn out in the direction N 50° E and dipping steeply to the NW.



Fig. 7. Presset konglomeratblokk i Ryta, Rutens NW helling.

*Valdressparagmite conglomerates in the stream Ryta, north of Ruten
1° 12' W Oslo, 61° 28' N.*

med anortosit-norit i ESE og en omtrent 2 km N—S løpende rygg av presset Valdressparagmit med konglomerat i W som topper seg i Sprennpiggen 1327 m o. h.). Den ligger et par km fra Rutentoppen (1513 m o. h.). Sprennpiggen er gjerne målet for formiddagstur og Rutentoppen for »dagstur« for Dalsetergjestene.



Fig. 8. Del av blokken — til høyre i fig. 7.
Close-up of a portion of the Valdresparagmite shown in Fig. 7.

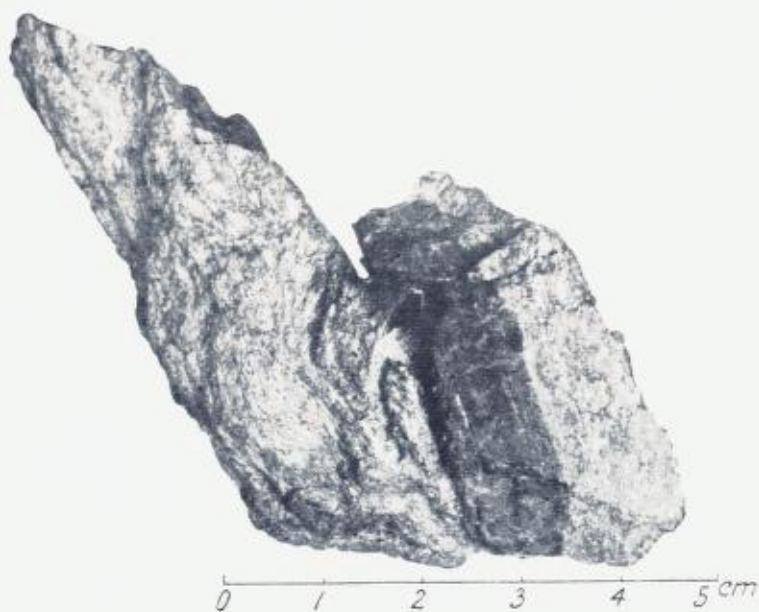


Fig. 9. Stuff-fotografi av pseudotachylitgang nr. 2 — prøve nr. 13.
Pseudotachylite, dyke no. 2, sample 13, in Valdresparagmite.

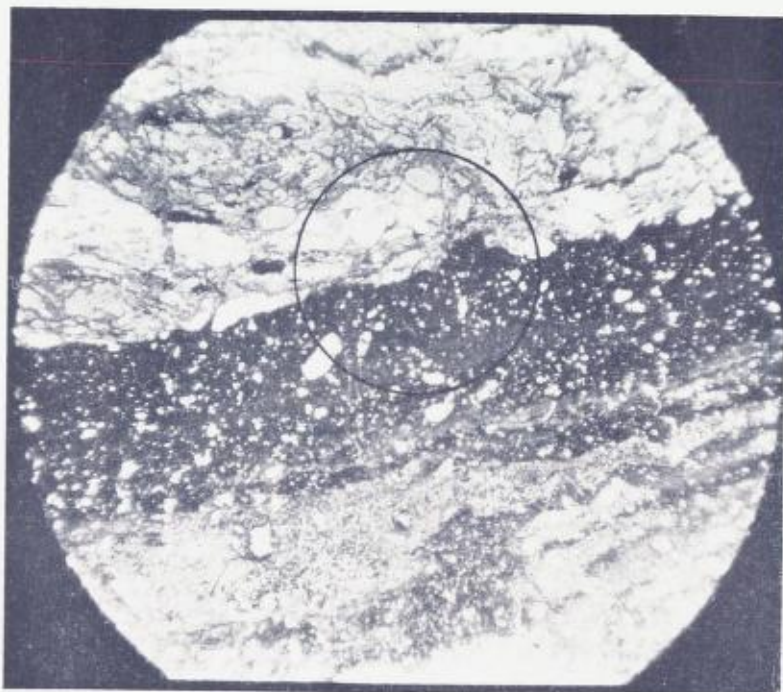


Fig. 10. Tynnslip nr. 1—1—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 12 +$ lys.
Prøve nr. 13—F30V 7.7—1952.

Photomicrograph of pseudotachylite (sample No. 13) in Valdressparagmite. $\times 12$, Plane Polarized light. Circle shows area covered in Fig. 11.

Den vide fjelldalen er dekket med løsavleiringer, og Sprenna — om sommeren en ubetydelig bekk, avløp for en gruppe vann, Sprenntjernene, — slynger seg bortover »vidda« før den styrter seg — forbi ørnereir — ned i Botn ved Espedalsvannet ca. 300 m lavere. NW for toppen ca. 950 m o. h. står tektonisert Valdressparagmit, — SE og under, anortosit-norit-mylonit, skilt fra Valdressparagmitten ved en ca. 50 m mektig skyvesone, fallende mot NW.

Fig. 6 viser presset gabbrokonglomerat i Valdressparagmit med strøk $N50^{\circ}E$, her steilt fall mot NW, sett mot NE i Sprennas bekkedal 1075 m o. h. For å rydde bort enhver skepsis m. h. t. »Rutens yngre gneis« resp. »Kvartsglimmerskiferens« identitet med Valdressparagmitten og dens gabbrokonglomerat, tar jeg

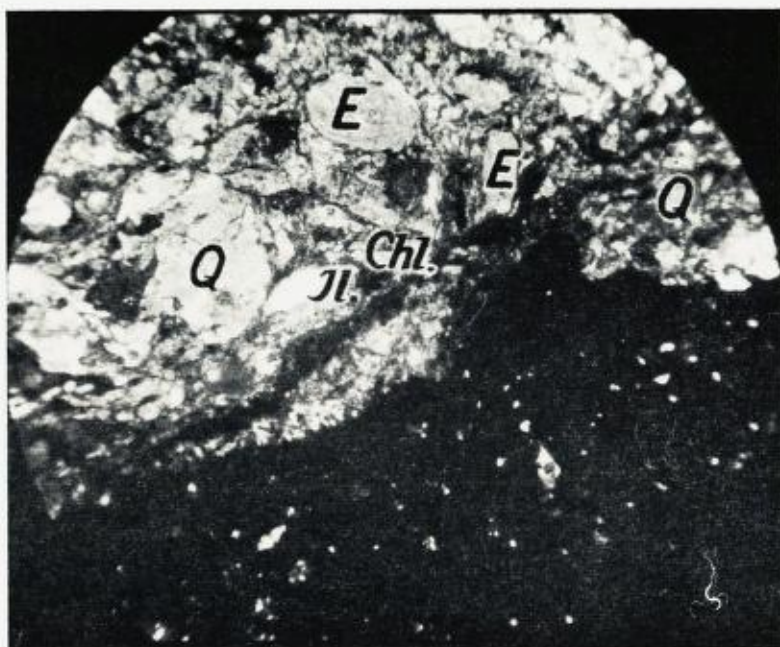


Fig. 11. Tynnslip nr. 1—1—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 50$, + n.
Prøve nr. 13 F30V 7/7 1952.

*Close-up showing constituent minerals of Valdresparagmite
(Q = quartz, E = epidote, Chl. = chlorite, Il. = iron ore.)
 $\times 50$. Crossed nicols.*

med et feltfoto (fig. 7) av en lokalitet, Ryta (-bekken) i Rutens NW-helling ca. 1100 m o. h. NE for Sprennpiggen, samt fig. 8 foto av stoff slåt lengst til høyre på blokken fig. 7. I snitt tvers på skifriheten ser bergarten ut som jeg har vist i fig. 2 og fig. 3, p. 56—57 (1945 B). Den er klistret og utgnidd under inversjon på underlagets anortosit-norit.

Den vide fjelldalen er tydelig utmodellert etter skyvesonen mellom den underliggende anortosit-norit og Valdresparagmitens paraautoktone arkose. Fra en enkelt lokalitet her, har jeg tidligere (1945 A, fig. 12, p. 35) vist tynnslip av denne med relativt godt bevart kornstruktur. I ryggen nordover mot Sprennpiggen står derimot meget sterkt utpresset grovere arkose og konglomerat, disse mere kompetente lag er meget hårdere

medtatt under forskyvningene, sannsynligvis først under orogenese 2 — overfoldning fra NE, og siden under orogenese 3, den voldsomme, dyptgripende men kort skyvning fra NW. Foruten ved tektonikken sannsynliggjøres dette forhold som vi skal se ved pseudotachylittens petrologi.

Det var under oppstigning langs ryggen nordover mot Sprengpiggen jeg fant prøve nr. 13 — F30V — 7/7 1952, som jeg etiketterte »cm bred gang av svart, tett pseudotachylit ? i arkose«. En av prøvene er fotografert i stoff fig. 9. Ved min retur til Oslo i sept. fikk jeg straks utført tynnslip nr. 1—1—F30V—1952, som bekreftet min formodning. Et mikrofoto gir oversiktsbilde fig. 10 ($\times 12$) samt samme fig. 11 ($\times 50$). Senere fikk jeg tynnslip nr. 29—1—F30V, utskåret av den fotograferte stoff fig. 9, og av det samme tverrsnitt av den 10 m/m brede gang, ble der tatt ut analyseprøve. Analysen utført ved N.G.U.'s kjemiske laboratorium av sivilingeniør Brynjolf Bruun, dat. 11/12 1952, gjengis her med CIPW normberegning: av Prøve nr. 13—F30V 7/7—1952:

Tabell 1.

	Vekt%	Kation %	Ap	li	Mt	Or	Ab	An	Hy	C	Q
SiO ₂	54.08	52.5	-	-	-	36.3	0.9	2.2	7.8	-	5.3
TiO ₂	1.52	1.1	-	1.1	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	15.76	18.0	-	-	-	12.1	0.3	2.2	-	3.4	-
Fe ₂ O ₃	4.99	3.6	-	-	3.6	-	-	-	-	-	-
FeO.....	4.77	3.8	-	1.1	1.8	-	-	-	0.9	-	-
MnO.....	0.05	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO.....	4.77	6.9	-	-	-	-	-	-	6.9	-	-
CaO.....	1.40	1.5	0.4	-	-	-	-	1.1	-	-	-
Na ₂ O.....	0.16	0.3	-	-	-	-	0.3	-	-	-	-
K ₂ O.....	9.72	12.1	-	-	-	12.1	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.22	0.2	0.2	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O = 110° ..	0.34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O + 110° ..	2.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	99.86	100.0	0.6	2.2	5.4	60.5	1.5	5.5	15.6	3.4	5.3

Sp.v. ble også bestemt av Brynjolf Bruun til 2,81. Videre utførte jeg sammen med ham med liten permanentmagnet uttrekning av sterkt magnetisk stoff, sannsynligvis magnetitt, i analysepulveret, (som var under 40 mesh).

Niggli molekylarverdier for nr. 13:

al	29	si	175	k	0,98
fm	46			mg	0,48
c	5			Qz	+ 407
alk	20				

K₂O innholdet på nær 10 % er iøynefallende, og forekommer sammen med det høye innhold av femiske mineraler ikke i noen frisk eruptivbergart. En lignende sammensetning har jeg heller ikke funnet i Washingtons tabeller over omvandlede bergarter.

Det var *Shand* (1916, p. 199) som foreslo betegnelsen *pseudotachylit* »in recognition of the fact that these rocks have a great similarity to *tachylyte*, (No. 387 = basalt-glass Trøger, 1935), also that such rocks have been mistaken for trap and tachylyte in Scotland and India as well as in South-Africa», og ga en beskrivelse av forekomstene ved Vaalelven i Oranjeristatet. I alle de 3 typer han adskilte ved mikroskop-undersøkelse, nevner han magnetit i små oktaedre eller som »skyer« (p. 206), og forklarer dens dannelse (p. 208): »In view of the evidence of high temperature shown by the melted felspar, this becomes intelligible: »biotite is decomposed by moderate heat, and its decomposition has furnished the abundant magnetite of the base of the rock.« Sin kunnskap herom synes *Shand* å ha fra *V. M. Goldschmidt*,¹ idet *Shand* i sin lærebok (1949, p. 61) angir biotittens spaltningstemperatur til 840°C »eller mer«, under henvisning til *Goldschmidt* (1911), som ved petrografisk undersøkelse av lavabergarter fra Nordvest-Spitsbergen i prøver innsamlet av *Hoel* og *Holtedahl* (1911), konstaterte at biotit i granitineslutninger i basiske lavaer, var spaltet under dannelse av et brunt glass og magnetit, og verifiserte dette ved glødeforsøk med samtidig innsamlet prøve av den friske granit fra feltet. (*Goldschmidt* l. c. p. 13.)

Det lå etter ovenstående nær å undersøke om *pseudotachylit* nr. 2 vesentlig representerer oppsmeltet biotit, så meget mer som jeg tidligere (18. august 1941) hadde samlet prøve av nesten nevestore biotitaggater i tynn kvartsgang på *Ruten-*

¹ Jfr. for øvrig også *Winchell* (1933, pp. 275—276).

toppen i utpresset Valdressparagmit.¹ Kvartsgangen er av den vanlige type epiorogene kvartsganger og linser som opptrer i området tektoniserte lagpakker, især i basissedimentenes fyllitt, og som forøvrig finnes i alle overskyvningsstrøk. Biotitkvartsgangen i Ruten oppfattes som epirogen etter orogenese 2, som et biprodukt ved den gabbrodetritusførende Valdressparagmits metamorfose. (Under denne orogenese ble anortit i jotunpertitene avkalket, granat dannet (fig. 2 og 3), jfr. Goldschmidts klastiske granat i gabbrodetritus fra Dokkfjellstrøket.)

Biotits sammensetning er som kjent ytterst varierende. Hintze (2. Bd, 1897, p. 576 ff.) oppfører henimot 200 analyser med K₂O innhold fra noen få til over 10 %. Winchell oppfører (Part. II 1951, p. 373) den alm. formel K₂(OH)₄(Mg, Fe, Al)₆(Si, Al)₈O₂₀ og empiriske formler for »biotitsystemets«: flogopit, eastonit, siderofyllit og annit, med henholdsvis 11,3, 9,8, 9,2 og 9,1 % K₂O respektive 43,2, 31,7, 30,0 og 35 % SiO₂. Vår pseudotachylit-analyse synes nærmest å svare til biotit-sammensetning mellom flogopit og annit, når der foretas fradrag for kvartsbiter m. m. i glassmassen — hvorom nedenfor, mens bestemmelsene i Ruten-biotitten svarer til annit (Mg, Al og Fe er ikke bestemt).

Betrakter vi nå nærmere mikrofoto fig. 10 (× 12) sees glassmassenes strømningsstruktur med lysgrå, lys brune og opake bånd, som danner gangens randsoner. I alle bånd er der mer og mindre resorberte fragmenter, hvorav en hel del ved sterkere forstørrelse identifiseres som *kvarts*, for det meste med forstøvet randsoner. I de lysbrune bånd sees korsformede krystallskjeletter delvis ørsmå oktaedre som må være *magnetit*. I de opake bånd sees en del hematitkorn. Sidestenen (fig. 11) viser

¹ Denne forekomst har jeg nevnt (1950 p. 104) idet jeg fikk bestemt biotittens innhold av Rb₂O spektrografisk til 0,045 %. 30. mars 1953 fikk jeg resultatet av flg. bestemmelser — i biotit-prøven, utført ved N. G. U.'s kjemiske laboratorium:

SiO ₂	36,11 %	} bestemt ved flammefotometer.
Na ₂ O	0,40 »	
K ₂ O	8,40 »	

Resultatet gir tydelig indikasjon på, at det er en lignende biotit som var råmaterialet til pseudotachylit nr. 2.

relikt klastisk struktur med oppknuste, linseformige kvartsrullestener, avkalket plagioklas, epidot, klorit, litt ertsmineral d. v. s. den vanlige metamorfe gabbrodetritus i Valdressedparagmittens NE-område.

Fig. 1 — Plansje I er mikrofoto ($\times 12$) av tynnslip nr. 29, utskåret av gangen som sees på fig. 9. På samme sted er analyseprøven tatt. Gangen er ca. 10 mm bred, har utpreget strømingsstruktur med lysgrå, lysbrune og opake bånd, de siste $\frac{1}{2}$ —1 mm brede, på hver side.

Fig. 1 ($\times 160$) Plansje II er mikrofoto av det rektangulære utsnitt merket på Pl. I. Her sees de korsformige magnetitkrystallskjeletter i de lysbrune bånd. I fig. 2, Plansje II er det avmerkede rektangulære parti på fig. 1, Pl. II forstørret til $\times 550$. Som det sees er størrelsesorden for aksekorsene 0,01 mm. Til høyre på fig. 1 Pl. II i lysgrå bånd er det ikke krystallskjeletter men en vrimmel av magnetitoktaedre av tversnitt 0,001 mm (1 μ) som sees tydelig med immersjonsobjektiv ($\times 1200$). Krystallskjelettene er bygget opp av oktaedre av denne størrelsesorden. Magnetitkrystallene ligger tildels i lange, smale striper, som kan være pseudomorfoser etter biotitblader.

De mer og mindre resorberte lyse fragmenter består for det meste av undulerende kvarts, enkelte plagioklaskorn sees også. Etter CIPW-normen er $Q = 5,3$, ved integrasjonsbord fant jeg 18 % lyse fragmenter og 82 % grunnmasse. For å få et skjønn over grunnmassens sammensetning brukes normens tall på følgende måte:

Ap+Il+Mt = 8,2 %	Or = 60,5 %
C = 3,4 »	Ab = 1,5 »
Q = 5,3 »	An = 5,5 »
16,9 %	67,5 %
	Hy = 15,6 »
	Grunnmasse: 83,1 % med 81 % feltsp. og 19 % Hy

Feltspatkomponenten består av 90 % Or og 10 % $Ab_{20}An_{80}$. Det må antas at dens smelte- og krystallisasjonsforhold ikke avviker vesentlig fra slik vi etter Bowen m.fl. kjenner dem (Barth 1952, p. 98) d.v.s. inkongruent smelting av $KAlSi_3O_8$ ved $1150^\circ C$

ved 1 atm. »Frikjonsglasset« må imidlertid være dannet under trykk, som f. eks. i $1\frac{2}{3}$ km dyp er 500 atm. Stresset kan antagelig lokalt nå større høyde enn det statiske trykk. Videre må der tas hensyn til H₂O-innholdet som i analysematerialet var over 2 %. Høyt trykk og H₂O-innhold betinger nedsettelse av temperaturen for smelteområdet (og oppmykningsområdet, noe som manifesterer seg i skyveplansbergartene, f. eks. i de utpresete konglomerater, som diverse fotos fra vårt område viser).

Under henvisning til de av Barth publiserte diagrammer for »tørr« og »våt« smelting under trykk av KAlSi₃O₈ (l. e. p. 98) supponeres en temperaturnedsettelse til under 1120° C av smelteområdet for vår glassmasses feltspatkomponent.

Hypersthenkomponenten med 88,5 % MgSiO₃ og 11,5 % FeSiO₃ (altså egentlig broncit) smelter også inkongruent ved 1 atm. (Barth 1952, p. 107.) Sannsynligvis må også her regnes med temperaturnedsettelse av smelteområdet ved høyt trykk og H₂O innhold. Supponeres også her en nedsettelse på 30°, kommer vi til 1085° for vår hypersthenmasses begynnende smelteområde.

Kvartsbitene i glassgangen er åpenbart fragmenter av kvartsgangen med biotit, og kvartsen har ikke vært smeltet ved de temperaturer vi har hatt (smlg. Barth 1952, p. 92). Ved de trykk vi sannsynlig kan regne med (500—1000 atm.?) må den pre-eksisterende lav- og høy-kvarts ha vært nær omdannelsesgrensen mot tridymit. Større betydning for resorbsjonsfenomene som iakttas i kvartsbitenes randsoner i tynnslipene, tør massens H₂O innhold (i analysen vel 2 %) ha hatt.

De forskjellige fargede bånd i vår prøve er interessante, idet de lysgrå med salisk masse må være stivnet (resp. krystallisert) først, de lysbrune med mest magnetit-krystaller tilhører et mellomstadium under temperaturfall, mens de sorte, opake bånd, vesentlig i randsonen representerer det femiske residuum med den laveste smeltetemperatur. Dette forhold belyses nærmere under omtalen av pseudotachylit-forekomst nr. 3.

Det kan i denne forbindelse være opplysende å sitere Goldschmidt (1911, p. 13) om granit-inneslutningene i lava fra Nordvest-Spitsbergen: »Der Feltspat und Quarz des ursprünglichen Granits sind einigermassen intakt, der Biotit ist aber völli-

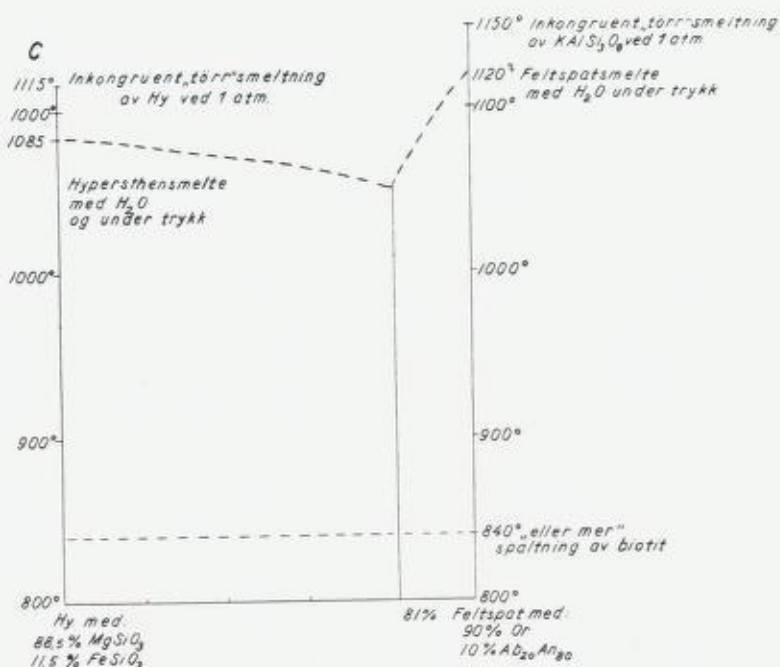


Fig. 12. Skjematisk krystallisasjonsdiagram for pseudotachylt No. 2.
 Schematic crystallisation diagram of pseudotachylitic dyke No. 2.

umgewandelt. Auf seine Kosten ist ein hellbraunes Glas gebildet (Lichtbrechung niedriger als die von Canadabalsam) das zahlreiche winzige Prismen von rhombischen Pyroxen¹ umschliesst. In sehr bedeutende Menge ist Magnetit entstanden, oft bildet er geradezu Pseudomorphosen nach etwas aufgeblätternen Biotit-tafeln.«

Denne smelte har altså ligget i »pyroxenfeltet« (jfr. Barth 1952, p. 123) og krystallisert ved grensen mellom klinopyroxen og ortopyroxen, d.v.s. ca. 1100°C for vanlig hypersthen.

I pseudotachylit nr. 2 er pyroxenkrystaller ikke konstatert under mikroskopet.

I sin pseudotachylit-type 2, konstaterte Shand (1916, p. 206) ørsmå krystaller av grønn hornblende i store mengder ved siden av »skyer« av magnetitkorn og også en del biotitkorn. Horn-

¹ Uthevet av denne avhandlings forf.

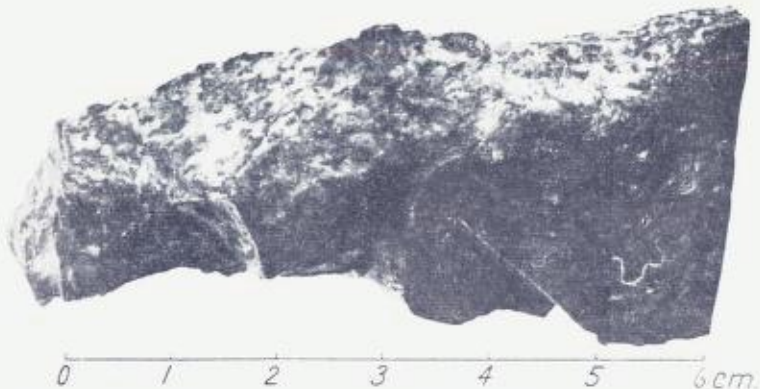


Fig. 13. Stuff-foto av pseudotachylitforekomst nr. 3, prøve nr. 23, 11/7 1952.

Photograph of pseudotachylite No. 3, Sample 23. Dark = pseudotachylite. Light = norite-mylonite.

blendekrystallene var så små at de unndro seg en nøyere undersøkelse. Temperatur og krystallisasjonsforhold ved pseudotachylitforekomst nr. 2 er resymert i diagrammet *fig. 12*, som naturligvis må oppfattes som tilnærmelse til de virkelige forhold.

Pseudotachylit-forekomst nr. 3.

Som det fremgår av kartskissen *fig. 1*, ligger denne innenfor det undre eruptivskyvedekke like ved Breisjøen og Espedalsvannet. For beskrivelsen av de lokale forhold, kan jeg i dette tilfelle ordrett sitere min felt-dagbok:

»11. juli (1952).

Sydlig storm. Gikk nordover landeveien (fra Megrund). Det faste fjell ved Verket (nå »Aгнаosen« Turisthytte) er eruptiv-mylonit-skifer med forskifring parallell sjøens lengderetning N40°W—S40°E) og ca. 45° fall mot NE. Noen hundre meter lenger NW langs Breisjøen står overmåte oppknaust, tett gabbrobergart gjennomsett med glideslepper. I knaus — kanskje stor løs blokk — i veiskjæringen ca. ½ km fra Breisjøens SE-ende 1° 13½' W. Oslo 61° 26½' n.br. prøver nr. 22 og nr. 23 av mylonit med formodete pseudotachylit-årer, av lignende art som funnet på Sprennpiggbandet (7. ds.). Veien går her få meter over Breisjøens nivå, som regel i grusmasser med lite finmateriale.

Prøve nr. 24 fra en større fjellknaus ovenfor veien, som likeledes er så gjennomsatt av glideslepper at det er vanskelig å få ut en hel prøve.

Lenger NW ved veien langs Breisjøen spettet »Vænhøgabbro«, gjennomsatt av den tette, sorte gabbro.«

»Vænhøgabbro« var min feltbetegnelse på den bergart som viste seg å være identisk med Espedals-Gråhøenes anortosit-norit, men så metamorfosert og tektonisert til ukjennelighet under overfoldningen fra NE — orogenese 2 — at den på mitt berggrunnskart (1945 A) ble utskilt som »saussuritgabbro-grønnsten«.¹ Lettere var identifikasjonen mellom tilsvarende upresset og presset norit for Christofer Oftedahl (1944) som fra Sulseterfeltet, N. Fron viser stuff-fotografier (fig. 1 & 2, p. 194) identiske med Espedalsfeltets.

Fig. 13 viser stuff-fotografi av prøve nr. 23: den sorte pseudotachylit med lyse fragmenter og sidestenen, den pressete »Vænhøgabbro«. Som det forståes er pseudotachylit-gangene ved forekomst nr. 3 tykkere enn ved nr. 2. Under utsagning av tynnslip-emne viste pseudotachylitten seg å ta politur i høy grad — som vanlig ved porfyritter, et forhold tilsvarende det Shand nevner (1916, p. 205) for sine prøver fra Oranje-fristaten. Før vi går over til beskrivelse av tynnslip av prøve nr. 23, skal vi imidlertid se litt nærmere på tynnslip av prøve nr. 22 (Tynnslip nr. 25). I oversiktsbilde fig. 14 ($\times 12$) sees en lysere ultramylonit og en opak pseudotachylitåre, begge med lyse bergartsfragmenter vesentlig kvarts og skarpe grenser mot sidestenen. Den oppknuste sidesten viser som det fremgår av mikrofotografi fig. 15 ($\times 50$) atskillige korn med »dråpepertite« (jfr. Goldschmidt 1916 A, Taf. II & III) som den opptrer i de mer mangelrigitiske ledd av Bergen-Jotunstammen. Da jeg også tidligere (1945 A, fig. 4, p. 19) i nærheten av pseudotachylit-lokaliteten (på den andre siden av Espedalsvannet $1^{\circ} 14' W$ Oslo, $61^{\circ} 25\frac{1}{2}'$ n.br.) har funnet prøver med relikter av Bergen-Jotunstammens

¹ En liten forekomst av oppsprukket klebersten ved Vænliseter $1^{\circ} 13' W$ Oslo, $61^{\circ} 25' n.br.$ — allerede nevnt av K. O. Bjørlykke (1905, p. 442) tilhører dette kompleks, omdannet av anortosit-norittenes peridotit; og ble feilaktig tatt som indisium på *kaledonske* intrusionsmasser under nærværende forfatters kartlegging 1945.

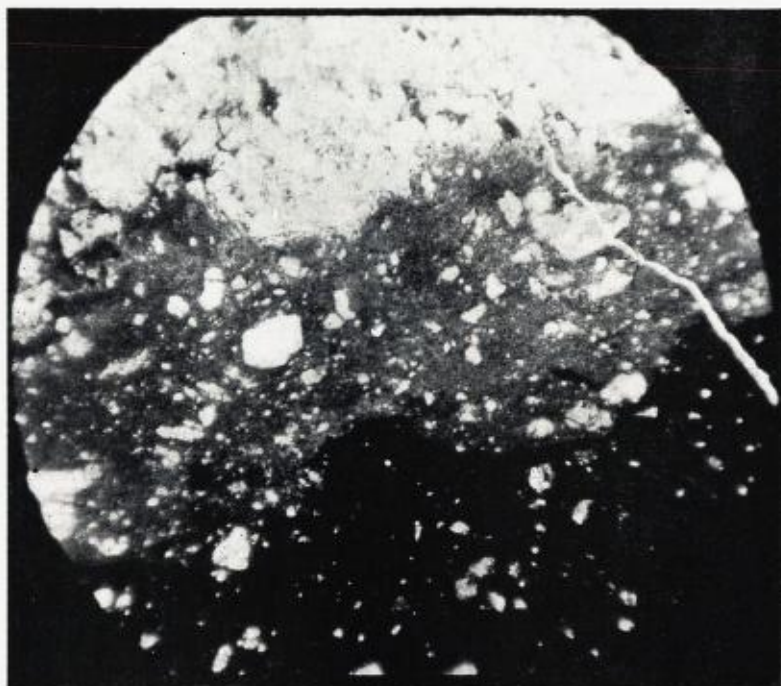


Fig. 14. Tynnslip nr. 25—I—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 12 \pm$ lys.
Prøve nr. 22 F30V, 11/7 1952.

Grey and black pseudotachylite against wall rock of mylonitized mangeritic Jotun rock. $\times 12$. Plane Polarized light.

surere ledd, ser det ut til at flak av sådanne enten er ført med ved overfoldningen fra NE, som fremhevet ved pseudotachylitforekomst nr. 1 eller vi har her en eruptivlagpakke fra overgangen mellom anortosit-norit og mangerit.

Tynnslip nr. 26—F30V—I—1952 av prøve nr. 23 (vist i stuff-foto fig. 13) er imidlertid mer interessant hva selve pseudotachylitten angår. Fig. 1 — Plansje III viser oversiktsbilde ($\times 12$) med breksje av eldre pseudotachylit eller »pseudodiabas-porfyritt« i resorberte biter i en grunnmasse av mørk, opak pseudotachylit.

I virkeligheten er dette tynnslip vel så bemerkelsesverdig som den blokk på ca. 1 tonn *Shand* viser bilde av (1916, pl. XVII, fig. 2). Den er en del av en bred pseudotachylitgang så

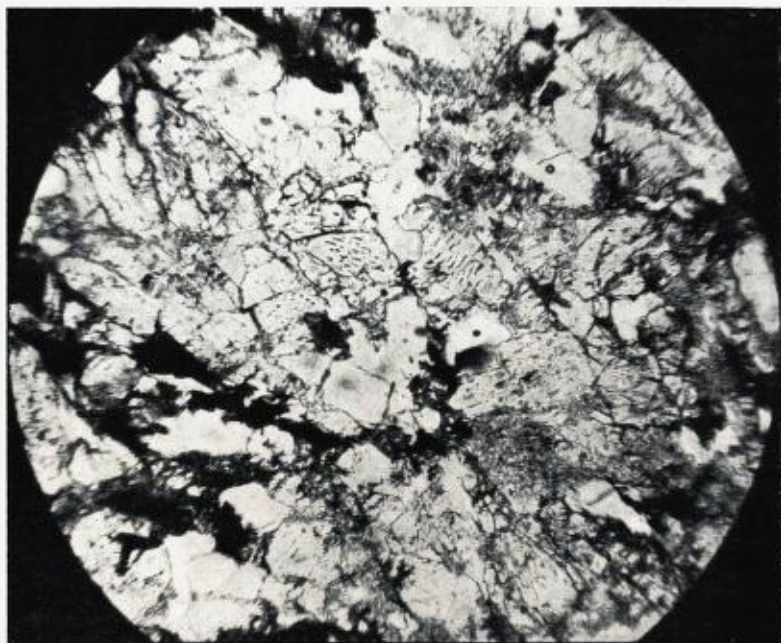


Fig. 15. Tynnslip nr. 25—1—F30V. Fot. B. Mauritz $\times 50 \pm$ lys.
Prøve nr. 22 F30V, 11/7 1952.

*Wall rock to pseudotachylyte in Fig. 14 showing mylonitized Jotun Mangerite contains several grains of Jotun-micropertchite with Tropfenform, (See Goldschmidt, 1916. Taf. III.)
 $\times 50$, Plane Polarized light.*

full av resorbsjonsrundete blokker av sidestenens gneisgranit »that the rock resembles in appearance sedimentary conglomerate« — »despite its weight one would like to see it removed entire to a museum (1.c. p. 200).

Etter nærværende forfatters oppfatning ligger størst betydning i begge prøvers manifestasjon av resorbsjonsvirkning, som kunne fortolkes som følgen av smeltepunktsnedsettelse ved betydelig trykkminskning under bevegelse (jfr. v. Eckermanns Kenningitganger 1938). De minner oss om de karakteristiske resorberte krystallbegrensninger vi finner i tynnslip av charnockitiske bergarter enten de er fra Jotunheimens øvre skyvedekke (V. M. Goldschmidt 1916 A, Taf. II), fra Madrasområdet i India (Thomas H. Holland, 1900, Plate VII—VIII), eller i

lagdelte krystallinske bergarter av beslektet karakter, som på Øst-Grønland (L. R. Wager & W. A. Deer, 1939, Plates 15 ff.)

Som kjent var det Holland, som under navn av »Trapshotten gneis« (l.c. 1900, 198 ff.) først beskrev tachylit-liknende ganger, som etter Shand (1916) nomenklatur må regnes som pseudotachylit. På grunnlag av parallelisering med de sistnevnte forfatters beskrivelser med vårt område, fremsettes den hypotese at *pseudotachylit-dannelsen må ansees fremkalt ved friksjonsopphetning under breksiering av bergmasser, som har vært utsatt for orogene bevegelser i opphetet, men ikke smeltet tilstand.* Denne hypotese kunne også anvendes på »flinty-crush-rock«-dannelsen ved Glen Coe — Calderaen, Skotland (Clough, Maufe & E. B. Bailey, 1909), samt på de av C. Bugge (1939) fremlagte data fra Hemsedal, som jeg siterer nedenfor.

Vi vender nå tilbake til *fig. 2* — Plansje III av tynnslipnr. 26 ($\times 50$, + n) av prøve nr. 23. Som det sees er det rikelig med snitt av idiomorfe plagioklaskrystaller. Jeg kom til en max. utslukningsvinkel, $\perp 010$ (»PM-snitt«) på $+ 43^\circ$ svarende til An_{74} , etter vanlige kurver (Winchell 1951), men fant det tryggest å anmode professor dr. Ivar Oftedal om en uttalelse, som han velvillig sendte meg under 7. februar 1953, og som her gjengis i sin helhet:

»B. Dietrichson. Slip merket No. 26—1—F30V—52, 11/7. Pseudotachylit.

Struktur som en diabasporfyrit.

De større plagioklaskrystallene ligger forholdsvis spredt.

Flertallet av dem viser listeform og dimensjoner fra ca. 1 mm \times 0,2 mm og nedover. Enkelte snitt er nær rektangulære med dimensjoner fra 0,3 mm \times 0,2 mm og nedover. Dette tyder på at krystallene er virkelige lister (ikke tavler).

Grunnmassen viser rikelig plagioklaslister av lignende form, men med dimensjoner ca. 0,1 mm \times 0,01 mm; dessuten store mengder opake korn (jernerts?) og en del korn med høyere interferensfarger. Disse siste er så små at jeg ikke har kunnet bestemme dem; rimeligvis er det vesentlig en monoklin pyroxen.

Plagioklaskrystallene er tvillinger, til dels sammensatte. Det iakttas tvillingdannelser etter karsbader-, albit- og periklinloven, muligens også etter andre lover.

Til bestemmelse av plagioklasen ble benyttet den symmetriske utslukning av albit-tvillinglameller i snitt $\perp 010$. Et større

antall snitt (av meget forskjellig størrelse) viste seg brukbare til slike målinger, og det må antas at de største iakttatte utslukningsvinkler ligger nær maksimum for sonen. (Gode snitt \perp både 010 og 001 ble ikke funnet.) Iakttatt ble symmetriske utslukningsvinkler på opp til 36° — 38° , slik at den maksimale verdi kan antas å ligge ved ca. 40° . Når den vanlige kurve benyttes gir dette omtrent An_{70} . Imidlertid er det vel sannsynlig at plagioklasen her foreligger i høytemperaturform. Benyttes kurven for høytemperatur-plagioklaser,¹ gir utslukningsvinkelen 40° omtrent An_{60} . An-fattigere enn dette kan plagioklasen neppe være. (Også Beckes linje viser at plagioklasen er An-rik.) Noen stor nøyaktighet kan man ikke vente av denne bestemmelse: en del plagioklas-snitt viser også tydelig sonarbygning, uten at de forskjellige sonenes sammensetning har kunnet bestemmes nærmere. Et enkelt plagioklas-snitt viste en optisk akse sentralt men meget diffust. Den optiske karakter synes å være positiv. Hvis dette er riktig kan An-gehalten ikke ligge så høyt som 70, og heri ligger da et sterkt indisium for at plagioklasen er i høytemperaturform.«

Som det sees bekrefter professor Oftedal opptrreden av høytemperatur-plagioklas med under An_{70} v. hj. av bestemmelse av opt. karakter.

Ved å anta plagioklas med minst An_{60} skulle vi være helt på den sikre siden. Dette motsvarer en krystallisasjonstemperatur på 1330° C (jfr. Barth 1952, p. 95).

Analysen av prøve nr. 23—F30—11/7 1952 er også utført 22. februar 1953 ved N. G. U.'s kjemiske laboratorium ved sivilingeniør Brynjolf Bruun. Til sammenligning oppføres den gjennomsnittlige sammensetning for norit etter Daly, sitert etter J. H. L. Vogt (1917, p. 62).

Den sp. v. ble også bestemt av Bruun til 3,07. På samme måte som analysepulveret til prøve nr. 13—F30V—7. august 1952 ble også analysepulveret til nr. 23 (40 mesh) behandlet med permanentmagnet, men i dette tilfelle uten å få noe uttrekk. Det normative ilmenit-innhold i nr. 23 er dobbelt så høyt som i nr. 13, mens Mt er 1,06 % lavere. Oftedal angir store mengder jernerts? i nr. 23. At vi ikke fikk noe uttrekk med den svake magnet beror da rimeligvis på intim sammenvoksning mellom

¹ Se f. eks. W. E. Tröger: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart, Stuttgart, 1952.

Tabell 2.
CIPW-norm for nr. 23.

	Vekt % Gj.snitt norit	Nr. 23 F3OV. 1952	Kation %	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Di		Hy	Ol
										Wo	Hy		
SiO ₂	50.6	45.74	44.0	-	-	-	2.7	14.1	12.6	3.2	3.2	5.8	2.4
TiO ₂	1.4	3.14	2.2	-	2.2	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.8	16.10	18.2	-	-	-	0.9	4.7	12.6	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	2.4	3.45	2.5	-	-	2.5	-	-	-	-	-	-	-
FeO	9.0	10.40	8.3	-	2.2	1.3	-	-	-	-	1.0	2.2	1.8
MnO	0.1	0.22	0.2	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-	-
MgO	6.3	6.00	8.7	-	-	-	-	-	-	-	2.0	3.6	3.0
CaO	8.0	9.78	10.0	0.5	-	-	-	-	6.3	3.2	-	-	-
Na ₂ O	2.6	2.54	4.7	-	-	-	-	4.7	-	-	-	-	-
K ₂ O	0.7	0.70	0.9	-	-	-	0.9	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.2	0.45	0.3	0.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O = 110°	-	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O + 110°	-	1.44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	100.1	99.99	100.0	0.8	4.4	3.8	4.5	23.5	31.5	6.4	6.4	11.6	7.2
(omregnet vannfri)				9.0			59.5			12.8		31.5	

magnetit og ilmenit (jfr. Beyschlag-Krusch-Vogt 1914 — I, p. 275).

Som det sees av oppstillingen viser vår prøve nær den gjennomsnittlige norit (resp. gabbro-basalt) sammensetning. SiO₂ og Al₂O₃ er omtrent 1/10 lavere, TiO₂ og P₂O₅ det dobbelte, Fe₂O₃ + FeO (+ MnO) og CaO omtrent 1/5 høyere enn »normalt« for norit.

I denne forbindelse kan det ha interesse å merke seg (se bemerkning p. 47) at vår analyse av prøve nr. 23 kommer meget nær analyse V av prøve M487 av olivinfri *dolerit* i Gjelsviks nylig utkomne arbeide over metamorfe doleriter fra Sunnmøres gneisområde (1952, pp. 80—82) med normativt 9,5 % Ap+Il+Mt, 55 % plag. Ab₄₀An₅₀Or₁₀ 35,5 % pyrox.+olivin. Modalt, med integrasjonsbord, finner imidlertid Gjelsvik bare rester av de normative 7,4 % olivin, tilsvarende at vi i tynnslip av prøve nr. 23 ikke ser de normative 7,2 % olivin, og kunne føre et lignende resonnement som Gjelsvik (p. 82). Vår normative plagioklas blir Ab₃₈An₅₄Or₈.

Omregnes Ab, An, Di og Hy på 100 (jfr. Barth 1952, p. 123) fåes for nr. 23: $ab' + 2 di' + 2,3 hy' = 93,4$. Det tilsvarende tall for Gjelsviks prøve M487 blir 107,6, mens den teoretiske grense mellom plagioklasfeltet og pyroxenfeltet ligger på 123.

Vår prøve nr. 23 viser sammensetning som betinger først utkrystallisasjon i plagioklasfeltet. Overensstemmende hermed fant professor Oftedal en høytemperaturplagioklas med ikke under An_{60} , svarende til en krystallisasjonstemperatur på $1330^{\circ} C$ (jfr. Barth 1952, p. 95) fulgt av sonarbygde plagioklaser med mer albitrik randzone, (jfr. Goldschmidt 1916 A, p. 77—78, Barth 1952, pp. 96, 117, 149) plagioklaslister i grunnmassen av størrelsesordenen omtrent $\frac{1}{10}$ av de større plagioklaser, og endelig »rimeligvis monoklin pyroxen« (svarende til Bergen-Jotun-stammens diallag?).

Den normative Di med 50 % $CaSiO_3$ og 50 % (Mg, Fe, Mn) SiO_3 krystalliserer ved ca. 1000° (Barth 1952, p. 108).

Den normative Hy med 62 % $MgSiO_3$ og 38 % $FeSiO_3$ smelter inkongruent ved 1000° .

Den normative Ol (Mg, Fe) $_2SiO_4$ lar seg som nevnt ikke konstatere i tynnslip.

Som ved prøve nr. 13, pseudotachylit-forekomst nr. 2 må det antas at den sorte opake glassmasse, som de mer og mindre resorberte bruddstykker av den først krystalliserte »pseudodiabas-porfyr« ligger i, representerer et femisk residuum med lavere smelte- resp. krystallisasjonstemperatur enn de først utkrystalliserte saliske komponenter. Vi har godtgjort at temperaturen har vært minst ca. $200^{\circ} C$ høyere og avkjølingen langsommere enn ved pseudotachylitforekomst nr. 2, hvor den lavere smeltende $KAlSi_3O_8$ -masse ikke krystalliserte, men vesentlig stivnet som glass. Forekomst nr. 3 ligger idag ca. 400 m lavere enn forekomst nr. 2 (og nr. 1). Den alminnelige geotermiske temperaturforskjell (ca. 12°) kan neppe ha hatt betydning. Friksjonsvirkningen under breksieringen ved den større forekomst nr. 3 tør kanskje ha vært større, men størst betydning kan det ha hatt, om avstanden til et overliggende opphetet dekke her stort sett med fall mot NW, strøk NE—SW men med noe bølgende skyveplan har vært kortere ved den sistnevnte lokalitet.

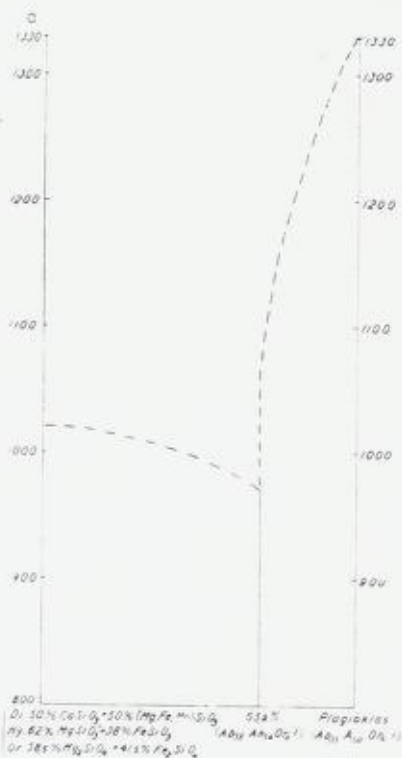


Fig. 16. Skjematisk krystallisationsdiagram for pseudotachylitforekomst nr. 3.
 Schematic crystallisation diagram of pseudotachylite dyke No. 3.

Konstantene for prøve nr. 23 resymeres i diagrammet fig. 16, til sammenligning med diagrammet for prøve nr. 13, fig. 12, og må likeledes oppfattes som en tilnærmelse.

Datering av Espedals-pseudotachylittene nr. 1, 2 og 3.

Under henvisning til allerede siterte bemerkninger av Shand (1916, p. 199) der han gjør oppmerksom på at pseudotachylit så vel i India (Holland, 1900) som først av ham selv i Syd-Afrika (Shand, Proceedings of Geological Society, London, Nov. 1914) og som også tidligere i Skotland ble beskrevet som virkelig trap eller tachylit, og videre til at diverse forekomster i de Lombardiske alper først ble tatt for permiske vulkanitter

(de Sitter, 1949), kan det kanskje være på sin plass å rydde bort enhver mistanke om en lignende forveksling i Espedalen.

K. O. Bjørlykke omtaler (1905, pp. 445—446) en 5—6 m mektig gang av diabas med ofitisk struktur ved Erlandshusom (Vis-Knuts heim), nær Espedalsvannets SE-ende: »bergarten selv (er) kun lidt opsprukken, omtrent som Kristianiatraktens diabasgange; man kunde derfor fristes til at formode, at denne gangbergart ikke har deltaget i fjeldkjededannelsen, men er yngre enn denne». I N. G. U. nr. 163 (1945 A) har nærværende forf. i egne og Bjørlykkes prøver identifisert denne diabas, og prøver av smalere nærliggende ganger (Goldschmidt 1916 A, p. 53) som *permiske Oslo-essexitganger* (bestemmelsen ble bekreftet av Goldschmidt selv, på grunnlag av de typiske titan-ugitter med karakteristisk farge av 3-verdig titan), intrudert i den nordligste del av det N—S-løpende permiske sprekkesystem med Oslo-essexitganger, som fra Tonsåsen fortsetter over Nordre Etnedalsbladet hvor de er kartlagt av Strand (1938). Denne fortsettelse av permisk sprekke-dannelse — (N—S) — er kommet med på det nye oversiktskart som diabasganger (N. G. U. nr. 164).

En forveksling mellom pseudotachylittene og de »grønne gabbrogange» som K. O. Bjørlykke omtaler fra Espedalen sammesteds (1905, pp. 445—446) skulle være ennå mindre sannsynlig. Jeg har mikroskopert en rekke prøver av slike, bergarten er overalt saussuritisert til en ubestemmelig masse.

Det gjelder jo alle de 3 pseudotachylitforekomster jeg har beskrevet, at glassmassen respektive diabasporfyritten har et fullkomment neovulkansk utseende. *De må derfor være dannet ved avslutningen av den siste orogenese av betydning*, nemlig vår orogenese 3, (Svalbard- orogenesen) hvilket for øvrig de anførte feltmessige observasjoner bekrefter. De Sitters argumentasjon mot en »ordinær« permisk-basaltisk opprinnelse av pseudotachylittene i de Lombardiske alper (1949, p. 86 ff.):

»It seems very improbable that of all the strongly altered rocks of Permian series only this glass substance should have been excepted from metamorphism and remained perfectly fresh« — vil jeg, med dateringsmodifikasjon, gjøre til min, mot dem som hevder en tidligere dannelse enn under den siste betydelige

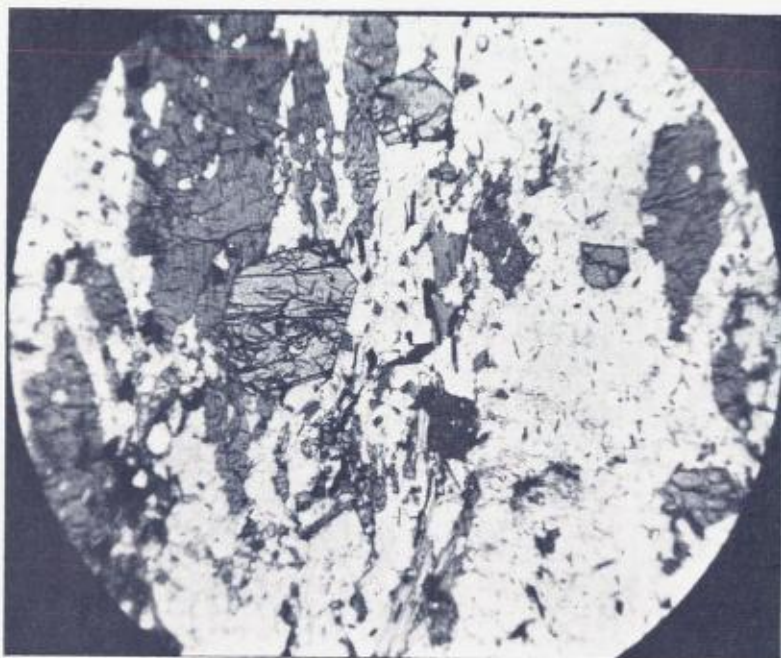


Fig. 17. Tynnslip no. 8 — 1 — F30V. Fot. B. Mauritz. $\times 30$. \pm lys.
Prøve no. 137 F30V. 22. august 1952.
*Hornblende-bearing gneiss, probably metamorphosed Valdresparagnite
with unaltered idioblastic garnets. SE slope of Runhø. F30V — 1° 13'
W Oslo, 61° 28' 1/2" N. $\times 30$. Plane Polarized light.*

kaledonske orogenese av pseudotachylittene nr. 1, 2 og 3 i Espedalen. Som eksempel på termometamorfe dannelser under orogenese 3 viser Fig. 17 mikrofoto av hornblendeførende gneis — rimeligvis metamorf nokså grov arkose dvs. Valdresparagnit — med intakte idiomorfe granater — fra Rundhø 4 km NNE for pseudotachylit nr. 2 dvs. i strøkretningen for skyveplanet under orogenese 3, men litt høyere over underlaget (anortosit-norit) enn nr. 2, jfr. også fig. 16 og fig. 17 av granater i min avhandling 1950.

En annen sak er at eldre pseudotachylitter — om dannelsesbetingelsene for øvrig da har vært tilstede, sikkert ville blitt fullstendig metamorfosert ved senere »gjennombevegelse« av bergmassene. —

Andre norske pseudotachylit-føremøster — alle i det sydlige Norges kaledonske fjellkjedestøk.

V. M. Goldschmidts »glassbergart« fra Fokstua på Dovre er allerede nevnt. Her gjengis analysen av denne, utført av Emil Klüver i mai 1942, med min beregning av CIPW-norm, og uten annet kommentar enn fremhevelse av det høye H₂O-innhold.

Tabell 3.

	Vekt %	Kation %	Il	Mt	Or	Ab	An	Hy	C	Q
SiO ₂	57.48	56.6	-	-	10.2	10.5	7.8	11.3	-	16.8
TiO ₂	0.81	0.6	0.6	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	15.44	17.8	-	-	3.4	3.5	7.8	-	3.1	-
Fe ₂ O ₃	2.06	1.5	-	1.5	-	-	-	-	-	-
FeO	6.72	5.5	0.6	0.8	-	-	-	4.1	-	-
Cr ₂ O ₃	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	4.87	7.2	-	-	-	-	-	7.2	-	-
CaO	3.70	3.9	-	-	-	-	3.9	-	-	-
BaO	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	1.87	3.5	-	-	-	3.5	-	-	-	-
K ₂ O	2.74	3.4	-	-	3.4	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0.063	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂ spor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O + 110°	0.48	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O + 110°	3.76	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	100.233	100	1.2	2.3	17.0	17.5	19.5	22.6	3.1	16.8
+O for S: (FeS)	0.03				54.0					
					(15 Or + 39 Ab ₆₀ An ₅₀ Or ₅ ?)					
	100.203									

I forbindelse med videre bearbeidelse av materialet til denne forekomst, som oppbevares ved Geologisk Museum, Oslo, nevnes at der i K. O. Bjørlykkes samling fra det sentrale Norge, som likeledes er innlemmet i Museets samlinger, under betegnelsen Jo-ga (= Jotun-gabbro) finnes som nr. 27 et slip av »Glassdiabas, nordligste rand av Kvernhøs topp«, som ikke kan sees å være omtalt i noen publikasjon. I begge tilfelle bør en bearbeidelse skje i forbindelse med utredning av det geologiske miljø.

H. Cloos nevner (1936, p. 326) uten nærmere beskrivelse pseudotachylitforekomster ved Bygdin. Sammesteds (l. c.) finnes for øvrig komplette internasjonale litteraturhenvisninger.

C. Bugge (1939, p. 45) viser et mikrofotografi fig. 17 »Breksjen ved Grunntjenn«, som utvilsomt fremstiller en pseudotachylit. Det må være den »meget finkornige, glassaktige masse« (l. c. p. 46) »Når kornene ikke er altfor små, ser man smale plagioklaslister« (jfr. vår pseudotachylit-forekomst nr. 3). Videre siteres Bugge: »Grunntjenns-grønnstenen utgjør som nevnt grunnmassen i den breksje, som er den vanlige bergart omkring Grunntjenn. Grønnstenen er ofte så full av små bruddstykker av forskjellige mineraler at den må betegnes som en finkornet breksje« — og p. 47: »videre undersøkelser kan vise at disse typer er mer utbredt enn anført på kartene. Jeg har nemlig flere steder, navnlig omkring Storbotskarvet, Grunnanfjell og Skogshorn, sett antydning til årer av lignende bergarter i den vanlige grønnsten. Litt lenger nede: »det er allikevel påfallende at både gabbroen og breksjen viser mindre pressfenomener enn den vanlige grønnsten; i marken får man inntrykk av at hele Grunntjennfeltet er forholdsvis lite presset«. Litt lenger nede på samme side antydes: »Det kunde tenkes at man her ved Grunntjenn har rester av en kraterstilk, altså en med forskjellige eruptiver og breksjer fylt tilførselskanal til en høyereliggende, nu borterodert vulkan«. Til slutt i dette kapittel uttaler Bugge at han »også har været inne på spørsmålet om de upressede eller mindre pressede eruptivmasser, som man til dels støter på inn imellom de øvrige sterkt pressede bergarter, kan tenkes utkrystallisert av en regenerert magma, dannet ved omsmeltningsprosesser under foldningene og skyvningene.«

Den sammesteds av Bugge offentliggjorde analyse av typisk finkornig grønnsten fra Storkarnosis vestside i nordvestre del av Hemsedal viser meget liten avvikelse fra den her publiserte analyse av pseudotachylit nr. 3, den siste har litt mer Fe + Ti. Bugges korrelasjon med Goldschmidts analyse av saussuritamfibolit fra sydenden av Tyin må også has i mente, om det kunde vises at såvel denne som Gjelsviks før omtalte doleriter (p. 54) skulle representere oppsmeltningsbergarter.

Ved studium av Bugges karter, E32V & Ø, eventuelt også av E31Ø's tilgrensende SW del (Slidre, Strand 1951) forstås at i dette område av fjellkjeden i tilfelle er oppsmeltningsfenomener av en ganske annen størrelsesorden enn for de hittil

beskrevne forekomster av »friksjonsglass«. Man måtte tenke seg analoge breksieringer og oppsmeltning på større dyp, og kommer ikke forbi at en regional opphetning av massivene har vært hovedfaktor. Vi føres da over i studiet av dannelsesbetingelsene for en gruppe normalgabbroide eruptiver, som Goldschmidt hadde vanskeligheter med å føye inn i Bergen-Jotunstammen (Goldschmidt 1916 A, p. 26 ff.)

Utenlandske pseudotachylit-forekomster.

Ovenfor har jeg allerede kommet inn på den s. k. »Trapshotten-gneis« i Madrasområdet Charnockit-masser (Thomas H. Holland 1900, p. 198 ff.), men mest referert *Shand* (1916) som i sin beskrivelse fra Oranje-fristaten foreslo betegnelsen pseudotachylit. Her finnes den til da foreliggende litteratur kommentert. Mest interessant for sammenligning med våre forekomster burde de skotske forekomster være. Korrelasjonen med forekomstene i det tertiære vulkanitområde på Skye (A. Harker, 1904) går imidlertid via de allerede omtalte lagdelte dyperuptivmasser på Østgrønland (*Wager & Deer*, 1939) idet hele det geologisk miljø må studeres. Bemerkelsesverdig er at opptreden av »flinty crush rock of felsitic type« i »North-Western Highlands of Scotland« (*Peach m. m. fl.*, 1907, p. 248 ff.) er av »pre-Torridonian« alder (»pre-eokambrisk« for å parallellisere med Skandinavia), som også de øvrige skotske »flinty crush rock« forekomster, altså ikke »post-Cambrisk« (Kaledonsk). Det klassiske overskyvningsstrøk med overfoldninger og imbrikasjon med akser parallell »the Moine-thrust« NNE—SSW med bevegelse fra ESE mot WNW blir etter nærværende forfatters oppfatning nærmest å parallellisere med de isoklinale overfoldninger under orogenese 2 (Ekneorogenesen) i vårt område, med akser NW—SE og bevegelse fra NE mot SW i relativt høytliggende nivåer, som ikke betinget pseudotachylitdannelse, hvor den nødvendige opphetning ikke var tilstede.

Hva endelig pseudotachylit-forekomstene ved Glen-Coe-kalderaen med sine varierte vulkanitter angår (*Clough, Maufe, Bailey*, 1909) kunne man her være tilbøyelig til å føre pseudotachylit-dannelsen tilbake til opphetning ved denne vulkanisme

som forutsetning. Om denne i seg selv kunne parallelliseres med Hemsedalområdet mulige oppsmeltninger på større dyp bør diskuteres på grunnlag av mer grundige studier av de respektive geologiske miljø-forhold, helst i marken.

Under et besøk i Oslo i nov. 1952 henledet Dr. Th. H. F. Klompé min oppmerksomhet på *de Sitters* (1949, p. 86) behandling av pseudotachylit-forekomster i de Lombardiske alper, i et kapittel betegnet »Mylonites«. Så vel her som i Shands avhandling finnes analyser, som burde behandles konformt, sammen med her publiserte analyse fra Fokstua, og etter lignende synsvinkler som her brukt for pseudotachylit-forekomsten nr. 2 og nr. 3 i Espedalen. Jeg gjentar imidlertid at det er nødvendig med et grundigere kjennskap til de respektive geologiske miljøer enn det jeg hittil har kunnet skaffe meg.

Tilføyelse under trykkingen:

Under feltarbeidet sommeren 1953 og pågående bearbeidelse av materialet fra de nordlige deler av E30Ø, Sjødalen, ble det meg klart at betegnelsen »pseudotachylit« blir for snever for *de kjemisk mangeartede oppsmeltningsbergarter* vi åpenbart har å gjøre med i mylonitiseringssonene under fjellkjedefoldninger.

I dette syn er jeg blitt bestyrket ved nærmere studium av direktør dr. Hammers¹ meget instruktive beskrivelser av mylonit og pseudotachylit fra Østalpene. I den første avhandling (1914) gis den inngående beskrivelse av det geologiske miljø som jeg ovenfor fremholder som påkrevet. Forfatteren hadde da (1914) ikke kjennskap til Shands arbeider (1916) og bruker betegnelsen *pseudo-eruptiver* om noen av de »tette gang-mylonitter«, som opptrer i store mengder i dette område. Senere (1930 s. 571) fremholder han: »Es steht zu erwarten, daß bei genauerer Durchmusterung der Störungszonen im Kristallin der Alpen noch manche weiteren Vorkommen gefunden werden.«

Etter å ha deltatt i ekskursjoner under geologkongressen i Pretoria 1930 og gjennomgått materiale publisert av Hall og Molengraaf² samt Nel³ brukte Hammer Shands momenklatur »pseudotachylit« i sin avhandling 1930. Såvel av denne som av Hammers første avhandling fremgår oppsmeltningsbergartenes

kjemiske variabilitet med sidestenen, noe som også synes å fremgå av de av meg her publiserte analyser; men som det er av betydning å få verifisert.

I Murudalen — (NE del av E30Ø) — har jeg i sommer iaktatt utbredt oppsmeltning av pyroxenit, som i form av hornblendit (jfr. Shand 1949 p. 156, p. 287) fyller mellomrommene i kolossalbreksjer, hvor store flak av kaledonsk Trondhjemit er lette å identifisere. (Fotografier foreligger og vil senere bli publisert.)

Av særlig interesse fra Hammers avhandling 1914, er en fotnote p. 562, hvor forf. beretter at professor F. Becke under trykningen av nevnte avhandling hadde demonstrert for ham et tynnslip av prøve fra Fimbartal (Silvretta-massivet, nær Fluchthorn, Tirol, ved den sveitsiske grense): »welcher Zweifellos ein basisches Eruptivgestein (Diabas?) mit unversehrt erhaltener primärer Erstarrungsstruktur zeigt«. — »Makroskopisch ist das Material des Schliffes von den sicheren Mylonitadern nicht zu unterscheiden«. — Es sind also doch auch echte Ganggesteine mit diesen Mylonitadern verquickt, wenn auch nach dem bisherigen Schliffmaterial selten. Die gute Erhaltung der Erstarrungsstruktur (Feldspatskelette!) wird sich schwer mit der Annahme einer passiven Verschleppung vereinen lassen, wenn man auch die Randzone vielleicht als Mylonitrand auffassen könnte. Am Ötztaler Gneisrand treten ja zahlreiche Diabasgänge auf (welche aber mit Myloniten nicht zu verwechseln sind) . . .«

De sistnevnte diabasganger i skyveplanet beskrives detaljert. De opptrer bare i den overskjøvne gneis, ikke i basissedimentene. Disse diabasganger har med få unntagelser bevart sin opprinnelige »magmatiske« struktur.

Spørsmålet er da om slike diabasganger i sin alminnelighet kunne tenkes å skrive seg fra masser regenerert på noe dypere nivå. For de høyere nivåers vedkommende blir metoden for identifikasjon av disse finkornige bergarter å skaffe sammenlignende analyser av sidesten og *pseudo-eruptiver*, en betegnelse jeg nå ville foretrekke for Shands »pseudotachylit«.

For såvidt mulig å gjøre litteraturlisten komplett henvises til slutt til A. Wurms⁴ oversikt (1935), der Erich Kaisers⁵ betegnelse »*tektoniske oppsmeltningsbergarter*« (»smelte-mylonitter« antydes også) anvendes for denne bergartsgruppe »die für unsere magmatischen wie tektonischen Vorstellungen besondere Bedeutung hat«. (l.c.p. 99).

- ¹ Hammer, Wilhelm: »Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal«. Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichsanstalt, Wien. LXIV Bd. 1914, p. 443—566, spesielt 549 ff., 554—564.
Hammer, Wilhelm: Über Pseudotachylit in den Ostalpen.« Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt LXXX, Wien. Bd. 1930, p. 571—585.
- ² Hall, A. L. & Molengraaf, G. A.: »The Vredefort Mountain Land in the southern Transvaal and the northern Orange Freestate. Verhand. d. Koninkl. Akademie v. Wetenschappen te Amsterdam. 24 Bd. n. 3. Amsterdam 1925, s. 93—113.
- ³ Nel, L. T.: »The Geology of the Country around Vredefort.« Explanation of the geol. map. Geol. Surv. Pretoria 1927, s. 92—99.
- ⁴ Wurm, A.: »Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung«. Zeitschrift für Vulkanologie, p. 98—119. Bd. XVI, 1935.
- ⁵ Kaiser, Erich: »Referat über die Arbeit von Hall und Molengraaf«, N.J.f.Min. 1927 II Bd. Alt. B. s. 34—39.

*Pseudotachylitenes forhold til ultramylonit
og »flinty crush rock«.*

Shand har behandlet dette spørsmål, og bearbeidelsen må selvsagt fortsettes, når vi nå har nye data fra nye felter. Jeg har tidligere publisert noe av resultatene fra mylonit-undersøkelser i Espedalsområdet (1945 A, pp. 18—19) og har adskillig nytt materiale, samlet under hensyntagen til de i samme felt opptredende pseudotachylit-forekomster, idet der utvilsomt i visse henseender kan påvises en kontinuerlig overgang mellom ultra-mylonitter og pseudotachylitter. Det er sannsynlig at en betraktningssmåte som tar sitt utgangspunkt i pseudotachylitenes smelte- og krystallisasjonsforhold, idet man søker å følge de forskjellige komponenters inkongruente smelteområder, samt tar hensyn til H₂O-innholdet under trykk, så vidt mulig uttrykt tallmessig, vil være fruktbringende for løsningen av mylonit-problemene.

Jeg minner igjen om Goldschmidts karakteristikk av pseudotachylittenes dannelsesbetingelser som gåtefulle, og kan tilføye fra diskusjonen i Geological Society etter Shands foredrag (1916, pp. 220—221) *Dr. A. Holmes'* anvisning på »to throw more light on the origin of this most puzzling of rocks«.

Summary.

Pseudotachylytes on the Thrusting Zones SE of Jotunheimen, in Espedal, Northern Gudbrandsdal, Norway. General Suppositions for the Formation of Pseudotachylytes.

On the geological sketch-map (Fig. 1) with annexed key-map of the South-Scandinavian Caledonides, are marked the situations of the pseudotachylyte-dykes no. 1, 2 and 3 in Espedalen, quadrangle F30V, Vinstra, Northern Gudbrandsdal.

The old tourists thought of the district as an anterior court to the Jotunheim mountainrange, and this designation also applies in a geological sense. We here find exposed the basement parts in front of the heavy thrust-masses which advanced from the NW during the 3rd of 3 distinct periods of Caledonian orogeny pointed out in our district and probably corresponding to: 1. The Trondhjem-orogeny. 2. The Ekne-orogeny. 3. The Svalbard-orogeny (Th. Vogt, 1928). The 2nd period is characterized by successive folding, overfolding and imbrication advancing from NE(NNE) to SW(SSW) with axes NW(WNW) to SE(ESE), particularly distinct impressed in the topography of our district as appears from the map fig. 1. The striking feature is further treated below.

The pseudotachylites and the suppositions for their genesis are considered by prominent geologists in this country and abroad (V. M. Goldschmidt and A. Holmes) as most puzzling.

Their enigmatic character must logically be due to our general defective knowledge of fundamental mechanical, thermodynamical and physico-chemical principles reigning during the periods of mountain chain-folding and thrusting, a statement not surprising when it is borne in mind that the rise, manner

of activity and transformation of the moving forces in the various parts of the sial shell still is an unsolved problem.

The geological milieu of the district in question, studied in detail by the writer (1945 A, 1945 B, 1950, see also the important paper of Strand 1951) is therefore first treated at some length, especially the arkoses and conglomerates of the Caledonian (Ordovician) flysch-formation (see explanations to illustrations — Figs. 2—8) — the Valdresparagmite.

It is pointed out that this formation in our district is derived from rocks of the Bergen-Jotun-kindred in the lower nappe "thrust on place" during orogeny 1 on a basement of Cambro-Ordovician sediments of miogeosynclinal origin. The Eastern parts of the lower nappe carried on its back Eocambrian and Cambro-Ordovician sediments of eugeosynclinal origin, and the whole nappe was folded — later thrust with the development of isoclinal imbrication structure, from NE to SW, with axes NW—SE during the intense 2nd period of Caledonian orogeny, the uneven relief thus formed favoured a rapid erosion and settling of the flysch masses.

By further advance of the overfolding from NE to SW, the flyschmasses were tectonized and metamorphosed to epidote-almandine-facies in the upper parts of the sial-shell.

It seems to the writer that these movements are analogous to the classic thrusting in the North-Western Highlands of Scotland.

In Southern Norway, however, the structures resulting from the second period of Caledonian orogeny were exposed to and affected by the third (Svalbardian) period of orogeny where the forces acted from NW to SE. The upper (Jotunheim) nappe, W and NW of our district covers these structures, which however are occurring far to the W, where exposed by erosion. Probably due to the uneven relief caused by the crossfolding the forces brought about in deep downfolding in the central parts (The Jotunheim Faltungsgaben) and relatively short lateral movements in the marginal parts of the mountainchain, as is in our district, the masses advancing from NW were dammed, under violent brecciation and outrolling of the rocks, in a way corresponding to their nature and composition.

A photomicrograph of the *pseudotachylytic* dyke no. 1, discovered by the writer in 1941, was shown and briefly mentioned in his papers published in 1945 (1945 A, Fig. 9, p. 28, 1945 B).

This statement prompted V.M. Goldschmidt to reinvestigate samples of pseudotachylite collected by himself at Fokstua, Dovre (Central Norway) in 1916 (See Goldschmidt, 1916 A, p. 121 and 1943). An analysis of this rock, carried out in 1943 is published for the first time in this paper (p. 59).

The pseudotachylytic dykes no. 2 and no. 3 discovered in 1952 furnished more abundant and enlightening information than dyke no. 1, or any of the other pseudotachylytic dykes known to the writer.

The *pseudotachylytic dyke no. 2* in metamorphic Valdres-sparagmite is shown in Fig. 9, with photo-micrographs Figs. 10, 11 and Plate I—II (Magnification from $\times 12$ to $\times 550$). The analysis with CIPW norm calculation is on p. 42, and a schematic diagram of crystallization Fig. 12.

It may be regarded as safely proved that this pseudotachylytic dyke no. 2 consists of decomposed and partly melted biotite, with abundant minute magnetite-octaëdrons (size about 1μ) in the photomicrographs shown building crossformed crystal-skeletons (size about 10μ). The light fragments consist chiefly of quartz, and the rawmaterial is evidently furnished from a biotite-quartz-vein, similar to one from the top of Ruten in the vicinity of no. 2; samples of the latter were collected by the writer in 1941. A determination of SiO_2 , K_2O and Na_2O in biotite from this vein (p. 44) shows a similar composition to pseudotachylyte no. 2. The biotite-quartz-vein is regarded as epi-orogenic after orogeny 2, while the pseudotachylyte no. 3 (as no. 1 and no. 2 as well) is entirely unaffected by strain later than its time of congealing (crystallization) and was therefore formed during the last period of orogeny of importance in our district, that is probably the 3rd (Svalbardian) period of Caledonian orogeny in Scandinavia. —

The pseudotachylytic dyke no. 3 sample no. 23 in brecciated Jotun-norite-mylonite is shown in Fig. 13. — Another sample

no. 22 from this locality has wallrock consisting of mangeritic Bergen-Jotun-rocks, as shown in the photomicrographs Figs. 14 and 15 of thin sections.

Figs. 1 and 2 Plate III are photomicrographs of sample no. 23 (shown in Fig. 13). Showing *pseudodiabase-porphyrite* of two generations, the younger finegrained brecciating the somewhat older, and more coarsegrained rock of entirely neovulcanic appearance. Studies of the geological milieu prove however that the formation of the porphyrite must be due to remelting during brecciation of the wallrock.

The determination of the prismatic plagioclase-crystals was confirmed by professor dr. Ivar Oftedal in his report (p. 52) to contain at least An_{60} . —

On p. 54 the analysis of sample no. 23 with CIPW norm calculation is presented — for comparison, the average norite-composition (after J. H. L. Vogt-Daly) is added.

A schematical diagram of crystallization is shown in Fig. 16. The temperature must have exceeded 1330° C. —

Other pseudotachylytic deposits in the Caledonides of Southern Norway are briefly mentioned; here the analysis of V. M. Goldschmidts "glassy rock" of Dovre is presented. The deposits of Hemsedal may represent remelted rocks of wide extension due to brecciation during Caledonian orogeny, as indicated in the description by C. Bugge (1939) though he does not use the term pseudotachylyte.

Concerning the foreign deposits of pseudotachylytes reference is made to the list of literature.

As the term pseudotachylyte was proposed by S. James Shand in 1916, neither older descriptions nor all newer descriptions of similar deposits use the term, the transition to ultramytonites and flinty-crush-rocks seemed confusing. However, it seems obvious that we have to deal with rockmaterial of different composition, remelted or disintegrated by incongruent melting due to frictional heating, coming as a surplus in considerable heated rockmasses of regional extent. In some cases the regional heating may be due to vulcanic activity, (Glen Coe), but in our case and in several other cases the source of heat

PLANSJER

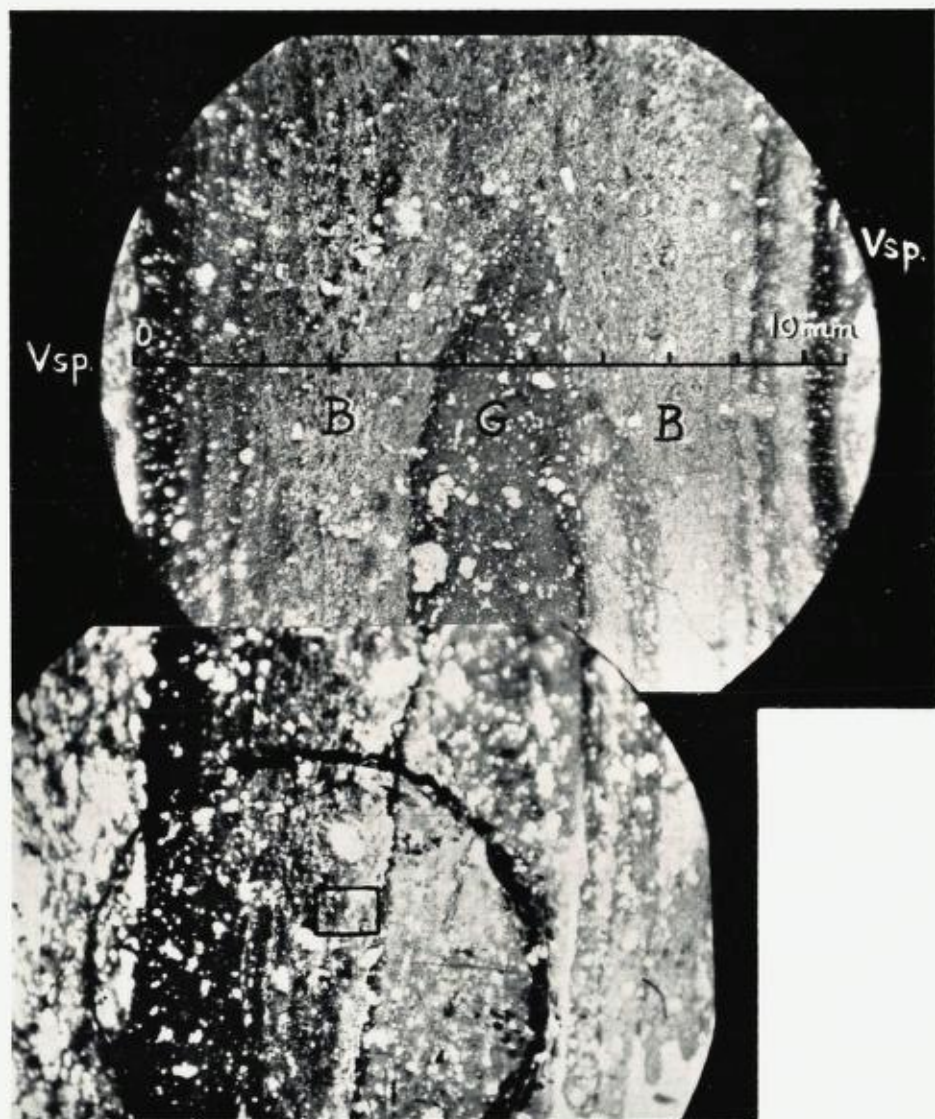
Plansje 1. Tynnslip nr. 29—1—F30V. Fot. B. Mauritz og forf. $\times 12$
 \pm lys. Prøve nr. 13 F30V, 7. juli 1952. Beskrivelse i teksten.

Close up of psidotachylyte dyke nr. 2, Sample 13, shown in Fig. 9.
12 \times . Plane polarized light.

G = grey coloured glassy material.

B = brown coloured glassy material.

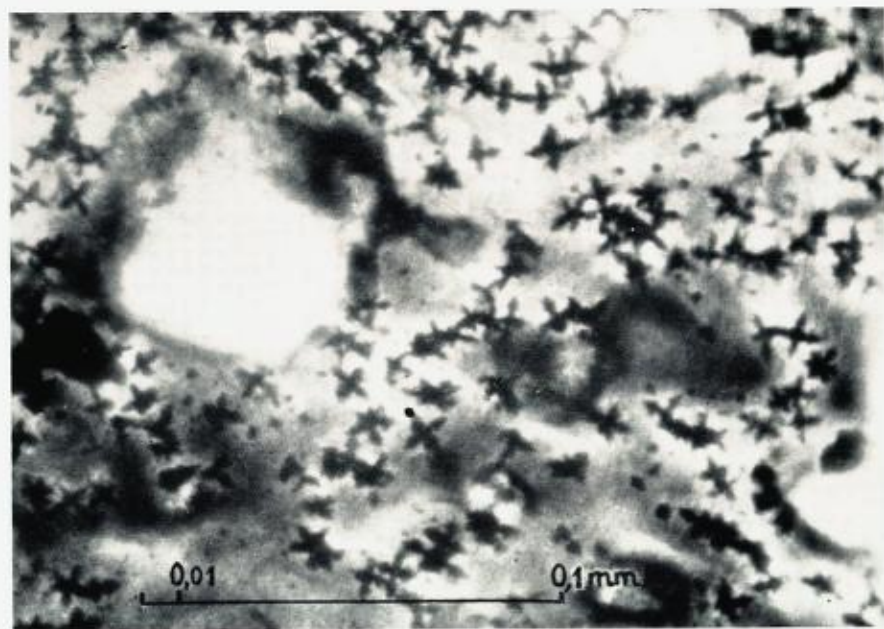
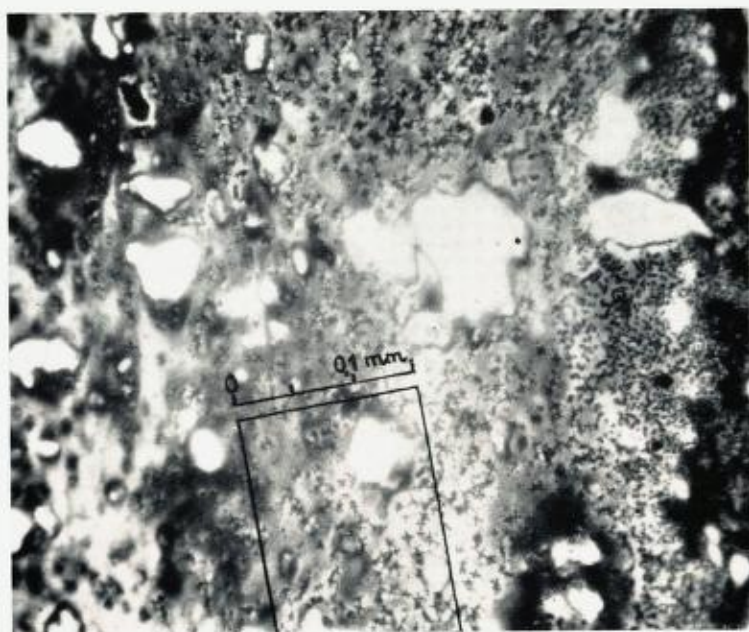
*V.sp. = Valdresparagmite wall rock. Rectangle (inside circle)
shows area covered in Fig. 1, Pl. II.*



Plansje II, fig. 1. Tynnslip nr. 29—1—F30V, Fot. B. Mauritz. $\times 160$.
 \pm lys. Prøve nr. 13 F30V, 7. juli 1952. Beskrivelse i teksten.

Part of pseudotachylyte dyke shown in Pl. I. $160\times$. Plane polarized light. Tiny crosses are of magnetite. Rectangle shows area covered in Pl. II, Fig. 1.

Plansje II, fig. 2. Forstørret (rektangelmerket) parti av pl. II, fig. 1.
The rectangular area shown in Pl. II, Fig. 1 enlarged to 550 times natural size. Tiny crosses composed of octahedra of magnetite about $1\ \mu$ diameters.

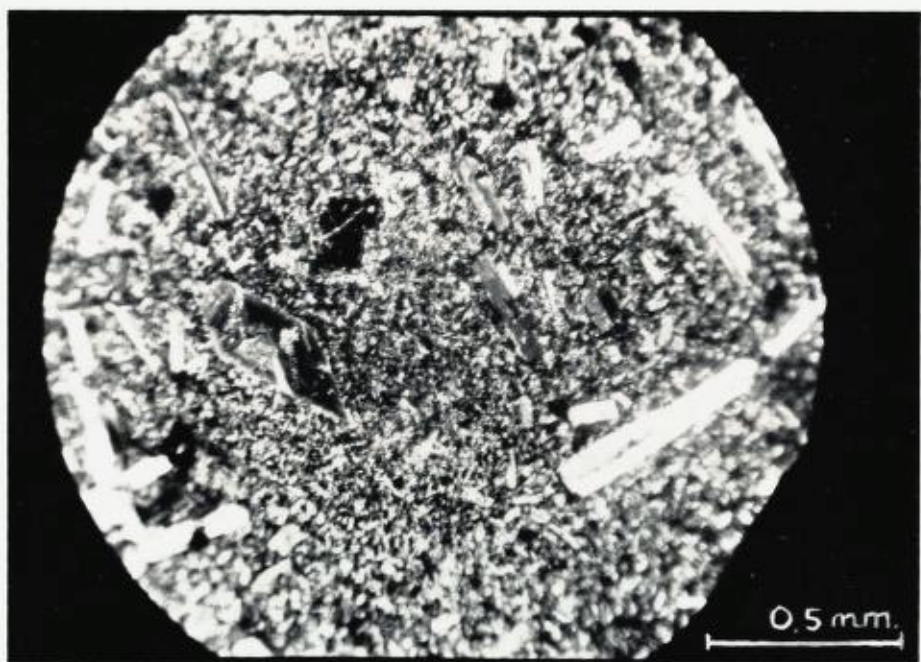
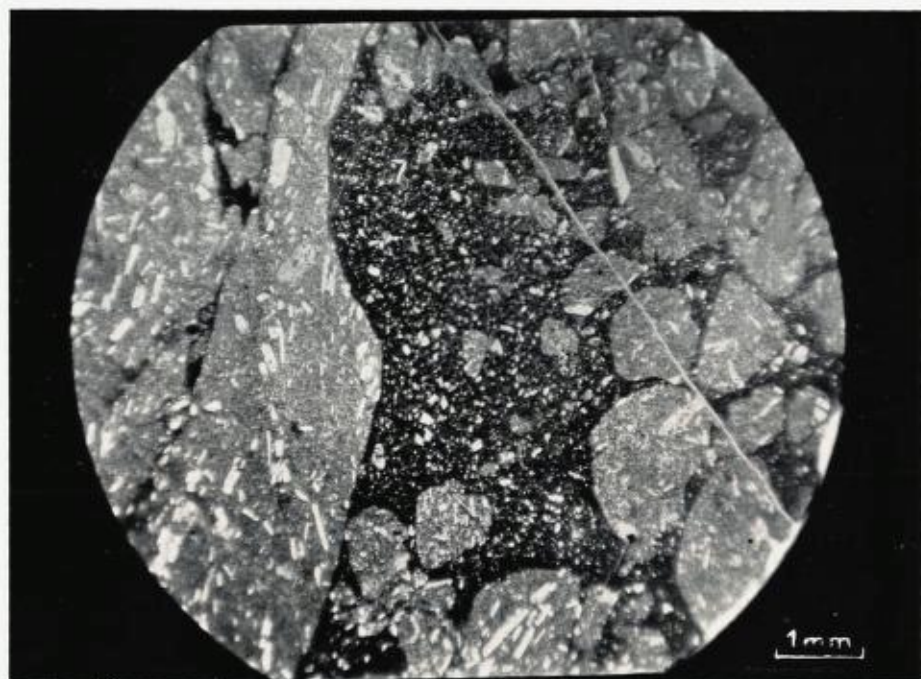


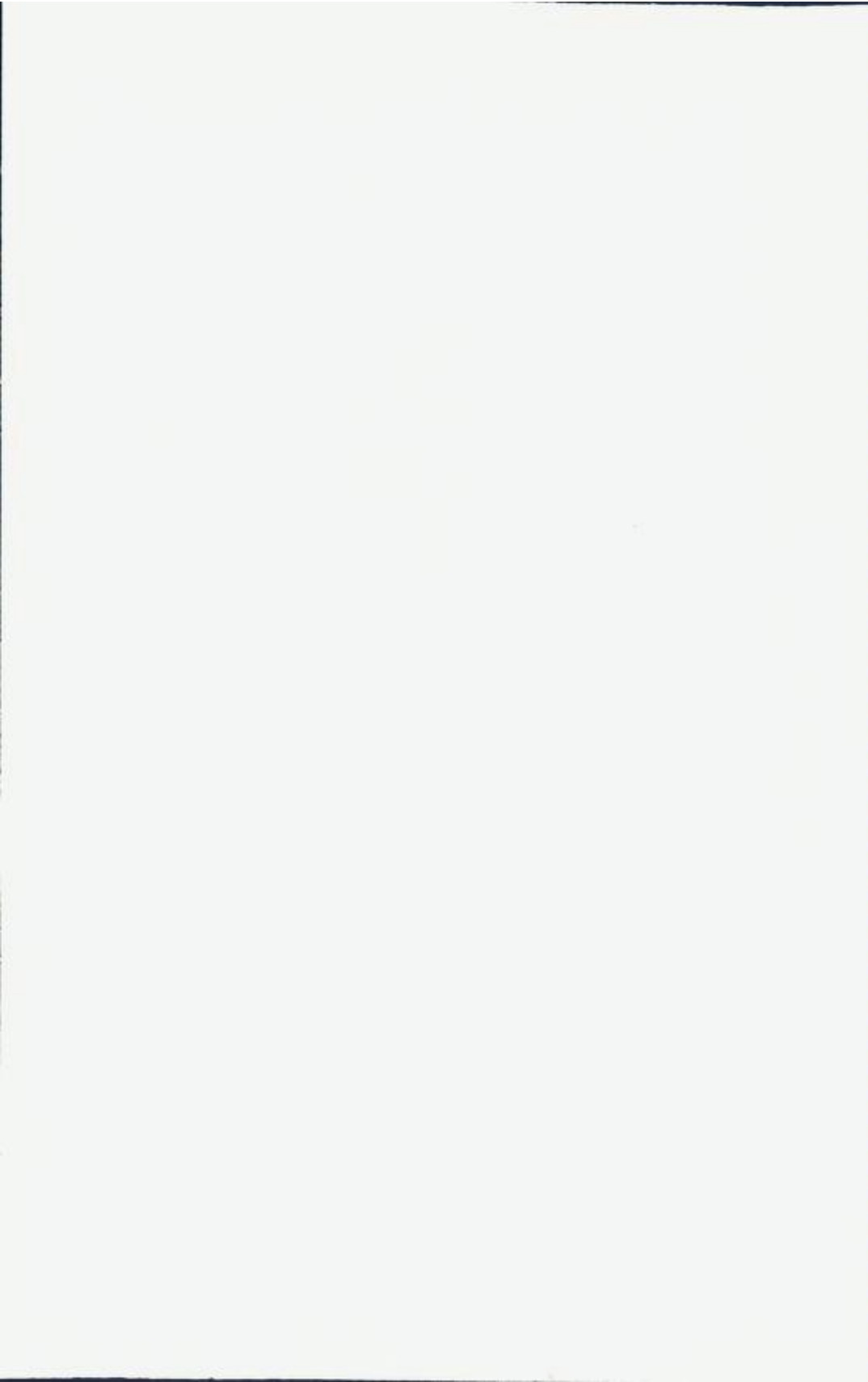
Plansje III, fig. 1. Tynnslip nr. 26—I—F30V. Fot. B. Mauritz. $\times 12$.
 \pm lys. Prøve nr. 23 F30V. 11. juli 1952. Beskrivelse i teksten.

Pseudotachylyte nr. 3, Sample nr. 23. Pseudo-diabase porphyrite brecciated and partially resorbed in later pseudotachylyte. 12 \times . Plane polarized light.

Plansje III, fig. 2. Tynnslip nr. 26—I—F30V. Fot. B. Mauritz. $\times 50$.+n.
Prøve nr. 23 F30V. 11. juli 1952. Beskrivelse i teksten.

Pseudotachylyte (or pseudo-diabase porphyrite) shown in Pl. III, fig. 1. Prismatic plagioclase ($> An_{60}$), some crystals with zonal structure. Matrix of finer-grained plagioclase and -probably monoclinic pyroxene. 50 \times , crossed nicols.





may be sought in hot rockmasses often of anorthositic-noritic (charnockite) character, brought upwards from deeper parts of the sial-shell and forwards on to a basement isostatical depressed, which in this way was exposed to regional-metamorphism. —

Litteratur.

- Forkortelser: N. G. U. = Norges geologiske undersøkelses skrifter.
(Abbreviations) N. G. T. = Norsk geologisk tidsskrift.
Vid.sk.selsk. = Vitenskapsakademiet, Oslo.
- Barth, Tom. F. W.: Theoretical Petrology, New York-London. 1952.
Beyschlag, F., Krusch, P., Vogt, J. H. L.: Die Lagerstätten d. nutzbaren Mineralien u. Gesteine. Stuttgart 1914.
Bjørlykke, K. O.: Gausdal. N. G. U. nr. 13. 1893.
— Høifjeldkvartsens nordøstlige udbredelse. N. G. U. nr. 14. 1893.
— Det centrale Norges fjeldbygning. N. G. U. nr. 39. 1905.
Bugge, Carl: Hemsedal og Gol. N. G. U. nr. 153. 1939.
Cloos, H.: Einführung in die Geologie. Berlin 1936.
Clough, C. T., Maufe, H. B. and Bailey, E. B.: The Cauldron-subsidence of Glen Coe, and the Associated Igneous Phenomena. The Quart. Journ. Geol. Soc. of London. Vol. LXV, pp. 611—678. 1909.
Dietrichson, Brynjulf: Geologiske undersøkelser i Espedalen. N. G. U. nr. 163. 1945 A.
— Sedimentene på det undre skyvedekke i Gudbrandsdalen. N.G.T. Bd. 25, p. 53—89. 1945 B.
— Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen. N. G. T. B. 28, p. 65—143. 1950.
— Regular Fracturing of Rocks. (The Sial-shale of Earth) due to tectonical Stress. 1953 (i manuskript).
- Eckermann, H. v.: The Anorthosite and Kenningite of the Nordingrå-Rødø-Region. Geol. För. Förh. Stockholm 1938.
Gjelsvik, Tore: Anorthositkomplekset i Heidal. N. G. T. Bd. 26, p. 1—58. 1946.
— Metamorphosed Dolerites in the Gneiss Area of Sunnmøre on the West Coast of Southern Norway. N. G. T. Bd. 30. 1952.
- Goldschmidt, V. M.: Petrographische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von Nordwestspitzbergen. Vid. sk. selsk. skr. Matem. Naturv. kl. No. 9. 1911.
— Geol. petr. Studien im Hochgebirge des südl. Norwegens. IV. Vid. sk. selsk. skr. I. Matem. Naturv. Kl. No. 2. Kristiania. 1916 A.
— Konglomeratene inden høifjeldskvartsen. N. G. U. nr. 77. 1916 B.
— Om friksjonsglass (pseudotachylit) i fjellkjeden. Geolog. För. Förh. Bd. 65, p. 83. Stockholm 1943.

- Harker, A.: The Tertiary Igneous Rocks of Skye. Mem. Geol. Survey, p. 167. 1904.
- Hintze, Carl: Handbuch der Mineralogie. 1897.
- Hoel, A. et Høltedahl, O.: Les nappes de lave, les volcans et les sources thermales- dans les environs de la baie Wood au Spitsberg. Vid. sk. selk. skr. I. Matem. Naturv. Kl. No. 8. 1911.
- Holland, Thomas H.: The charnockite Series, a Group of Archæan hypersthene Rocks in Peninsula India. Mem. of the Geol. Surv. of India. Vol. XXVIII. Part 1. 1900.
- Oftedahl, Christoffer: En presset norit ved Sulseter, N. Fron. N. G. T. Bd. 23. 1944.
- Peach, B. N. & others: The geological Structure of the North-West Highlands of Scotland. Mem. Geol. Survey. 1907.
- Shand, S. James: The Pseudotachylite of Parijs (Orange Free State) and its Relation to »Trappshotten Gneis and Flinty Crush-Rock. Quart. Journ. p. 198. London. 1916.
- Eruptive Rocks. London-New York. 1949.
- Sitter, L. U. de, and Sitter-Koomans, C. M. de: The Geology of the Bergamasc Alps. (Lombardia, Italy). Leidse Geologische Mededelingen. Deel XIX B. Uitgave van het Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie te Leiden). 1949.
- Strand, Trygve: Nordre Etnedal. N. G. U. nr. 152. 1938.
- The Sel and Vågå Map Areas. N. G. U. nr. 178. 1951.
- Slidre N. G. U. nr. 180. 1951.
- Tröger, W. E.: Spezielle Petrographie der eruptiven Gesteine. Berlin 1935.
- Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. (Schweizerbart). Stuttgart 1952.
- Törnebohm, A. E.: Grunddragen af det centrala Skandinaviens Bergbyggnad. Kgl. Vit. ak. bd. 28, nr. 5 1896.
- Vogt, J. H. L.: Die Sulfid: Silikatschmelzlösungen. N. G. T. Bd. 4. 1917.
- Vogt, Thorolf: Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie. N. G. T. Bd. 10, p. 95. 115. 1928.
- Wager, L. R. & Deer, W. A.: Geol. Invest. in East Greenland. Part III: The Petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdtugssuaq. Medd. om Grønland. Bd. 105. Nr. 4. København 1939.
- Washington, H. S.: Chemical Analyses of Igneous Rocks (»Tables«). U. S. Geological Survey. 1917.
- Winchell, A. N.: Optical Mineralogy. New York. 1951.

Det nordvestlige gneis-område i det sydlige Norge, aldersforhold og tektonisk-stratigrafisk stilling.

Av

TORRE GJELSVIK

Med 4 tekstfigurer.

I denne artikkel skal jeg vesentlig befatte meg med den del av det nordvestlige gneis-område som ligger mellom kysten fra Nordfjord til Hustadvika i vest, og Trondheims-skifrene fra Vågå til Trollheimen i øst. Den egentlige »Vest-rand« tar jeg ikke med da jeg ikke har personlig feltkjennskap til den. Men jeg kommer til å avlegge sporadiske visitter til alle kanter for det nærmere definerte område.

Aldersspørsmålet for det nordvestlige gneis-område har vært et av de mest omdiskuterte problemer i norsk fjellkjedegeologi i de siste 20 årene. Inntil da hadde området gått under betegnelsen »den Romsdalske grunnfjells-tavle«. C.E. Wegmann var den første som i hvert fall i skrift dro i tvil denne aldersbestemmelse. Wegmann hadde i 20-årene drevet undersøkelser på Fosenhalvøya. Foruten i sin store avhandling »Zur Deutung der Migmatite« (1935) har han publisert iakttagelser fra området i flere små artikler. Noen grundig utredning av problemene i området tok Wegmann ikke opp. Det ble O. Holtedahl som for alvor reiste striden i et foredrag i Norsk geologisk forening i 1938. Holtedahl la her fram resultater fra feltundersøkelser i Oppdal—Trollheimen-strøket. Han ble på møtet sekundert av T. F. W. Barth som særlig hadde undersøkt sparagmittens metamorfose. Det fremgår av referatet for møtet at foredragsholderens syn møtte sterk motstand, ikke av prinsipiell karakter, riktignok, men det ble fremført en rekke innvendinger. Den interesse som foredragsholderens syn vakte, medførte ytterligere undersøkelser. Det første resultat kom i 1941 med I. Rosenqvists's publikasjon »The Lønset anticline in the Oppdal area«. I 1944 utdypet Holtedahl sine synspunkter

i avhandlingen »The Caledonides of Norway«. Hans konklusjon angående det omstridte kompleks er uttrykt i tegnforklaringen til det vedlagte kart og lyder, omsatt til norsk: »Det basalekrystalline kompleks i de relativt sentrale orogene distrikter, hovedsakelig gneiser og granitter, men også glimmer og hornblende-skifre, kalksteiner, ved siden av intermediære og basiske eruptiv-bergarter. Eventuell skifrihet parallell med de ovenforliggende bergarter, ofte med en overgangssone av øyegneis. Bergartene er antatt å ha blitt dannet hovedsakelig ved høy metamorfose, migmatisering og granittisering av for hånden værende bergarter (grunnfjell, eokambrium og kambrosilur)«. I den nevnte diskusjon i Geologisk forening var en av de sterkeste innvendinger mot den nye oppfatning den at en hadde gjort for lite undersøkelser innenfor det store område til å trekke så vidtgående slutninger. Dette kunne nok være en berettiget innvending, selvom en like godt kunne vende den mot den gamle oppfatning. I den senere tid er det imidlertid kommet såvidt mange nye publikasjoner at det kan være av interesse å foreta en oppsummering.

De nye publikasjoner er, for Oppdal: I. Rosenqvist 1946, H. Holtedahl 1950, Dovre: R. Du Dresney 1950, Vågå-Sel: T. Strand 1951, Romsdal—Nordmøre—Gudbrandsdal: T. Strand 1949, Sunnmøre—Nordfjord: T. Gjelsvik 1951 og 1952, N.-H. Kolderup 1951 og 1952, Sogn: K. Landmark 1949. Resultatene av disse arbeider har jeg anvendt til fremstilling av en del kart og profiler. Til disse har jeg også brukt ennå upubliserte resultater fra arbeider av Rosenqvist i Lesja, og meg selv i fjellstrøket nordvest for Jotunheimen over til Møre, og endelig Kolderups kjente arbeide fra kyststrøket mellom Sognefjord og Nordfjord (1928). Jeg har også benyttet meg av det nye Norges-kart til Holtedahl og Dons, for dette distrikts vedkommende, hvor så vel publiserte som upubliserte resultater er kommet med.

På struktur-kartet, fig. 1, er strøk-linjene trukket opp, sammen med enkelte synklinal- og antiklinalakser.

Fall av skifrihetsplan og akseplan er angitt på vanlig måte. Jeg vil sterkt understreke at en ikke kan finne fram til områdets tektonikk bare ved en betraktning av skifrihetsplanenes orientering i rommet. Det er i området en rekke intense foldninger,

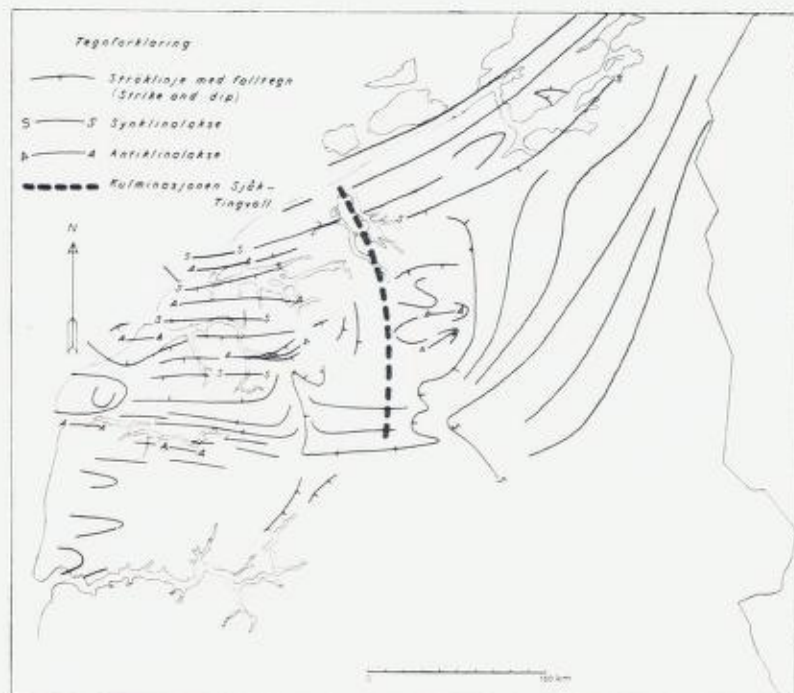


Fig. 1. Strukturkart over Trondheimsfeltet og gneisområdet.
Structural map of the Trondheim region (eastern half) and the gneiss area (western half).

til dels isoklinale og overfoldete, og det er nødvendig å kunne følge orienteringen av bestemte karakteristiske lag. Slike er det få av. Det har vist seg at den eneste lede-horisont av betydning er den lyse sparagmitt. Til en viss grad har jeg hatt nytte av lag av kalkstein og kalksilikat-gneis, og i et enkelt, men meget viktig tilfelle, av den grønne lava (i metamorf tilstand: hornblendeskifer). Man kan i denne forbindelse sammenligne struktur-kartet, fig. 1, med det geologiske kart, fig. 2, som jeg snart skal komme til.

Av struktur-kartet fremgår at strøk-linjene, som i den midtre og nordøstlige del av Trondheims-feltet følger den såkalte kaledonske hovedretning (NØ—SV), i den sydlige del bøyer mer vestlig. I grenseområdet: Trondheimsskifer-basal-

gneis, går strøket i store buer, men vestover i gneisen fortsetter den samme strøkretning som i den sydvestlige del av Trondheimsfeltet. I den sydlige del av gneisfeltet er strøket i fjordregionen så godt som rett øst—vest. Ute ved kysten, særlig fra Søre Sunnmøre og sydover, kommer også krappe bue-strukturer inn igjen så vel i gneisen som i skifrene. I Luster—Sognefjell-trakten er hovedstrøkretningen NØ—SV igjen fremherskende i skifrene, men opp mot vannskillet til Bøverdalen dreier strøket i øst—vestlig retning. Denne retning er for øvrig fremherskende i de dypeste nivåer av basal-gneisen også nede i Jostedalen. (Vi har for lite opplysninger om forholdene mellom Jostedalen og buene ute ved Sogn—Sunnfjord-kysten.) Skifrihetsplanets fall viser ofte sterke lokale vekslinger, men i det store og hele blir de steilere fra syd mot nord både innen basal-gneisområdet og innen Trondheims-feltet. Men bratte isoklinalfoldninger finnes også i syd, f. eks. langs Vågavatn, i Hestbre-piggene og i Hornindalen. Forholdene mellom Skjåk og Lesja er eiendommelige. Stort sett er det svevende lagstilling, men det finnes også områder med helt steile nedfoldninger etter øst—vestlig akse.

Et karakteristisk struktur-trekk i gneisene er en ofte intens småfoldning med akse hovedsakelig i øst—vestlig retning. Aksefallet er ute ved kysten varierende, av og til vestlig, av og til østlig, men i regelen slakt. Innover blir fallet mer konstant 10—30° mot øst. Denne akseretningen holder seg nokså konstant også der hvor strøket varierer, slik at den gir et roligere bilde enn strøkretningen. Flere steder, særlig ute ved kysten, spores et annet småfoldsystem med akse nord—syd, altså loddrett på det første. Strekning- og linjestruktur følger ofte aksene i småfoldene, særlig da de øst—vestlige. Ennå er ikke målingen av disse strukturdata gjort så systematisk over området at en kan forsvare å presentere dem på et kart, men de gjør seg etter min erfaring gjeldende så vel i basal-gneisen som i sparagmitten og i de overliggende skifer-bergarter.

Vi skal så se på de stratigrafiske forhold og begynne i øst ved grensen mot det sikre Trondheims-feltet (se bergartskartet, fig. 2). Fra Vågå-vatnet og nordover forbi Lesja er lagstillingen normal. Med østlig fall har vi øverst Trondheimsskifre, dernest lys sparagmitt og underst basal-gneiss. Fra Snøhetta over Opp-

dal og Trollheimen er forholdene meget mer kompliserte. I det store og hele er lagstillingen den samme som sønnenfor, men på grunn av kraftige foldninger og overfoldninger er de stratigrafiske forhold mer kompliserte (ifølge O. og H. Holtedahl har vi i Oppdal—Trollheimen-trakten et tektonisk nappe-mønster etter beste alpine oppskrift). I Oppdal har I. Rosenqvist (1941) mellom basal-gneisen og den lyse sparagmitt funnet et konglomerat som han tolker som en basal-avleiring. Etter hans oppfatning hadde basal-gneisen fått sine mineraler og strukturer i prekambrisk tid, bortsett fra selve grensesonen, hvor det gjør seg gjeldende en skifrihet parallell med de overliggende lag.

Alle iakttagere er for øvrig enig om at kontakten mellom basal-gneis og den overliggende sparagmitt langs hele grensen fra Vågå til Trollheimen, og for så vidt også videre nordover, er helt konform, et forhold som er radikalt forskjellig fra grensen mellom grunnfjellet og sparagmitt i Sydøst-Norge.

Under den store diskusjonen i 1938 ble det stilt det spørsmål om hellebergarten ved Oppdal virkelig var sparagmitt i stratigrafisk forstand. Mange mente det like godt kunne dreie seg om Telemarkformasjonens kvartsitter. Etter at sparagmitten er fulgt opp gjennom Gudbrandsdalen til Vågåvatnet, og derfra nordover over Lesja og Snøhetta fram til Oppdal, må en kunne si at dette spørsmål er løst i overensstemmelse med Holtedahls oppfatning.

Nord for Trollheimen ser vi at Trondheimsfeltet sender en kraftig kile mot vest—sydvest: Surnadalssynklinalen. Den er ikke funnet mellom Surnadalstjorden og Langfjorden i Romsdal, men derimot, av C. Bugge (1934), på øyene i Romsdalsfjorden utenfor Molde, og av meg ved Hildre brygge i Haram på syd-siden av fjordens utløp. Da jeg har funnet mange typiske grunnsteiner i fjæra på Haramsøy, og strøket her viser en kraftig dreining, ser det ut til at den tar en nordvestlig retning fra Hildre. — Ved siden av grunnsteinen, som er utviklet som hornblendeskifer, finnes i synklinalen forskjellige psammittiske og pelittiske skifer, og her og der litt kalkstein eller kalkholdig skifer. På møtet i 1938 ble det hevdet at der ikke var noen granittiseringskontakt mellom grunnsteinen og gneisen i Romsdalsfjorden. Langs Samsfjorden, fra grunnsteinen ytterst og inn-



Fig. 2. Berggrunnskart over den nordlige del av Sør-Norge. En del forenklet, således er intrusive bergarter i det egentlige Trondheimsfelt ikke spesielt avmerket, bortsett fra serpentinføremkomstene. Bare Valdres-sparagmittens hovedfelt er tatt med.

Geological map of the northern half of Southern Norway, somewhat simplified.

Tegnforklaring på s. 77.
Legend on p. 77.

over mot Brattvåg, ser man imidlertid at der har funnet sted en kraftig granittisering. Man ser først en del spredte feltspat-porfyroblaster i skifrene som ledsager grønnsteinen. Nokså plutselig, men tross alt jevnt, øker porfyroblastene i antall og størrelse, og i løpet av 50 m eller mindre blir skiferen en øyegneis som igjen går over i lysere, mer vanlige gneistyper. Den



Tegnforklaring til fig. 2 (s. 76).

Legend of Fig. 2 (p. 76).

-  Devonformasjonen.
Devonian sandstone.
-  Kambro-silur »vestlig« facies.
Cambro-Silurian, NW facies (Trondheim-schists etc.).
-  Kaledonske intrusiver (Smøla—Hitra).
Caledonian intrusives.
-  Kambro-silur »østlig« facies.
Cambro-Silurian, SE facies.
-  Sparagmitt, kvartsitt, helleberg.
Sparagmite, Quartzite, flagstone.
-  Olivin- og serpentinstein.
Dunite.
-  Basalgneis.
Basal gneiss.
-  Bergen—Jotunstammen, undre skyvedekke.
Bergen—Jotun rocks, lower nappe.
-  Bergen—Jotunstammen, øvre skyvedekke.
Bergen—Jotun rocks, upper nappe.
-  Valdres-Sparagmitt, hovedfelt.
Caledonian arkoses.
-  Bergen—Jotunstammen, Bergensbuene og Sunnfjord.
Bergen—Jotun rocks, West coast areas.
-  Grunnfjell.
Pre-cambrian.
-  Skyvefront.
Thrust zone.

todelte Surnadals-synklinal er et overordentlig viktig trekk i gneisformasjonen.

Vender vi oss så til kystregionen, kjenner vi fra tidligere de kraftige skiferbuer med grønne lavaer langs kysten mellom Sognefjord og Nordfjord. De yngste (øverste) formasjoner i buene er de velkjente devonske sandsteiner og konglomerater. Kolderup som har gjort kyststrøket her til gjenstand for systematiske undersøkelser (1928) oppfattet gneisen som grunnfjell. Han satte dog et spørsmålsteget ved kvartsittformasjonen i Gloppen som han nærmest antok var eo-kambrisk. Under en biltur sammen med Barth og H. Neumann i 1946 fant jeg skifre, kalksteiner, serpentin- og anorthosittlinser over helleberget, hvilket sterkt talte for at også lag yngre enn eo-kambrium var tilstede. (Et snitt gjennom bergartene her er så godt som identisk med et profil gjennom sparagmitten ved Sotaseter i Skjåk.) Kolderup har senere gjort mer systematiske undersøkelser i området som han nå oppfatter som en antiklinal bestående av sparagmitt og yngre formasjoner (1951). Ganske nylig har Kolderup (1952), i forbindelse med en fornyet undersøkelse av Hyllestadbuen, forandret sin oppfatning i vesentlig grad, idet han mener at hele gneiskomplekset, også i indre Sogn, må oppfattes som kaledonsk.

I Luster—Sognefjells-strøket fant Landmark (1949) fyllitter konformt og direkte på basal-gneiser av migmatisk karakter. Disse går i dypere nivå (Jostedalen) over i lyse, homogene og til dels massive gneiser.

Innenfor det store gneisområdet har det vist seg vanskelig å finne bergarter som kaster lys over de stratigrafiske forhold. Dette skyldes nok den intense granittisering som har utvisket de tidligere karakterer. En kan av og til følge enkelte drag av skifrige eller kvartsittiske bergarter over noen kilometer eller mil, men de taper seg i regelen så fort i gneishavet eller under overdekning, at det er vanskelig å få tak i den innbyrdes sammenheng. Ute ved kysten er det imidlertid noen brede belter av kalksilikat-gneiser, som en på grunn av den forholdsvis regelmessige folde-tektonikk må anta representerer et og samme lag eller kanskje to. Ellers er det bare den forholdsvis mektige lyse sparagmitt som har klart å motstå granittiseringen slik at en

får en viss idé om de stratigrafiske forhold i store trekk. Det har lyktes meg å spore sparagmitten i en strekning av 15—20 mil i vestlig og nordvestlig retning fra de før kjente lokaliteter i Vågå—Lom. Fra Garmo i Lom over Bøverdalen og Hestbrepiggene og fram til fjellene ovenfor Sotaseter i Skjåk, stryker sparagmitten steilt vestlig. Så folder den seg voldsomt over og stryker i invertert lagstilling, og med mange mindre foldninger underveis, over Grotli i Skjåk og nesten fram til Tafjord. Her folder den seg igjen kraftig tilbake i normal lagstilling og går i en bue i retning Lesja, men så fremover mot fjordregionen igjen. Videre har jeg bare bruddstykkevis fulgt den ennå, men det ser ut som om den stryker over innerste del av Tafjord fram til Uksneset ved Stranda, hvor den muligens bøyer skarpt tilbake over fjorden til Sylte i Valldal og videre nordøstover. Det gjenstår ennå en del detalj-arbeide før jeg kan si at jeg har gått på sparagmitten hele veien, således i trakten mellom Hestbrepiggene og Sotaseter og i de nesten alpine fjellformasjoner mellom Valldal og Tafjord. Langs sparagmittdraget, både over og under, finnes av og til en del granatførende glimmer-skifre. Disse lag er imidlertid ikke særlig konsistente og synes å representere tilfeldige rester av mer pelittiske sedimenter.

Også i fjordtraktene og på øyene i Søre Sunnmøre har vi truffet på drag av helleberg og finkornig kvartsittisk gneis som sannsynligvis hører til sparagmitt-gruppen, men det har ennå ikke vært mulig å sette dem i forbindelse med de sikre sparagmitt-drag lengere øst.

Sparagmitt-avdelingen synes så godt som overalt hvor man har kunnet kontrollere det, å være representert mellom basalgneis og Trondheimsskifer om enn i vekslende mektighet.

Jeg har allerede nevnt kalksteinene og kalksilikat-gneisene ved kysten i Sunnmøre. Går vi videre nordover, har vi de kjente store kalksteins-drag på Romsdals-halvøya utenfor Molde. I Trondheims-feltet ser vi at de fleste og største kalksteins-drag står i nær relasjon til Surnadals-synklinalens fortsettelse nordøstover. (Fig. 3.) Det dreier seg, så vidt jeg kan forstå, om 2 større nivå, ett i Hølonde-trakten ligger over grønnsteins-horisonten, det annet — ved Snåsa — ligger under. Det kan naturligvis ennå ikke trekkes sikre slutninger om sammenhengen



Fig. 3. Fordelingen av kalkbergarter i Trondheimsfeltet og gneisområdet.
Distribution of limestone and limesilicate gneisses in the Trondheim region and in the gneiss area.

mellom Møre- og Trøndelags-kalkene, men den geografiske fordeling omkring Surnadals-synklinalen er påfallende. På grunn av den kraftige foldetektonikk i Møre er det å vente en hyppigere gjentakelse av lagene i dagflaten. Særlig fristende er det å parallellisere kalksteinene på Romsdalshalvøya med dem i Snåsa. Begge steder dreier det seg om mektige benker av ren kalkstein med et minimalt innhold av magnesium.

Sammenholder vi nå de forskjellige strukturelle og stratigrafiske data, får vi følgende bilde: Fra øst—nordøst fortsetter Trondheims-feltet inn i basal-gneisområdet i en rekke mindre,

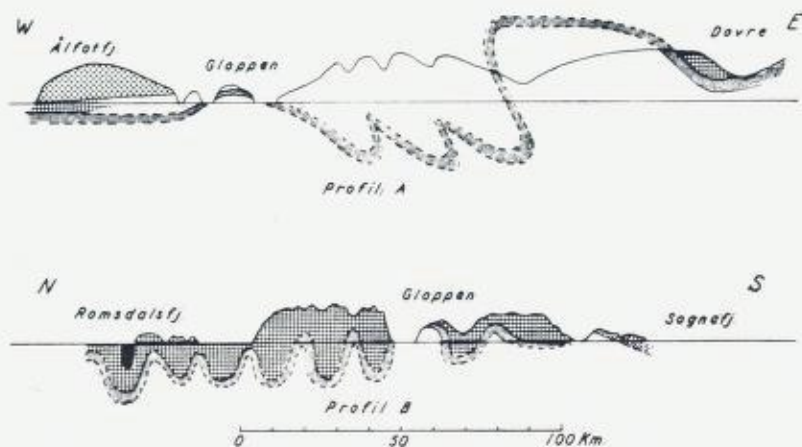


Fig. 4. Profil A. Fra kysten ved Bremanger til Gudbrandsdalen.

Tegnforklaring som fig. 2.

E—W profile from the coast south of Nordfjord to the valley of Gudbrandsdal. Legend in Fig. 2.

Profil B. Skjematisk fremstilling av de antatte stratigrafiske forhold mellom Romsdalsfjord og Sognefjord, idet en har sett bort fra de metasomatiske prosesser (omvandlingen av sedimentære skifre til gneiser).

Tegnforklaringen som fig. 2, grønnsteins-synklinalen særskilt avmerket i svart.

Supposed stratigraphy between Romsdalsfjord and Sognefjord, the rocks presented according to the original composition, metasomatic alteration (granitisation etc.) not considered.

Legend as in Fig. 2, the greenstone in the syncline of Romsdalsfjord with black colour.

og en større synklinal (Surnadal-synklinalen). Fra Vågåvatnet og nord—nordvestover over Lesja danner sparagmitten, et antiklinorium, og dette fortsetter sannsynligvis i samme retning ut mot havet i nordvest hvilket forklarer avbrytelsen av Surnadals-synklinalen i dette område. Det riktige vil da være å kalle dette antiklinorium for en kulminasjon av det hoved-synklinorium som Trondheims-feltet representerer. Kulminasjonen, hvis sentrale sone er trukket opp med grov stipplet linje på fig. 1, kaller jeg heretter for Skjåk—Tingvoll-kulminasjonen. Vest for kulminasjonen stuper lagene ned igjen, til dels i invertert stilling.

En sterkere depresjon ute ved kysten tvinger så yngre lag av Trondheimskiferfacies ytterligere ned. På grunn av den kraftige folde-struktur får vi begrensningen mellom gneis og skifer her som kraftige buer (slik som f. eks. ved Oppdal i den østlige del av gneisområdet). Det er å merke at Skjåk—Tingvoll-kulminasjonens vestgrense på en lang strekning er invertert. Et profil fra Bremanger-landet over Älfot-breen — Gloppen — Skjåk — til Gudbrandsdalen (Dovre) er skjematisk avbildet i fig. 4 A. Hvorvidt den inverterte lagstilling i midten av profilet virkelig betyr en overfoldning mot vest eller en underfoldning mot øst, skal jeg la stå åpent. Jeg skal bare gjøre oppmerksom på at akseplanet av Surnadals-synklinalen har en tendens til syd—sydøstlig fall.

Et viktig spørsmål er nå: Hvor meget av gneisen er grunnfjell eller dannet på bekostning av grunnfjell, og hvor meget er dannet av yngre formasjoner? I Oppdal har så vel I. Rosenqvist som H. Høltedahl kommet til det resultat at konglomeratet i Lønset-antiklinalen og andre steder er et virkelig basalkonglomerat, således at den underliggende gneis bare er mer eller mindre omvandlet pre-kambrium. Men det helleberget som ligger over konglomeratet er etter beskrivelsen overveiende en metamorf variant av den lyse sparagmitt. Hvor er det blitt av den underliggende mørke sparagmitt? Før man går nærmere inn på dette problem er det nødvendig å si noen ord om gneisenes petrografiske karakter og om de metasomatiske prosesser som har funnet sted i området.

Strand har i sitt interessante arbeide av 1951 funnet ut at Trondheims-sedimentene i Vågå—Sel har vært gjenstand for en regional kalsium-natrium-metasomatose. Videre påviser han en utpreget gneis-dannelse i Dovre-trakten, i lag han antar ekvivalerer den mørke sparagmitt. Jeg kan her legge til at også de sterkt forskifrete jotun-bergarter på det undre flak i Kvam—Vinstra-trakten i enkelte soner er blitt omvandlet til en utpreget øyegneis. Videre har Strand ved Hjerkins st. funnet kalksilikat-gneiser i Trondheims-skifrene. I et annet arbeide (1949) om basal-gneisene i Nordmøre—Romsdal—Gudbrandsdalstraktene påviste han at eldre kompleks av plagioklas-gneiser var blitt utsatt for en kalium-metasomatose og omdannet til granittiske

gneiser. Han anså den siste for å være av kaledonsk alder, mens han antok at plagioklas-gneisen representerte pre-kambriske bergarter.

Denne yngre kali-metasomatose (granittisering i engere forstand) har jeg også iaktatt i de områder jeg har undersøkt. Den er meget intens og har en stor regional utbredelse. Et eldre kompleks av bergarter, dels sure plagioklas-gneiser, dels kalksilikat-gneiser, feltspatførende skifre og kvartsitter, også amfibolitter og andre basiske bergarter, er blitt utsatt for metasomatiske prosesser, i første rekke en kalium-metasomatose, slik at det er dannet grovkornige årer, øyne, slirer og ganger av granittisk sammensetning. Sjelden er det mektigheter mer enn et par meter. Innenfor hele det store område jeg har undersøkt, et belte fra kysten mellom Nordfjord og Romsdalsfjord og inntil Trondheimsfeltet i nordre Gudbrandsdal, har jeg overhodet ikke påtruffet en eneste større forekomst av massiv, eruptiv-granittisk karakter.

Men saken er ikke så enkel likevel. For det første er det ikke sjelden å treffe på årer og slirer av grano-diorittisk, nærmere bestemt trondheimittisk karakter, ofte med porfyroblastisk hornblende som mørkt mineral. De eneste »ganger« av intrusiv karakter jeg har sett er faktisk trondheimittiske ganger (i Skodje og Ørskog). Dessuten har jeg flere steder sett spor av 3 eller flere granittiserings-perioder. Når disse granittiske partier er tektonisk påvirket er det i overveiende grad etter den øst—vestlige folde- og strekningsakse, en struktur som altså gjør seg gjeldende også i Trondheimsfeltet. Det er ett moment som jeg har inntrykk av ofte er ignorert når man har vurdert spørsmålet om kaledonske versus pre-kambriske strukturer, nemlig at den kaledonske orogenese har bestått av en rekke adskilte faser. Riktignok har man ansett at flere av dem har vært så svake at de ikke har gitt anledning til noen større metamorfose. Men her må man ta i betraktning at fasenes metamorfose-grad er bedømt i de orogene randsoner eller i hvert fall i soner med relativ svak metamorfose. En må anta at det har vært en sterkere metamorfose-grad i de mer sentrale strøk, og en kan godt tenke seg at de forskjellige faser kan ha hatt ulik styrke i forskjellige områder, og at kreftene har hatt varierende retninger i de for-

skjellige faser. At en f. eks. kan spore forskjellige strukturer i et område er ikke nok bevis for at den eldste er prekambrisk. På rent *petrografisk* basis kan aldersspørsmålet neppe avgjøres. Det er mulig at en ved en kombinert strukturell-stratigrafisk-petrografisk undersøkelse av et utvalgt detalj-område kan skaffe mer klarhet. Men en støter jo også på vanskeligheter som at eldre struktur-retninger kan påvirke yngre, og at vi har få holdepunkter for bestemmelse av de prekambriske retninger i et slikt yngre orogent sentralparti. Jeg stiller meg derfor a priori skeptisk til Strand's foran nevnte alderskonklusjon vedrørende plagioklas-gneisen. Ikke minst den natrium-kalsium-metasomatose han har påvist i Trondheims-sedimentene i Otta—Selområdet, som utvilsomt er av kaledonsk alder, setter et spørsmålsteget ved denne slutning. Strand har meddelt meg at han heller ikke er av denne oppfatning lenger.

En mer regional betraktning er vel det vi foreløpig får legge til grunn. På det geologiske kart, fig. 2, ser man at sparagmitten fra Bøverdalen, når den stryker videre vest og nordvest-over, får gneis både over og under, og det er min erfaring at det sjelden lar seg spore noen forskjell av betydning av heng- eller ligg-gneisenes petrografiske karakter. Jeg har inntrykk av at der har skjedd så intense metasomatiske omsetninger i dette område i kaledonsk tid, at det, bortsett fra de sentrale deler av Surnadals-synklinalen, gjennomgående bare er den mektige benk av lys sparagmitt som har stått imot, og selv denne er mange steder sterkt granittisert, idet det har skjedd lokale gjennombrudd av migmatitt-fronten. Jeg har også inntrykk av at den lyse sparagmitt har fungert som en demning mot granittiseringen, men når denne først er virkelig gjennombruddt, har migmatitt-fronten bredt seg videre både lateralt og transversalt i lagrekken. Den ofte iaktatte »klare« grense mellom basal-gneis og helleberg, representerer således etter min oppfatning vanligvis ikke den opprinnelige grense mellom prekambrium og sparagmitt. Hvis en f. eks. følger grensen fra Vågavatnet og nordover på Strands kart (1951), ser en at på sydsiden, ved Garmo, ligger den mørke sparagmitt mellom basal-gneis og lys sparagmitt, men allerede på nordsiden av vatnet, der sparagmitt stryker rett nordover, har den gitt plass til øye-

gneis, og videre nordover er basal-gneis og lys sparagmitt i direkte kontakt. Jeg er endog fristet til å sette spørsmålstegn ved »basal«konglomeratet i Oppdal. Jeg vil minne om Rostens konglomerat i Dovre, som ligger nær basis for den lyse sparagmitt, altså over den mørke, og jeg kan opplyse at en nær basis for den lyse sparagmitt i Hestbre-piggene har et sterkt strukket *intraformasjonalt* kvartskonglomerat som minner adskillig om det H. Høltedahl beskriver fra Lorthø i Oppdal (1949, s. 35). I en fotnote (s. 14) i sitt 1951-arbeide antyder også Strand en analogi mellom basal-gneisen i Oppdal og Vardhø-gneisene i Dovre, nettopp fordi de begge er overleiret av lys sparagmitt med et konglomerat nederst.

I og med at det dreier seg om et så stort og ennå så lite undersøkt område, kan det naturligvis ikke benektes at en flere steder kan finne grenser mellom opprinnelige prekambriske og yngre formasjoner. Naturen byr så ofte på overraskelser. Men jeg tror det vil vise seg vanskelig å følge slike grenser over lengere strekninger. Idet jeg henviser til de tre kartfigurer ennå en gang, skal jeg forsøke å gi en antydning om hvor man skulle ha størst mulighet til å finne mest av opprinnelig prekambriske bergarter. Ett område er naturligvis Skjåk—Tingvoll-kulminasjonen, men i den sydlige del av denne ser det ut som om sparagmitt ligger i eller nær dagflaten mange steder. Betrakter man fig. 3 vil man se at fra Sunnmøre og nordover, i hvert fall til syd for Kristiansund, har man en hyppig opptreden av kalkbergarter i tilknytning til Surnadals-synklinalen. Sydover gjennom Nordfjord og Sunnfjord ser det ut til å være en hyppigere opptreden av sparagmitt. En får således inntrykk av at en sydover fra Romsdalsfjorden, på tross av de stadige gjentatte foldninger, i det store og hele beveger seg nedover i lagrekken. I samme retning taler den hyppige opptreden av serpentin- og olivin-steiner i Sunnmøre og Nordfjord. I den østlige del av basalgneis-området følger olivin-steinene ofte den lyse sparagmitt. Ute ved kysten følger de hyppigst kalksilikatsonene. Det er sannsynligvis Kjerulfs vegstenshorisont, lavt i Rørosgruppen, nesten på grensen mot sparagmitt, som således finnes igjen i basal-gneisen. Betrakter man hele området fra riksgrensen til havet på fig. 2, ser man videre at sydgrensen for sparagmittens

utbredelse fra Mjøs-trakten har en vest—nordvestlig kurs. Da en også ved å gå sydoover fra Møre etter hvert går ut av den mer sentrale-orogene sone hvor plastisk deformasjon spiller hovedrollen og nærmer seg randsonen, vil en også i denne retning ha stigende muligheter for å finne det som en gang har vært grunnfjell, sannsynligvis også med sine opprinnelige strukturer og mineraler mer bevart. Det kritiske område synes for meg å ligge på nordsiden av Sognefjorden, og det er derfor med spenning jeg venter på resultatet av Bergensgeologenes framstøt der. Jeg har gitt en meget skjematisk fremstilling av et N—S profil i fig. 4 B.

Min konklusjon blir således at *Trondheims-synklinoriet etter en kulminasjon over Skjåk—Tingvoll dukker ned igjen i Romsdal—Sunnmøre hvor mesteparten av bergartene er i en sterkt granittisert tilstand*. Jeg anser grønnsteinen (hornblendeskiferen) i Surnadals-synklinalen for å være av de yngste, kanskje det yngste, lag, og at mesteparten av gneisen i Romsdal—Sunnmøre opprinnelig har bestått av Brekkskifer- eller Rørosskifergruppen. På grunn av den sterke isoklinale foldning kan det godt tenkes at eokambriske og prekambriske lag også kommer inn, men det er først fra Nordfjord og sydoover at disse kommer inn i større grad. Oppfatter vi som Kolderup Gloppen—Breimområdet som en antiklinal, vil vi syd for Nordfjord ennå i overveiende grad ha opprinnelig kambro-siluriske lag. Ute ved kysten synes det som om en sterkere depresjon av synklinoriet har funnet sted hvilket har forårsaket buene med grønnstein og andre yngre formasjoner.

Man vil forstå at mine konklusjoner bygger på hva man kan kalle et tektonisk kontinuitets-prinsipp. Det vil si at det innen området ikke er overskyvninger eller forkastninger av større dimensjoner. Det er en arbeidshypotese jeg er kommet fram til etter hvert. Det har nok hendt meg ofte under forfølgningen av et lag at det forsvinner, men da på grunn av utkiling eller metasomatiske prosesser. Ofte er det mulig å finne laget eller spøkliga rester av det igjen i strøkretningen. Skarpe isoklinalfoldninger er også ofte forklaringen. Naturligvis har ikke undersøkelsene ennå kommet så langt at en med sikkerhet kan sette større diskontinuiteter ut av betraktning. Det er et enkelt

tilfelle, nemlig en skål av sparagmitt i toppen av et høyt fjellparti inne i Tafjord-fjella, hvor de tektoniske forhold kan tyde på at en overskyvning har funnet sted. Men heller ikke her dreier det seg om virkelig store avstander. Nettopp den lange »slangen« av sparagmitt (fig. 2), en stiv lagpakke på flere hundre meters tykkelse, er en god indikasjon på at forholdene har vært ugunstige for skyvetektonikk. Den fremviser utallige eksempler på intens foldning, i smått som i stort. Det mest storslagne eksempel finner en øverst i Skjåk. På strekningen Nysetra—Grotli, en snau mil, skjærer den lyse sparagmitt over dalbunnen hele åtte ganger. En nærmere undersøkelse viste at det dreiet seg om isoklinal-foldninger etter et slags trekkspill-mønster. Man får inntrykk av at sparagmitten har vært helt plastisk under denne del av den tektoniske fase. Men dette forhindrer jo ikke at overskyvninger kan ha funnet sted i en tidligere kaledonsk fase. Langs den sydlige og østlige grense av Trondheims-feltet går som kjent en markert skyvefront. De geologiske forhold som kommer fram på kartfigurene, viser imidlertid at denne skyvning må ha gått forut for granittiseringen i gneisområdet. Gneisområdet står tektonisk i skarp kontrast til randsonen Voss—Jotunheimen etc., hvor skyvninger er karakteristiske. Det er således uten tvil berettiget å tale om en sentral orogen sone, men siden begrepet *rot-sone* i den senere tid har vært anvendt i forbindelse med dette basalgneis-området, er det på sin plass å nevne at den ikke representerer noen virkelig dypsoner, katasonen. Gneisenes mineral-fasies er jevnt over bare amfibolitt-fasies. De mørke mineraler er overveiende hydroksylholdige, og plagioklasen i regelen sur. Det er mulig at gneisene i den ytterste kystsoner nord for Stadt har vært i en litt høyere mineralfasies.

Til slutt skal jeg streife et annet meget omdiskutert hovedproblem for vår fjellkjede-forskning: Opprinnelsen for de store (overskjøvne) masser av Bergen—Jotun-stammen. Da man har gått ut fra at skyveretningen har vært fra nordvest mot sydøst, har det falt naturlig å tenke på en opprinnelse i gneiskomplekset i nordvest. Spesielt har det vært pekt på den hyppige opptreden av anorthosit der. Selvom jeg ikke har hatt anledning til å fare over hele området i detalj, vil jeg uten å nøle si at Bergen—Jotun-stammens røtter ikke finnes i gneisene nord for Nord-

fjord. Massive bergarter av denne størrelsesorden eller type forekommer ikke. Anorthosittene i gneistavlen er i regelen av meget små dimensjoner. De har ingen mangerittisk tendens, har i regelen små mengder femiske mineraler, og da som oftest hornblende eller biotitt, sjeldenere granat. En unntagelse danner en middels stor anorthositt, Skyrfjell i Sande. Her opptrer mer pyroksen slik at en heller kan tale om en anorthositt-gabbro eller noritt. I Fiskå i Vannylven er det en middels stor forekomst av normal, grovkornet anorthositt med små mengder rombisk pyroksen og litt ilmenitt-konsentrasjoner, for så vidt en helt normal anorthositt-type, og ingen spesiell Bergen—Jotun-type. Jeg vil også feste oppmerksomheten ved at Bergen—Jotunstammens bergarter stort sett har befunnet seg i granulitt-fasies. Naturligvis er det mulig at de er skjøvet opp fra et område ute i havet i nordvest. Men skulle man ikke begynne å tenke litt på muligheten av en vestlig eller sydvestlig rot? Der vet vi i alle fall at de forekommer i større masser. Man får også en mer håndgripelig forklaring på den Gudbrandsdalske folderetning som gjør seg sterkest gjeldende nettopp i fronten av Jotunpakken dersom skyvningen har gått mot nordøst.

Summary.

*The North-Western Gneiss Area of Southern Norway,
Age Relationship and Tectonical-Stratigraphical Setting.*

Structures.

In Fig. 1, the trend of the strike directions in the gneiss area and in the Trondheim synclinorium is shown, and in addition the axes of some of the major synclines and anticlines. In the NE part of the Trondheim synclinorium, the strike is the "normal" Caledonian one (NE—SW), but towards the gneiss area, the strike continuously curves towards the west. An E—W strike prevails in the north and west parts of the gneiss area, except for the coast region south of the Stad peninsula. In the east part of the gneiss area, the structural relations are very complicated, isoclinal and recumbent folds being characteristic. In the coast area south of Stad, arch structures prevail.

The gneiss area has been intensely folded, between Romsdalsfjord and Storfjord several major synclines and anticlines have been exactly located. The continuation of the Surnadal syncline of the Trondheim synclinorium, situated in the Romsdalsfjord, is most important. The folds are mostly isoclinal, with vertical or steeply south dipping axial planes. Southwards, the structural features are not so well known, but the rocks generally seem to be more gently folded. Isoclinal folding is observed at various places, however, especially along the border of Sunnmøre and Nordfjord.

In the Trondheim synclinorium, the beds are more flat-lying or only gently folded in the SE part. Towards the NW the folds are more abundant, and they are more steeply dipping. The Surnadal syncline seems to be the deepest and most important fold within the synclinorium.

The whole gneiss complex has been subjected to small scale folding with axes plunging slightly towards the east. Lineation parallels the minor folds, and transverse fractures are very common. These structures are also found, without any essential change of directions, in the gneiss areas where irregular strike trends are present, as well as in the Eocambrian flagstones and the Paleozoic Trondheim schists. In the western part of the gneiss area, along the coast, the axes of the minor folds are horizontal, and sometimes dipping a few degrees towards the west. To a much less extent, minor folds with N—S axes, i. e. perpendicular to the above type, are found. Neither important faults nor thrust planes have been observed within the gneiss area.

Stratigraphy (cf. Figs. 1 and 2).

In the border region between the gneisses and the schists, from Vågå and northwards, the sequence is, in descending order: Trondheim schists, Sparagmitian flagstones, and basal gneisses. The beds generally dip towards east. In the Oppdal area, the stratigraphical relationship is not easy to work out, because of the complicated structures. In this area Rosenqvist (1941) found a conglomerate at the base of the flagstones.

In the Sunnmøre area the contact between the flagstones and the basal gneisses is everywhere concordant, however.

To the north of Oppdal, the Trondheim schists form the deep Surnadal Syncline in the basal gneisses. Below the schists the succession of layers is: flagstone, migmatic gneiss, homogeneous gneiss. The Surnadal syncline is discontinued for some distance, but is found again on some islands in the Romsdalsfjord (Bugge 1934) and further W (Gjelsvik 1951). The syncline consist of hornblende schists (meta-basalt of Ordovician age), metamorphic pelitic and psammitic schists, partly limebearing. At several places, feldspar porphyroblasts are found in the schists, downwards the porphyroblasts increase in number and size, and finally an augengneiss is formed, which grades into ordinary gneisses below. Thus the contact between the schists in the syncline and the basal gneisses is a gradational one and due to granitisation.

Along the coast between Sognefjord and Nordfjord, arches of Trondheim schists (including metabasalts) have been known for a long time (Kolderup 1928). Quartzites occur in the basal gneisses, at some distance from the contact. According to the latest interpretation of Kolderup (1952) the basal gneisses are granitized Paleozoic schists. Kolderup (1950) also consider the flagstones at Gloppen, south of Nordfjord, to be Eocambrian Sparagmites, forming an anticline.

In the district of Luster (Sogn) Landmark (1949) phyllites with conformable contacts above migmatic basal gneisses. No flagstone was found by him.

It is not possible to establish any stratigraphy within the large gneiss area. The rocks are so intensely granitised as to make any recognition of the original layers impossible. Along the coast, especially between the Stad peninsula and the city of Ålesund, and on the Romsdal peninsula, crystalline limestones are found, which are attended by lime silicate gneisses. Fig. 3 shows the distribution of these rocks, both in the basal gneisses and in the Trondheim synclinorium. In the latter place they seem to represent 2 beds, one situated below, the other above, the (Ordovician) Støren basalt. The map indicates a

close relationship between the limestones in the Trondheim synclorium and those in the basal gneisses.

The only stratum in the gneiss area which can be traced for any distance is the flagstone (cf. Fig. 2). Westward from Vågå it is raised vertically. At Sotaseter in Skjåk it is sharply folded over and strikes in inverted position NW, almost to Tafjord. There a new fold takes the layer back in normal position, and makes it continue eastwards. Its further course is as yet incompletely known, but its presumed position is indicated on the map, Fig. 2.

In the lower beds of the Trondheim schists, serpentine rocks are frequent. Since a widespread serpentine conglomerat occurs in a bed only a little higher in the succession, the serpentines set an upper limit of the age of the schists, in which they occur. The serpentine "horizon" has been used as an indicator of low Paleozoic age. On the map, Fig. 2 it can be seen that the serpentine belt, after a discontinuity between Vågå and Skjåk, is found again in the basal gneisses. (The greater spread of the serpentine in the western regions is due to folding.)

Petrography.

One of the main reasons why the basal gneisses were taken to be of Pre-cambrian age, was their similarity to "ordinary" Pre-cambrian gneisses, for example those in SE Norway. And it was thought that the Paleozoic schists, though metamorphosed, were distinctly different from them.

In the key area of Vågå—Sel, which has been thoroughly studied by Strand (1951) it is found that the Trondheim schists have been subjected to a regional Na-Ca-metasomatism, resulting in formation of sodic plagioclase. The lowest series of the geosyncline layers, the "dark" sparagmites, which are more pelitic than the overlying "light" sparagmite, in this area, has been regionally granitised. The light sparagmite, in the form of flagstone, has been only locally granitised. In some places, a conglomerate (the Rosten conglomerate) is found between the dark and the light sparagmite.

In the Oppdal area, the basal gneiss is directly overlain by the flagstones, in one place (at Lønset) a conglomerate

occurs at the base of the flagstones. If this, as Rosenqvist (1941) says, is the real basal conglomerate of the Eo-cambrian sparagmite series, then the dark sparagmite must be missing in Oppdal. Strand (1951), however, suggests an analogy between the granitised dark sparagmite in Vågå—Sel (the Vardhø schists and gneisses), and the basal gneisses at Oppdal.

In the central parts of the gneiss area, several periods of granitisation (felspatisation) are observed. The youngest, and most widespread one, gave rise to a K-metasomatism. Various rocks: micaschists, quartzites (sparagmites), plagioclase gneiss, amphibolites etc., were converted to vein-gneisses and augen-gneisses of granodioritic composition. It is not possible to detect any essential difference in the petrographic character of the gneisses above or below the flagstone series. Even the latter has in some places been granitised. *Thus it seems that both Precambrian and Paleozoic rocks have been subjected to an intense and widespread granitisation in Caledonian time. Outside the gneiss zone there is another zone of plagioclasebearing schists,* thus bridging the gap between the migmatite gneisses and the metamorphic schists in the east. To all appearance, the thick flagstone series (approximately 1000 feet) have been very resistant towards the granitising agents, and have protected the above schists, but once the migmatic front broke through, it spread rapidly into the layers above, laterally as well as transversally.

The thermodynamic conditions during the metamorphism seem rather constant within the gneiss area. In the east part, the metamorphic facies are epidote-amphibolite facies. In the central and west part, the gneisses are in amphibolite facies.

Conclusions.

1. The structural, stratigraphic and petrographic features of the basal gneisses and the Trondheim schists indicate that they belong to the same synclinorium, separated only by an axial culmination over Skjåk—Tingvold.

West of the culmination, the Trondheim schists have been thoroughly migmatized, except for the greenstones and schists in the core of the continuation of the Surnadal syncline.

East of the culmination, the migmatite front in most places has reached the base of the flagstone series. Thus the basal gneisses include derivatives of the lowest Eo-cambrian series, the dark sparagmite. Consequently, the seemingly sharp contact between the basal gneisses and the flagstones generally does not represent the original border between Pre-cambrian and younger rocks.

2. The regional-metasomatic activity of the Caledonian orogeny within the gneiss area has been so intense that it seems impossible, from petrographic appearance, to separate Caledonian gneisses of Paleozoic material from pristine Pre-cambrian gneisses, recrystallized in Caledonian time.

The tectonic and stratigraphic data allow a very rough separation of the basal gneisses between Romsdalsfjord and Sognefjord according to the original composition (cf. Fig. 4) †

The *Skjåk—Tingvold* culmination: Pre-cambrian gneisses and cambrian sparagmites.

Sunnmøre and Romsdal: Mostly Trondheim schists (below the Ordovician Støren basalts). In the anticlines, Eo-cambrian and, perhaps, Pre-cambrian rocks.

Nordfjord and Sunnfjord, outer part of Sogn: Trondheim schists and Eo-cambrian sparagmites. Pre-cambrian material in the anticlines, especially in Sunnfjord.

Inner part of Sogn: Paleozoic schists (of SE facies) and Pre-cambrian gneisses. Eo-cambrian sparagmites absent. In this area, the Pre-cambrian rocks and structures (including the great unconformity and the basal conglomerate) may be less altered in Caledonian time. (Data from this part of the area are very scarce.)

3. The geologic conditions in the basal gneisses clearly show that they belong to a central zone of the Caledonian orogeny. They do not show *katazonal* characters, however, consequently it may not be correct to call it a root-zone.

4. Rocks of definite Bergen—Jotun affinity have not been observed within the gneiss area. These rocks occur in large, overthrust masses SE of the gneiss area, and their roots must either be sought in the Atlantic Ocean beyond the gneiss area, or in the Bergen district.

Referanser.

1928. Kolderup, N.-H.: Fjellbygningen i kyststrøket mellem Nordfjord og Sognefjord. Bergens Museums årbok, naturvitenskapelig rekke Nr. 1.
1934. Bugge, C.: Grønne trondhjemsskiire på øyene ved Molde. N.G.T. nr. 14, p. 167.
1935. Wegmann, C. E.: Zur Deutung der Migmatite. Geologische Rundschau. Bd. 26, p. 305.
1938. Barth, T. F. W.: Progressive Metamorphism of Sparagmite Rocks of Southern Norway. N. G. T. Bd. 18, p. 54.
1938. Holtedahl, O.: Geological Observations in the Opdal—Sunndal-Trollheimen District. N. G. T. Bd. 18, p. 29.
1941. Rosenqvist, I.: The Lønset Anticline in the Opdal Area. N. G. T. Bd. 21, p. 25.
1944. Holtedahl, O.: On the Caledonides of Norway. Det norske Videnskaps-Akademis skr. I. Mat.-Naturv. Klasse. No. 4.
1949. Landmark, K.: Geologiske undersøkelser Luster—Boverdalen. Universitetet i Bergen, Årbok 1948. Nat.vid.rekke, Nr. 1.
1949. Strand, T.: On the Gneisses from a Part of the North-Western Gneiss Area of Southern Norway. N. G. U. Nr. 173.
1950. Du Dresnay, R.: Quelques observations dans le district Kongsvoll—Snøhetta. N. G. T. Bd. 28, p. 157.
1950. Holtedahl, H.: Geological and Petrographical Investigations in the North-Western Part of the Opdal Quadrangle, South-Western Norway. Universitetet i Bergen, Årbok 1949. Nat. vid. rekke, Nr. 7.
1951. Gjelsvik, T.: Oversikt over bergartene i Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. N. G. U. nr. 179.
1951. Kolderup, N.-H.: Gloppen-Antiklinalen. Universitetet i Bergen, Årbok 1950, Nat. vid. rekke, Nr. 2.
1951. Strand, T.: The Sel and Vågå Map Areas. N. G. U. nr. 178.
1952. Kolderup, N.-H.: The Age of Gneisses and Migmatites in the »North-West Block« of Southern Norway. Transactions of the Edinburgh Geological Society, vol. XV, p. 234.

N. G. U. = Norges Geologiske Undersøkelse.

N. G. T. = Norsk Geologisk Tidsskrift.

Et langt fremskjøvet „jotundekke“ i Rendalen.

Av

PER HOLMSEN

Med 1 tekstfigur.

Under den geologiske kartlegging i Rendalen i begynnelsen av 1940-årene oppdaget jeg, samtidig med Chr. Oftedahl i Glåmdalen, at der opptrer grovkornige anortosittbergarter ved basis for Otflaukampens bergartskompleks.

Dette heterogene kompleks danner en dypt nedfoldet skål i sparagmittformasjonen, og er tidligere omtalt av Kierulf, Törnebohm, K. O. Bjørlykke o. a. Det består for en stor del av øyegneiser, således både i den undre del langs sydsiden av skålen, i midtpartiet, samt i den øverste del omkring toppen av Otflaukampen. Nordsiden av skålen er bygget opp annerledes. Under toppens grove øyegneis opptrer mer vanlige gneiser gjennomsett av ganger av olivindoleritt, amfibolittisk diabas og en karakteristisk hornblendegabbro. Lenger nede opptrer sterkt skifrige gabbroide bergarter, og underst opptrer på flere steder rene anortosittbergarter. Det er disse som særlig har gitt foranledningen til refleksjoner om hvor disse interessante bergarter skal henregnes.

Anortosittbergartene fremtrer dels som sterkt pressete »lag« av albitt-klinozoisitt-skifer, dels som lite pressete grovkornige rene anortositter og »anortositt-pegmatitt«.

Ca. 1 km fra Ottnes, ved veien til Otflauseteren, er en grovkornig, hvit anortosittbergart blottet i flere knauser over en lengde av henimot 1 km. I forlengelsen av forekomsten mot NV opptrer albitt-klinozoisitt-skifer i Ottåen. I den sydlige del av forekomsten opptrer en grovkornig pegmatittisk bergart inneholdende meget store krystaller av plagioklas (lite omvandlet) og pseudomorfoser etter et mørkt mineral, nå bestående av et serpentinlignende aggregat, formodentlig et omvandlingsprodukt (etter formen å dømme) av pyroksen.

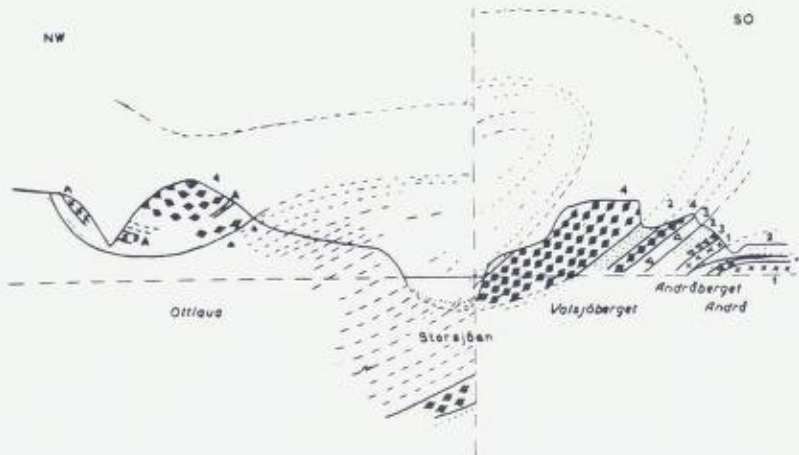


Fig. 1. Skjematisk profil Ottlaua—Valsjøberget.
 Profilets lengde ca. 20 km.
 (Schematic profile Ottlaua—Valsjøberget.)
 (Length of profile ca. 20 km.)

1. Prekambrium — Pre-Cambrian. 2. Sparagmitt — sparagmite.
3. Tillitt — tillite. 4. Øyegneiss — augengneiss. A. Anortositt — anorthosite.

Den annen lokalitet av lite presset anortositt er øverst i skråningen på nordsiden av Ottåens dypt nedskårne dal. Her forekommer opptil 20 cm store krystaller av plagioklas. De er noe omvandlet, men tvillinglamellene er godt synlig uten mikroskop.

Under mikroskopet sees at plagioklasen som regel er noe omvandlet, inneholdende et fint støv av et mineral med høy lysbrytning, formodentlig klinozoisitt. Men i de friskeste korn kunne plagioklasen bestemmes til labrador ved måling av max. utslukningskjevhet i snitt loddrett (010).

I den sydlige side av skålen opptrer også disse rene anortosittbergarter, men her bare i sterkt presset form av albitt-klinozoisittskifer mellom partier av øyegneiss.

Ingen av bergartene i Ottlaukampens kompleks hører hjemme i sparagmittformasjonen.

Törnebohm (1896) var oppmerksom på at disse bergarter tilhørte et større skyvedekke, som han betegnet »Koppang-

skollan». Til dette regnet han også de sparagmitter som danner underlaget for Ottlaua-massivet, likesom han også regnet Valsjøbergets grove øyegneis med til Koppangskollan.

Da øyegneisen i Valsjøberget er av samme grovkornige type som i toppen og midtpartiet av Ottlaukampen, er det helt rimelig å henføre dem til samme tektoniske enhet, sammen med de av Chr. Oftedahl kartlagte lignende bergarter nord for Koppang i Glåmdalen. I motsetning til Törnebohm vil jeg imidlertid betrakte disse for sparagmittformasjonen helt fremmede bergarter, som en selvstendig tektonisk enhet.

Törnebohm fremstiller et profil over Ottlaukampen (1896, side 141), og et sammenhengende profil over Koppangskollan (1896, tavle 4, profil 5), hvori han dog ikke tar med Valsjøbergets øyegneis. For å forklare de meget kompliserte forhold må man søke en annen tydning enn Törnebohm. Jeg har derfor søkt å kombinere de to sider av Rendalsforkastningen ved et profil, som fremstiller Valsjøbergets øyegneisformasjon som den forreste del av en stor invertert fold.

Et forsøk på parallellisering med andre kjente tektoniske enheter i Syd-Norge, har gitt som resultat at jeg betrakter anortosittbergartene med de pressete gabbroide bergarter i Ottlaukampens kompleks for å tilhøre »det undre jotundekke«. Grovkornige anortositter og noriter (svarende hertil er muligens de pressete gabbroide bergarter over anortositten ved Ottnes) med samme grovkornige utvikling er kjent fra Espedalen (B. Dietrichson 1945, 1950) og likeledes fra området ved Sulseter (Chr. Oftedahl 1944).

Området ved Sulseter bør ifølge T. Gjelsvik (muntlig meddelelse) oppfattes slik at den av Chr. O. beskrevne anortositt og noritt opptrer lavere enn »undre jotundekke«.

Summary.

A far-travelled "jotun nappe" in Rendalen.

In the central part of the sparagmite district of eastern Norway three augen-gneiss areas have been known since long ago. Törnebohm (1896) suggested that the Månkampen area and the Ottlaua area were parts of the complicated "koppang nappe".

During field investigations in Rendalen 1942—43 the present author, contemporaneously with Chr. Oftedahl at Månkampen i Glåmdalen, discovered coarse-grained anorthositic rocks at the base of the Ottlaua massif. Stressed gabbroic rocks also occur together with the anorthosites.

The anorthosites of the Ottlaua complex consist of very coarse-grained, slightly altered labradorite and scattered pseudomorphs after a dark mineral, possibly rhombic pyroxene. In other places, white albite-clinozoisite-schists occur and these seem to be stressed equivalents of anorthosites.

The Ottlaua rocks form a cup-shaped complex folded deep down into the sparagmites. The main rock types are coarse-grained augen-gneisses and granitic gneisses, locally cut by doleritic dikes. Near the base gabbroic schists occur.

It soon became clear that the rocks of the Ottlaua complex do not belong to the sparagmite system, but that they are closely related to the rocks of "the lower nappe" (T. Strand 1941, 1951), of Espedalen (B. Dietrichson 1945, 1950), and of the Sulseter (Chr. Oftedahl 1944). The gabbroic schists of the Ottlaua complex may be stressed norites.

The sketch-profile attempts to explain the tectonic relations between the Ottlaua complex and the Valsjøberget augen-gneiss area, east of the Rendalen fault. The Månkampen complex, investigated by Chr. Oftedahl, may be tectonically analogous to the Ottlaua complex. The three areas of rocks foreign to the sparagmite division are considered to be isolated parts of a far-travelled nappe, probably the "Lower Jotun nappe".

Litteratur.

- Dietrichson, B., 1945: »Sedimentene på det undre skyvedekke i Gudbrandsdalen.« Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 25.
- ,1950: »Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen.« Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 28.
- Oftedahl, Chr. O., 1944: »En presset norit ved Sulseter, N. Fron.« Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 23.
- Strand, T., 1941: »Oversikt over fjellbygningen i Nordre Gudbrandsdalen.« Foredrag trykt i Norsk Geol. Tidsskr. Bd. 20, pp. 271—74.
- 1951: »The Sel and Vågå map areas.« Norges geol. unders. Nr. 178.
- Törnebohm, A. E., 1896: »Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad.«

The relation between the basal gneiss and the overlying meta-sediments in the Surnadal district, (Caledonides of Southern Norway).

By

TRYGVE STRAND

With 6 text-figures.

Abstract. The boundary between the basal gneiss and the overlying micaschists and micaceous gneisses is marked by a thin zone of "basal quartzite", but the quartzite is generally not at the exact boundary between the two divisions. Geologic and petrographic observations show an even transition between the rock types oligoclase-bearing micaschist, oligoclase gneiss and gneiss more or less rich in microcline, the end member of the series being a light massive gneiss of the basal gneiss type. The basal gneiss can thus not belong to a Pre-Cambrian basement complex, its upper part at least must be of Caledonian origin.

Introduction.

Surnadal is the valley of the river Surna in the district of Nordmøre, in the north-western part of Southern Norway (Fig. 1). In the lower 20 km of its course the valley has been carved out along a synclinal strip of Cambro-Ordovician meta-sediments, a narrow extension from the Trondheim Region, bounded by gneisses at the sides.

The existence of the Surnadal synclinal strip has been known at least as far back as 1870, when it was laid down on the geological map by Th. Kjerulf and K. Hauan accompanying Kjerulf's 1871 paper on the geology of the Trondheim Region.

The western, seaward part of the Surnadal syncline, with which the present paper is concerned, was surveyed in 1875 and 1876 by L. Larsen, cand. real., then a teacher at the Grammar School of Kristiansund, who worked as a field assistant to the Geological Survey under the leadership of Kjerulf. His diaries are to be found in the archives of the Geological Survey.

In Kjerulf's review of the geology of Southern Norway (1879) the Surnadal area was very briefly mentioned (p. 170, p. 182).

The deposits of limestone in the Surnadal area were mentioned by C. Bugge (1906).

In 1909 the seaward part of the Surnadal syncline was surveyed by Olav Melkild, an amateur geologist connected with the Geological Department of Bergens Museum (now the University of Bergen). His diaries and collections are kept at the said institution.

On the map in V. M. Goldschmidt's well known paper (1916) on the Caledonian eruptive rocks of Southern Norway a strip of augen-gneiss has been marked at the northern side of the Surnadal syncline under the heading of "augen-gneisses at the boundary of the Trondheim Region" (translated).

N. H. Kolderup (1932) in a paper on the Caledonian geology of Western Norway devoted a brief section to the Surnadal area. A geological sketch-map in his paper is based upon the work of Melkild.

C. Bugge (1934) discovered green "Trondheim schists" on the islands in the Romsdalsfjord, occurring as a strip in the gneisses and forming an extension to the west—south-west from the Surnadal strip. His paper also deals with the conditions in Surnadal (pp. 167—170) and gives a section from the diaries of L. Larsen mentioned above.

Professor Olaf Holtedahl visited the Surnadal area in 1947, in a paper read at the London Congress in 1948 (Holtedahl 1952, p. 139) he briefly refers to the conditions in that area.

A chief geological problem in the Surnadal area is the relation of the undoubtedly Caledonian meta-sediments to the underlying gneiss or basal gneiss. As generally in this part of the Norwegian Caledonides this gneiss underlies the meta-sediments with a more or less well marked petrographical boundary, but always with a perfect structural conformity. It is thus, at any rate, impossible to regard the basal gneiss as an unchanged Pre-Cambrian basement complex.

The basal gneiss has been dealt with by the writer in an earlier paper, with a review of the chief literature dealing with the subject (Strand 1949). Three papers recently published by H. Holtedahl (1950) and N.-H. Kolderup (1951, 1952) have a bearing on the problem of the basal gneiss.

The writer made several visits to the Surnadal area during the summers 1947—1951, but has not done any extensive field work, and the general account of the geology here given rests for the greater part upon the work of Larsen and Melkild.¹ Neither do the maps at present available invite any detailed mapping.

Geology.

The geology of the seaward part of the Surnadal district will appear from the map Fig. 1. The boundary between the basal gneiss and the overlying meta-sediments, to be described in more detail in the sequel, is marked by a zone of quartzite generally of 1 to 10 m thickness, referred to as the basal quartzite. The rock above the basal quartzite is either a mica-schist or a gneiss, in the latter case the gneiss in most cases differs from the underlying basal gneiss by a higher content of biotite, which gives the rock a dark colour and a rusty weathered surface, as distinct from the more lightcoloured and massive basal gneiss. But the following descriptions will show that the rocks at the boundary are not of fixed petrographical types.

The mica-rich gneisses of the type referred to above can not be separated from the micaschists of the Surnadal sequence, the two types of rock grade into each other and there are no mapable boundaries between them. At the small lake at (57, 7) it can also be seen that porphyroblasts of potash feldspar develop in the micaschists or mica-gneisses, and that these rocks thus grade into the gneisses rich in potash feldspar, which are the dominating rocks in the area centering about (56.5, 5), in mountains reaching altitudes of more than 900 m a. s. l. The gneisses of this area are not homogeneous, they grade from micaceous gneisses, often augen-gneisses, to very massive gneisses rich in potash feldspar. It may be that this part of the area has an anticlinal structure and that parts of the gneisses here correspond to the basal gneisses surrounding the area. In any case nothing has been found to suggest that the gneisses

¹ The diaries and material of Melkild have been at the writer's disposal, thanks to the courtesy of Professor N.-H. Kolderup.

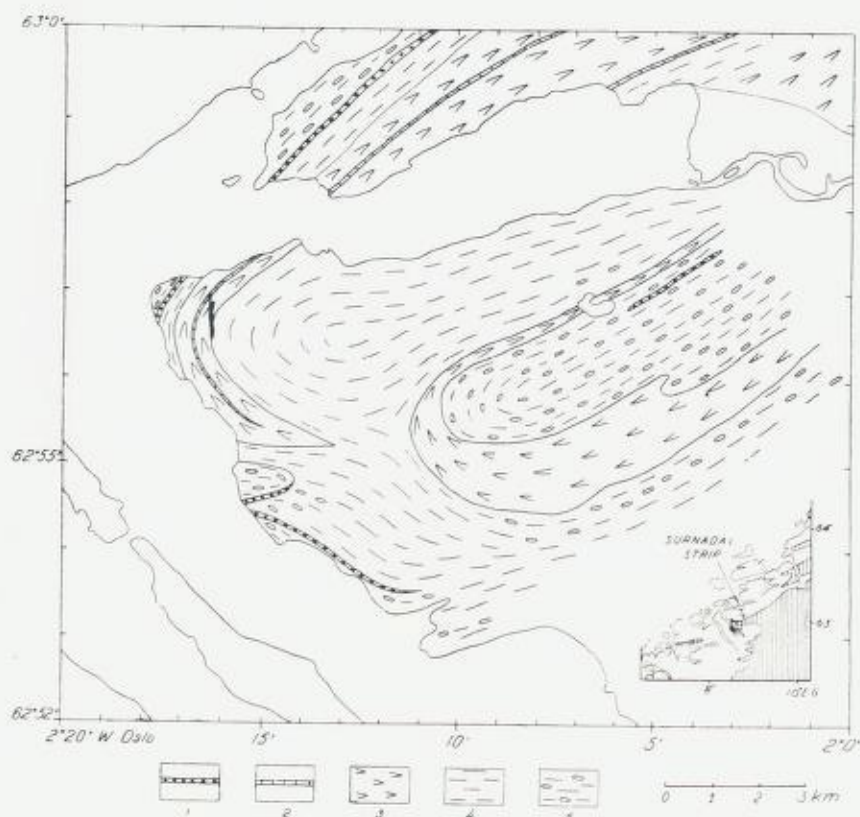


Fig. 1. Geological sketch-map of the Stangvik peninsula.

1. Quartzite. 2. Limestone. 3. Greenstones (fine-grained amphibolites of volcanic origin). 4. Oligoclase-bearing micaschists and oligoclase gneisses. 5. Gneisses more or less rich in potash feldspar.

in question should represent a sheet of rock overthrust above the meta-sediments, as was suggested by N.-H. Kolderup (1932, p. 37).

Apart from the micaschists and the gneisses derived from them the Surnadal sequence contains bands of volcanic greenstones of the type characteristic of the Trondheim Region. A north-western band can be followed from east of Stangvik (about 55, 12), where it seems to pinch out to the east, in a curve to the north and north-east across the Surnadal Fjord.

Intercalated in the greenstone is a band of limestone, which is being worked at the north side of the Surnadal Fjord.

A south-eastern band consists of rather fine-grained amphibolites, which may be in general more massive and dark-coloured than the rocks in the north-western band. But the rocks can be followed across sections of great thickness without being coarse-grained or assuming massive structures, this should indicate a supracrustal origin. In the top of the mountain Vindnebbå (56, 3) porphyritic structures were observed in these rocks, at the same locality there were intrusions of massive saussurite gabbro. As shown by the map Fig. 1 this band of greenstones occurs on both sides of the area of gneisses mentioned above, but it is unknown whether the band is really continuous at the corner about (55.6, 9).

Concerning the stratigraphy and tectonics of the Surnadal sediments little or nothing can be said until the area has been mapped in detail.

Intrusive gabbroid rocks are common in the Surnadal sequence. In a wholly recrystallized state they occur as concordant bands of amphibolite, less common as larger bodies with more or less well preserved original structure.

Ultrabasic intrusives occur as small lense-shaped bodies. One such body is exposed at the road-side just east of Skei, 1 km east of the eastern boundary of the map Fig. 1, other bodies are found at Vasseng (58, 3.5) and above Røen seter (about (54.5, 10)), where soapstone has been quarried for local use, according to Melkild.

Mining claims on sulphide ores are found within the area of the map Fig. 1 at Vasseng and at Søyset. As far as can be seen, the deposits are very small.

The micaschists and the dark micaceous gneisses contain bands, mostly of about decimetre thickness, of light rocks of a trondhjemitic composition (quartz, oligoclase and a little biotite). Characteristic of these rocks is a rather coarse-grained gneissic structure with diffuse boundaries to the side rocks, thus they may degenerate into scattered porphyroblasts of oligoclase, as beads on a chain. At the north side of the Surnadal Fjord, at

Glærum (about 59.5, 4.5) the same sort of rocks occur with very irregular cross-cutting boundaries to the side rocks.

The lack of sharp boundaries and of fine-grained congealing structures makes it difficult to consider the rocks in question as intruded igneous rocks. They are certainly homologous to the light bands, often of quartz-dioritic composition, found in many banded gneisses.

In the following a number of sections displaying the boundary between the basal gneiss and basal quartzite and the overlying rocks are to be described in some detail.

We are to begin with the section at the road Øye—Bæverfjord at the north-west side of the Surnadal syncline, situated at $63^{\circ} 1'.5$ N, $2^{\circ} 4'$ W Oslo, north of the area of the map Fig. 1. (Fig. 2.)

The basal gneiss is here a reddish rather homogeneous rock, rich in potash feldspar. The basal quartzite appears as two or three bands of quartzite or quartzitic light gneiss separated by dark micaceous gneiss with bands of amphibolite. To the south-east follows dark fine-grained gneiss with large, scattered augen of potash feldspar and further micaschists with porphyroblasts of oligoclase, which may gather to form veins.

The basal gneiss comes to light in the promontory at (57, 18). According to Melkild (diary August 5. to 7., 1909) the gneiss is overlain by a quartzitic rock of some metres thickness. Above the quartzite he records the sequence: micaschist, augen-gneiss, amphibolite, micaschist. He declares to be quite at a loss to decide if this sequence belongs with the overlying sediments or with the underlying "Archaean" basal gneiss.

The promontory at Toreslott (54, 15.5) is formed by basal gneiss overlain by quartzite of a thickness up to 15 metres while no rocks above the quartzite are exposed (Fig. 2). The lower part of the basal gneiss is very massive and homogeneous, its upper part below the quartzite consists of dark micaceous gneisses, partly devoid of potash feldspar, and of augen-gneisses. Of special interest is the find of a band of oligoclase micaschist in the basal gneiss at this locality. This rock has a striking resemblance to the oligoclase-bearing micaschists of

Surnadal both in hand specimen and under the microscope, it also contains a few small grains of staurolite, commonly found in the Surnadal micaschists.

At Kråkhaug west of Kvanne (53.5, 12) a massive basal gneiss is overlain by a quartzite of a few metres thickness, above this basal quartzite follow grey gneisses, partly very schistose and rich in biotite, partly more massive. The boundary is here well marked and appears distinctly in the landscape.

East of the area of the map Fig. 1 there is a good section at the south side of the Surnadal valley and syncline, at the tarn above Honstad ($63^{\circ} 59' N$, $1^{\circ} 53' W$ Oslo) (Fig. 2).

In the valley near the road at Honstad a micaschist with porphyroblasts of oligoclase is exposed, further up the valley slope dark rather massive finegrained rocks are met with, the same oligoclase gneisses as are found farther west. At the tarn the rock is a massive reddish gneiss rich in potash feldspar. The gneiss is not homogeneous, as it contains bands of augengneiss (augen of walnut size), schlieren very rich in biotite, and bands of finegrained schistose rocks, and also a band of amphibolite. South of this gneiss a quartzitic rock is exposed, parts of it show distinctly a banding indicative of a sedimentary quartzite. Further south at the foot of the mountain Honstadknyken is a light gneiss rich in quartz, which may be perhaps of a quartzitic derivation. Thus the basal quartzite at this locality seems to grade into the basal gneiss without any marked boundary.

Petrology.

Micaschists and plagioclase gneisses.

The micaschists are darkish brown and rather coarse-grained. They grade from normally fissile schists to more tough and massive rocks, similar to gneiss and shown by the microscope to be especially rich in oligoclase.

The following minerals are found in these rocks:

Quartz.

The plagioclase is oligoclase of a composition varying from An 15 to An 25—30, but more commonly on the calcic side of

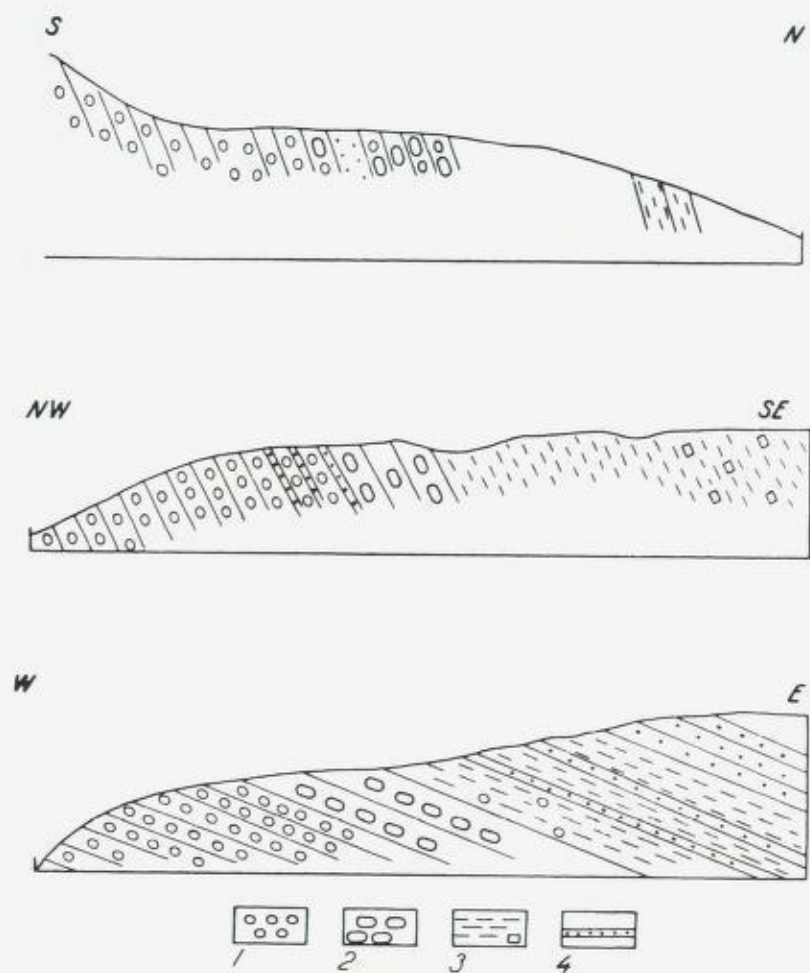


Fig. 2. Sections showing the boundary between the basal gneiss and the overlying meta-sediments.

Upper section: at the tarn above Honstad, middle section: at the road Øye—Bæverfjord, lower section: at Toreslott. See the text p. 105.

1. Gneisses more or less rich in microcline. 2. Augen-gneisses (with large porphyroblasts of microcline). 3. Oligoclase-bearing micaschists and oligoclase gneisses (partly with large porphyroblasts of oligoclase).

4. Quartzite.

the oligoclase interval. The variation in composition is shown by the occurrence of zoned grains, partly of the inverse type.

Zoisite and clinozoisite.

The biotite has a light yellowish brown colour, and can be easily distinguished from the biotite of the gneisses to be described later. The index of refraction on cleavage flakes is near to 1.625, according to measurements of the biotite in four of the rocks.

Chlorite, faintly greenish and optically positive is certainly an alteration product of the biotite.

Muscovite.

Garnet.

Staurolite is found in some of the rocks, occurring as a single or a few grains in some of the slides, less than a millimeter in size.

Amphibole is found only in a few of the slides and is of no importance quantitatively.

Calcite.

Apatite, iron ore and tourmaline are accessories, the latter very rare.

A composite sample of two specimens of micaschist from Stangvik in the Melkild collection of the Geological Institute of Bergen (labelled M28 and M32 by the writer) was analysed (No. 1), while an analysis of a micaschist from a road-side quarry near the Glærum farm (E26v 176) is found under No. 2. The calculated modes show these rocks to be more rich in plagioclase than would be judged from the sections studied, it must, however, be emphasized that the mode calculations are in general uncertain, as the accurate composition of the minerals are unknown.

An analysis of a composite sample of micaschists especially rich in oligoclase is found under No. 3, the following rock specimens were used for the preparation of this sample: E26v 103, Grønnes (53.8, 12.8), E26v 110, Vasseng (58, 0.5), E26v 135 Toreslott (band in gneiss, see p. 105) (54.2, 14.5), E26ø 121, at the road west of the Skei road-junction (58.3, 59.8),

E25v 104, at the road to Bæverfjord (1, 4) and two specimens from Stangvik in the Melkild collection, labelled M30 and M33 by the writer.

Analysis No. 4 is of a composite sample of two specimens from a road-side quarry just east of Surnadalsøra (E26v 162—63) (58.4, 2.7). The rocks are schistose and of a dark colour like that of the micaschists, but are more tough; the microscopic examination shows plagioclase to be an important constituent of the rock occurring as lense-shaped porphyroblasts 0.5 to 2 mm in size and surrounded by the other minerals of the rock. The biotite is of the yellowish brown type characteristic of the micaschists.

The epidote mineral mainly found in the oligoclase gneiss is clinozoisite which grades into epidote poor in iron; zoisite is found in one of the rocks.

The four analysed samples represent sediments of an original pelitic composition, changed during metamorphism in the direction of decreasing excess of alumina by means of an increase in the contents of calcium and sodium (low *k*-values). The silicate lime of the rocks may partly or wholly have its origin from the reaction between carbonates and silicates, while the increase in the sodium contents must be due to metasomatic processes during metamorphism. This question has been discussed by the writer in a recent paper (Strand 1951, p. 92 f).

The mineral facies of the rocks is determined by the occurrence of oligoclase (An 20—30) together with zoisite or clinozoisite-epidote, the metamorphism may be classed as being in the middle part of epidote amphibolite facies (saussurite facies or low gneiss facies of Rosenqvist (1952)). The varying composition of the plagioclase indicates a variation of temperature during the metamorphism.

The five main components Al, Mg—Fe, Ca, Na, K are represented by the five minerals plagioclase, clino-zoisite (zoisite), muscovite, biotite and garnet. The amphibole and staurolite, in some of the rocks appear to be extra minerals, indicating that the rocks did not reach any perfect equilibrium at a fixed point or in a very small interval in the *P. T.* space.

Lime silicate gneisses and limestones.

The material used for the analysis No. 5 of lime silicate gneiss is composed of the samples E26v 116, 157 and 159, collected at the road-junction at Grimsö (58.2, 0.2). The rocks are heterogeneous with alternating bands of biotite-rich schist and of coarse-grained, greenish rock with the appearance of a gneiss.

The minerals are:

Quartz.

The plagioclase is oligoclase with small extinction angles in sections (100). Some of the grains are zoned.

Potash feldspar, occurring as irregular inclusions in the plagioclase.

Zoisite and clinozoisite, the latter in subordinate amounts. Both the α and β varieties of zoisite occur, sometimes in the same grain, while other grains show heterogeneity in the variation in birefringence and axial angle.

The biotite is of the faintly coloured yellowish brown type also occurring in the micaschists, refractive index on cleavage flakes 1.620.

An amphibole with faint greenish colours and a large negative axial angle is found. $\gamma \sim 1.660$ (159) $\gamma \sim 1.665$, $\alpha \sim 1.635$ (157), indicating mg about 0.60 on the assumption that the mineral belongs to the tremolite-actinolite series.

Pyroxene has been observed in sample 116, it is a colourless clinopyroxene.

Accessories are calcite, sphene and pyrite.

The schistose bands of the rock rich in biotite, have an average grain size of about 0.5 mm and are composed of all the usual minerals except pyroxene. There are also coarse-grained bands free of biotite, with quartz, zoisite (in porphyroblasts up to 5 mm), amphibole and occasionally pyroxene. The pyroxene has not been found in immediate association with the biotite.

Microscopic observations show that similar lime silicate gneisses are rather common among the rocks exposed along the road-side both east and west of the locality of the analysed sample.

M34 is impure crystalline limestone from near Stangvik (55.15) (coll. Melkild, Geol. Inst. Bergen). Grain size of the calcite 1—3 mm, silicate minerals are scattered through the rock and separated by the calcite grains.

The silicate minerals are:

Quartz.

The plagioclase is of varying composition often with an inverse zoning, in sections \perp [100] the kernels have negative extinction angles, $\alpha \wedge (010)$ up to 9° , the rims have small positive extinction angles, $\alpha \sim 1.540$ or lower, maximum contents of anorthite thus about 25.

The potash feldspar is untwinned, it can be easily recognized by the low refraction. Most of it occurs as antiperthitic intergrowths in the plagioclase.

The zoisite is β -zoisite with the axial plane normal to the good cleavage, $+ 2V \sim 30^\circ$.

Biotite, yellowish brown, a few tiny flakes, in wholly subordinate amounts.

Muscovite, $- 2V \sim 30-40^\circ$, many of the grains with ragged and sutured outlines, indicating a partial resorption of the mineral.

M35 is impure crystalline limestone from near Stangvik (55.15), (coll. Melkild, Geol. Inst. Bergen).

The silicate minerals are:

Quartz.

The plagioclase of a varying composition.

Potash feldspar occurs very sparingly as a few small grains.

Zoisite.

Biotite is light yellowish brown. $\gamma \sim 1.615$.

Amphibole has faint greenish absorption colours, $\gamma \sim 1.650$. In an immersion liquid with index 1.620 three grains were found with α greater and one with α smaller than the liquid. This indicates $mg \sim 0.75$ on the assumption that the mineral belongs to the tremolite—actinolite series, if it is an aluminous amphibole the mg -value will be still higher.

There is an obvious association between the amphibole and biotite, some inclusions of biotite in the amphibole are apparently remnants of almost wholly resorbed grains.

E26v 174, is from the road section near Glærum (59.5, 6) it is a fine-grained impure crystalline limestone.

The silicate minerals are:

Quartz.

Plagioclase, $\alpha \sim 1.540$, about An 20.

Clinzoisite with a varying birefringence, showing interference colours up to red of the first order, parts of it thus to be classed as epidote.

Muscovite, small flakes of a colourless mica occur sparingly in one band in the rock.

Biotite, reddish brown, $\gamma \sim 1.620$.

Amphibole with normally strong absorption colours, γ blueish green, β yellowish green, α colourless, $\gamma \sim 1.655$, $2V \sim 80-85^\circ$. Probably it is an aluminous amphibole of the type characteristic of the present facies, in that case it will have $mg \sim 0.75$ (Foslie 1945). A member of the tremolite—actinolite series with the same indices of refraction will have $mg \sim 0.60$.

Accessories are iron ore, pyrite (or pyrrhotite) and a few grains of tourmaline.

In this rock also the amphibole is associated with the biotite.

A lime silicate rock of a very extreme composition occurs as a lense in the dark micaceous gneiss at the road-side 2 km east of Skei (E26ø 105, 58.5, 57.5).

It consists of quartz, zoisite and clino-zoisite, clinopyroxene and calcite, with iron ore and sphene as accessories.

The clinopyroxene has $+2V$ about 60° , $c \wedge \gamma 40^\circ$, $\alpha \sim 1.690$, $\gamma \sim 1.720$, this indicates mg to be about 0.65. A powder preparation of this rock was examined in an immersion liquid with index 1.660, but no carbonate other than calcite could be detected.

There can be no doubt that the lime silicate rocks and impure limestones described in the preceding contain lime silicates formed by the reaction with carbonates. In the impure limestone M34 the reaction muscovite, calcite \rightarrow zoisite, potash feldspar has certainly taken place. Ramberg (1944, pp. 58, 82) has earlier shown that this reaction sets in at a stage in the epidote

amphibolite facies where the anorthite contents of the plagioclase amounts to 15—20. This has been confirmed by the rock here described.

Even if amphibole occurs in two of the impure limestones here described, there is no equally convincing evidence of a reaction between biotite and calcite resulting in the formation of amphibole. The fact that biotite commonly occurs together with calcite seems to indicate that this reaction must have been a slow one.

There is a possibility that the formation of the amphibole may have been at the expense of dolomite. No dolomite has been found in any of the rocks by tests on the index of refraction, but the mineral may have been present originally and exhausted by reaction with the silicates. This assumption would explain the high contents of magnesia relative to iron, as shown by the analysis of the lime silicate gneiss and also by the refractive indices of the amphiboles and pyroxenes in the other rocks here described.

When a potash-bearing mineral (mica) reacts with a carbonate to form a lime silicate, a simultaneous formation of potash feldspar is to be expected. But in most of the rocks here described the potash feldspar is absent or present in very subordinate amounts only. This seems to indicate that metasomatic processes have been involved in the formation of the lime silicate rocks, at least so far as removal of potash from the rock is concerned. This must certainly be true in the case of the quartz—zoisite—pyroxene rock described above. It is very doubtful if pyroxene can form at the expense of carbonate at the facies stage of the present rocks.

Lime silicate rocks of a similar extreme composition have been described and discussed by the writer in an earlier paper (Strand 1951, p. 80 f.).

The gneisses.

The rocks to be treated under this heading are immediately connected with the basal gneiss, and the material is from the localities described in the foregoing, the greater part of it is from the sections in Fig. 2. The following minerals have been found in the gneisses.

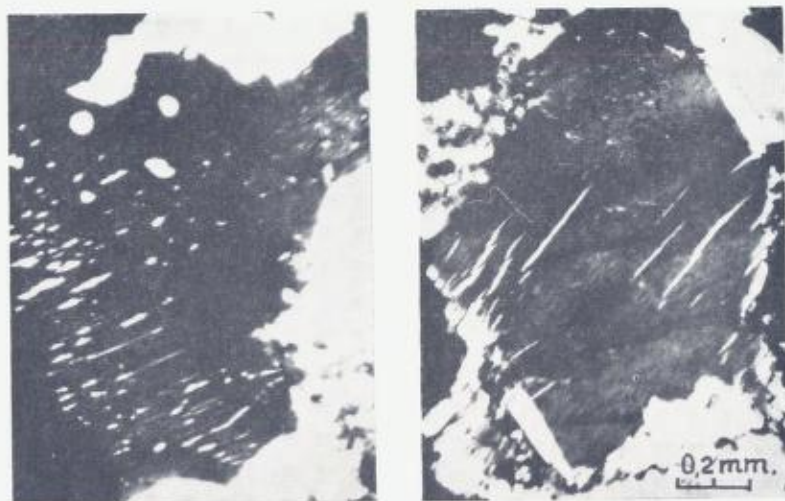


Fig. 3. Microcline perthites from the gneisses of the Surnadal district.
Left: patch and film perthite, E26v 128. Right: vein perthite,
E26v 143. Nic. +

Quartz.

The plagioclase is an oligoclase. Part of the plagioclase is myrmekite.

Epidote, mostly rich in iron, is present, but clinozoisite or zoisite have not been found.

Microcline is of the type with a hazy twinning pattern. It has perthitic inclusions of three different kinds. The first type is a vein perthite in which a clear albite form faintly undulating veins with acutely tapering ends (Fig. 3, right). There is another type of vein perthite with the form of the inclusions irregularly lense-shaped or of a quite irregular form, approaching that of patch perthite. The boundary to the microcline is not very sharp and the albite material is often turbid due to small dark-looking inclusions. The third type is film perthite with the albite in very thin sheets. The film perthite is associated with the perthite of the second type and the thin films are often seen to be in connection with lense-shaped veins. (Fig. 3, left.) Fig. 4 shows the position of the perthite inclusions.

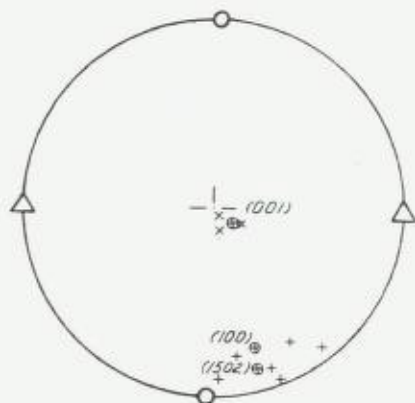


Fig. 4. Diagram (stereographic projection) showing the position of 6 poles of perthite lamellae in gneisses from the Surnadal district, also with 3 measurements of (001) cleavage cracks. Poles of faces of microcline according to Nikitin (1936, pl. 6).

The biotite of the gneisses can be distinguished from the biotites of the micaschists and associated rocks by their much stronger absorption colours, often of dirtyish green shades.

At Toreslott, as mentioned on p. 105, a band of micaschist rich in oligoclase was found in the gneisses, this micaschist is a remnant of the material which by further transformation gave rise to the gneisses. The biotite in this micaschist is of a faint yellowish brown colour, the refractive index on cleavage flakes is about 1.625, a usual value for the biotites of the micaschists. The biotite in the gneiss E26v 133 from the same locality (1 in the diagram Fig. 6) is of a dark brownish colour, with n on cleavage flakes about 1.640. A light granitic gneiss, occurring as a band in more dark gneisses (E26v 135, 7 in the diagram Fig. 6) has a dark almost opaque-looking biotite with n on cleavage flakes about 1.650.

Muscovite is found in some of the gneisses as rather large, scattered porphyroblasts, which may appear to have penetrating relations to the other minerals of the rock.

Garnet and amphibole may be found in some of the gneisses.

Iron ore and sphene are found as accessories.

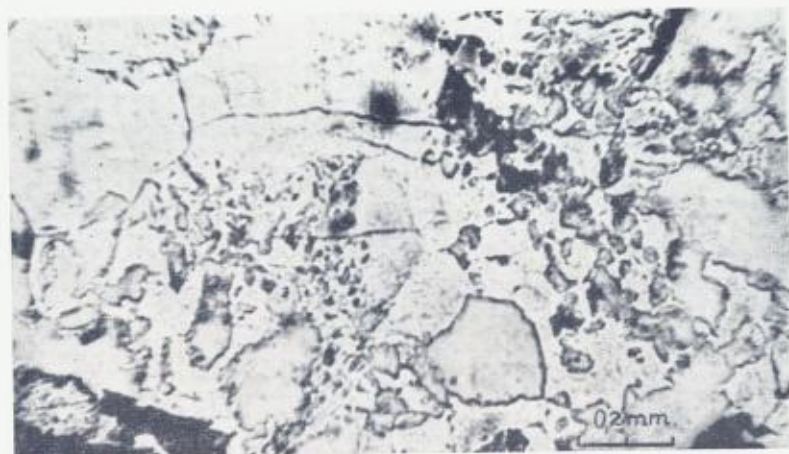


Fig. 5. "Amoeboid" structure of microcline in gneiss, E26v 104. Focus a little below the plane of the section, the microcline appears light by the Becke line effect.

All the microcline-bearing gneisses show very characteristic structures in the boundary relations of the microcline to plagioclase and other minerals. The microcline seems to penetrate in among the other constituents of the rock, one might be tempted to say in an "amoeboid" manner (Fig. 5). The plagioclase often occurs as inclusions in the microcline, often the inclusions have a very irregular outline and several neighbouring inclusions may be in the same optical orientation, indicating that they are remnants of one larger grain. Part of the plagioclase occurring under these conditions is myrmekite, and antiperthitic plagioclase seems also to be characteristic.

The structures of this kind must be taken to indicate that the microcline was deposited in the rock by a simultaneous corrosion and replacement of the plagioclase. During this process the amounts of the biotite decrease, the decrease being accompanied by a rise in the strength of the absorption colours and refraction of the mineral.

These trends in the history of the rocks is illustrated by the diagram Fig. 6.

In the monograph of Drescher-Kaden (1948) on the "Feldspat—Quarz—Reaktionsgefüge" of the granites and gneisses a

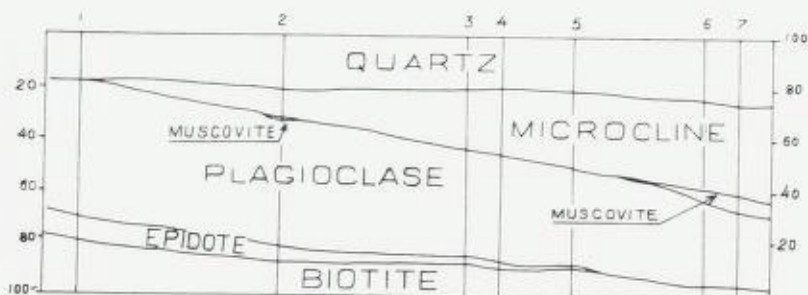


Fig. 6. Diagram showing the mineral composition of microcline-bearing gneisses from the Surnadal area. 1. E26v 130, north-west of Toreslott, 2. E26ø 110, Honstadtjernet, 3. E25v, road Øye—Bæverfjord, 4. E26v 104, Kråkhaug west of Kvanne, 5. E26v 133, same loc. as 1, 6. E26v 128, promontory at the Church og Stangvik, 7. E26v 136, Toreslott.

chapter is devoted to the description of myrmekite of the pre-microcline type formed during the corrosion of plagioclase and the simultaneous growth of potash feldspar. Here a series of descriptions and very good illustrations are given of the penetrative and corrosive structure of the potash feldspar referred to above. The monograph of Drescher-Kaden shows these structures to be of a very common occurrence in gneisses and granites. Structures of this kind in Norwegian gneisses have been described by the present writer in an earlier paper (Strand 1949, pp. 21—26).

The rocks described in the preceding chapter show a progressive change from micaschists to plagioclase gneisses by the growth of plagioclase with a decrease in the surplus of alumina in the rock. An end member of this transformation series may be a gneiss as exemplified by No. 1 in the diagram Fig. 6. A second phase in the transformation process is the progressive replacement of a great part of the plagioclase by microcline, described in the present chapter. The two phases may overlap to some extent, as is shown by some augen-gneisses with large porphyroblasts of microcline in a matrix corresponding to a micaschist rich in oligoclase and epidote. Field geology and descriptive petrography can thus give the proof of rock metamorphism taking place with a regional, large scale exchange of material in the earth's crust, but it is quite another matter to be able to understand the processes at work. In the present case we know from

the determination of the mineral facies of the rocks that the temperature was too low to allow the rock complexes involved to be in a magmatic state. Neither is there any trace of intrusion of magmas, which could justify our looking upon the process as an injection in a more verbal sense. We are thus forced to believe in the transport of material in a highly dispersed state.

Summary and conclusions.

The Surnadal Region displays a continuous series of rocks ranging from micaschists rich in oligoclase to gneisses of a granitic composition. There are two phases in the metasomatic changes undergone by the rocks. In the first phase addition of sodium and lime takes place and the original pelitic material is finally changed into a gneiss consisting of about one fifth of quartz, about three fifths of plagioclase (eventually with zoisite—epidote minerals) and about one fifth of biotite. In the second phase part of the plagioclase is being replaced by microcline and the amounts of biotite decrease, so that some of the rocks may reach a typical granitic composition.

There is a more or less marked boundary between a microcline-bearing basal gneiss and the overlying plagioclase-bearing gneisses and micaschists more rich in biotite. A horizon with quartzite, the "basal quartzite", is found near or at the above-mentioned boundary. If this boundary separates an Archæan basement from overlying Caledonian rocks, the division must be drawn below the "basal quartzite" as was suggested by the writer in an earlier paper (Strand 1949, p. 8). The sections here described and pictured in Fig. 2 show that the boundary between the more massive gneiss of the basal gneiss type and the overlying more biotite-rich rocks may be found below as well above the "basal quartzite".

No definable boundary can thus be recognized between the basal gneiss and the overlying rocks of an undoubted Caledonian age. We must conclude that the upper part at least of the basal gneiss in this region is a Caledonian rock, formed from Caledonian material by metasomatic processes.

Conditions corresponding to those in the Surnadal area will certainly be found in many other regions in the north-western gneiss area of Southern Norway (Ramberg 1944, p. 140 f, Strand 1949, p. 13 f.). It is, however, very probable that gneisses of an Archæan derivation are present in parts of this large area. In those regions where the Caledonian migmatization has transformed the lower part of the Caledonian sediments, it will certainly be very difficult, perhaps at present impossible, to distinguish between the Caledonian and the underlying Archæan gneisses.

One observation should be made here: in their present state the rocks show little or no sign of tectonical movements localized on distinct planes, as might have been expected, e. g., between the "basal quartzite" and the adjacent rocks. Thus the tectonical *mise-en-place* of the rocks must be older than the metamorphism and metasomatism, by which the present sets of minerals were formed. On the other hand there is much to indicate a younger age of the large scale folding which gave rise to the Surnadal synclinorium.

Sammendrag.

Forholdet mellom basalgneisen og de overliggende omvandlede sedimenter i Surnadalsområdet.

Surnas dal følger en synklinal av glimmerskifrer og grønstener, som på siden er omgitt av underliggende gneis, Surnadalsfliken, en utløper mot WSW fra Trondheimsfeltet. L. Larsen og Olav Melkild har gjort geologiske undersøkelser i Surnadal henholdsvis i 1875—76 og 1909. I den geologiske litteratur er området blitt behandlet av Th. Kjerulf 1879, N.-H. Kolderup 1932, C. Bugge 1934 og O. Høltedahl 1952.

Basalgneisen i Surnadal overleires av glimmerskifrer eller mørke glimmerrike gneiser, som utvilsomt geologisk hører sammen med glimmerskifrene. Som ellers i det nord-vestlige gneisområde er grensen mellom de to avdelinger fullstendig konkordant. Et kvartsittlag på noen meters tykkelse, »basalkvartsitten«, finnes mange steder ved grensen mellom basalgneisen og de overliggende sedimentbergarter. Et nøyere studium

av »basalkvartsitten« viser at den ikke alltid ligger nøyaktig på grensen, den kan ligge både et stykke over basalgneisen og et stykke nede i den (profilene fig. 2).

Glimmerskifrene inneholder ganske store mengder av plagioklas (kalk-natronfeltspat), og de går uten tydelig grense over i ganske massive mørke glimmerrike bergarter, som kan betegnes som oligoklasgneiser (analyser 1—4). Det finnes også mange steder bergarter som etter mineralinnhold og geologisk opptreden hører sammen med glimmerskifrene, men som inneholder innspregninger (øyne) av mikroklin (kalifeltspat). Mikroklinen må ha vokset fram i bergarten under omvandlingen. Disse bergarter kan videre med jevn overgang følges over i massive gneiser med rikelig innhold av mikroklin, helt av samme type som basalgneisen. Geologiske iakttagelser i marken viser således at disse gneiser kan oppstå av glimmerskiferer ved omvandling ledsaget av stofftilførsel og stoffomsetning (metasomatose). Det nærmere petrografiske studium tyder på at stoffomsetningsprosessene kan deles i to faser. I en første fase opptar glimmerskifrene natrium og kalsium og går over til plagioklasgneiser, i en følgende fase tilføres det kalium og kalifeltspat vokser fram i bergarten, til dels på bekostning av biotitt, men for en stor del på bekostning av plagioklasen. Mikroskopiske strukturer tyder på at plagioklasen blir korrodert samtidig som mikroklinen vokser, sistnevnte mineral brer seg i bergarten med meget uregelmessig »amøboid« struktur (fig. 5). Gangen i denne fase av stoffomsetningsprosessen illustreres av diagrammet fig. 6.

Hvis basalgneisen skulle være av prekambrisk alder, som det tidligere har vært alminnelig antatt, måtte »basalkvartsitten« markere grensen til de overliggende sedimenter av sikker kambro-ordovicisk (kaledonisk) alder. Men de ovenfor omtalte forhold viser at »basalkvartsitten« ikke ligger nøyaktig ved grensen. Når dette sees i sammenheng med den påviste omvandling av glimmerskifer til gneis, må konklusjonen bli at i all fall den øvre del av basalgneisen er en kaledonisk bergart, oppstått av kaledoniske sedimenter ved omvandlingen under fjellkjededannelsen. Basalgneisens ganske skarpt markerte øvre grense blir å betrakte som en grense for gneisomvandlingen ved kalitilførsel og dannelse av kalifeltspat i bergartene.

References.

- Bugge, Carl, 1906: Kalksten og marmor i Romsdals amt. N. G. U. Nr. 43 (Årb. 1905, VI) Kristiania (Oslo).
- 1934. Grønne Trondhemsskifre på øyene ved Molde. N. G. T. 14, p. 167 f. Oslo.
- Drescher-Kaden, F. K., 1948: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Min. u. Petrogr. in Einzeldarst. herausgeg. von Drescher-Kaden u. Erdmannsdörfer. Bd. 1. Berlin—Göttingen—Heidelberg.
- Foslie, S., 1945: Hastingsites and amphiboles from the epidote amphibolite facies. N. G. T. 25, p. 74 f. Oslo.
- Goldschmidt, V. M., 1916: Die Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge — — —. Vid.-Selsk. Skr. I. 1916. No. 2. Kristiania (Oslo).
- Holtedahl, Hans, 1950: Geological and petrological investigations in the n.-w. parts of the Opdal quadrangle, S.-W. Norway. Univ. Bergen Årbok 1949. Nat.vit. rekke. Nr. 7. Bergen.
- Holtedahl, Olaf, 1952: Deep-seated crustal deformation in a n.-w. part of the Caledonides of S. Norway. Int. Geol. Congr. Rep. 18th sess. Great Britain 1948. Part 13, p. 135 f. London.
- Kjerulf, Th., 1871: Om Trondhjems Stifts geologi. Nyt. Mag. f. Nat.vit.sk. 18, 4. hefte, p. 1 f. (With a geological map by Kjerulf and K. Hauan, printed 1870.) Christiania (Oslo).
- 1879: Udsigt over det sydlige Norges geologi. Christiania (Oslo).
- Kolderup, Niels-Henr., 1932: Oversikt over den kaledoniske fjellkjede på Vestlandet. Bergens Mus. Årbok. 1931. Nat.vit. rekke. Nr. 1. Bergen.
- 1951: Gloppen-antiklinalen. Univ. Bergen Årbok 1950. Nat.vit. rekke. Nr. 2. Bergen.
- 1952: The age of gneisses and migmatites in the "North-West Block" of S. Norway. Trans. Edinb. Geol. Soc. 15, p. 234 f. Edinburgh.
- Nikitin, W., 1936: Die Fedorow-Methode. Berlin.
- Ramberg, Hans 1944. En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. N. G. T. 23, p. 1 f. Oslo.
- Rosenqvist, Ivan Th., 1952: The metamorphic facies and the feldspar minerals. Univ. Bergen Årbok 1952. Nat.vit. rekke. Nr. 4. Bergen.
- Strand, Trygve, 1949: On the gneisses from a part of the n.-w. gneiss area of Norway. N. G. U. Nr. 173. Oslo.
- 1951: The Sel and Vågå map areas. N. G. U. Nr. 178. Oslo.

Analyses, norms and modes.

1. Micaschist, composite of two specimens from Stangvik (p. 108).
2. Micaschist, Glærum (p. 108).
3. Micaschist rich in oligoclase, composite sample of seven specimens from the Surnadal area (p. 108).
4. Oligoclase gneiss, composite of two specimens from Surnadalsøra (p. 109).
5. Lime silicate gneiss, composite of three samples, Grimsmo (p. 110).

Analyses.

Analyst: Brynjolf Bruun.

	1.		2.		3.		4.		5.	
SiO ₂ ...	71.03	11823	56.54	9414	62.62	10426	59.24	9863	57.59	9589
TiO ₂ ...	0.85	106	0.95	118	1.07	134	0.86	108	0.86	108
Al ₂ O ₃ ...	12.87	1263	18.80	1845	15.00	1472	14.61	1433	14.93	1465
Fe ₂ O ₃ ...	0.71	45	0.82	51	0.72	45	0.72	45	1.40	88
FeO...	4.78	665	7.76	1079	5.63	784	5.59	779	4.60	640
MnO...	0.09	13	0.14	20	0.07	10	0.12	17	0.17	24
MgO...	2.57	637	4.61	1143	3.96	982	3.69	915	4.96	1230
CaO...	1.84	328	2.14	382	3.55	633	6.94	1238	9.54	1701
Na ₂ O...	1.75	282	1.96	316	2.08	336	1.96	316	1.66	268
K ₂ O...	2.57	273	2.75	291	2.40	255	2.28	241	2.00	212
P ₂ O ₅ ...	0.22	16	0.15	11	0.28	20	0.07	5	0.18	13
CO ₂ ...	nil		0.31	70	0.67	152	2.90	660	0.95	216
H ₂ O ⁺ ...	0.01		0.12		0.09		0.09		0.02	
H ₂ O ⁺ ...	1.00		2.79		1.56		1.26		0.98	
	100.29		99.84		99.70		100.33		99.84	

Niggli parameters.

	si	al	fm	c [†]	alk	mg	k	$\frac{c + \text{alk}}{\text{al}}$
1.	330	35.7	39.6	9.2	15.5	.45	.49	.54
2.	184	36.2	45.8	6.1	11.9	.49	.48	.49
3.	235	33.3	42.4	10.9	13.4	.52	.43	.73
4.	225	32.6	41.1	13.4	12.9	.51	.43	.79
5.	175	26.6	37.6	27.0	8.8	.59	.43	1.32

[†] The c values do not include carbonatic lime.

Mol — norms.

	1.	2.	3.	4.	5.
Q	39.4	18.0	26.0	23.4	15.2
Or	15.8	17.0	14.9	14.8	12.4
Ab	16.3	18.6	19.6	19.4	15.6
An	7.9	8.1	12.2	17.2	28.6
C	5.0	11.4	5.5	3.9	-
Σ sal	84.4	73.1	78.2	78.7	71.8
Wo	-	-	-	-	5.4
En	7.3	13.4	11.6	11.2	14.4
Fs	5.8	11.5	7.2	8.4	5.3
Mt	0.8	0.9	0.8	0.8	1.5
Il	1.2	0.8	1.6	0.7	1.2
Ap	0.5	0.3	0.6	0.2	0.4
Σ fem	15.6	26.9	21.8	21.3	28.2
Cc	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
	-	0.8	1.8	8.1	2.6

Modes.

	1.	2.	3.	4.	5.
Quartz	45	22	31	28	20
Oligoclase	18	25	25	25	20
Zoisite, clinozoisite—epidote	2.5	-	3	6	24
Potash feldspar	-	-	-	-	0.x
Biotite	15	18	18	19	21
Chlorite	2	15	6	-	-
Muscovite	10	13	9	7	-
Garnet	6	5	5	5	-
Staurolite	0.ox	-	0.ox	-	-
Amphibole	-	-	0.ox	2	9
Pyroxene	-	-	-	-	0.5
Iron ore	1	1	1	1	0.5
Sphene	-	-	-	-	2
Apatite	0.5	0.3	0.5	0.2	0.5
Calcite	-	0.8	1.5	7	2.5
	100.0	100.1	100.0	110.2	100.0

Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland.

Av

TRYGVE STRAND

Med 7 tekstfigurer.

I de to siste somrer, 1951 og 1952, har forfatteren med en del assistenter gjort geologisk kartlegningsarbeid i den sydlige del av indre Helgeland. Arbeidet her ble satt i gang i forbindelse med undersøkelser av sink-blymalmforekomstene i Susendalen og i Vefsendistriktet, som ble begynt av daværende statsgeolog dr. Harald Bjørlykke og er blitt fortsatt av statsgeolog Johs. Færden, som i denne årbok har gitt en beskrivelse av forekomstene ved Mikkelfjord i Susendalen.

I 1951 deltok som kartlegningsassistenter realstudentene Jens Hysingjord, Ottar Jøsang og Håkon Lien, en kort tid også Knut Heier. I august måned deltok den sveitsiske geolog dr. Jürg Disler i arbeidet. I 1952 var Lien igjen med som assistent og statsgeolog Færden deltok i den tid han kunne avse fra de spesielle malmundersøkelser. Disse medarbeidere har en stor del i de resultater som måtte være oppnådd ved arbeidet.

Ved utarbeidelsen av denne beskrivelse og det ledsagende geologiske kart (fig. 1) er også blitt benyttet bergmester K. L. Bøckmans materiale av geologiske kart, dagbøker og stuffer fra hans reiser for N. G. U. i grensestrøkene i Helgeland i somrene 1946—50.

Resultatene av de tidligere oversiktsarbeider i området er sammenfattet i beskrivelsen til det geologiske generalkart Hattfjelldal (Rekstad 1924). Gunnar Holmsen (1909, 1913) har publisert geologiske iakttagelser fra Hattfjelldal.

Den sydlige halvdel av kartet fig. 1, til omkring $65^{\circ} 9' N$, er tegnet på grunnlag av avdøde statsgeolog Steinar Foslies manuskriptkarter Namsvatn og deler av Tunnsjø og Trones. Sammen med statsgeolog dr. Chr. Oftedahl har forfatteren fått

i oppdrag å forestå publikasjonen av Foslies beundringsverdige kartlegningsarbeider i Grong og Liene, og vi har i sommer gjort en del ekskursjoner i området, men har ennå ikke rukket å sette oss inn i det hele materiale av dagbøker, håndstykker og slip. Når det blir publisert en forenklet kopi av Foslies kart, er det for å vise den geologiske forbindelse mellom Grongfeltet og den søndre del av Helgeland. Heldigvis har Foslie publisert en del av sine iakttagelser og resultater fra det område som kartet fig. 1 omfatter.

Det mest fremtredende trekk i fjellbygningen i det undersøkte området er utgåendet av et overskyvningsplan, som skiller mellom et overliggende høymetamorft og sterkt granittisert eller granittgjennomsatt bergartskompleks i vest og et underliggende lavmetamorft kompleks i øst. Dette overskyvningsplan ble først påvist og omtalt som en tektonisk grense av Foslie (1923, s. 31—32) i Stenfjellet ($64^{\circ} 59'$, $2^{\circ} 45'$).¹

I et profil vest for Ivarrud i Susendalen ble overskyvningen iaktatt av Gunnar Kautsky (1949, s. 640). Gunnar Holmsen (1913, s. 18) gjorde oppmerksom på granittens skarpe østgrense i dette område uten å gå nærmere inn på saken. Ved våre arbeider er overskyvningen fulgt fra sydbredden av Røsvann nordligst på kartet fig. 1 sydover til øst for sydenden av Kjukkelvatn på $65^{\circ} 10'$. At man her har å gjøre med et overskyvning av første orden fremgår som nevnt av den skarpe grense mellom to helt forskjellige bergartskomplekser som overskyvningsplanet danner og også av den sterke mylonitisering og forekomsten av tektoniske brek-sjer (granittstykker innknadd i kalkstein).

På vestsiden av Susendalen og videre sydover til Kvigvind (mellom $65^{\circ} 28'$ og $65^{\circ} 12'$ N) består det vestlige overskjøvne flak av massiv lys granitt eller gneis. Denne bergart danner høye sneklede fjell med alpine former, så overskyvningsgrensen trer meget skarpt fram i landskapsbildet (fig. 2).

Det er av oss gjort kartlegningsarbeid også i området vest for overskyvningsgrensen, men i dette område er det ennå ikke nådd resultater av alminnelig interesse.

¹ Lokalitetenes beliggenhet er oppgitt som nordlig bredde og lengde øst for Oslo i grader og minutter.

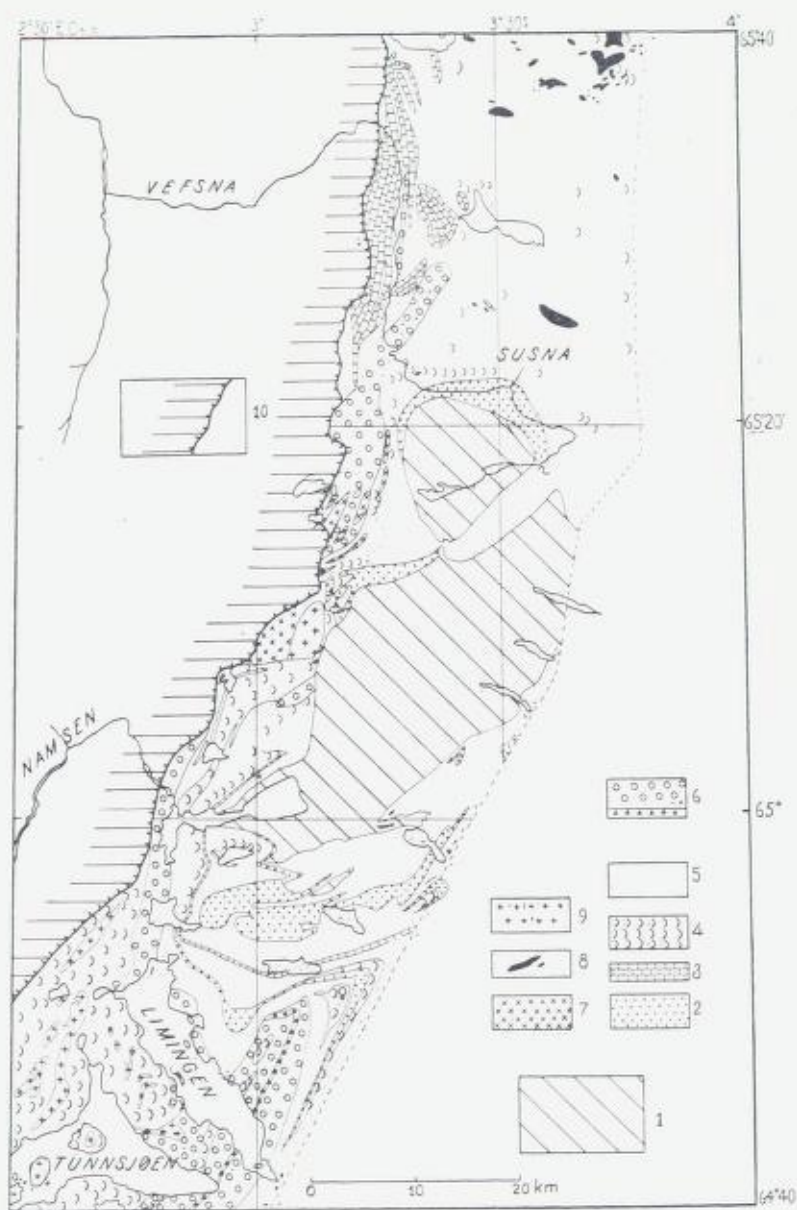


Fig. 1.

Fortsettelsen nordover av denne overskyvning er kjent dels på norsk og dels på svensk side av grensen. Sydvestover fortsetter den på sydvestsiden av Namsen. Ved veien vest for Gjersvik ($64^{\circ} 52' N$) er det en skarp og tydelig grense mellom Grongfeltets grønnsten og en kalksone over denne, og i vest overliggende sedimentgneiser med kvartsittlag i veksel med granittiske gneiser. Da det er bratt fall ved grensen og bergartene er like kompetente på begge sider, fremtrer ikke grensen her så påfallende som en overskyvningsgrense, men det er fremdeles et skarpt skille mellom to forskjellige bergartskomplekser.

Det videre forløp mot sydvest kan ennå ikke angis nøyaktig. Muligens er det den samme overskyvningsgrensen som krysser over Namsens dal ved Fiskumfoss, hvor en massiv og grovkrystallin amfibolittisk bergart ligger over glimmerskifer. Etter det nye geologiske oversiktskart over Norge er det fristende å trekke fortsettelsen utover mot kysten i nordlig og nord-vestlig retning, men foreløpig er dette bare en konstruksjon på kartet.

Ved den foran beskrevne overskyvningsgrense blir det avgrenset en stor tektonisk enhet, som kommer til å omfatte en stor del av Nord-Norges berggrunn, og som synes å være den øverste og vestligste del som her er bevart av Kaledonidene. Det er meget

←

Fig. 1. Geologisk kartskisse over grensestrøkene nordligst i Trøndelag og sydligst i Helgeland. Den sydlige halvdel av kartet er tegnet på grunnlag av statsgeolog Steinar Foslies karter over Grongfeltet.

1. Store Børgeljells bunnmassiv (granitt og gneis). 2—6. Sedimenter.
2. Kvartsitt og kvartsskifer. 3. Kalksten og dolomitt. 4. Grønsten. 5. Fyllitt, kalkfyllitt. 6. »Flysjformasjonen» (skifer, kalksandsten etc. med konglomerat). Underst jaspisførende konglomerat. 7—9. Intrusivbergarter.
7. Gabbro. 8. Serpentinitt. 9. Trondhjemitt. 10. Det vestlige høymetamorfe kompleks med utgående av skyveplan.

Geologic map of the border regions in the northern part of Trøndelag and the southern part of Helgeland.

1. Basal massif of Store Børgeljell (granite and gneiss). 2—6. Sediments.
2. Quartzite and quartz-schist. 3. Limestone and dolomite. 4. Greenstone.
5. Phyllite, calcareous phyllite. 6. "Flysch" series (schist, calcareous sandstone etc. with conglomerate), jasper-bearing conglomerate at the base. 7—9. Intrusive rocks. 7. Gabbro. 8. Serpentinite. 9. Trondhjemite.
10. The western highly metamorphic complex with thrust-line.



Fig. 2. Kvigfjnd (1703 m) ($65^{\circ} 13', 3^{\circ} 5'$) er det sydligste av de h6ye granittfjell som markerer fronten av det vestlige skyvedekke. Sett mot vest. Fot. $\frac{1}{8}$ 1952.

Kvigfjnd (1703 m) ($65^{\circ} 13', 3^{\circ} 5'$), looking west. The mountain is composed of granite and marks the front of the western nappe.

nærliggende å anse denne enhet som en tektonisk ekvivalent til det øvre store skyvedekke (Sogn—Jotundekket) i Sør-Norge.

I berggrunnskomplekset østenfor og under det store skyveplan, som vi i det f6lgende skal beskjeftige oss med, dannes det underste ledd av store B6rgefjells gneis- og granittmassiv. Etter v re unders6kkelser i dettes nordlige del har det meget tydelig vist seg å være et bunnmassiv, idet de granittiske gneiser ligger konkordant under sedimentene med skarp, tektonisk eller tektonisk påvirket grense. Foslies kart over den sydlige del av massivet viser at de forskjellige ledd i lagrekken slynger seg rundt massivet. Her er imidlertid granittene eller de granittiske gneiser omgitt av en sone av h6yemetamorfe glimmerskiferer og av bergarter som Foslie i sine kartforklaringer har betegnet som sedimentgneiser og porfyroblastgneiser. Det synes således at det her er en granittiseringskontakt mellom gneisen og de overliggende sedimenter. Etter Oxaal (1910) er forholdene noe komplisert, idet gneisen til dels ligger over sedimentene. Oxaal oppfattet B6rgefjelllets massiv som en lakkolitisk granittintrusjon, en oppfatning som den gang m tte falle naturlig.

G. Kautsky (1948) har unders6kt den 6stlige del av B6rgefjellsmassivet og betegner bergarten som en granitt av Revsund-type som normalt overleires av kvartsitter av Hyolithussone-type. Han oppfatter det således som et autoktont eller litet flyttet pre-

kambrisk massiv som kommer fram i et vindu under »Seveskollans« bergarter.

Vi skal så kort omtale forholdene i den nordlige del av Grongfeltet, på grunnlag av Foslies manuskriptkart og hans publikasjoner fra området (Foslie 1923, 1924, 1926). Det underste ledd i lagrekken er massive feltspatførende sandbergarter i Dærgafjell ($64^{\circ} 54'$, $3^{\circ} 2'$), av Foslie benevnt sparagmitter. Over disse følger en serie av kvartsfyllitter, som Foslie betegner som Rørviksskifrene. Disse inneholder bituminøse lag og en øvre avdeling av kvartsrike bergarter, Rørvikskvartsitten. Innleiret i Rørviksskifrene er et kalklag, som kan følges fra ved riksgrensen gjennom Huddingsdalen og som videre vestover bøyer om i nordlig retning. Mens mektigheten er 200 m ved riksgrensen avtar den mot vest og nord inntil kalklaget kiler ut og forsvinner. Det samme kalklaget fortsetter mot nordøst på svensk område, hvor det ved Leipikvatnet bøyer om mot syd og igjen kommer inn på norsk område vest for Kvarnbergvatnet, som beskrevet av Foslie (1924, s. 59 f.).

Ved synklinalombøyningen ved Orvatn er grønstent¹ innleiret på flere nivåer i Rørvikserien. I en av disse grønstener ligger Joma kisforekomst.

Grønstene i Grongfeltet er massive, tykkbenkete bergarter og er utvilsomt meta-basalter.

Vestover fra synklinalombøyningen kiler grønstene ut, men nordenfor i strøket ved Namsvatn kommer de igjen på samme stratigrafiske nivå over kalken. Herfra stryker de nordover som tynne soner i det sterkt overdekkede terreng. De er her finkornete, skifrige bergarter med rikelig innhold av albitt, epidot, kloritt delvis også hornblende, de må ansees som tuffer og tuffblandete sedimenter.

Den yngste stratigrafiske avdeling i Grongfeltet er av Foslie (1926, s. 9—10) blitt betegnet som en flysjformasjon, som markerer en ennå tydeligere erosjonsdiskordans enn de tilsvarende

¹ I sin første meddelelse (1923, s. 33) betegner Foslie denne meget forsiktig som en basisk eruptivbergart uten å ta standpunkt til om den er intrusiv eller ekstrusiv, men i beskrivelsen av Joma kisforekomst (1926, s. 93) sier han uten reservasjon at forekomsten ligger i grønstensformasjonen.

lag i andre deler av Trondheimsfeltet. Bergartene i denne er konglomerater, kalksandsteiner og kalker, det inngår et jaspisførende konglomerat (se Foslie 1923, s. 34—37, 1924, s. 62—64). I konglomeratene finnes boller av alle områdets eruptivbergarter. Av disse bergarter skal vi omtale de kalkrike nærmest psammitiske bergarter som står på nordsiden av Limingen og som i enkelte soner fører spredte boller av bl. a. trondhjemit. I områdene omkring Susendalen finnes helt tilsvarende bergarter, som skal beskrives i det følgende.

I de strøk som er blitt undersøkt av oss i den nordlige del av Børgefjellsmassivet finnes det en avdeling av kvartsitt og kvartsskifer nærmest over gneisen. Som det vil sees av kartet er dette kvartsittlag ikke sammenhengende, men delvis utkilende. Bergartene er for det meste glimmerførende, men delvis utkilende. med henketykkelse fra omkring en desimeter og nedover, de tynnskifrige deler av serien er helle- og taksiferbergarter, som brytes på et par steder i den øvre del av Susendalen (fig. 3). Mer unntaksvis finnes massive og hårde kvartsitter. Innleiret i kvartsitten er tynnere eller tykkere lag av fyllitt. I den østlige del av området ligger alunskifer nærmest over gneisen, således ved østgrensen av massivet nord for østre Tiplingen, hvor alunskiferen ligger mellom gneis og kvartsitt, og i Rotannjunne ($65^{\circ} 15', 3^{\circ} 30'$). I stripen av overliggende sedimenter, som ser ut til å dele massivet i to sydøst for Tiplingene, finnes ikke noen mektig sammenhengende kvartsitt, men bare kvartsittbenker innleiret i grå fyllitt, alunskifer og lys rustforvitrende skifer.

Innen det område som er blitt undersøkt av oss er det ennå uvisst om noen av de bergarter som ligger nærmest over Børgefjellets gneis hører med til massivets autoktone sedimentdekke (Kautskys Hyolithussone). Det er flere forhold som tyder på at det finnes en utpreget tektonisk bevegelsehorisont nær over massivet. Øst for Lægdevann ($65^{\circ} 19', 3^{\circ} 16'$) fant Færden således en sone med sterkt mylonitiserte og breksjerte bergarter. Det er mulig at det er »Seveskollans« undergrense som er markert på denne måten.

Syd for Kjukkelvatn, ved nordgrensen av det av Foslie kartlagte område, fortsetter de ovenfor omtalte grønstensbergarter videre nordover. Det finnes her tynne lag av finkornet grønsten

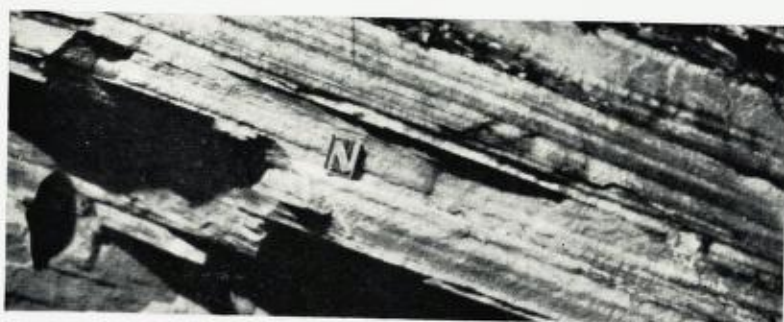


Fig. 3. Kvantsskifer, skiferbrudd ved vestre Vallibekken, Susendalen
($65^{\circ} 22'$, $3^{\circ} 22'$).

Quartz-schist.

vekslende med kvartsskifer og med kalkholdige skifrer. En serie med tynne innleiringer av grønsten finnes likeledes over kvartssitten i Gammelkallfjell nord for Kjukkelvatn ($65^{\circ} 13'$, $3^{\circ} 11'$). Her finnes også granatglimmerskifrer av samme type som nedenfor skal omtales fra strøkene nordenfor. Nord for Gammelkallfjell følger et område praktisk talt uten blotninger. Grønstensbergartene finnes igjen i østhellingen av høgd 876 ($65^{\circ} 16'$, $3^{\circ} 14'$) som grønne finkornete skifrer, som i marken neppe kan skilles fra grønne fyllitter, men under mikroskopet avsløres de som hornblendeskifrer. I Mjølkalva ($65^{\circ} 22'$, $3^{\circ} 17'$) finnes de samme finkornete grønstener i veksel med fyllitter. Disse finnes også i en liten blotning ved Susna mellom Solhaug og Trollerud, og kan følges videre østover i bekkeskjæringene på nordsiden av Susendalen til østgrensen for gradteig Hattfjelldal ($3^{\circ} 30'$ E Oslo). Her finnes de samme finkornete grønstener som tynne soner (maksimum 20—30 m) vekslede med fyllitter, som til dels er grafitførende og alunskiferaktige. Her finnes også de ovenfor nevnte granatglimmerskifrer, som foruten kvarts, biotitt og granat inneholder rikelig albitt og epidot, derimot ikke eller meget lite muskovitt. Et slip av en bergart av denne type fra den sydvestre del av Unkervatn, inneholder i det hele ikke kvarts, så det er klart at disse bergarter ikke kan være vanlige sedimenter. Sammen med grønstenene finnes også lyse albittrike bergarter, til dels med granat- og hornblende-porfyrobaster.



Fig. 4. Kalksandsten og konglomerat i «flysjformasjonen», Hagfjellelven (65° 19', 3° 15').

Calcareous sandstone and conglomerate in the "flysh" series.

Også videre østover på kartbladene Skarmodalen og Ranseren finnes lignende grønstener, som antagelig er fortsettelsen av samme drag. Det er i dette område ikke funnet massive grønstener som det kunne være naturlig å regne som meta-basalter, sannsynligvis er grønstenene i disse strøk tuffer, noen av dem kanskje meget finkornete askelag, til dels oppblandet med sedimentmateriale.

Grønstensbergarter av samme type er også funnet på en rekke steder spredt over hele området, som det vil fremgå av kartet. Sammen med grønstenene finnes det flere steder lyse albittrike bergarter, som kan være keratofyriske tufavleiringer. En del av disse forekomster av grønsten eller grønstensaktige bergarter forekommer i en avdeling av grønne klorittrike og kalkrike skifrer, som er utbredt f.eks. i Ørjedalsfjell (65° 25', 3° 32') og omkring Unkervatn (65° 30', 3° 30').

I den østlige del av området er kalkstein funnet som et tynt lag østligst i Ørjedalsfjell (65° 26', 3° 29').

Serpentin som linseformete legemer er utbredt i den østlige del av området, det kan være av interesse å notere at noen av serpentinene forekommer i eller like i nærheten av de ovenfor nevnte grønne klorittrike bergarter.

I strøket syd for Susendalen sydover til ved Simskarelven med utbredelse vestover til overskyvningsgrensen har vi en avdeling av kalkrike bergarter, som i sin habitus og mineralsammensetning står mellom kalkholdige glimmerskifrer og kalk-



Fig. 5. Kalkholdig kvartsrik skifer i »flysformasjonen« med karakteristisk forvitringsoverflate, nær Båttjernryggen ($65^{\circ} 16'$, $3^{\circ} 12'$).

Calcareous schist rich in quartz in the "flys" series.

sandsteiner. I enkelte lag inneholder de spredte, vel rundete og noe ellipsoidisk deformerte boller en størrelse ikke over 10 cm, det er aldri tettpakkete konglomerater. Lagene ligger med ensartet slakt vestlig fall, krysskiktning, som er iaktatt på noen lokaliteter viser at lagstillingen er normal. Best blottet er de i Hagfjell ($65^{\circ} 20'$, $3^{\circ} 14'$) og sønnenfor ved Hagfjellelven ($65^{\circ} 18'$, $3^{\circ} 15'$). (Fig. 4). Nord for Susendalen finnes den samme avdeling igjen i bekkeskjæringer øst for Ivarrud, den kan videre følges til den østlige del av Sommerfjell ovenfor og øst for Mikkelfjord ($65^{\circ} 28'$, $3^{\circ} 22'$). Også i dette strøk forekommer det konglomeratboller.

Konglomeratlagene i denne avdeling er tidligere iaktatt av Gunnar Holmsen (1909, s. 11, fig. 7).

Bergartene i denne avdeling består av hovedmineralene kvarts, albitt, epidot, biotitt og kloritt og kalkspat, mens muskovitt enten mangler eller finnes i underordnet mengde. Epidot kan finnes i så stor mengde og i så grove korn at den er godt synlig med lupe, og kan sammen med kloritt være anriktet i enkelte grønnfargete lag. Bollene er overveiende av kvartsitt, men det finnes også ganske rikelig med boller av trondhemittiske bergarter, med albittisert plagioklas som eneste eller overveiende feltspat.

Som før nevnt er disse bergartene fullstendig overensstemmende med bergartene på nordsiden av Limingen, som hører til den yngste avdeling i Grongfeltet, som av Foslie ble betegnet som en flysjformasjon. Også i området syd for Susendalen danner de tydelig en øverste avdeling i lagbygningen.

Vi skal til slutt omtale forholdene i den nordvestlige del av det undersøkte område. I denne del av området forekommer karbonatbergarter i tykke sammenhengende lagpakker og utgjør en vesentlig del av berggrunnen. På vestsiden av Susendalen står de i flere profiler sammenhengende fra elven opp til overskyvningsgrensen med en tektonisk mektighet av opp i mot tusen meter. Etter all sannsynlighet er dette sammenfoldete pakker, så at den stratigrafiske mektighet sikkert er meget mindre, men allikevel betydelig. Karbonatbergartene må antas å tilhøre ett stratigrafisk nivå, det er i all fall ikke funnet noe som tyder på annet.

I strøket omkring Hattfjelldal kirke er karbonatbergartene mørke finkornete kalker, med tydelig lagdeling som fremkommer ved at bånd av noen millimeters tykkelse med noe forskjellig farge og kornstørrelse stadig veksler. Det er forgjeves lett etter fossiler i kalken, til tross for at bergarten gir inntrykk av å være så litet omvandlet at i all fall mer tykkskallede fossiler skulle ha vært bevart, hvis de noen gang hadde vært tilstede.

Over store deler av området finnes karbonatbergart med den samme mørke farge som den ovenfor beskrevne kalk, men som skiller seg ved å være fastere og hårdere og ved å mangle den båndete lagdeling. Antagelig er denne dannet ved en dolomittisering av den opprinnelige kalkstein. Sikkert er det i hvert fall at det ved en dolomittiseringsprosess dannes en hvit eller gulaktig dolomitt (meget ofte kalkspatførende) av den mørke karbonatbergart. Flere steder finnes disse to slag av bergarter sammen slik at f. eks. den mørke kalk finnes som inneslutninger i den lyse. Rent lokalt er det også funnet rød kjøttfarget marmor i forbindelse med de dolomittiserete bergarter.¹ I hvert fall enkelte

¹ Dr. Harald Bjørlykke har iaktatt dolomittiseringen i Susendalen. Han har nevnt at det muligens kan være sammenheng mellom dolomittisering og malmdannelse (1951, s. 89).



Fig. 6. Profil i østre side av Susendalen ved Mikkelfjord ($65^{\circ} 28', 3^{\circ} 18'$). Forklaring i teksten. (På grunn av overdekning og tektoniske komplikasjoner er ikke alle lagene blottet i én sammenhengende profilinje.)

Section in the eastern side of Susendalen near Mikkelfjord ($65^{\circ} 28', 3^{\circ} 18'$).
 1. Dolomite. 2. Quartzite. 3. Dark grey phyllite. 4. Light calcareous quartz-sericite schist with a thin sedimentary deposit of sulphides and graphite. 5. Greenish calcareous schist with scattered boulders of dolomite. 6. Green chlorite schists with bands of magnetite quartzite (sedimentary iron deposits). 7. Dolomite conglomerate. The sequence is assumed to be in a normal position.

steder er dolomittiseringen forbundet med forkisling, som tidligere omtalt av G. Holmsen (1913, s. 16).

I den østre side av Susendalen ved Mikkelfjord har vi en lagrekke som ligger tektonisk og etter alt å dømme også stratigrafisk over kalken. På Mikkelfjordfeltet ble det i 1951 av Geofysisk malmløsing utført målinger og feltet ble derfor oppmålt og stikket, så det var lett å ta opp et geologisk detaljkart over det sterkt overdekkete område.¹ Lagrekken over kalken (1) er som vist på profilet fig. 6 fra nederst til øverst:

Tynnbenket glassaktig kvartsitt (2), omkring 30 m mektig.

Mørk grå fyllitt (3). I et av borchullene ble det ifølge Færden funnet kalkholdige lag i fyllitten, disse er ikke iaktatt i blottninger.

Lys kalkholdig kvarts-sericittskifer (4), for det meste tynnskifrig, men også med kvartsrike mer massive lag.

I denne bergart ligger området gangformige sink-blymalmer.

¹ En fremstilling av de tektoniske forhold på feltet er gitt i rapporten om undersøkelsene.

I en røsk påsatt av ingeniør Sakshaug ved Geofysisk malm-
leting fantes det i denne lyse skifer et konkordant innleiret 15 cm
tykt lag av grafitt med rikelig svovelkis og litt kopperkis.

Oppover går denne over i en grønnlig klorittrik kalkholdig
skifer (5), som er litet blottet ved Mikkelfjord, men som er godt
blottet nordenfor ved Pantdalselven. I disse lag finnes jevnlig
lyse knoller av dolomitt, som antagelig er konglomeratboller.
Noen omkring metertykke karbonatbenker i den øvre del av av-
delingen viser også konglomeratstruktur.

På toppen av denne avdeling ligger et omkring 10 m tykt
lag av grønstensaktig bergart med innleirete tynne benker og
knoller av en svart hård bergart (6).

Over denne sone følger et konglomerat med boller av lys,
gullig dolomitt i en grønnlig kvartsrik og kalkrik grunnmasse (7).

Over konglomeratet ligger en avdeling av kalkholdige skifrer
med kalkboller og urene kalksteiner, som er blottet ved veien
nærmest syd og vest for Pantdalselven. Kartskissen fig. 7 viser
at denne avdeling ligger i en fold, omgitt av dolomittkonglo-
meratet. I en veiskjæring i denne serie har Dr. Gunnar Kautsky
ved et besøk i trakten funnet et fossil, som han har beskrevet
i denne årbok. Dessverre er fossilet av usikker systematisk stilling
og av liten stratigrafisk verdi.

Den grønstensaktige bergart under konglomeratet inne-
holder ikke hornblende eller andre Ca-silikater, den har kloritt
som hovedbestanddel sammen med muskovitt, noe kvarts og
ganske rikelig magnetitt. Den svarte bergart viser seg ved mikro-
skopisk undersøkelse å være en magnetittkvartsitt som foruten
kvarts inneholder magnetitt som en hovedbestanddel (20—30%).
Dessuten inneholder den ganske rikelig av et mineral som an-
tagelig er apatitt.

Magnetittkvartsitten er uten tvil en sedimentær jernmalm-
avleiring og de grønne klorittrike lag har sin motsvarighet i berg-
arter som finnes sammen med de sedimentære malmforekomster
i Trondheimsfeltet og som C. W. Carstens (1924, s. 222 f.) har
beskrevet som »Chloritlager«. Likeså må det ovenfor omtalte
grafitt-kislag i den lyse skifer på Mikkelfjordfeltet være en sedi-
mentær »vasskis«.

Lignende magnetittkvartsitter forekommer i Grongfeltet, i
Foslies samling er det et slip av en helt tilsvarende bergart fra

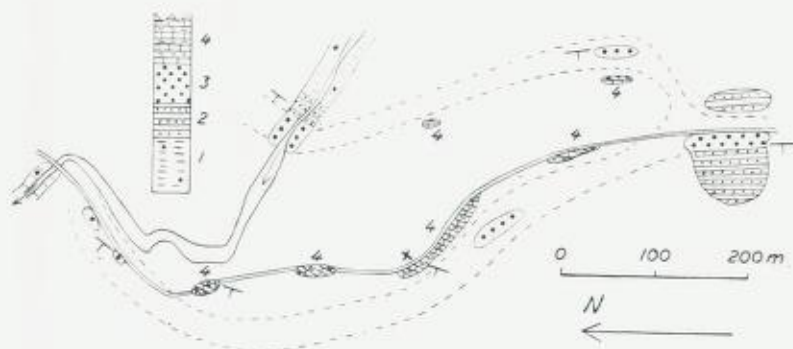


Fig. 7. Geologisk kartskisse over strøket omkring veien syd for broen over Pantdalselven ($65^{\circ} 29'$, $3^{\circ} 18'$). 1. Grønn kalkholdig klorittrik skifer med spredte boller av dolomitt. 2. Klorittgrønsten og magnetittkvarsitt. 3. Dolomittkonglomerat. 4. Kalkholdig skifer og uren kalkstein (fossilførende). Krysset viser Dr. Kautskys fossilfinnsted.

Geological sketch-map of area situated about $65^{\circ} 29'$, $3^{\circ} 18'$. 1. Green calcareous schist with scattered boulders of dolomite. 2. Chlorite schist with bands of magnetite quartzite. 3. Dolomite conglomerate. 4. Calcareous schist and impure limestone (fossiliferous). Divisions 1.—3 are the same as 5.—7. in the section Fig. 6. A cross indicates the locality of the fossil found by Dr. Kautsky.

ved veien øst for Vekteren ($64^{\circ} 58'$, $2^{\circ} 50'$). Fra Ingulsvatnet gård ($64^{\circ} 40'$, $2^{\circ} 47'$) er det et slip av magnetittkvarsitt sammen med rødlig jaspis.¹

Av områdets intrusive bergarter er serpentinen allerede omtalt. Mens det i Grongfeltet er rikelig sure, vesentlig trondhemittiske, og gabbroide intrusiver, er det forholdsvis litet av slike bergarter i det nordlige område som er undersøkt av oss. Trondhemitt finnes som fakolitiske masser nær under det store overskyvningsplan. Det er et stort, 300 m tykt, massiv i lille Kjukukelen ($65^{\circ} 10'$, $3^{\circ} 8'$) og et mindre nordenfor under Kvalpskaraksla. Dessuten er det ved veien nord for Ivarrud to små intrusivlegemer av finkornet trondhemittisk bergart.

Gabbroide intrusiver finnes som opp til omkring 10 m tykke lagerganger og linser i kalkene på vestsiden av Susendalen. De forekommer i svermer, men er for små til å avsettes på kartet. Bergarten er massiv meta-doleritt. I strøket omkring ($65^{\circ} 15'$,

¹ Slipnummer henholdsvis XLVII 26 og XVII 13.

3° 10') er det tallrike større og mindre gabbroide intrusivlegemer. I motsetning til i det nordlige område er bergartene her sterkt tektonisk påvirket, dels med vanlig krystallinsk skiffrighet, dels mylonitisert og breksjert. De er for det meste finkornet dolerittiske, i små blotninger ofte ikke til å skille fra suprakrustale grønstener.

Det er verdt å merke at disse bergarter setter gjennom de bolleførende kalkholdige skifrer, som tilsvarer Foslies flysjformasjon i Grongfeltet. Ifølge Foslie (1926, s. 9) inneholder konglomeratene i denne avdeling boller av alle Grongfeltets eruptivbergarter, men gjennomsettes ikke av noen av dem. De gabbroide intrusivbergarter som vi har funnet må således være yngre enn Grongfeltets eruptivserie. Den finkornete struktur tyder på at de er størknet på et høyt nivå i jordskorpen.

Bergartene i det østlige område er som nevnt på et lavt metamorfosetrinn som må regnes til grønskiferfacies. Plagioklasen er ren albitt; muskovitt, kloritt og biotitt forekommer sammen. Granat finnes i de ovenfor omtalte granatglimmerskifrer, antagelig har disse en kjemisk sammensetning som bevirker at granat dannes på et lavt temperaturtrinn.

Grensetraktene i søndre Helgeland er et vanskelig arbeidsområde, det er sterkt overdekket og få lange sammenhengende profiler, det er sterke tektoniske forstyrrelser og det er heller ikke meget av vel karakteriserte ledehorisonter. Det er først og fremst den oppnådde geologiske forbindelse med Grongfeltet som har brakt noen klarhet i forholdene, men meget står ennå igjen.

Grønstenshorisonten fra Joma er fulgt fra nordgrensen av Foslies område nordover til på nordsiden av den øvre del av Susendalen. At denne grønstenshorisont svarer til Trondheimsfeltets Bymark (Støren) gruppe skulle ikke være tvilsomt. Den overliggende flysjformasjon finnes igjen i samme petrografiske utvikling som i Grongfeltet. Kalken i Hattfjelldal—Susendalen er det rimelig å parallellisere med den ovenfor omtalte kalk i Grongfeltet, disse må antas å høre til den kalkhorisont som på svensk side kalles Pieskikalken. Lagserien over kalken inneholder dannelser som er nær overensstemmende med de sedimentære kis- og magnetittlag i Carsten's Bymarkgruppe og som har sine motsvarigheter også i Grongfeltet.

Dolomittkonglomeratet ved Pantdalselven kan bli å jevnføre med flysjformasjonen i Grongfeltet og med de tilsvarende avleiringer i strøket like i nærheten.

Den fossilførende serie ved Pantdalselven blir å betrakte som den yngste stratigrafiske horisont som er påvist i området. Den viser at det er fulgt en periode med utjevnete reliefforhold og normal sedimentasjon etter den orogene periode som er markert ved »flysjformasjonene«.

Det blir etter denne tolkning av de stratigrafiske forhold en ganske stor faciesforskjell mellom den østlige og den nordvestlige del av det undersøkte område. Det er også påfallende at kalken i vest opptrer med stor mektighet like til sin østgrense. Denne faciesforskjell ville bli lettere å forklare om den vestlige del av området med kalken hørte til et dekke som var flyttet et stykke østover i forhold til de underliggende lag i øst. Det er gjort noen iakttagelser som tyder på at så kan være tilfelle. Nær eller ved kalkens eller dolomittens østgrense finnes det, ved veien nord for Ivarrud og i vesthellingen av Sommerfjell ovenfor Mikkeljord, tektoniske breksjer i dolomitten, hvor store stykker av udeformert bergart ligger i en oppmalt grunnmasse. Likeså har dolomitten tydelig tektonisk grense til de underliggende bergarter ved vestenden av Unkervatnet.

Fra tilstøtende strøk på svensk område er det en ganske rikholdig geologisk litteratur, men da detaljarbeidet bare er begynt på norsk side, skal det ikke forsøkes noen jevnføring med svenske områder ved denne leilighet.

Summary.

Geological investigations in the south-easternmost part of Helgeland.

Helgeland is the southern part of northern Norway. The writer and his assistants have worked in the northern part of the area shown on the map, Fig. 1, north of 65° 10' N, the southern part of the same map is based upon the geological maps in manuscript of the late state-geologist Steinar Foslie. Foslie's working area was the Grong District, the north-easternmost part of southern Norway, known for its large pyrite deposits.

The thrust-line marked on the map, Fig. 1, separates a western and tectonically higher complex of highly metamorphosed rocks, including much of granites and gneisses, from an eastern and tectonically underlying complex of less metamorphosed rocks. The thrust is a tectonic feature of very great magnitude. The present paper deals with the rocks of the eastern complex only. In this complex the lowermost unit is the granitic massif of Store Børgfjell, of Pre-Cambrian age, according to G. Kautsky (1948). There seems to be little left of the autochthonous cover of the massif, the greater part of the rocks of the eastern area belonging to a thrust-sheet, the Seve nappe.

In the area about $64^{\circ} 48' N$, $3^{\circ} 10' E$ Oslo a series of phyllites and quartz-schists, the Rørvik series of Foslie, contains a limestone in its lower part, and greenstone (meta-basalt) interbedded at two horizons. The large pyrite deposit of Joma, the largest but one in Norway, lies in one of the greenstone horizons. While the limestone in the lower part of the series pinches out to the north, the volcanic horizon has been followed northwards and eastwards as far as $65^{\circ} 23' N$, $3^{\circ} 30' E$ Oslo. To the north, the massive meta-basalt of the Grong District pass into fine-grained and schistose greenstones, which are interpreted as metamorphosed tuffs and ash-layers.

Limestones, for a great part dolomitized, occur in the north-western part of the area and are probably the same horizon as the above-mentioned limestone in the Grong District. In the section shown by Fig. 6 the limestone is overlain by a series of calcareous schists with interbedded sedimentary deposits of sulphides and magnetite, which correspond to similar deposits in the volcanic series of Lower Ordovician age in the Grong District and in the Trondheim Region.

The youngest sediments in the Grong District belong to a "flysh" series with calcareous sandstones and conglomerates, overlying the older beds with profound unconformity due to erosion, according to Foslie (1926, p. 9). The dolomite conglomerate on the top of the series in the section Fig. 6 can be correlated with the series. In other parts of the area there are sandy calcareous schists with conglomerate zones in the same series (Figs 4, 5).

At the locality shown by Fig. 7 a series of calcareous schists and impure limestones are found above the dolomite conglomerate. The Swedish geologist Dr. Gunnar Kautsky has found a fossil in this series, described by him in this publication.

Litteratur.

- Bjørlykke, Harald, 1951: Sink- og blyforekomster i Nord-Norge. Tidsskr. f. kjemi, bergvesen og metallurgi, 1951 (6), s. 85 f. Oslo.
- Carstens, C. W., 1924: Der unterordovizische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet. N. G. T. 7, s. 185 f. Oslo.
- Foslie, Steinar, 1923: Grongdistriktet. N. G. U. Nr. 98, s. 27 f. Oslo.
- 1924: Grongdistriktet. N. G. U. Nr. 122, s. 59 f. Oslo.
- 1926: Norges svovelkisforekomster. N. G. U. Nr. 127. Oslo.
- Holmsen, Gunnar, 1909: Geologiske iagttagelser fra Børgefjeld. N. G. U. Nr. 49 (Årb. 1908 III) Kristiania (Oslo).
- 1913: Oversigt over Hatfjelddalens geologi. N. G. U. Nr. 61 (Årb. 1912 I) Kristiania (Oslo).
- Kautsky, Gunnar, 1948: (Disk.innlegg). G. F. F. 70, s. 501. Stockholm.
- 1949: (Disk.innlegg). G. F. F. 71, s. 639. Stockholm.
- Oxaal, John, 1910: Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgefjeld og traktene om Namsvandene. N. G. U. Nr. 53 (Årb. 1909 IV) Kristiania (Oslo).
- Rekstad, J., 1924: Hatfjelddalen. N. G. U. Nr. 124. Oslo.

Ett fossilfynd i Susendalen.

Av

GUNNAR KAUTSKY

Med 2 textfigurer.

Sommaren 1950 gjordes ett fossilfynd i de perifera delarna av det stora kalkstensstråket i Susendalen (Helgeland). Fyndpunkten ligger i västra landsvägsdiket några hundra meter söder om landsvägsbron över St. Pantdalsälven. För lagringsförhållandena därstädes ger T. Strand en redogörelse i detta häfte.

Fossilet påträffades i en svart, grafithaltig, lerig kalksten, som är ganska skiffrig. Kalkstenen innehåller talrika ljusgult eller svag orangerött vittrande körtlar av ljus dolomit och mörkare kalk. Delvis kan det vara fråga om konglomeratbollar. En av dessa kalkkörtlar med blek orangefärgad vittringshud visar på ytan tydliga ringar av 1—2 mm:s diameter. Ringarna begränsas utåt av en hårdare vägg, medan de centrala delarna äro mjukare och vittra något lättare (Fig. 1). Hela kalkkörteln visar dessa strukturer. De äro synliga även i dess inre delar. Strukturerna tyda på en kolonibildande organism. Hela körteln, som genom sin färg tydligt skiljer sig från den omgivande mörkare kalken, är äggformad. Största diametern är ca 6 cm, medan den minsta torde uppgå till ca 3 cm.

För att eventuellt kunna bestämma fossilet, förfärdigades fem slipprov i olika snitt (Fig. 2). Alla snitt visa samma runda eller något elliptiska figurer av varierande storlek. Detta tyder på att ringarna på ytan ej representera snitt genom rör, utan sannolikt snitt genom ovaloida kroppar.

Bergarten är så kraftigt omkristalliserad, at alla finare strukturer försvunnit. Några av ovaloiderna visa dock svag antydning till koncentriska ringar. De delar av ovaloidens väggar, som ej omedelbart gränsa till en närliggande ovaloid äro delvis belagda med mörkt bituminöst stoft.



Fig. 1. Del av fossilet visande ringar på den vittrade ytan. Ringarnas centrala delar äro något nedvittrade. 3× först.

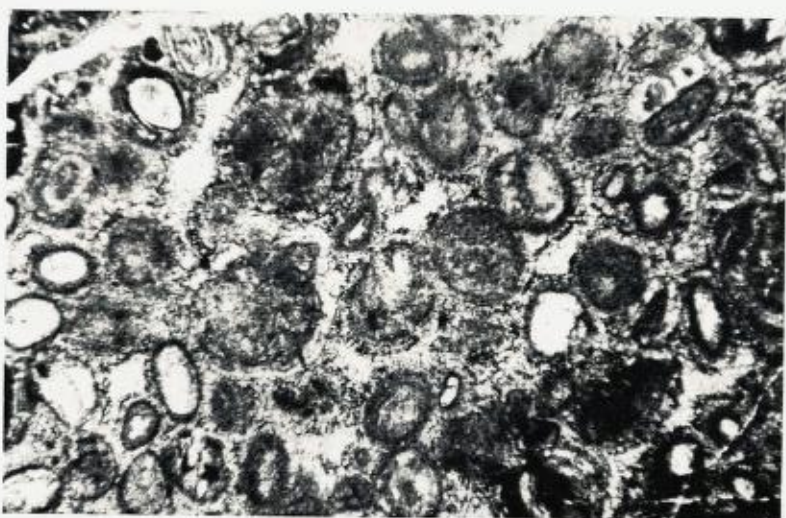


Fig. 2. Snitt genom fossilet. De starkt omkristalliserade ringarna ha i snittet olika storlek. Observera ringen med koncentriska strukturer i nedre högra hörnet av bilden. 5× först.

Fossilets systematiska ställning är något tveksam. Det kan enligt min mening vara kalkalger, bryzoer eller oolither. Då hela körteln ifråga visar de ovan beskrivna strukturerna, men liknande strukturer ej observerats i de närliggande ljusa körtlarna anser jag, att det knappast kan vara fråga om oolither. Jag lutar mest åt den uppfattningen, att det är kalkalger, särskilt med hänsyn till de koncentriska ringar, som några av ovaloiderna visar.

Sådana koncentriska strukturer kunna knappast väntas uppträda i en bryozokoloni.

Trots ivrigt letande påträffade varken de i trakten arbetande norska geologerna, till vilka fyndet meddelades, eller jag själv ytterligare säkra fossil.

Zusammenfassung.

Ein Fossilfund im Susental.

Ein Fossilfund in den Randteilen des mächtigen Kalkmarmors im Susental wird als Rest einer Kalkalge gedeutet (Fig. 1). Das Gestein ist stark umkristallisiert. Fünf Dünnschliffe nach verschiedenen Ebenen durch das Fossil zeigen zahlreiche runde und elliptische, kleine Ringe (Fig. 2). Einige der Ringe besitzen konzentrische Strukturen ähnlich einem Oolith. Das Fossil hebt sich recht stark vom umgebenden Gestein ab. Es ist wahrscheinlich eiförmig geformt.

Sink-blyforekomstene ved Mikkeljord, Hattfjelldal i Nordland.

Av

JOHS. FÆRDEN

Med 7 tekstfigurer.

Innledning.

Mikkeljordforekomstene ligger i en vestvendt skråning fra Sommerfjellet mot gården Mikkeljord i Susendalen, kartblad Hattfjelldal, eller nærmere bestemt på $65^{\circ} 28'.6$ N og $3^{\circ} 19'$ E Oslo.

Driften i Svenningdal gruve var opphavet til en skjerpefeber som raste i Vefsen-Hattfjelldalstrøket i 1880-årene og det ble da bare ved Mikkeljord anmeldt skjerp av ikke mindre enn 9 forskjellige selskaper.

Mikkeljordforekomstene er tidligere omtalt i følgende publikasjoner:

O. Hagen: »Angaaende Hattfjelldalens ertsforekomster«. Bergmandsefterretninger No. 49—50, april 1881, E. Bathen: »Kort Beretning om de viktigste Grubebolag i Vefsen og Hattfjelldalen«. Mosjøen 1881, A. S. Bachke: »Beretning om Bergværksdriften i det nordenfjeldske Bergdistrikt i Aaret 1883«. Det statistiske Centralbureau 1892, og i J. Rekstad: »Hattfjelldalen, beskrivelse til det geologiske generalkart«, N. G. U. 124, 1924.

Det er blottet 5 små forekomster som ligger innenfor et område på 250×800 m.

Angående feltets geologi henvises til Trygve Strand: »Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland« i denne årbok.

Etter de tidligere undersøkelsesarbeidene i feltet finnes det nå bare noen små gjengrodde røsker.

Den senere tids undersøkelsesarbeider ble påbegynt sommeren 1950 under ledelse av dr. H. Bjørlykke. Feltet er sterkt



Fig. 1. Utsnitt av kartblad Hattfjelldal. Ekv.dist. 150 m.
Map to show the location of the deposits.

overdekket og i 1951 ble det derfor foretatt elektromagnetiske målinger av Geofysisk malmleting. Ved målingene fremkom en rekke indikasjonslinjer som kan deles i to grupper. En gruppe består av linjer med hovedretning N—S. Linjene følger bergartenes strøkretning. Den andre gruppen linjer har retning ca. Ø—V og ettersom de kjente malmlegemene har samme retning, ble det de Ø—V-gående linjene vi konsentrerte oss om ved de diamantboringene som ble utført høsten 1952 under ledelse av meg. Boringene var bare ment som rent orienterende og var derfor ikke særlig omfattende. Resultatet av boringene var i økonomisk henseende negativt idet det viste seg at man må anta at både N—S og Ø—V-gående indikasjonslinjer skyldes fattige kisimpregnasjoner som for det meste ligger konkordant med bergartenes skifrihet.

Påvist malm er helt ubetydelig, det kan dreie seg om ca. 100 t. og sannsynlig malm om ca. 350 t.

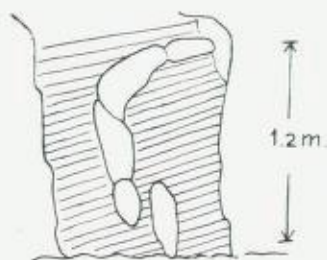


Fig. 2.

Fig. 2. Vertikalt tverrsnitt av et malmlegeme.
Vertical crosssection of orebody.

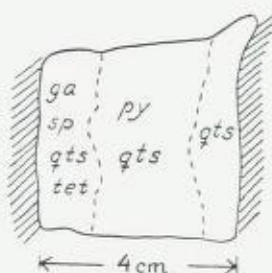


Fig. 3.

Fig. 3. Asymmetrisk sonebygning, ga: blyglans, sp: sinkblende, tet: fahlerts, py: svovelkis, qtz: kvarts.
Asymmetric zoning, ga: galena, sp: sphalerite, tet: tetrahedrite, py: pyrite, qtz: quartz.

Malmlegemene og malmen.

I området omkring Mikkelfjord har man en rekke Ø—V-gående småforkastninger og sprekker som har vært bestemmende for maldannelsen. Sprekkes bredde er fra 1 til ca. 10 mm og er som oftest skarpe. De malmfylte sonene er opp til $\frac{1}{2}$ m brede og har sikkert opprinnelig vært breksjer idet man kan finne småstykker av sidebergarten i malmlegemene.

Som før nevnt er malmlegemenes strøkretning ca. Ø—V. Fallet er steilt. Hvert malmlegeme består av flere korte blyantformede linser som ligger ovenpå hverandre som vist i fig. 2. Antagelig kan flere malmlegemer opptre i samme sprekkesone. Malmlegemenes feltutstrekning er maksimum 20 m mens mektigheten er fra $\frac{1}{2}$ m og mindre.

Skifrene i Mikkelfjordfeltet har foldningsakser med retning ca. ØNØ—VSV, malmlegemenes retning er ca. Ø—V. Det er derfor mulig at malmlegemene som består av flere linser, er dannet samtidig med foldningen.

Mellom de enkelte linser i malmlegemene, kan man på kvartsen finne glidestriper med retning ca. Ø—V. Etter at malmavsetningen har funnet sted, har man derfor hatt en skyvning

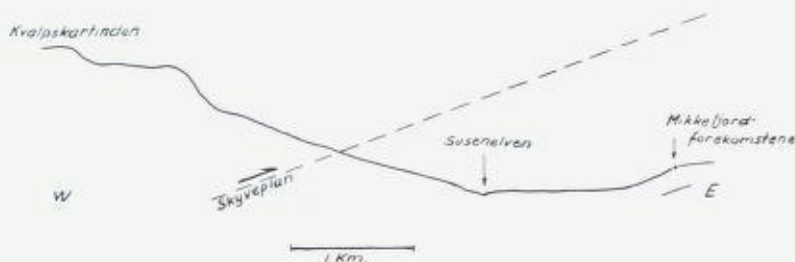


Fig. 4. Profil Kvalpskartind-malmforekomstene. Over skyveplanet: granitiske bergarter, under skyveplanet: kambro-siluriske skifre.
 Profile Kvalpskartind-ore-occurrence. Over thrust-plane: granitic rocks.
 Below: Cambro-silurian schists.

fra øst. På vestsiden av Susendalen har da også dr. T. Strand funnet et skyveplan (T. Strand, denne årbok). Skyveplanet ligger (projisert) ca. 1000 m over malmforekomstenes nåværende utgående i dagen (profil, fig. 4) og bevegelsen innen malmlegemene har vært liten.

Ertsmineralene er: arsenkis, magnetkis, svovelkis, markasitt, sinkblende, blyglans, fahlerts, kobberkis og jernglans. Jernglans opptrer bare sporadisk og alltid som små nåler i kvarts og/eller kalkspattårer som gjennomsetter og som er yngre enn malmen forøvrig. (Se fig. 5).

Kvarts er det mest fremtredende gangmineral. Dertil kommer en del kalkspatt, litt sericitt og litt albitt.

I 1951 ble det skutt i en løsblokk og av salvegodset ble det tatt en gjennomsnittsprøve som ble analysert av ing. B. Bruun med følgende resultat:

Zn	13 %
Pb	13 %
Sb	4.3 %
As	7.1 %
Cu	0.6 %
Ag	ca. 400 g/t

Omregnes analysen til sulfidmineraler, får man en sum på vel 60 %. Til dette kommer minst 20 % svovelkis som er det mest fremtredende ertsmineral, slik at man får en totalsum på



Fig. 5. Polerslip. Hvite jernglansnåler i kvarts. Grått min. er magnetkis. Hvitt min. er arsenkis. 80× forst.

Polished section: White needles: hematite. Grey min.: pyrrhotite. White min.: arsenopyrite. Black min.: quartz.

minst 80 % sulfidmineraler. Den uttatte prøve er imidlertid for rik til at den kan betraktes som representativ for malmfeltet.

Malmen er for det meste sonebygget og man har to typer sonebygning, en symmetrisk som er den almindeligste her, og en asymmetrisk. Ved symmetrisk sonebygning har man kvarts nærmest sidebergarten på begge sider og ertsmineralene i midten. Asymmetrisk sonebygning er vist i fig. 3.

Ertsanrikningen er ujevn i feltutstrekningen idet den kan variere fra rik malm til uholdig gang. Hvor linsene er ertsførende, finnes mineralene svovelkis og sinkblende, som oftest også blyglans og fahlerts.

Et diamantborhul som ble satt på kjent malm for å undersøke malmen i dypet, viste på 32 m dyp ertsmineralene magnetkis, svovelkis og kobberkis. På samme forekomst er ertsmineralene i dagen svovelkis, sinkblende, blyglans og fahlerts. Mens

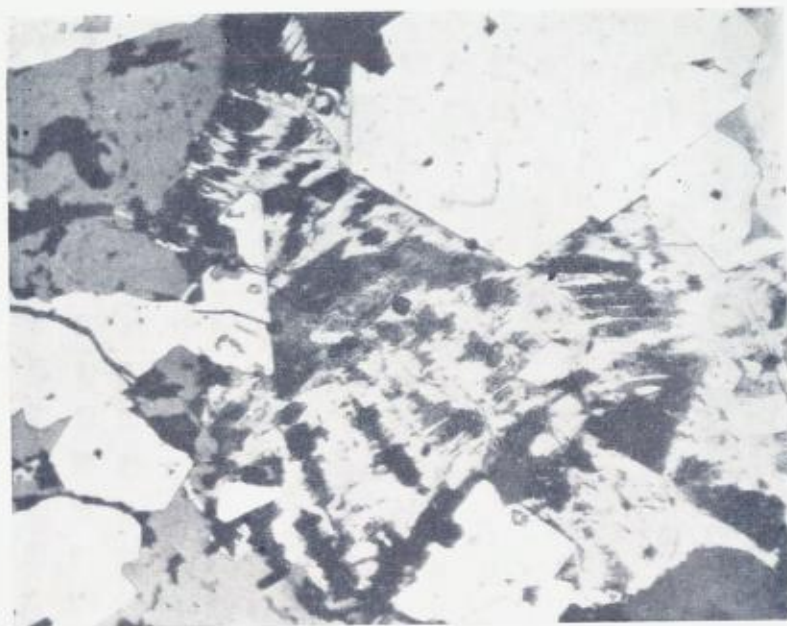


Fig. 6. Polerslip. Markasitt og svovelkis. Grått min. er sinkblende. Sorte min. er kvarts og kalkspatt. 80 × forst.

Polished section. Marcasite and pyrite. Grey min.: sphalerite. Black min.: quartz and calcite.

svovelkis og kobberkiskornene i dagen er av størrelseorden ≈ 1 mm, finnes de på 32 m dyp i en størrelse av opptil 8 mm. Forskjellen i mineralselskapet og i kornstørrelsen, kunne tyde på at det her foreligger primær dybdeforskjell. Grunnlaget for en slik antagelse er imidlertid for svakt ettersom man bare har dette ene borhullet å bygge på. Skulle Mikkelfjordforekomstene av en eller annen grunn tas opp til undersøkelse igjen, bør man imidlertid være oppmerksom på denne muligheten.

Ertsmineralenes tilsynelatende aldersrekkefølge er, fra eldst til yngst:

arsenkis, magnetkis, markasitt, svovelkis,¹ sinkblende (mørk), blyglans, svovelkis, sinkblende (lys), kobberkis, fahlerts, jernglans, kvarts, kalcitt.

¹ Det kan ikke avgjøres om markasitt-svovelkis er samtidige eller hvilket mineral som eventuelt er eldst da svovelkis har krystallisert ut minst to ganger under maldannelsen.

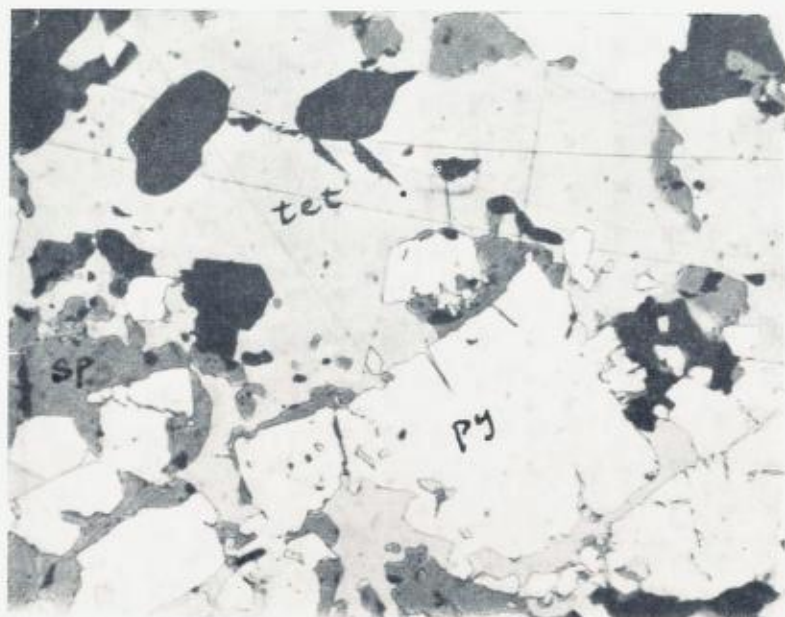


Fig. 7. Polerslip. py: svovelkis, tet: fahlerts, sp: sinkblende, sorte min. er kvarts og kalkspatt. 80 \times forst.

Polished section. py: pyrite. tet: tetrahedrite. sp: sphalerite. Black min.: quartz and calcite.

Mineralselskapet og forekomstmåten tyder på at malm-dannelsen er hydrotermal (epitermal).

Ettersom man har både mørk og lys sinkblende, har temperaturen vært noe høyere ved begynnelsen av malm-dannelsen enn ved slutten. Hvor meget FeS som kan opptas i sinkblende er nemlig avhengig av dannelsesstemperaturen.

For å få en idé om dannelsesstemperaturen, kan man støtte seg til noen forsøk som er utført av P. Niggli og J. Johnston² og som viser at overgangen av markasitt til svovelkis finner sted ved 450° C og 1 atm. trykk.

Det er derfor sannsynlig at den vesentligste delen av malm-dannelsen har funnet sted ved temperatur lavere enn 450° C.

² P. Niggli und J. Johnston: »Einige physikalisch-chemische Prinzipien der Gesteinsmetamorphose«. N. Jahrb. f. Mineralogie — —, 1914. Beil. Bd. 37, s. 511.

Etter det foregående vil jeg klassifisere Mikkeljordforekomsten som kaledoniske, epitermale breksjeforekomster.

Som tidligere omtalt av J. C. Torgersen³ og H. Bjørlykke⁴, finnes de fleste sink-blyforekomster i Nord-Norge i tilknytning til granittiske bergarter, således bl. a. Svenningdalen gruve.

Når det gjelder den malmbringende bergart for Mikkeljordforekomstene, er man uten holdepunkter.

På grunnlag av T. Strands observasjoner og på resultatene av diamantboringene, fås følgende lagrekke ved Mikkeljordforekomsten:

- Øverst: Kwarts-sericittskifer, karbonatrik.
Fyllitt med noen tynne lag av skifrig kalkstein.
Kwartsitt.
Dolomitt.

Disse bergartene er av sedimentær opprinnelse.

Den eneste granitt i den østlige del av Hattfjeldsdistriktet som stratigrafisk ligger under ovenfor nevnte lagrekke, er Susenfjellsgranitten som er et bunnmassiv. Susenfjellsgranitten har imidlertid sitt utgående ca. 12 km syd for malmforekomstene og om den (eller noen annen sur dypbergart) ligger under Mikkeljordforekomstene, vet man ikke.

Summary.

Sphalerite-galena deposits at Mikkeljord, Nordland, Northern Norway.

The Mikkeljord sphalerite-galena deposits are situated in Susendal in the northern part of Norway at 65° 28'6" N and 3° 19' E of Oslo.

The area is strongly covered and only 5 small orebodies have been found each with a length of less than 20 m and with a width less than 1/2 m. They are much too small to be mined.

³ J. C. Torgersen: »Sink- og blyforekomster på Helgeland«. N. G. U. Nr. 131, 1928.

⁴ H. Bjørlykke: »Sink-blyforekomster i Nord-Norge«. Tidsskr. f. Kjemi, Bergvesen og metallurgi. 1951. Nr. 6.

The deposits are classified as Caledonian, epithermal breccia deposits, probably deposited below 450° C. They are found in Cambro-Silurian schists.

Ore minerals are (in probable order of deposition): arsenopyrite, pyrrhotite, marcasite-pyrite, sphalerite (dark) galena, pyrite, sphalerite (light), chalcopyrite, tetrahedrite, hematite. Hematite is only found as needles in small secondary veins filled with quartz or calcite which are penetrating the ore.

The assay given on p. 148 is too high to represent an average grade of the deposits.

Gangue minerals are mainly quartz, some calcite, sericite and albite. The main strike of the surrounding quartz-sericite-schist is N—S. The ore-bodies extend in a E—W direction and have a steep dip. The ore is deposited in cracks and fissures.

Each ore-body consists of a number of small pencil-shaped lenses lying above each other (Fig. 2).

As the ore-bodies are nearly parallel to the fold axes of the area, they are apparently, because of the shape of the ore-bodies, deposited at the same time as the folding of the schists. As for the re-bringing rock we have no clue. The rocks found in the Mikkelfjord area are all of sedimentary origin.

Because of the valuable ore, the area has been subject to geological mapping, electro-magnetic survey, trenching and some diamond drilling. The result of the investigations was negative.

An Example of Granitization in the Central Zone of the Caledonides of Northern Norway.

By

STEINAR SKJESETH AND HENNING SØRENSEN

With 5 text-figures and 3 plates.

Abstract. A brief outline of the geology of the Holandsfiord area is given and the structural evolution and the granitization processes are discussed. It is concluded that the large masses of granite overlying the paragneisses may be the erosional remnants of a former, extensive sheet of granite corresponding to the sheets of granite in Sweden in the eastern part of the Caledonides. The thrusting cannot be proved in the area in question as folding and granitization have obliterated all traces of cataclastic deformation.

Introduction.

In the summer of 1952 we undertook for the Geological Survey of Norway (N. G. U.) a detailed study at Rendalsviken, Holandsfiord, Nordland, in connection with the graphite there (see fig. 1). Because of the practical purpose of the examination, the fieldwork was confined to a very limited area. However, the results of our study seem to us to be of some importance for the understanding of the structural evolution of the Caledonides of this part of Norway and we hope that the following preliminary note may be of use to other geologists working on similar problems.

The greater part of this paper was written by both of us with the exception of the chapters on the petrography and the granitization which were written solely by Sørensen.

We wish to thank Mr. S. Føyn, director of N. G. U., for the interest he has taken in our work and for his kind permission to have the paper published in the yearbook of N. G. U.

Dr. H. Neumann, who was the leader of the expedition, has offered us much valuable support for which we are most grateful.

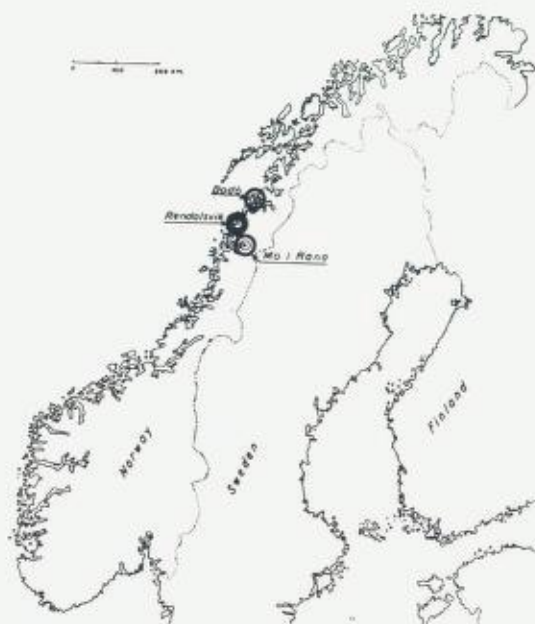


Fig. 1. Key map showing the geographical situation of the Rendalsvik area at Holandsfiord, Northern Norway.

Our best thanks are also due to Mr. R. Kongsgaard who assisted us in the field and surveyed the graphite area.

During our stay at Holandsfiord we received much kind hospitality and invaluable help from the people at Fondal and Rendalsviken, without which it would have been difficult to accomplish the work.

Mr. P. Padget, M. Sc., kindly corrected the English of the manuscript.

A brief Outline of the Geology of the Area.

The Caledonides of the Northern Norway are conventionally divided into a western zone of metamorphosed sediments, a central zone of granitic intrusions, and an eastern zone of metamorphosed sediments. In the latter, the metamorphism decreases towards the east. Holandsfiord is situated in the central zone.

The main strike of the Caledonides is NNE—SSW, but the strike is locally E—W in the area around Holandsfiord.

The peninsula between Skarsfiord/Holandsfiord and Tjongsfiord is built up of metamorphosed sediments comprising limestones, mica-schists and quartzites. These form an anticlinorium which closes near the western tip of the peninsula. The main strike is E—W and the fold-axes have mostly a gentle western plunge.

Two zones of amphibolite traverse the peninsula in the direction E—W. They have, in places, vertical axes of folding and are associated with bodies of peridotite.

North and South of the peninsula large masses of granite overlie the sediments, apparently occupying the cores of the synclines. A number of smaller granitic masses occur on the peninsula and seem to be connected with the tectonics in a regular way (see p. 178). As the granites mostly form the peaks of the mountains and occupy synclinal structures it seems reasonable to assume that they are remnants of a layer of granite formerly covering the sediments (see p. 178).

Unfortunately, we could only undertake a cursory examination of the western part of the peninsula. The eastern part, namely the area between the valley Rendalen and the glacier Engenbreen, was examined in a more detailed way.

A simplified representation of the geology of the latter area is given in the map fig. 2. Where the greatest importance is attached to the relation between the granite and the sediments. The granite symbol includes all gneissic rocks of granitic and granodioritic composition as well as the more massive granites. The long arm of the cross in the granite indicates the foliation or lineation of the rocks. We have distinguished three main groups of sediments, namely the mica-schists and quartzite over the graphite horizon (broken lines), the graphite horizon (black) and the lime-rich series under the graphite (unbroken lines).

Fondalen. The steep walls of the valley Fondalen provide two very instructive sections across the strike of the layers (see the map fig. 2 and the profile fig. 3).

Towards the south the large granite mass which underlies the glacier Svartisen (see the map of G. Holmsen, 1932) appears

at the foot of the Fondal glacier, and is here developed as a banded granodioritic hornblende-gneiss. The bands consist of more or less granitized amphibolite. Some of the bands which can be followed for long distances show a pronounced boudinage structure (plate 1, figs. 2 and 3). The gneiss is veined, the veins having large crystals of magnetite. Zones of red mylonites and pseudotachylites are common.

The border between the gneiss and the sediments of the "Fondal anticline" to the north is conformable and sharp (see plate 1, figs. 1 and 4). The anticline has, in its southern border, a rusty biotite schist which is graphite-bearing and has as its main components, biotite, plagioclase, quartz, tourmaline and kyanite. It also has layers and "eyes" of granitic material and has thin folded bands of amphibolite a few meters from the border. These beds are underlain by a thick series of lime-silicate gneisses, mica-schists and crystalline limestones. Two layers of limestone can be followed continuously to the northern limb of the anticline.

This series is underlain in its turn by an intensely folded lime-silicate-gneiss which is folded down in a very complicated way, into a layer of amphibolite (see fig. 3). A few faults parallel to the axial plane may have quartz veins (plate 2, fig. 3).

The core of the anticline consists of strongly deformed mica-schists.

Faults parallel to the axial plane repeat the layers in the northern limb of the anticline. The two layers of limestone mentioned above are folded in a peculiar fan-shaped fold in the middle of the northern limb. The layers of the northernmost part of the anticline are horizontal, but display much minor-folding.

The Fondal anticline is inverted, the axial plane dipping steeply southwards. The plunge of the fold axis is 20° W in which direction the anticline dives under the granite (see plate 2, fig. 1).

Towards the north, the amphibolite-banded part of the mica-schist borders on the gneiss. The latter is at first rich in remnants of mica-schist and quartzite and shows faint traces of the complicated folding of these rocks. It has a good deal of "concretion pegmatites" (Ramberg, 1946, p. 64). Towards the north, the

gneiss becomes more homogeneous and is gradually transformed into a grey, granodioritic rock having a lineation parallel to the fold axis (which plunges 20° W). The mountains Kløfttind and Middagstind are composed of this rock which, accordingly has a great width of outcrop here, while on the floor of the valley this rock is narrows down to a thin band. Thus, the granite has a phacolithic, or rather a synclinal appearance.

The homogeneous rock is gradually transformed, towards the north, into a gneiss which has remnants of mica-schist (see fig. 3). The gneiss has a thin band of a rusty, quartz-muscovite mica-schist. This band can be followed long distances towards the east and the west (compare fig. 2).

Northwards the gneiss borders on the biotite schist with folded bands of amphibolite. This schist forms the southern limb of a strongly compressed anticlinorium and lies under the granite along both sides of the valley. The fold-axis is still plunging 20° W.

North of this series follows a somewhat granitized quartzite which is most probably folded into a deep syncline with steeply dipping limbs. Then follows in Stortind two quartz-banded zones of amphibolite, the fold axes of which are vertical. (They represent the southernmost of the two amphibolitic zones mentioned on page 156). North of these zones there is another granite in a synclinal structure and then follows the graphite-anticlinorium.

The north-west wall of the valley is composed entirely of granite. The vertical border between this granite and the amphibolite zone of Stortind is conformable and very sharp (see plate 2, fig. 2). The vertical joints in the granite are parallel with the border.

In the eastern wall of the valley the peridotite-peak Rødtind occurs just north of a steep quartzite corresponding to the layer south of Stortind.

The peridotite is situated in the eastern continuation of the amphibolite-zones of Stortind and is conformably enclosed in a hornblende-gneiss (in part garnet-bearing amphibolite), which has vertical fold-axes. North of this zone, lime-silicate-gneisses occur. These are represented by a biotite-gneiss towards the north.

Rendalen and Kjølén. In the walls of Rendalen, the valley west of Fondalen, the border between the granite synclinal of Fondalen and the sediments to the north can be studied in detail. The granite, which has a gentle southerly dip, overlies the sediments (plate 2, fig. 4). The border is conformable (but locally "transgressive") and follows the thick layer of quartzite above the graphite horizon. The granitic rock immediately above the quartzite bears traces of mica-schist structures and is garnetiferous. The quartzite shows minor-folding and is in many places granitic in composition close to the granite. In some cases the whole layer has attained granitic composition, the quartzite structure being still preserved (e. g. the border between granite and sediments north of Trolltind).

In the east wall of the valley the graphite-schist is somewhat granitized and contains large masses of pegmatite. The overlying granitic rocks are also occasionally rich in pegmatitic material.

Plate 2, fig. 4 shows that the metamorphosed sediments north of Trolltind are almost horizontal. They have intense minor-folding and probably represent a higher level of the structure than that preserved in the east wall of the valley. Plate 2, fig. 4 also shows a granite occupying the core of a small syncline. This is probably the western continuation of the granite between Stor-tind and the graphite mine.

North of this syncline, the western continuation of the graphite anticlinorium is found. In this locality the core of the anticline is occupied by a granite.

The Graphite Field. The main structure in this area is an anticlinorium with a steep, compressed southern limb and a gently dipping northern limb. The graphite was mined in the southern limb of the structure, the two main shafts (Sørstrossa and Nordstrossa) being driven along two compressed anticlines which are separated from each other by a downfolding of the overlying quartzite. The quartzite is intensely folded. The overlying granite is preserved in a larger syncline in the quartzite. The latter rock may be somewhat granitized and locally the granitization has reached the graphite. Towards the east, the graphite is covered by granite, but its continuation here is proved

by borings. The granite continues to the west wall of Fondalen. It is important to note, that the granite here contains, in a restricted area halfway between the eastern part of the graphite and Fondalen, scapolite and diopside indicating that the granite has replaced lime-bearing rocks.

We should at this place mention that the mica-schist south of the graphite mine in the strike direction is gradually transformed into a gneiss which at first bears traces of the plicated structure of the mica-schist. Both rocks are garnetiferous.

The northern limb of the anticline is made up of a series of small folds (see fig. 4). In Middtfeletet, the graphite is exposed in a fairly large area on the slope towards the Holandsfiord. The mica-schist over the graphite is occasionally granitized. The graphite field is bounded by granite towards the east, the gradual transition from sediments to granite may be studied in several localities. It seems as if the entire series of sediments is granitized up to the graphite, a statement which is confirmed in the east wall of the valley Rendalen, where granite is exposed immediately to the north of the graphite mine.

Some of the anticlines of the northern limb are characterized by deep folding and one of these connects the main graphite field with Fondalen (Fondal trial, see page 168). This eastern prolongation of the graphite is caused by a change in the direction of the plunge of the fold-axis.

The larger synclines of the north limb may contain a good deal of granitic rocks, especially in their central parts.

North of the graphite anticlinorium a syncline which has a fairly homogeneous granite in its central parts is present. The somewhat transformed mica-schists of the outer parts may have spots of sillimanite and are often garnetiferous. In the north side of the syncline the graphite appears again and it has been mined here in an open pit near the fiord.

A thin layer of mica-schist beneath the graphite is followed by the biotite gneiss mentioned on page 170 from the north-east wall of Fondalen. The gneiss is rich in plagioclase and has thin bands of more or less transformed limestone. At Rendalsviken bands of amphibolite, in part garnetiferous, are present. Quartz veins in the rock have unalitized diopside. Thus, this rock seems

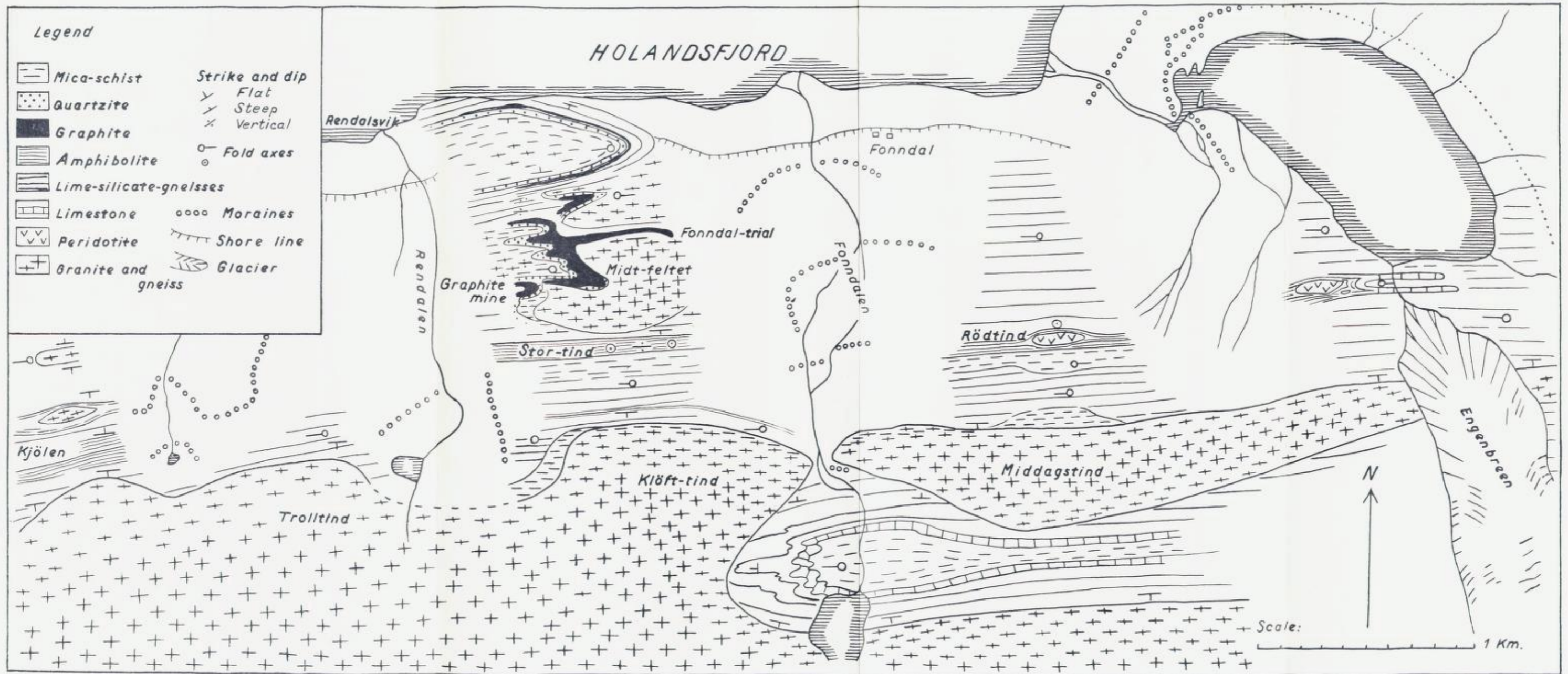


Fig. 2. Simplified geological map of the area between Rendalen and Fonndalen, Holandsfjord.

Statens teknologiske institutt

Biblioteket

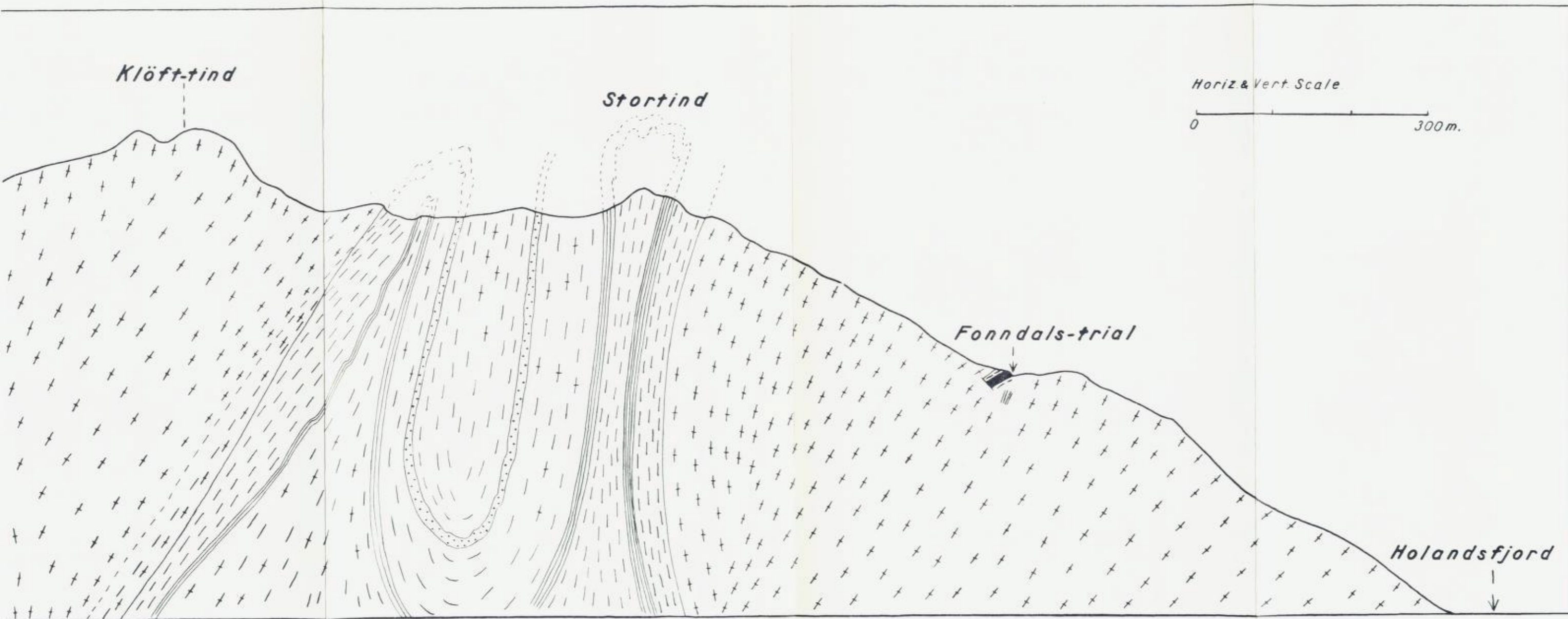
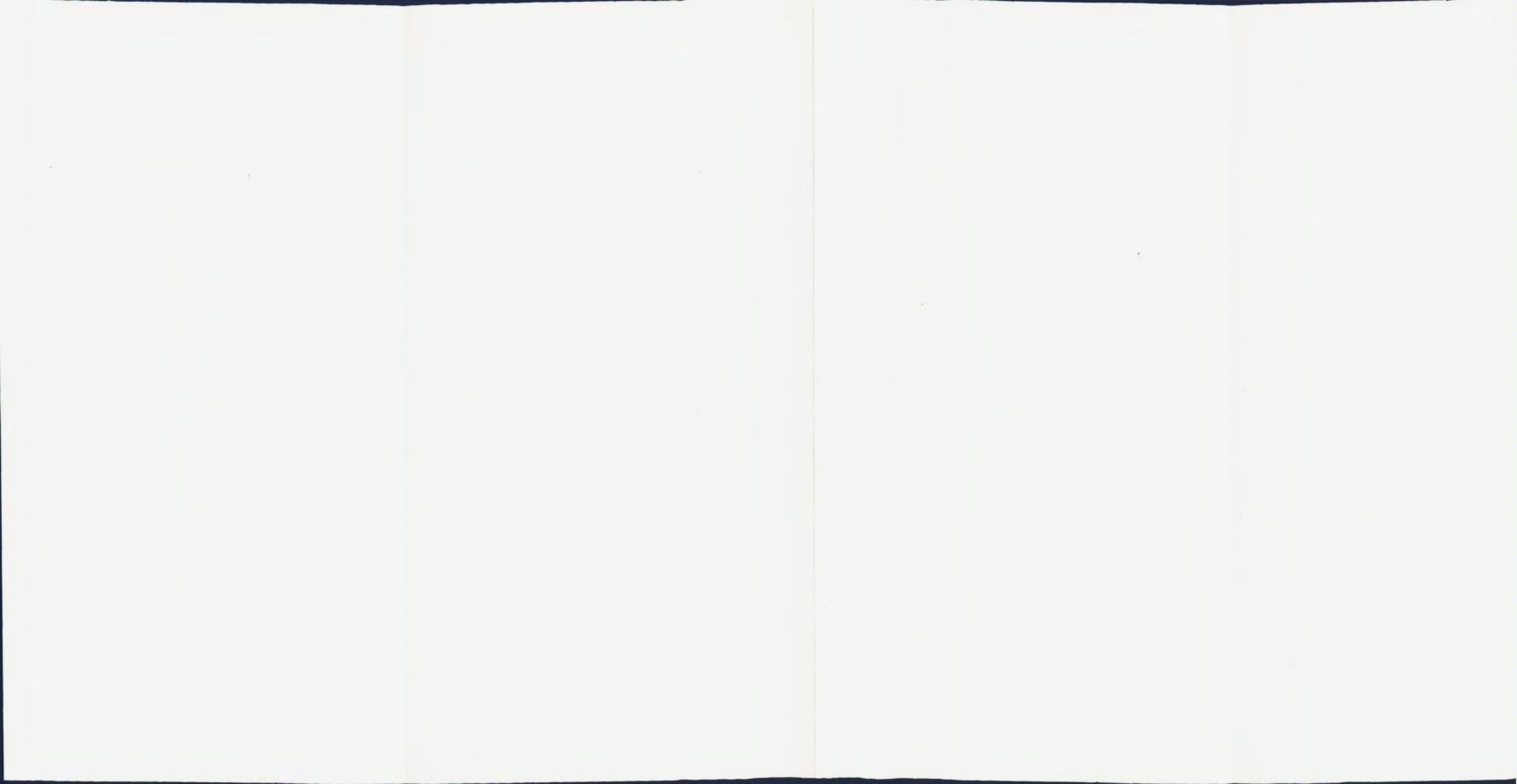


Fig. 3. Section along Fonndalen, showing the main geological structures there. (Explanation see fig. 2.)



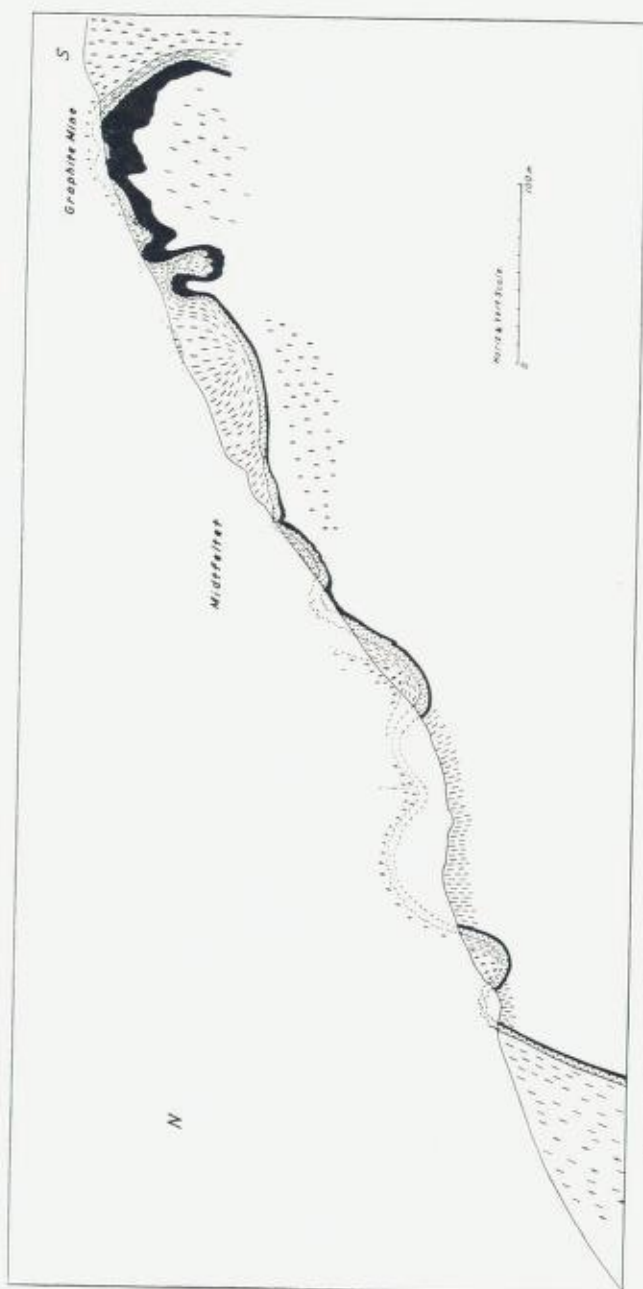


Fig. 4. Geological profile across the Graphite field at Rendalsvik. (Explanation see fig. 2.)

to be a somewhat granitized lime-silicate gneiss. The same rock is found in the eastern closure of the syncline in question where it borders on the granite of the north-west wall of Fondalen.

Engenbreen. The slope between Rødtind and Engenbreen is covered by vegetation for which reason it has been impossible to establish continuous connection between these two areas. But it seems to be beyond doubt that the zone, which contains the amphibolite of Stortind and the peridotite of Rødtind, also contains the peridotite at Engenbreen. The fold-axes are steep around the peridotite. The latter is conformably enclosed by a strongly folded series of limesilicate gneisses which contain much garnetiferous amphibolite. (See the map and plate 3, fig. 2).

Towards the south this series borders on the syncline to which the granite mountains Kløfttind and Middagstind belong. The border rock is a lime-silicate gneiss with layers of amphibolite, limestone and mica-schist. The syncline is relatively narrow here and is occupied by a biotite-rich gneiss (in part garnetiferous) which has light-coloured patches and veins often with crystals of magnetite. The gneiss has a layer of mica-schist in its northern part; it is more homogeneous in the central part and it has a thin layer of a somewhat granitized quartzite in its southern part.

Towards the south it borders on the Fondal anticline which has lime-silicate rocks against the gneiss and is separated from the latter by a thin layer of a fine-grained rock composed of quartz, feldspar and mica.

Petrography.

The Fondal anticline gives the most complete section through the layers of the area. Of course, it is not advisable to base a stratigraphic division on the metamorphosed rocks of the anticline as mechanical thinning or thickening of the layers and repetition by folding have caused much disturbances. In addition, the granitization has obliterated many primary features. The stratigraphic succession seen in the Fondal anticline seems, however, to be valid for the area studied by us, but it cannot be definitely proved until the neighbouring areas have been studied and comparisons are made with the less transformed rocks further east.

The succession in the Fondal anticline is from bottom to top: Mica-schist, lime-silicate gneiss with amphibolite, banded series of lime-silicate gneisses and mica-schists, limestone, lime-silicate gneisses with bands of amphibolite, mica-schist with bands of amphibolite, mica-schist, graphite-schist, quartzite and mica-schist.

The rocks have only so far been the subject of a very cursory examination. The following description are very incomplete and are only made to give an impression of the kind of metamorphism by which the sediments have been transformed.

Mica-Schists. The lower series of schists is only exposed in core of the Fondal anticline where it is folded with lime-silicate gneisses and amphibolites. The rocks are: a granitized zig-zag folded muscovite schist, a kyanite-bearing biotite schist and a garnet-bearing biotite schist.

The layers of mica-schist in the lime-silicate series have as their main components: quartz, plagioclase, biotite and muscovite. Graphite, apatite and tourmaline are the most common accessories. The rocks should be termed lime-mica-schists. Most rock have large grains of sillimanite and/or garnet. These minerals are clearly formed in an early stage of the deformation as they are of a "rolled" appearance. Thus, the large grains of sillimanite are built up of numerous, small bent fibres arranged in a "spiral-nebula" fashion. The occurrence of garnet and sillimanite seems to be determined by a deficiency in potassium as indicated by the sporadic occurrence of microcline in these rocks.

The upper series of mica-schist includes the horizon of graphite. The main rock is a zig-zag folded muscovite-quartz schist in which the rectangular flakes of muscovite are not bent. Most horizons are graphite-bearing, the graphite being mined in a layer containing up to 10 per cent of graphite.

Biotite, in part growing at the expense of muscovite, is common in many localities. Its formation is clearly connected with the granitization and it grows along the secondary cleavages, (see p. 168). Sillimanite, garnet or both are occasionally present, in all examples examined so far, in rocks poor in microcline. Thus the potassium enters the biotite easier than microcline.

Kyanite and tourmaline are present in the mica-schist in the south limb of the Fondal anticline.

The Quartzites. We may distinguish between two types of quartzite in the present area, namely the muscovite-graphite-bearing rock overlying the graphite horizon and rusty graphite-pyrrhotite bearing layers in the lime-silicate series.

Lime-Silicate Gneisses. The main constituents are: quartz, plagioclase, microcline, biotite, diopside and hornblende. Scapolite and garnet are occasionally present, the latter often in large diablastic grains with a "rolled" appearance. Sphene, apatite and ore are constant accessories, graphite is present in some rocks. Calcite occurs in varying amounts, most often in very irregular grains. The diopside is always more or less uralitized.

The lime-silicate gneisses are clearly formed at the expense of impure limestones, possibly quartz-limestones.

The Limestones. Calcite is the predominant mineral occurring in twinned grains varying in shape from polygonal to most irregular. The twin lamellae may be bent. No search for dolomite has been made so far. The limestones have scattered grains of quartz, plagioclase, diopside, hornblende and phlogopite, often arranged in (folded) layers. Sphene, apatite, graphite and ore are common accessories.

Some of the layers of limestone, especially at Engenbreen, are separated from the surrounding silicate rocks by zones of skarn with diopside as the predominant mineral (compare plate 3, fig. 5).

The Amphibolites. This rock type may be divided into the following groups:

1) bands of amphibolite in limestone. They are composed of hornblende (often with cores of diopside) plagioclase, quartz, calcite, sphene, apatite and pyrrhotite. They may be separated from the adjoining limestones by zones with hornblende prismae perpendicular to the border or by scapolite or epidote,

2) layer of amphibolite in the lime-silicate gneiss in the Fondal anticline. This layer consists in part of skarn-amphibolites, clearly formed at the expense of the diopside-bearing lime-silicate gneiss, in part of garnet amphibolite. There seems to be a gradual transition from the skarn rock to the latter,

3) bands of amphibolite in mica-schist, for instance in the Fondal anticline. They are fine-grained with hornblende as the

main component. Quartz and plagioclase constitute the groundmass. Garnet, sphene, apatite and ore are present in small grains,

4) the amphibolite of Stortind is quartz-banded and has vertical elongation. Most of the prismae of hornblende are arranged parallel with the fold axis (*i.e.* vertical), but a considerable number of prismae are perpendicular to the fold axis and lie in the plane of deformation. Small grains of garnet are present, often enclosed in the hornblende, but also forming thin, monomineralic layers. Biotite occurs in small, irregular flakes which may be enclosed in the hornblende in such a way that the hornblende seems to be the last formed mineral. The remaining minerals are: quartz, plagioclase, sphene, apatite and ore. The rock resembles the amphibolite of group 3),

5) the amphibolite of the boundins in the banded gneiss south of the Fondal anticline is somewhat granitized with biotite, plagioclase and quartz replacing the hornblende,

6) the garnet-bearing amphibolite around the peridotites of Rødtind and at Engenbreen. The garnet is in some types present in large, diablastic grains which may be of a somewhat "out-rolled" appearance. Other types have monomineralic layers of garnet attaining a thickness of three centimeters or more. The layers of garnet consist of a multitude of tiny garnet grains.

Garnetiferous amphibolites are enclosed in the peridotites, and have peculiar border zones rich in diopside and clino-zoizite against the latter.

The Metamorphic Facies. The parageneses listed above indicate that the sediments were metamorphosed under P, T-conditions corresponding to amphibolite facies.

Diopside is obviously a metastable phase as it is always more or less transformed into hornblende. The fairly well-preserved grains of diopside shows that the period of transformation under high grade metamorphism was of a comparatively short duration (see H. Sørensen, 1953, p. 49).

Most rocks bear traces of retrograde metamorphism, thus, the plagioclase is altered in many rocks and the biotite is often chloritized.

On the Origin of the Amphibolites. The amphibolites of groups 1) and 2) (listed above) are clearly formed at the ex-

pense of diopside-bearing lime-silicate gneisses. While the transformation of the metastable phase diopside to the stable phase hornblende in general is incomplete in this area, it is almost complete in the two above mentioned rock-types which are situated in zones of strong deformation (see plate 1, fig. 5 and plate 3, fig. 3). Thus, the rate of transformation is accelerated by deformation in "zones of strong penetrative movement".

The amphibolites of groups 3), 4) and 5) are much alike and they may have been formed through related processes, for instance by metamorphism of original basic layers (e. g. tuff) or by metamorphic differentiation. The amphibolite of Stortind is most probably formed in the last-named way.

The amphibolite of group 6) is clearly formed in a zone of strong deformation judging from the behaviour of its garnet.

The Peridotites. These rocks are composed of olivine, bronzite and chromite. They have often large prismae of bronzite and actinolite and a good deal of serpentine in their marginal parts and have talc along traversing fractures. A description of the peridotites is being prepared at the moment.

The Granites and the Gneisses. Most of these rocks have a granodioritic composition with the main constituents quartz, microcline, plagioclase and biotite. Muscovite is found close to the mica-schists and corroded grains of hornblende are present in the banded gneiss south of the Fondal anticline. The most common accessories are zircon, apatite, sphene and allanite. Scapolite and diopside are observed in a restricted area (see page 160).

The Pegmatites. They are composed of quartz, microcline, plagioclase, biotite and occasionally muscovite. Tourmaline is frequently present. The pegmatites in the graphite have flakes of graphite.

4. The Granitization.

The granites of the central zone of the Caledonides of Northern Norway are generally described as laccolithic or phacolithitic intrusions (J. Rekstad, 1912 and G. Holmsen, 1932), as these granites overlies the metamorphosed sediments. The eastern-

most "bottomless" granites have been regarded as representing parts of the Pre-Cambrian basement (J. Oxaal, 1919).

Nobody has doubted the magmatic origin of the granites, in spite of the fact, that the descriptions accompanying the old, geological maps of the area contain the information that the schists are transformed into gneisses and granites in their strike direction and that inclusions of schist and limestone in the granite have the same orientation as the surrounding sedimentary gneisses.

We have observed similar features in the Holandsfiord area and cannot accept the mechanic intrusions of the granites for the reason that the injection would destroy the structure of the sediments and, in addition, would produce an insuperable space-problem.

We have during the fieldwork, never observed structures which could be connected with intrusions, nor have we seen any traces of the granitic- and trondhjemitic sills described by the earlier writers. On the other hand, thin, often fine-grained layers of granite were often observed in the central parts of the larger syncline, but they were evidently formed in situ. Only the pegmatites are of a cross-cutting nature but they must have been formed by replacement processes since they have undisturbed inclusions of the adjacent rocks and do not show dilation (see plate 3, fig. 6). A few quartz-rich veins occur in the displacement-zones (plate 2, fig. 3).

The descriptions in chapter 2 contain much evidence for a metasomatic origin of the granite. A few additional examples will now be discussed.

The amphibolite in the banded gneiss at the foot of the Fondal glacier is clearly being replaced by the gneiss. The first stage in the transformation is the appearance of "amoeba-like" pegmatitic patches in the amphibolite. The patches have often large crystals of magnetite. In later stages, the patches are transformed into light-coloured veins with large grains of magnetite. There is a continuous transition from the dark rock with the light-coloured veins to the banded gneiss which also has, as mentioned on page 157, magnetite-bearing veins. The gneiss is hornblende-bearing.

In the southern border of the deep anticline which connects the main graphite area with the Fondal trial, the granitization has reached the graphite. The graphite- and muscovite-bearing quartzite immediately above the graphite has small grains of plagioclase which have small inclusions of microcline. About half a meter from the graphite, the muscovite quartzite contains a good deal of microcline and small grains of plagioclase in a subordinate amount. The plagioclase seems to be younger than the microcline. This rock also a concentration of pyrrhotite. One meter further in the direction of the granite, the microcline has disappeared and larger grains of plagioclase occur. The rock is rich in sphene, a mineral which is otherwise rare in this transition zone, and the mica is pale brown in colour. Half a meter from this rock microcline reappears in larger grains in a rock which has traces of zig-zag folded layers of mica, mainly consisting of muscovite but also having biotite of a slightly darker colour than in the previous rock. Towards the granite the amount of microcline increases at the expense of the quartz. Plagioclase is present in comparatively small grains often with myrmekitic structure. Biotite increases in amount becoming darker as the granite is approached. The zone between the graphite and the granite is approximately five meters wide.

Perhaps the most beautiful example of granitization in the present area may be studied immediately to the south of the Fondal trial (see fig. 5). The muscovite schist, which overlies the graphite of the Fondal trial, plunges into the underlying granite in the direction of the fold axis, in such a way that the zig-zag structure of the mica schist continues a few centimeters into the granite.

The mica schist is folded in a zig-zag fashion and consist of muscovite and quartz. The flakes of muscovite are rectangular and show no trace of bending. About 20 centimeters from the border with the granite, microcline appears in larger grains; the rock has a very subordinate amount of plagioclase and biotite. About ten centimeters from the border, biotite and plagioclase occur in slightly larger amounts. There are occasionally small fibres (probably of sillimanite) between the muscovite and the microcline.

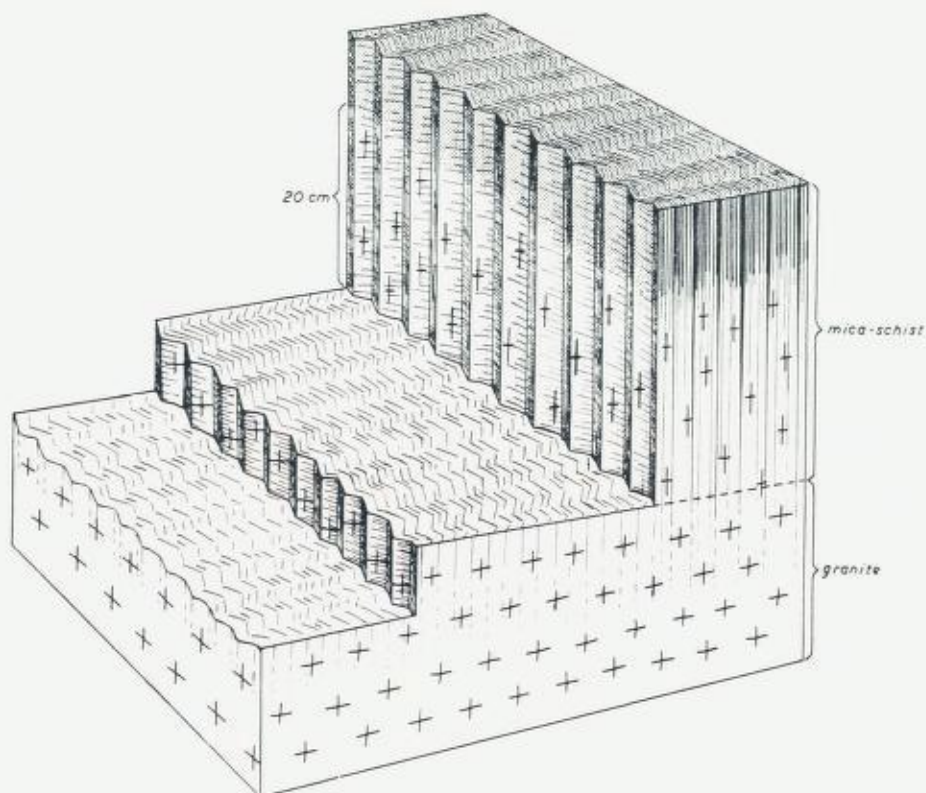


Fig. 5. Block-diagram, showing schematically the granite—micaschist contact just south of the Fonndal trail.

The mica schist in the border has the same composition as the rock (described above) 20 centimeters from the border. The flakes of muscovite may be bent here and are clearly being replaced by microcline.

Microcline is the predominant mineral just inside the border of the granite. The rock has subordinate amounts of quartz and plagioclase, the latter mineral often having myrmekitic structure. Biotite is present in larger amount than the muscovite. The granite, one meter from the border, contains large, highly altered grains of plagioclase. Quartz and microcline also occur in large grains and biotite is present in irregular flakes. The muscovite is reduced to a few, heavily corroded grains. Ore, zircon and allanite are accessories.

It is worth noting that the muscovite schist, about two meters from the border against the granite, has a concentration of garnet in a zone which cuts the schistosity of the rock.

A short distance to the north of this locality, namely in the steep wall under the Fondal trail, a muscovite schist underlies the graphite and overlies the granite conformably. The lower part of the schist is very granitized and is crumpled. It is overlain by a mica schist rich in large porphyroblasts of garnet. The schist has small aggregates of bent fibres of sillimanite which are enclosed by all the minerals of the rock, namely, muscovite, garnet, quartz and plagioclase. The garnet encloses all these minerals. Biotite and microcline are absent.

The granitization of the lime-bearing rocks follows a somewhat different trend than that described above, but it has not been examined in detail so far. It should be mentioned that there seems to be a gradual transition from impure limestones through diopside-bearing lime-silicate gneisses to the biotite gneiss mentioned on page 160 from the shore of Holandsfiord. This transition can be particularly well studied on the glacier eroded surface immediately west of Engenbreen.

As regards the tectonics of the granite, we may state that it always has cross joints vertical to the fold axes. Horizontal joints have caused a secondary bedding in many of the granite mountains. Fans of longitudinal joints may be studied locally, for instance, in the west wall of Fondalen in the continuation of the most northerly of the graphite anticlines.

It appears from the descriptions in chapter 2, that *there is an upwardly directed granitization in many of the anticlines, while the granitization is directed downwards in most of the synclines.* Locally, all traces of sedimentary rocks have disappeared between these two fronts of granitization as can be seen in the north-west wall of Fondalen.

The peculiar mode of occurrence of the (upper) granite, namely in the cores of the synclines which indicates a former extensive sheet of granite covering the whole area, may be explained in at least the following two ways.

1) *The layer of granite was formed by selective granitization of a thick layer of mica schist (over the graphite) which*

were more susceptible to granitization than the limestone series. This was our working hypothesis in the field.

2) *There was formerly a layer of allochthonous granite from which the granitization started.*

The first hypothesis is in close agreement with the explanation which P. Misch (1949, p. 687) has given of similar phenomena in Central Washington.

The hypothesis has however its limitations. What forces could move the granitizing medium for long distances in one and the same layer following all its bends and only occasionally transgressing its borders? How could the downwardly directed granitization be explained and why has this large scale granitization in general been unable to granitize the lime-rich rocks, when the latter are totally transformed in some of the anticlines?

Although this explanation cannot be entirely dismissed the second hypothesis seems to be much more promising and will now be discussed at some length.

The idea, that there was originally an extensive sheet of granite over the paragneisses is supported by the observations of G. Kautsky (1946) in the Swedish part of the Caledonides. He describes (op. cit. p. 597) how an incipient folding of the thrust sheets of granite can be seen when approaching the Norwegian border. This folding is intensified towards the west. The thrust planes are cut by pegmatites and the mylonites are obliterated by granitization. He states that the granites of the central zone of the Caledonides are folded and mobilized "nappes" of granite (compare the profile op. cit. p. 109).

We shall not discuss Kautsky's interpretation of the central zone of the Caledonides as it is based on the geology of the Tysfiord area which we have had no opportunity of studying.

As a matter of convenience, a few general remarks on granitization will now be advanced.

The style of folding of the Holandsfiord area and the parageneses corresponding to the amphibolite-facies indicate that the metamorphism has taken place under comparatively high temperature and pressure. As a matter of experience, granitic- and granodioritic rocks have the most stable parageneses in this level of the crust, the so-called granite-shell. Ramberg's examination

of the Pre-Cambrian gneisses in West Greenland is most instructive in this connection (Ramberg, 1952). The observations of P. Misch in Nanga Parbat are also of the greatest value for the understanding of the problems involved in the granitization. He states that "in all areas of synorogenic migmatites known to me, metamorphism has achieved a mesozonal mineral facies before granitization has set in" (1949, p. 244), and further "in the Nanga Parbat area, regional metamorphism without granitization did not go beyond the phyllitic (and perhaps upper mesozonal) stage" (op. cit. p. 242).

The writer cannot agree with Misch when he interprets the phenomena as follows: "if the analysis given above is correct, high-grade regional metamorphism is not only necessarily linked with synkinematic granitization, but depends on it for a supply of additional heat, with the exception of the great depths of the crust" (op. cit. p. 242).

The writer would explain the phenomena in a somewhat different way, namely by saying that *the granitization processes first obtain a sufficient rate of reaction when the P, T-conditions attain values corresponding to the middle mesozone (epidote-amphibolite-facies)*. The sedimentary rocks are also unstable in lower metamorphic facies, but the P, T-conditions prevailing there are of such a low order that the reacting materials are not able "to jump over the energy barrier". [The static granitization described by Misch from the Sheku area (op. cit. p. 372) is illustrative. The more or less untransformed red beds there which enclose irregular masses of porphyritic granite had originally an approximate granitic composition. The granitization has, in the writer's opinion a close similarity to the devitrification of glassy rocks (the components of the rock are rearranged under the formation of the most stable minerals under the given P, T) and may have been brought about if the temperature for some reason was raised sufficiently, for instance when the sediments were buried by later effusives (compare Misch, op. cit. p. 377).]

The fact that the granitization is of importance only in high-grade metamorphism is, in the writer's opinion, in support of the idea that granites are formed through reactions in the solid state and not as a result of rising hot solutions as sug-

gested by Misch and others. First of all there are, as stated by several writers, no fractures through which the solutions can migrate in the regions of high grade metamorphism (and plastic deformation) where granitization takes place. Secondly the diffusion is facilitated by the prevailing strain and by impurities in the minerals because of incompleting metamorphic reactions. Thirdly it is stated by Misch and others that phyllitic rocks and rocks of lower metamorphic grade are not granitized. These rocks have been transformed at such a high level of the crust that circulating hot solutions have been effective. It is a matter of common experience that these solutions only result in the formation of quartz- and calcite-veins, in chloritization, albitization etc., but not in granitization.

With reference to the statement (Misch, *op. cit.* p. 241) that the rise of temperature during metamorphism and granitization is unrelated to geological depth, the writer would like to call attention to the rôle of the mechanically and chemically generated heat.

When discussing steep metamorphic isograds (see for instance Misch, *op. cit.* p. 217), we should remember that the central and most transformed parts of the orogenic zones (*i. e.* the deepest parts) are elevated most by the readjustment processes following the orogenesis. The originally flatlying "isograds" might be steepened in this way and this may be the explanation of the gradual increase in metamorphism from the east towards the west in the Caledonides of Scandinavia.

We may now resume the discussion of the granites of the area around Holandsfiord.

If a series of sediments with layers of granite is folded down into a level of the crust where the rate of reaction of the granitization processes is considerable, the elements of the granite have lower chemical activities in the granite than in the sediments as the granite is the most stable rock in this level of the crust. Because of this difference in activity, an activity gradient will be established between the granite and the sediments and the elements will migrate from places of high activity to places of low, *i. e.* from the sediments towards the granite. The elements which do not enter the minerals of the granite will have higher activity

there than in the surrounding rocks and will be removed by diffusion (diffusion a double sens according to Perrin and Roubault). Thus, *the granites grow at the expense of the sediments*, and the downwardly directed granitization is easily explained.

The assumption of an original layer of granite gives, in the writers opinion, a much better explanation of the kind of granitization (upwards and downwards, along and across the strike of the layers) observed at Holandsfiord, than the selective granitization of a layer of mica-schist. In the latter case, the granitizing materials have either had to migrate long distances in one and the same layer or have had to migrate through the underlying layers, having in many cases left no traces of granitization in the latter.

The preliminary examination of the rock does not permit a discussion of the details in the chemical changes accompanying the granitization. The example mentioned on page 168 shows that the quartzite was desilicated (feldspathized). The front of the granitization is characterized by plagioclase and, in a thin zone, by sphene (indicating geochemical culminations of Na and Ti). This is in accordance with the observations of D. L. Reynolds (1946, p. 413) who points out that the transformed psammitic rock often has more Na than K when the original rock and the granite contain more K than Na. The opposite is true if the original rock has more Na than K.

The granitization at Fondal trial demonstrates a thin basic front 10 centimeters from the border.

Regarding the occurrence of a zone enriched in garnet and/or sillimanite in the mica-schist a couple of meters from the border against the granite, the examples studied so far indicate that this is due to a deficiency in potassium (the rocks are free from or are poor in microcline). If potassium had been available biotite would have been formed. Thus the two minerals in question may be regarded as metastable phases. The garnet zone probably represents a geochemical culmination of Fe and Mn.

The mode of occurrence of sillimanite mentioned on page 170 from the transition zone north of the Fondal trial, where small fibres of it occur between the muscovite and the microcline, indicates that the sillimanite there is a released mineral.

It is extremely difficult to say what happened to the material removed during the granitization. A part of it may have migrated to deeper levels of the crust where more basic rocks are stable (see Ramberg, 1952), a part of it may have migrated to higher levels giving rise to mineralization (the only "hydrothermal" ore found in the area examined by us is molybdenite).

As to the source of the granitizing material there are no reason for believing, as P. Misch did (1949, p. 703), that it originated from beneath the granite-, or sial-zone. It is admitted that the geochemical differentiation of the earth's crust (compare Rankama, 1946) may be responsible for a supply of material, but material driven out of the down-folded sediments and degranitization in lower levels of the crust (see Ramberg, 1952) seem to be of much greater importance.

The lineation and foliation of the granite indicate that the greatest part of the granitization was synkinematic. The granitization continued probably in the tension phase subsequent to the deformation (compare the boundaries of amphibolite in the granite). The most beautiful examples of static granitization are, however, the fracture-controlled replacement pegmatites.

It seems to be a general rule that the graphite-bearing layers of the mica-schist are more resistant to the granitization than the graphite-free layers. This is very apparent in the graphite-field. One of us (S. Skjeseth) visited several occurrences of graphite in Northern Norway last summer (for instance Langøya and Morfiord in Vesteraalen) and found that the graphite-bearing layers often are preserved in masses of granite, where the remaining part of the sediments has been totally granitized. This may be of importance for the further study of that area as the graphite may be used as a guide horizon.

We shall not discuss here whether this resistance to the granitization is caused by the high electrical conductivity, by the insulating properties, or by still other qualities of the graphite.¹

5. Tectonics.

The main strike of the Caledonides of Nordland is NNE—SSW. This direction appears clearly on the old geological maps (e. g. J. Rekstad, 1929 and G. Holmsen, 1932), where the layers of limestone are especially instructive.

The strike on the peninsula between Skarsfiord/Holandsfiord and Tjongsfiord is, as mentioned in chapter 2, E—W. The limestone layers of the peninsula are continuous with the limestones to the north and the south as indicated on Holmsen's map. Therefore it is natural to explain the anticlinorium of the peninsula as a result of an axial culmination in the main structure (cfr. C. Bugge, 1951).

K. Landmark (1951) has discussed the cross-folding in the Caledonides of Norway and advanced four possible explanations of its formation. It seems to us that the structural influence exerted by the basement is the probable explanation of the E—W strike at Holandsfiord.

The Deformation of the Sediments. The paragneisses have, in place developed a very intricate type of folding which is caused by the varying competencies of the constituent layers. Because of this, folds of several orders are formed.

The *mica-schists* are characterized by an intense zig-zag folding and have usually developed a more or less pronounced false cleavage which may be transformed into true schistosity. The zig-zag folding is of the same type as in the slates in the less metamorphosed parts of the Caledonides and, as the flakes of muscovite in general show no traces of bending and are arranged parallel with the limbs of the small folds, the zig-zag folds may be remnants of the original style of folding of the unmetamorphosed pelitic sediments.

The *graphite schist* has been transformed in a somewhat different way because of the gliding properties of the graphite. For the reason the graphite is squeezed out along the limbs of the folds and is thickened in the anticlinal crests as shown in fig. 4.

The *quartzites* are in general folded in a multitude of minor folds which have great similarity to the type of folding of the quartzites, for instance, at Mjøsa in southern Norway. The downfoldings of the quartzite, such as the one between Sør- and Nordstossa (see fig. 4) have, on the contrary, a well-developed schistosity. Thus, the quartzites may show folds of two generations.

We have observed no traces of the primary folding of the *limestones* and of the *lime-silicate rocks*. They have most prob-

ably behaved as competent layers during the first stages of folding. The style of folding of the Fondal anticline may be taken as evidence of this (see plate 2, fig. 1). In the later stages of deformation the limestones have been deformed plastically, because of the mobilization of the calcite, while the mica-schists have been the most competent layers. Therefore, the limestones, showing typical flow folds are accumulated at the crests of the anticlines.

The quartz-bearing limestones were also deformed by flow. The calcite, which was not used in the reaction between the quartz and the carbonate minerals, may in some cases be squeezed out of the resulting lime-silicate gneiss. Plate 3, fig. 4 shows an example of this.

The folded *amphibolite* of plate 1, fig. 5 is in-folded with lime-silicate gneiss. The folding of the more rigid amphibolite may have taken place by shearing, or it may have been formed in a similar way to the folds of the lime-silicate gneiss, if the amphibolite was formed at the expense of the lime-silicate gneiss, in zones of strong "penetrative movement" (compare page 166).

Where thin bands of amphibolite occur in the limestones they are occasionally boudined (along diagonal shear surfaces) when the limestone is mobilized (see plate 3, fig. 3).

It is extremely difficult to distinguish drag folds in this area, but they are probably of secondary importance as the movement took place in and not between the layers.

A kind of gleitbretter fold-structure is developed in the amphibolite-banded mica-schist at the top of the Fondal anticline.

Finally, the *boudinage structure* of the amphibolite south of the Fondal anticline should be mentioned. The bands of amphibolite behaved as rigid layers while the granite was more plastic, and probably was deformed by creep. When the cohesive strength of the amphibolite was exceeded, the resultant fractures were invaded by disperse material from the granite which attacked and granitized the amphibolite along the fractures. Plate 1, figs. 2 & 3 show, however, that measurable movement occurred as the banding of the gneiss closes around the boudins and fragments of the amphibolite, broken loose from one end of the boudins, slipped along the latter to a new position. The planar banding of the gneiss shows, that it has not attained the mobility

of the limestone (compare plate 1, fig. 2 and plate 3, fig. 3) to anything like the same degree.

The Relationship Between the Tectonics and the Granite.
The mode of occurrence of the granite has been described and discussed in chapters 2 and 4.

The presence of large masses of granite north and south of the anticlinorium on the peninsula in question, and the fact, that granitic rocks most often occur as "core-fillings" in synclines in the anticlinorium, renders it probable, that the granite in the synclines represent remnants of a former extensive layer of granite overlying the metamorphosed sediments.

This expression is strengthened when the geological maps of the Salta (J. Rekstad, 1929) and Rana (G. Holmsen, 1932) quadrangles are studied. It is apparent that the Holandsfiord area is situated in a synclinorium which has its northernmost closure at Sagfiord. The fold axis of the synclinorium is parallel with the main strike of the Caledonides, *i. e.* NNE—SSW. Granitic rocks are predominant in the central part of this synclinorium and seem to overlie the metamorphosed sediments.

The origin of the granites was discussed in the preceding chapter. Two possible explanations of their mode of formation were advanced. Neither of them can be proved or disproved at the moment.

A few objections to the first possibility (selective granitization of a thick layer of mica-schist) were mentioned in the preceding chapter. We would also point out that it is strange that this thick layer of schists is not preserved in the deeper synclines.

The second possibility (the overthrust theory) was discussed from a petrological point of view in the preceding chapter. A few additional point in favour of this idea will now be given.

1. Kautsky (1946) has demonstrated a gentle folding of the thrust-planes of the sheets of granite in the eastern part of the Caledonides. This folding is accompanied by an incipient granitization (formation of "Augengneisses").

2. O. Holtedahl and J. Dons (1953) have in their new geological map of Norway distinguished between the eastern masses of granite belonging to the basement and the intrusives of the central zone. These two main zones of granites are sepa-

rated by the eastern zone of schists which contain thin, conformable layers of granite.

3. Sections across the eastern zone of schists (Oxaal, 1919 and Rekstad, 1924) show alternating layers (or sheets) of sediments and granites, mainly dipping towards the west.

4. Folding of thrust surfaces is well known in many orogenic zones, for instance the Appalachians, the Rocky Mountains and the Alps.

5. Finally is the movement of plutonic masses for very long distances, more or less horizontally, as emphasized by Holte-dahl (1944, p. 15), a main characteristic feature of the Caledonides of Norway.

The objection that no traces of thrust planes are seen in the area examined by us can easily be accounted for since the mylonite zones are the first to be attacked by the granitization. The original unconformities were obliterated by the folding and the granitization. There are of course no reasons for believing that we should find in this area, which was metamorphosed under P, T-conditions corresponding to amphibolite-facies, traces of cataclastic deformation so characteristic of areas where the sediments have hardly been metamorphosed.

We are well aware that it is extremely dangerous to draw far-reaching conclusions from the study of such a small area as the peninsula south of Holandsfiord, especially when the rocks there have been exposed to high grade metamorphism, but we find that Kautsky's observations in the eastern part of the Caledonides justify the above discussion of the allochthonous granites.

The presence of allochthonous granites in the central zone of the Caledonides may be proved or disproved.

1) by a careful study of the Caledonian zone from the eastern border towards the west,

2) by a search for sediments overlying the granites of the central zone,

3) by a study of the central parts of the great masses of granite.

In a recent paper, Eskola (1949) has discussed the possible occurrence of granite domes in the central zone of the Caledo-

nides. Our examination shows that these granites could be better described as basins.

Faults. Faults are extremely rare in this area where the deformation has been highly plastic. A few, parallel with the axial plane of the Fondal anticline are seen, especially in the layers of amphibolite and mica-schist.

In a late stage of the deformation crush-zones were formed, the most prominent example of this may be seen in the west wall of Fondalen.

The Structural Evolution of the Area. 1) Period of thrusting resulting in the eastward movement of the sheets of granite and the "Amphibolite-sheet" (Amphibolitt-dekke see Kautsky, op. cit.). In this period the sediments were folded (primary folding of the sediments).

2) Downfolding of the central zone of the Caledonides. (The area studied by us gives no information as to why the deeper sheets have been prevented from eastward movement and instead have been deformed by compressional deep-folding). The downfolded rocks were the subject of high-grade metamorphism and a plastic style of folding was superimposed on the primary folds. The granitization commenced when the downfolded rocks reached a level where the rate of reaction of the granitizing processes was sufficiently high.

3) Postkinematic granitization in a transition stage where the rocks were in a state of tension (strain) and the temperature was high. The stage grades into

4) the pegmatitic stage. Replacement pegmatites were formed along fractures, often perpendicular to the fold axes. The pegmatites are most numerous in the amphibolites and in the lime-silicate gneisses.

5) The tension was not released with the formation of the pegmatites. This may be seen at Engenbreen where a pegmatite cutting a layer of marble is displaced along the latter (plate 3, fig. 5).

6) In the latest stages of deformation, displacement and crushing took place along zones of discontinuity. Quartz- and calcite-filled fractures were formed.

PLANSJER

PLATE 1.

- Fig. 1. The east wall of the upper part of Fondalen. Banded gneiss with boudins of amphibolite to the right. The border between the gneiss and the sediments of the Fondal anticline rises from the lake. Towards the top left granite overlying the anticline. (Sørensen phot.).
- Fig. 2. Close up of the amphibolite boudins from plate 1, fig. 1. (Skjeseth phot.).
- Fig. 3. Detail of amphibolite boudin (see text page 177). (Skjeseth phot.).
- Fig. 4. The southern border of the Fondal anticline (compare plate 1, fig. 1). Note the banded appearance of the mica-schist to the left. (Sørensen phot.).
- Fig. 5. Folds in the lime-silicate gneiss and amphibolite in the Fondal anticline (text page 177). (Skjeseth phot.).

PLANSJE 1.

- Fig. 1. *Ostveggen av Fondalen (foran breen). Grensen mellom gneis (syd) og sedimenter (nord) omtrent fra midten av vannet. Øverst til venstre gneis over sedimenter.*
- Fig. 2 og 3. *Detaljer fra gneisen, syd på fig. 1. Amphibolitten (mørk) er brutt opp under plastiske bevegelser i gneisen.*
- Fig. 4. *Samme grense som vist på fig. 1.*
- Fig. 5. *Småfjelder i sedimentserien (Fondalen).*



1



2



3



4



5

PLATE 2.

- Fig. 1. The Fondal anticline seen from the east. The overlying granite in Kløfttind in the background. (Sørensen phot.).
- Fig. 2. Stortind seen from Rødtind. In the foreground peridotite, in the background, the border between amphibolite/mica-schist and granite. The Fondalsskjerp to the right (compare fig. 3). (Sørensen phot.).
- Fig. 3. Quartz vein in displacement zone in amphibolite. The Fondal anticline. (Skjeseth phot.).
- Fig. 4. The west wall of Rendalen seen from the graphite mine. The granit of Trolltind (to the left) overlying anticline of sediments (center). To the right granite in a smaller syncline. (Sørensen phot.).

PLANSJE 2.

- Fig. 1. Sadel (antiklinal) i sedimentserien innerst i Fonndalen, sett fra øst. Overliggende granitt i Kløfttind i bakgrunnen.
- Fig. 2. Stortind sett fra Rødtind. Grense (buet) mellom granitt og sedimenter.
- Fig. 3. »Kvarts-are« i amfibolitt (dannet i sleppe). Fonndalen.
- Fig. 4. Vestsiden av Rendalen sett fra grafittgruva. Granitt i Trolltind (til venstre) ligger over sedimenter (midten av bildet). I bakgrunnen Kjølen.



PLATE 3.

(Photographs from Engenbreen).

- Fig. 1. The glacier-eroded surface in front of Engenbreen seen from the west. Peridotite in the foreground, in center and towards the top right two closures of white marble in synclines with steep axes of folding (compare the map fig. 2). (Sørensen phot.).
- Fig. 2. Close up to show steep axes of folding in the top right closure of plate 3, fig. 1. (Sørensen phot.).
- Fig. 3. Plastic flow in limestone (light-coloured) with folded and broken bands of amphibolite; boudinage structure developed towards the top left. (Sørensen phot.).
- Fig. 4. Plastic flow of limestone (to the left) around lime-silicate rock (to the right) tending towards development of boudinage structure. (Sørensen phot.).
- Fig. 5. Alternating layers of limestone and skarn cut by pegmatite. The pegmatite has been displaced by secondary flow of the marble to the right. Note the detached fragments of pegmatite in the marble. Darker lines in the marble are also displaced. (Sørensen phot.).
- Fig. 6. Banded lime-silicate gneiss with replacement pegmatite. Note the constant alignment of the bands in- and outside the pegmatite. A few dark bands can be followed into the pegmatite (see below the center of the photograph). (Sørensen phot.).

PLANSJE 3.

(Fotografier fra Engenbreen.)

- Fig. 1. Den is-skurte fjell-flata foran Engenbreen. De lyse stripene er kalk-marmor-lag.
- Fig. 2. Småfoldet kalk-marmor-lag.
- Fig. 3 og 4. Amfibolitt (mørk) brutt opp ved plastiske bevegelser i kalkstein (lys).
- Fig. 5. Kalkrike sedimenter (stripet) som skjæres over av pegmatittgang. Pegmatitten er »forkastet» og brutt ved bevegelsen langs marmorsonen (lys). Den fortsetter på høyre side av marmorsonen, bakerst på fotografiet.
- Fig. 6. Båndet kalksilikatgneiss med pegmatitt.



1



2



3



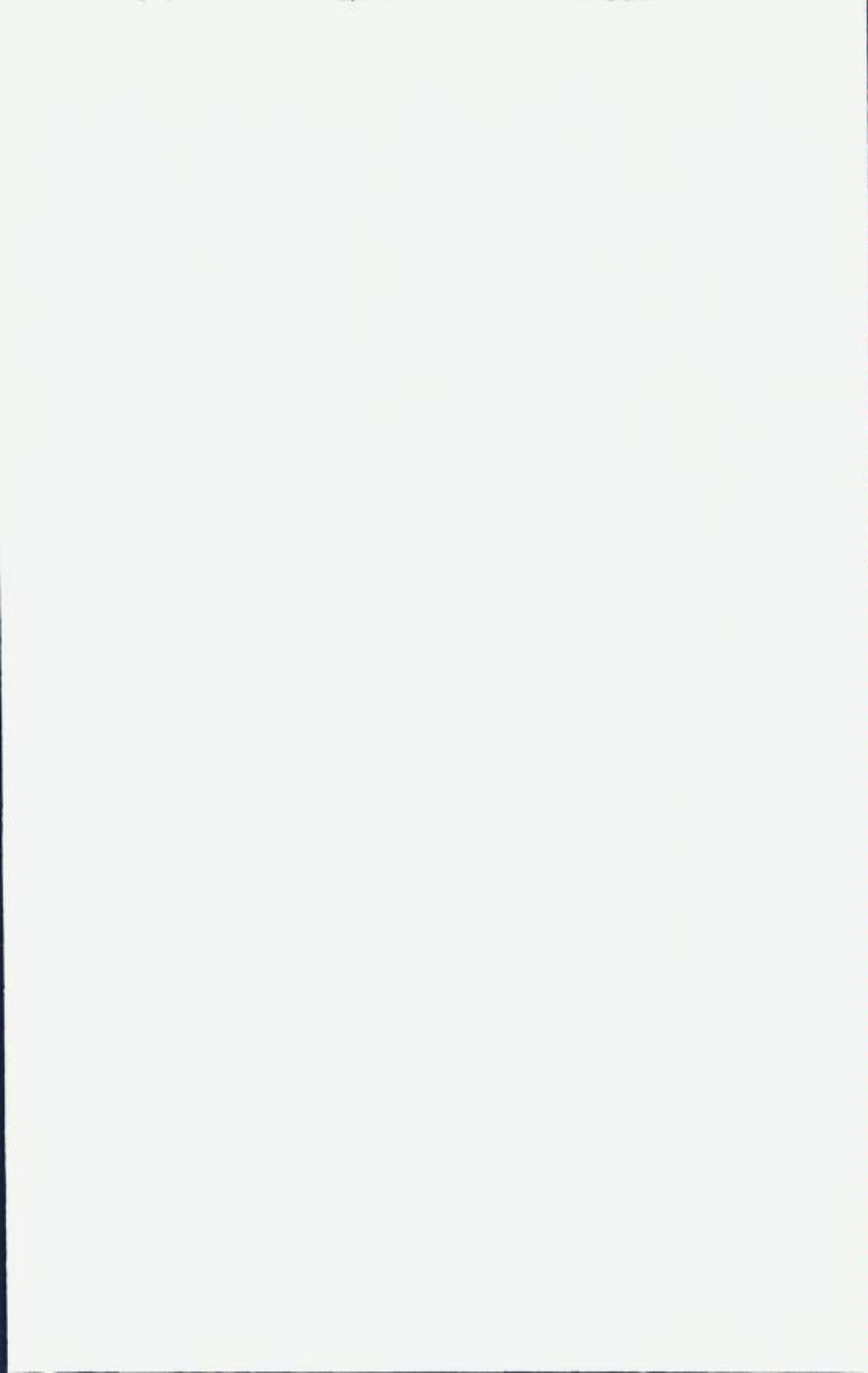
4



5



6



The Zones of Amphibolite. These zones are, as mentioned on page 156, characterized by vertical axes of folding and have lenticles of peridotite. We have had no opportunity of studying the behaviour of these zones in the western closure of the anticlinorium of the peninsula, but we are, for the time being, strongly inclined to relate their formation to the first phases of the down-folding, when they may have functioned as shear zones. If this is correct, then the peridotites were formed in the first tension stages of deformation (compare H. H. Hess, 1948 and H. Sørensen, 1953). The two perioditic masses are, in accordance with this view, highly deformed.

The bands of amphibolite in the gneiss south of the Fondal anticline may be a remnant of another amphibolite zone.

Sammendrag.

*Et eksempel på granittisering i den sentrale sonen
av kaledonidene i Nord-Norge.*

Innledning.

Sommeren 1952 ble det foretatt en detaljert undersøkelse av Rendalsvik grafittfelt, Holandsfjord, Nordland (beliggenhet se oversiktskart fig. 1) for Norges Geologiske Undersøkelse. På grunn av undersøkelsens praktiske formål ble feltarbeidet begrenset til et lite område. Da resultatene av de geologiske undersøkelsene synes å ha betydning for forståelse av kaledonidene (fjellkjeden) i denne delen av Norge, har vi gitt denne foreløpige oversikten. Ved siden av den geologiske kartlegginga tok stiger R. Kongsgård ved Norges Geologiske Undersøkelse opp et detaljert topografisk kart (1 : 1000) over grafittfeltet.

Vi ble møtt med usedvanlig stor vennlighet og hjelpsomhet av befolkningen omkring Holandsfjord. Dette lettet arbeidet for oss betraktelig og vi vil benytte anledningen til å takke for all hjelp.

En oversikt over geologien i området. Kaledonidene i Nord-Norge blir vanlig delt i en vestlig sone (langs kysten) med metamorfe (omdannete) sedimenter, en sentral sone med granittintrusjoner og en østre sone med metamorfe sedimenter. Holands-

fjord ligger i den sentrale sonen. Mens strøkretningen (retningen av lagene i fjellet) hovedsakelig er NNØ—SSW ellers i kaledonidene, stryker lagene øst—vest i området omkring Holandsfjord. Halvøya mellom Skarsfjord—Holandsfjord og Tjongsfjord er bygget opp av metamorfe sedimenter — opprinnelig kalksteiner, glimmerskifer og kvartsitter. Disse bergartene ligger nå stort sett som en sadel (antiklinal) på halvøya. Toppen av sadelen går omtrent langs midten av halvøya, mens de bratte skråningene mot Holandsfjord og Tjongsfjord er henholdsvis nord- og sydsidene (-benene) av sadelen. På disse stedene ligger store granittmasser over sedimentene. En rekke mindre granittpartier opptrer på halvøya.

Området mellom Rendalen og Engenbreen var gjenstand for detaljerte geologiske undersøkelser. Et forenklet kart over geologien der er gitt i fig. 2. Vi har skilt ut tre hovedgrupper av sedimenter på kartet, kvartsitt og glimmerskifer (prikker og brutte linjer), grafittlaget (svart) og en kalkrik serie (sammenhengende linjer). Granitt og gneis er avmerket med kryss.

De dype snittene (på tvers av strøkretningen) langs Fonndalen og de blankskurte fjellflatene foran Engenbreen og breen innerst i Fonndalen ga gode opplysninger om geologien i området. Profil (fig. 3) viser et geologisk profil langs Fonndalens vestsida. Hovedtrekkene av geologien i grafittfeltet går fram av profil (snitt) (fig. 4) som er lagt nord-syd over Hovedgruva og Midtfeltet. Granittene og de granittiske bergartene er gjenstand for en nærmere beskrivelse og diskusjon.

Granittene i den sentrale sonen av kaledonidene i Nord-Norge er alminnelig beskrevet som intrusiver (lokolitter og fakolitter) (magmatisk opprinnelse). Vi kan ikke akseptere en mekanisk intrusjon («framtrengning») av granittene ved Holandsfjord. Det er en gradvis overgang fra sedimenter til granitt. Strukturene i sedimentene er ofte bevart i gneiss og granitt — uten tegn på oppbrytning ved grensen. Overgangen fra glimmerskifer til granitt like syd for Fonndalsskjerpet er vist skjematisk på fig. 5. Det er tydelig at granitt og gneis flere steder er dannet på bekostning av sedimentene (omdannete sedimenter). I Nord-Sverige finner de flere steder at granitt, under fjellkjedebevegelsene, er skjøvet fra vest over og opp på sedimentserien. Det er mulig at

også granittens opptreden omkring Holandsfjord delvis kan forklares ved at den er skjøvet inn over sedimentene på samme måten. Vi fant imidlertid ikke noe tegn på overskyvning i det området vi undersøkte.

References.

- N. G. T. — Norsk geologisk tidsskrift.
N. G. U. — Norges geologiske undersøkelse.
- Bugge, C., 1951: N. G. T. bd. 29, pp. 248—249.
- Eskola, P., 1949: The Problem of Mantled Gneiss Domes. London. Q. J. G. S. Vol. CIV, pp. 461—476.
- Hess, H. H., 1948: Major Structural Features of the Western North Pacific. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 59, pp. 417—446.
- Holmsen, G., 1932: Rana. N. G. U. Nr. 136.
- Holtedahl, O., 1944: On the Caledonides of Norway. Skr. Norske Vid.-Ak. Oslo. I. 1944. No. 4.
- Landmark, K., 1951: Tverrfoldning i den kaledonske fjellkjede. N. G. T. Bd. 29, pp. 241—247.
- Kautsky, G., 1946: Neue Gesichtspunkte zu einigen Nordskandinawischen Gebirgsproblemen. G. F. F. Stockholm. Bd. 68, pp. 589—602 and 108—110.
- Misch, P., 1949: Metazomatic Granitization of Batholithic Dimentions. Am. Jour. of Sc. Vol. 247, pp. 209—245, 372—406 and 673—705.
- Oxaal, J., 1919: Dunderlandsdalen, N. G. U. No. 86.
- Ramberg, H., 1946: Litt om diffusion i de faste bergarter og dens betydning for metamorfose- og metasomatosefenomenene G. F. F. Stockholm. Bd. 68, pp. 56—80.
- 1951: Remarks on the Average Chemical Composition of Granulite Facies and Amphibolite- to Epidote Amphibolite-facies Gneisses in West-Greenland. M. D. G. F. Bd. 12, pp. 27—34.
- Rankama, K., 1946: On the Geochemical Differentiation in the Earth's Crust. Bull. Comm. Geol. Finl. Vol. 137.
- Rekstad, J., 1912: Bidrag til Nordre Helgelands Geologi. N. G. U. No. 62.
- 1924: Hattfjelldalen. N. G. U. No. 124.
- 1929: Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. N. G. U. No. 134.
- Reynolds, D. L., 1946: The Sequence of Geochemical Changes Leading to Granitization. Q. J. G. S. London. Vol. CII, pp. 389—446.
- Sørensen, H., 1953: The Ultrabasic Rocks at Tovqussaq, West Greenland. Medd. om Grønland. København. Bd. 136, 4.

Kort beretning om Norges geologiske undersøkelses ekspedisjon til Birtavarre gruvefelt i Troms, 1952.

Av

TORE GJELSVIK

Med 1 tekstfigur.

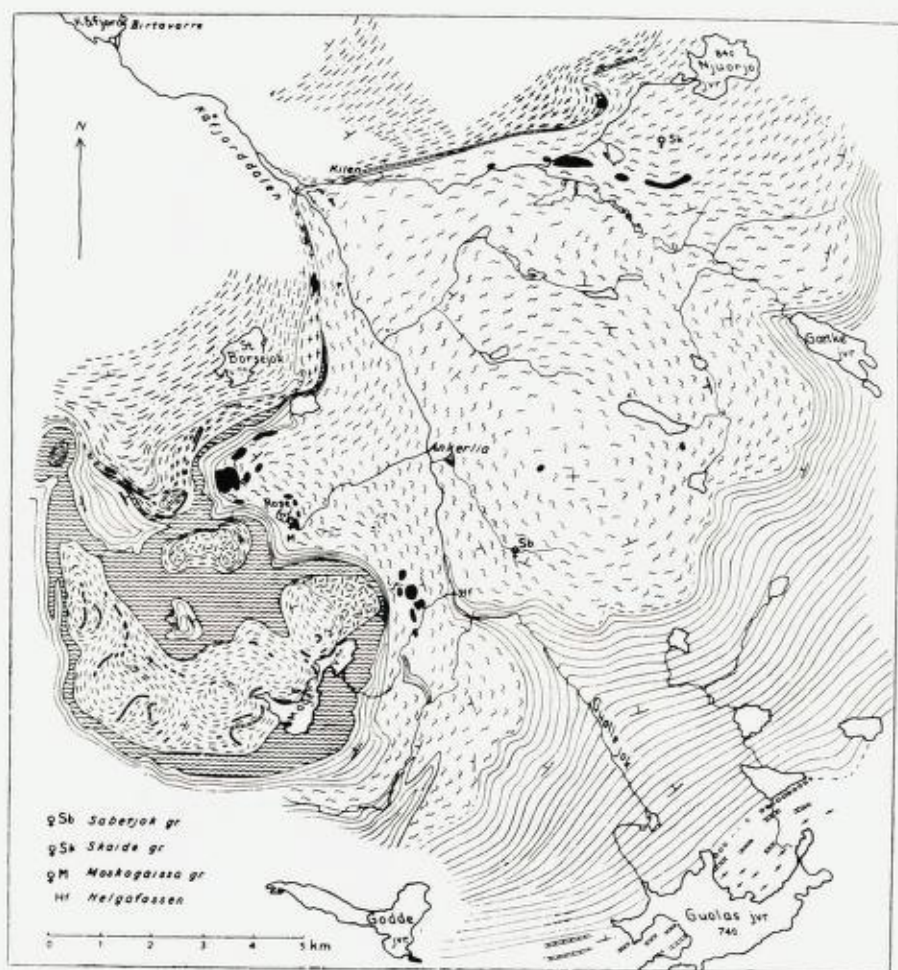
Abstract. The paper gives a short review of the initial work of a Survey expedition to the southern part of the pyrite ore province of Vaddas—Birtavarre in Northern Norway.

The ore bodies occur as concordant bands and lenses in quartzitic schists at some distance from "lit par lit" — intruded amphibolites, supposed to be discontinued offshoots from the Vaddas phacolite.

The ore minerals are pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite.

Birtavarre gruvefelt ligger i Kåfjord kommune, Lyngen i Troms (gradteig Skibotn, R 6). Gruvene var i drift fra begynnelsen av 1890-årene og til 1919. De viktigste var: Moskogaissa 115, Skaide og Sabetjok. Driftsforsøk ble også gjort en rekke andre steder. Malmen ble smeltet på stedet i et lite smelteverk øverst i dalen, kalt Ankerlien. Herfra førte en hestejernbane ca. 12 km ned til kaianlegg i Birtavarre. Smelteverket brant ned i 1919.

Som et ledd i utbyggingsprogrammet for Nord-Norge sendte N. G. U. i 1952 en ekspedisjon til Birtavarre. Ekspedisjonen, som besto av konservator J. A. Dons, geolog P. Padget, stud. real. Hagemann, med forfatteren som administrativ leder, begynte sitt arbeid den 1. juli. Undersøkelsene skulle i første omgang ta sikte på å bringe klarhet over området stratigrafi og tektonikk samt malmforekomstenes geologiske forhold. Det var på forhånd klart at der syntes å være et nært malmgeologisk slektskap mellom forekomstene i Birtavarre og Vaddas, men den store avstand, 4—5 mil, til Vaddas-fakolitten gjorde dette forhold nokså gåtefullt. Det er kortere avstand til det store Lyngen-massivet i vest og ennå kortere til gabbro-forekomsten på riksgrensen ved Reisdudoddarhalde. Vi satte følgelig som et mer langsiktig mål å finne en mulig sammenheng mellom de forskjellige malmforekomster og eruptivbergarter.



qSb Sabotjok gr
 qSk Skarve gr
 qM Moskogassa gr
 Hf Helgefossen

Doleritt

Amfibolitt etc

Borsejokkavdelingen
(skifer, kvartsitt)

Kalk-skiferavdelingen (skifer, kalk, gneis)

Grønnareinsavdelingen

Ankerlia-serien (Avarreskifer etc)

Brunnskifer

Guolasavdelingen (konglomerat, kalksten, gneis)

Kart over Birtavarre gruvefelt, Kålfjord i Lyngen.

Geological map of the Birtavarre region.

Ekspedisjonen hadde sin første basis ved ruinene av det gamle smelteverket i Ankerlien. Dalsidene i Kåfjorddalen er praktisk talt vertikale, og det er bare de gamle gruveveiene som gjør det mulig å komme opp på fjellet uten å drive ren klatresport. Da de største malmforekomstene ligger på fjellviddene eller øverst i dalskrentene, Moskogaissa-forekomstene i sydvest, Sabetjok og Skaide i nordøst, var det mest praktisk å dele ekspedisjonen i to, Dons tok seg av terrenget øst for Kåfjorddalen, Padget og Hagemann dro vestover. Teltene ble reist i 7—900 meters høyde, og den sure og kalde sommeren vi fikk, gjorde oppholdet til en tvilsom fornøyelse. Særlig var august måned ille med mye skodde, hard vind, stadig regn og flere snøfall. I juli var myggeplagen svær. Ved å gjennomføre undersøkelsene etter planen under disse forhold, ga de 3 geologer og deres 2 kjentmenn og hjelpere fra bygda, Mons Gundersen og Oluf Olsen, et fint uttrykk for sportsman-ship og forskervilje.

Takket være denne innsats, lyktes det å få gjennomført en meget detaljert strukturell-geologisk kartlegging av det aktuelle område rundt de gamle gruver tilsammen ca. 250 km². Som kartgrunnlag bruktes tyske flyfotos opptatt i 1944. På grunn av meget raske laterale variasjoner i den mektige, vesentlig sedimentære lagrekke (tilsynelatende primære facies-endringer), kan det her bare gis en generalisert fremstilling av de stratigrafiske forhold, se fig. 1. Lagtykkelsen varierer ganske meget. Ankerliaserien i Kåfjorddalen er sikkert over 500, kanskje 800 m mektig. Strøket varierer lokalt, men er gjennomgående nord-øst—syd-vest med 20—30° vestlig fall.

Malmforekomstene i Birtavarre er knyttet til konkordante rustsoner som alle ligger i Ankerliaserien. Ca. 100—200 m under den øverste av rustsonene, som såvel Moskogaissa-forekomstene som Skaide er knyttet til, ligger en »intrusjons-horisont« med flere amfibolittiske linser »stjert om stjert«. På østsiden av dalen blir denne horisont mer og mer fremtredende, og den danner en naturlig ledelinje for de videre malmundersøkelser. Men vi fant også amfibolittiske og gabbroide linser i andre nivåer, bl. a. en del karakteristiske doleritter.

Nordenfor Skaide dreier strøket i lagserien mer rett nordlig, og etter dette skulle vi finne amfibolitt-horisonten igjen i Reisa-

dalen. Etter at vi var ferdige i Birtavarre, foretok Padget og jeg en oversiktstur i Reisadalen. Det viste seg at bergartene i denne var så overdekket at det ikke lot seg gjøre på den korte tid vi hadde til rådighet å bringe klarhet over stratigrafien. Men vi fant i et hvert fall en stor amfibolitt-horisont med nord-syd strøk, i nærheten av Sappen. Vi fikk opplyst at der var brutt kalk ved en gård i nærheten, stratigrafisk over amfibolitten. Vi dro så opp gjennom Moskodalen, en sidedal i retning mot Vaddas-massivet. Her er også en forekomst som har vært drevet. Den viste seg å ligge i en båndet kvartsskifer, av utseende identisk med Ankerlia-seriens. Midtveis i Moskodalen sees i elveleiet en granitt-brekksjert, massiv gabbro. Den stratigrafiske stilling er over båndkvartsitten. Da vi senere besøkte Vaddas, viste det seg at det som Vogt kaller grønnskifer-facies av Vaddas-fakolitten, av utseende er slående likt amfibolitten i Reisadalen og Birtavarre. Det ser således ut som Vaddas-fakolitten ikke er begrenset mot syd av Moskodalen, men sender en lagergang sydovert over Moskodalen og Reisadalen mot Birtavarre hvor den har løst seg opp i en rekke amfibolitt-linser som ligger »stjert om stjert« i noenlunde samme stratigrafiske nivå.

Ertsmineralene i malmforekomstene ved Birtavarre er overveiende magnetkis og kobberkis. Ved Skaide er det funnet ikke lite sinkblende og ubetydelige mengder av blyglans. Gruverapportene viser at malmen som ble tatt ut, gjennomgående hadde vel 3 % kobber, men enkelte forekomster hadde opptil 6 %. Malmforekomstene er ofte ledsaget av reaksjonssoner med granat og hornblende, granaten ofte i store krystaller, vakkert utformet.

Det er ennå for tidlig å foreta en korrelering mellom bergartene i Vaddas og i Birtavarre. Som allerede iaktatt av Th. Vogt i Vaddas-distriktet synes der å være raske faciesvariasjoner av primær karakter i sediment-serien. Det ser ut til at vår Ankerlia-serie kan være Vogt's Lilleelv-avdeling, vår kalk- og skiferserie hans Vaddas-avdeling, og vår Borsejok-avdeling hans Oksfjord-avdeling. Dersom dette er riktig vil det si at Vaddas-fakolitten i den sydgående intrusjons-horisont har skåret seg noe ned i lagrekken, anslagsvis 100—200 m på de 4—5 mil som ligger mellom Vaddas- og Moskogaissa-gruvene i Birtavarre.

Om elve-erosjon og en isdemt sjø i Birtavarre-området, Troms.

Av

J. A. DONS

Ved undersøkelsene i Birtavarre området sommeren 1952 ble hovedvekten lagt på berggrunnsgeologien, spesielt på utforskning av kobberkisforekomstenes dannelse. Det falt imidlertid naturlig å utføre den geologiske kartlegging på en slik måte at observasjonene og det innsamlede materiale dannet et tilstrekkelig grunnlag for denne del av et geologisk gradteigkart, Skibotn R 6. Kwartærgeologiske og geomorfologiske fenomener ble derfor viet en del oppmerksomhet. Et spesialstudium av disse forhold i Birtavarre området vil fremdeles være av stor interesse.

Selv ikke Reusch's beskrivelse med fotografier og utmerkede tegninger fra et kort besøk i dette felt i 1901 kan gi det riktige begrep om de usedvanlig ville og interessante terrengformer. (H. Reusch: *Fra Kaafjorden i Lyngen*. Det Norske Geogr. Selsk. Aarb. XV 1903—04.) Det er særlig de mange elvekløftene som ved sin lengde, tranghet og dybde virker så imponerende. Flere fosser har fritt fall på mer enn 200 meter. En foss som Reusch foreslår skal kalles Helgafossen (antakelig oppkalt etter fru Helga Reusch) beskriver han i mer detalj. Elven følger ovenfor fossen omtrent en lagflate i kvarts-biotitt-hornblendeskifer med fall 5—10° og kaster seg så fritt ned 146 meter i den innerste del av en trang, utilgjengelig fjellkløft. To andre elver styrter seg ned i samme gjuvet. Også elvekløften er så trang og har så utoverhengende sider at jeg, selv ved å klatre ut over kanten med tau, ikke kunne se den nedre del av fossen.

Reusch skriver: »Enhver fos er som bekjendt tilbagegaaende, idet fallende vands tærende virksomhed resulterer i at vandfaldene rykker opad dalene. Ved Helgafosen, som er et kraftigt fald, og hvor bergartens beskaffenhed ser ud til at begunstige erosjonen kan man vente, naar en række aar er gaaet, at faa se en kjendelig tilbagegang.»

Jeg besøkte stedet flere ganger denne sommer og selv om vannføringen da var noe større enn vist på Reusch's fotografier, kunne det slås fast med sikkerhet at *fossen i løpet av 51 år ikke har forandret beliggenhet*. Enhver detalj er bevart. Reusch sluttet ut fra forskjellige observasjoner at elvekløftene her i vesentlig grad ble utformet i interglasial tid.

Elven Guolle Jok som danner Helgafossen kommer fra innsjøen Guolas Jvr (se kartskisse p. 185). På strekningen fra fossen til innsjøen, 6 km, går elven likesom de mange tilløp den får, i utilgjengelige, dype kløfter. Guolas Jvr ligger etter tysk fotokart i en høyde av 740 m o. h. Vannskillet over mot den NE-for-liggende Reisendalen er bare ca. en kilometer SE for Guolas Jvr, i 756 meters høyde (barometermåling). Rundt innsjøen, særlig langs E- og S-breddene er det store, nærmest vegetasjonsløse terrasser i forskjellige høyder, bygd opp av sand og fint grus. Den øverste terrasse ligger på 760 m o. h. Terrassene og utpregede død-isfenomener innen et belte N for Guolas Jvr tyder på at innsjøen har vært isdemt og en tid hatt avløp over den lave terskel mot Reisendalen. Store sandmasser lenger nede i elveløpet mot Reisendalen tyder på at ismasser også har demmet opp lavereliggende lateralsjøer.

Periodevis har antakelig den isdemte sjøen ved Guolas Jvr også hatt avløp i samme retning som nå, mot NNW. En markert spiss rygg av løs-materiale viser et slikt løp. Den følges i nordlig retning fra et lite vann like N for Guolas Jvr, 750 m o. h., i en lengde av 1 km oppover bakke, gjennom død-islandskapet til den munner ut øverst i en dyp kløft som danner en sidegren av Guolle Jok's dal. Grusryggen betegner antakelig en tunnel under det isbeltet som demmet opp innsjøen, altså en esker.

Denne observasjon viser at elvekløften har eksistert da eskeren ble dannet. Denne siste er av senglasial alder, men om kløften også er dannet i senglasial eller i interglasial tid kan ikke avgjøres her.

Den som får anledning til grundigere å studere kvartærgeologiske forhold innen kartbladet vil også E for Birtavarre, over mot dalen med vannet Gätke Jvr finne meget interessante forhold med bl. a. forandrede elveløp, spylerekker, eskers og morener.

Summary.

River Erosion and an Ice-dammed Lake in the Birtavarre Region, Troms, Northern Norway.

The geological survey in the Birtavarre region during the summer of 1952 (see above) had as its main purpose the investigation of the copper ores of the district. However, some attention was also paid to geomorphological and quaternary features.

Dr. H. Reusch, the director of The Norwegian Geological Survey 1888—1921 visited this region in 1901 and described the deep canyons and the great waterfalls, some of which are more than 200 meters high (H. Reusch: *Fra Kaafjorddalen. Det Norske Geogr. Selsk. Aarbok XV 1903—04.*) One of them, the Helgafoss, has a free fall of water 146 meters high. The minimum flow of water in this river, the Guolla Jok, is about 1100 liters per sec. Now, after 51 years, there is no visible change in the position of the waterfall, nor has any observable erosion of the flat-laying quartz-biotite-hornblende schists near the head of the fall taken place.

The age of the canyons is still a subject of discussion. Reusch concluded that they were formed in interglacial time.

The Guolla Jok comes from the lake Guolas Jvr, which is now proved to have been ice-dammed and larger in late glacial time. A pronounced esker leads from the lake up to the upper part of one of the canyons. It is suggested that the canyon was formed either simultaneously with the esker (late glacial) or earlier (interglacial).

The Layered Gabbro Series at Seiland, Northern Norway.

By

TOM. F. W. BARTH

With 4 text-figures.

Seiland is a large island on the northern coast of Norway, covering about 600 km². It lies within the zone of Caledonian orogeny and its southern and western parts are composed of gabbroic rocks, representing the north-eastern extremities of a large basic petrographic province extending for more than 100 km along the coast in a south-westerly direction (see fig. 1).

The island is in part more than usually wild and rugged; the highest elevation is 1075 m, and steep peaks between 800 and 1000 m high are common. Almost everywhere in the southern part the land mass rises abruptly from the sea to great heights; deeply dissected fiords and valleys exhibit almost vertical sides; thus precipices and shear cliffs ranging from 500 to 1000 m high are common.

The climate is rather wet and cold, and the geographical latitude is about 70½°; in combination with high elevation this results in snowfields of permanent character in the interior. There are two large glaciers on the island; the eastern is called Seilandsjøkelen and covers almost 30 km², while the western glacier, Nordmannsfjordjøkelen, covers about 15 km² but is over its whole area rather thin — blue ice is seen only in a few localities, and in several places the rocky underground protrudes through regular windows in the snow cover. The retreat of this glacier must have been very fast during the last fifty years; according to the older maps its area today is only half of what it was in 1900. The reduction in volume must have been very much more.

A geological investigation in Seiland was started in 1952 by Norges Geologiske Undersøkelse with the view in mind to

develop commercially certain albite-nepheline pegmatite dikes which in restricted parts of the island attain great thicknesses.¹

During the same summer the most interesting parts of the island were mapped geologically:

The Supracrustal Amphibolite-Gneiss Complex is rather highly metamorphosed and gneissic in appearance; it is derived mainly from sandstone, but in some places limestone seems to have been present in the original material. The inter-relationships of the amphibolites are obscure. Metasomatic processes must have been operative in shaping the complex.

The Igneous Rocks are gabbroic to ultrabasic. A great number of rock types occur: Anorthosite, gabbro, norite, olivine gabbro, tilaite, pyroxenite, ariëgite, amphibolite, hornblendite, peridotite. All these rocks typically contain the following constituent minerals: basic plagioclase, olivine, pyroxene, hornblende, spinel, ore.

The type of form assumed by the Seiland gabbroic rock is of more than ordinary interest. Discordant contacts were not observed in the island. All gabbroic rocks form concordant bodies, and at several localities excellent profiles are exposed, exhibiting a typical *layered* structure². The total thickness of the exposed layered series is well beyond 1000 m.

One of the wonders of geology is the occurrence at widely scattered localities in the world of sheets of igneous rocks which show a layered structure: Stillwater, Bushveld, Skærgaard in Greenland, etc. These previously described layered intrusives are all in non-orogenic areas, while the Seiland gabbro is in the zone of Caledonian orogeny. Other intrusives in orogenic zones, particularly early basic and ultrabasic intrusives accompanying orogeny, have been described as stratiform bodies injected into planes of structural weakness, but not as being layered themselves.

Buddington has made an interesting comparison between layered sheets and the layered structure of the crust of the earth itself; Wager thinks that the layers resulted from crystals in the

¹ Report deposited at N. G. U.

² The layering was first discovered by A. Kvale and H. Neumann at Kufjordtindene in 1937. (Diary deposited at N. G. U.).



Fig. 1. The Seiland petrographic province.

Dens gray = Gabbroic rocks, partly layered. White = Caledonian sediments. Dots = Raipas Formation.

Mørk grått = gabbrobergarter, delvis lagdette. Hvitt = Caledonske sedimenter. Prikket = Raipas formasjonen.

magma being precipitated under the action of convection currents. Again other scientists have proposed other ideas; one can safely say: *Autant d'hommes, autant d'avis*. The following profile gives an example of the nature of the layering found in Seiland.

Profile at Lille Kufjord, Seiland.

(Abbreviations: Plag. = plagioclase, aug. = augite, hy. = hypersthene, ol. = olivine, hbl. = hornblende.)

Top

?

5.4 m Peridotite: Ol., less than 10 % each plag., aug., hy., hbl., ore.

8.0 m Pyroxenite: Aug., less than 10 % each plag., ol., hy., hbl., ore, spinel.

8.2 m Peridotite: Ol., less than 10 % each plag., aug., hy., hbl., ore, spinel.

8.4 m Gabbro: Plag., aug., ol., hbl., ore, spinel.

18.7 m covered.

4.8 m Pyroxenite: Aug., hbl., ore.

1.5 m Pyroxenite: Aug., hbl. (ol.), (ore).

4.4 m Peridotite: Aug., ol., hbl., ore, spinel.

2.0 m Pyroxenite: Aug., less than 10 % each: hbl., ol., hy., plag., ore, spinel.

9.2 m Olivine gabbro: Plag., ol., aug., hy., hbl., ore, spinel.

7.0 m Gabbro: Plag., aug., hbl., ore, spinel, trace of ol. and hy.

2.6 m Peridotite: Ol., aug., hy., hbl., ore, spinel, 10 % plag.

6.0 m Olivine Gabbro: Plag., ol., aug., hy., hbl., spinel.

6.0 m Gabbro: Plag., aug., hy., hbl., spinel, ore.

?

Bottom.

This short profile chosen at random in the series can not lead to definite conclusions concerning the mode of origin of the rock complex. The investigations so far have been only of a reconnaissance nature. Not until more careful work has been done, and more data have been obtained, can one hope to contribute anything worthwhile to the solution of these complex and enigmatic petrogenic problems. However, even few and unsystematic observations may foreshadow the great difficulties which will be encountered in explaining the phenomena by conventional assumptions:

1. At Søndre Bumansfjord layering is conspicuous and is produced by a concentration of dark minerals in streaks and

bands often with indistinct contacts towards the adjacent lighter material, giving a rock very similar in aspect to a metamorphic banded gneiss. Most bands are relatively coarse-grained; but one band in this locality is distinguished by its dense structure and composite character: the total thickness of the composite band is 30 cm, and it is composed of a fine-grained light central zone with dark borders. The central zone consists of colorless garnet, zoisite, and plagioclase, roughly in the proportions 50, 25, 25 % respectively; the dark margins consist of dark green spinel attaining 50 %, colorless garnet, zoisite, and plagioclase.

2. The mountains of Skreifjord are made up of banded metamorphic amphibolites. South of the head of the fiord are zones of crystalline limestones and of garnetiferous gneiss. North of Skreifjord (e. g. at Kårhamn) gneiss dominates. The dip angles are steep and the direction of the strike is roughly east and west over the entire area. The rock complex is apparently highly metamorphic, and at least in part, much sedimentary material enters into it. Toward the west the metamorphic rocks exhibit successively higher stages of metamorphic-anatectic transformation; with uniform westerly strike and steep dips they grade into the layered gabbro series north of the Nordmannsfjordjøkel.

In contradistinction to the layered gabbro of the Skærgaard intrusion, Greenland, the present layered series has no definite side walls, but seems to extend without a clear break into the contiguous and analogously layered amphibolite-gneiss complex.

Dikes.

Of further petrographic interest are the numerous dikes occurring everywhere in Seiland.

Basic dikes of several generations and of various petrographic types are conspicuous. Fig. 2 shows the occurrence of a dike complex on a small island mapped by Dr. H. Neumann and myself.

Pegmatite dikes ranging in width from 10 cm to more than 100 m are rather common and may be divided into a number of different types.

1. Granite pegmatites: Microcline perthite, quartz, oligoclase, magnetite, (biotite).

2. Syenite pegmatites: Albite antiperthite, magnetite, biotite.

2b. A peculiar variant is a pegmatite at Nordbukten composed of antiperthite, hornblende, magnetite, biotite, apatite, calcite.

3. Nepheline syenite pegmatites (= canadite pegmatites): Albite antiperthite, nepheline, scapolite, sodalite, biotite, magnetite, apatite, garnet, calcite, cancrinite, eucolite, (muscovite), (ilmenite).

4. Ringite Pegmatites: Albite antiperthite, calcite, biotite, apatite, tourmaline, magnetite, muscovite, zircon.

5. Quartz-diorite pegmatites: Oligoclase, quartz, muscovite, garnet, tourmaline.

6. Diorite pegmatites (= plumasites): Oligoclase, muscovite, biotite, magnetite, apatite, zircon, corundum, columbite, fergusonite.

7. Gabbro pegmatites: a) Labradorite, hornblende, calcite, pyrite (hematite). b) Labradorite, hornblende, augite, olivine.

The geological relations of these pegmatites are puzzling. They dissect the gabbroid rocks (only to a very limited extent do they enter into the metamorphic complex); and the gabbroid rocks are, indeed, the only visible igneous sources from which the pegmatites could derive. However, all these highly contrasted types of pegmatites cannot represent residual solutions of gabbroid magma — only type 7, the gabbroid pegmatite, and perhaps type 5 and 6 are possible differentiation-representatives of gabbroid magmas. The *fontes et origo*, the relations, and the mode of development of e. g. the canadite or the ringite pegmatites are simply perplexing.

The largest pegmatite observed is a rather inhomogeneous canadite pegmatite striking westward from Bekkarfjordnes for many kilometers and attaining a width of more than 100 m. Part of it was mapped and is reproduced in fig. 3.

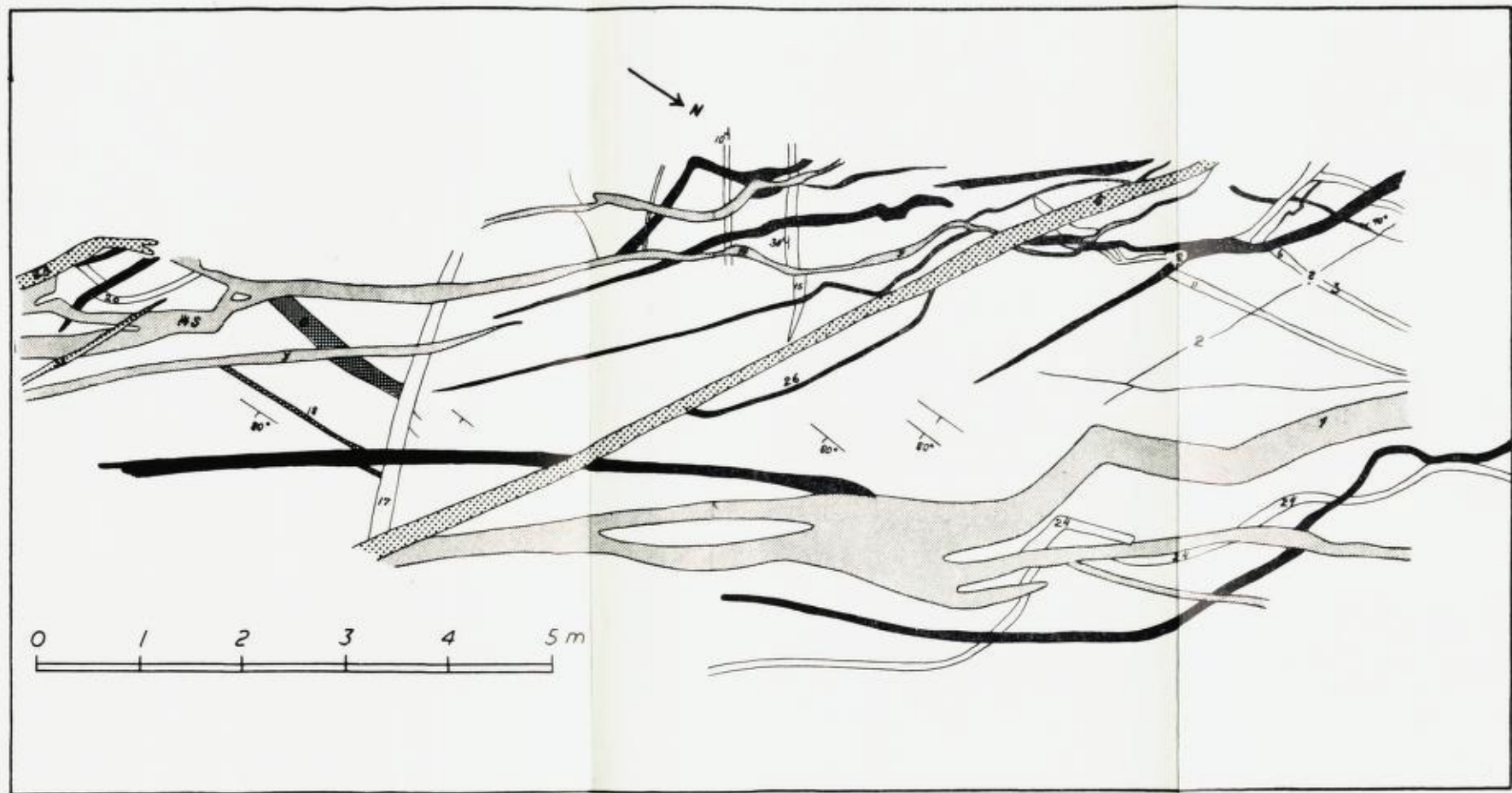
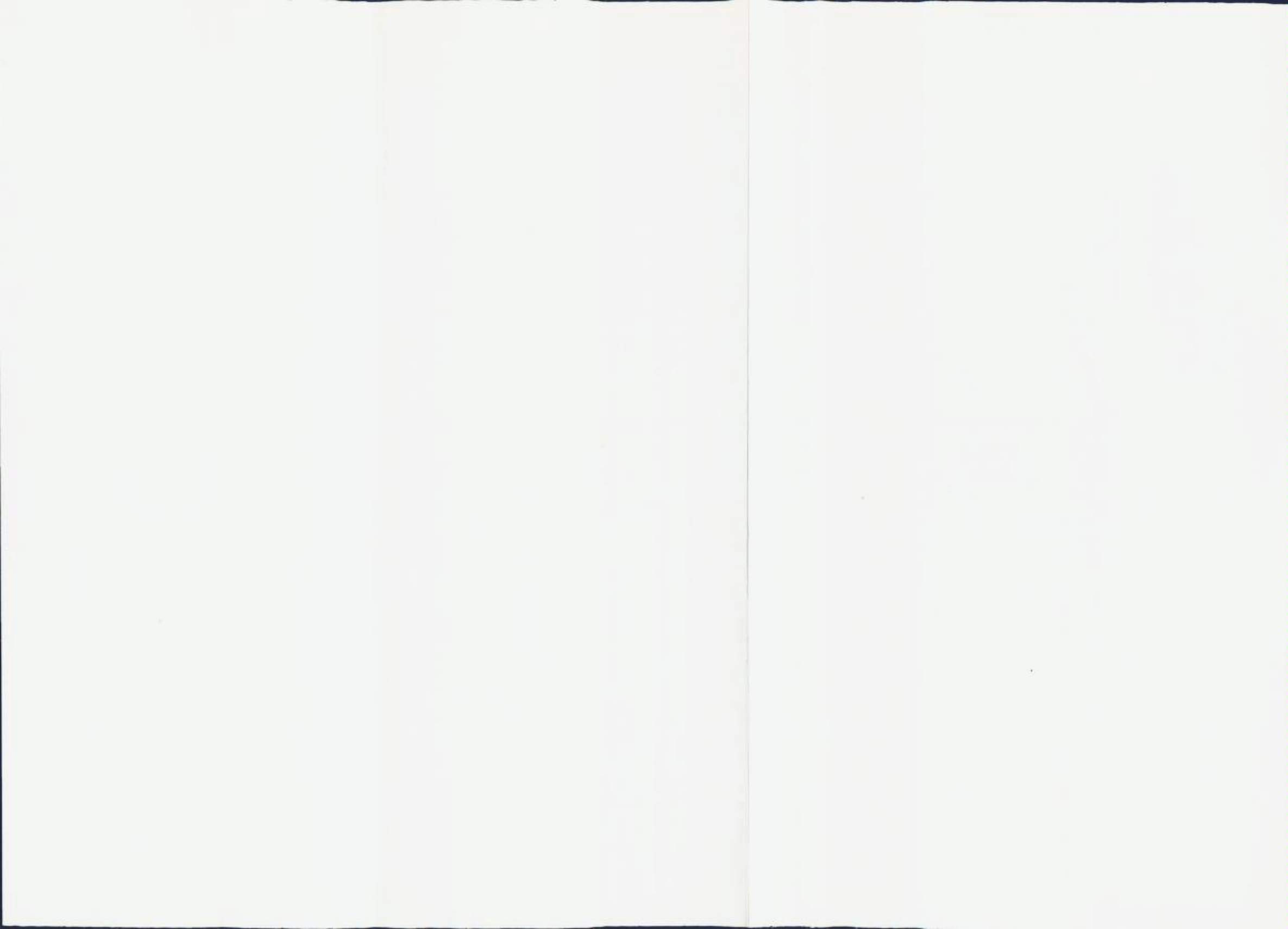


Fig. 2. Southern islet at Nordre Bumannsfjord.
 Basic dikes penetrating layered gabbro.
 Sydlige holme ved Nordre Bumannsfjord.
 Ganger som gjennomsetter lagdelt gabbro.



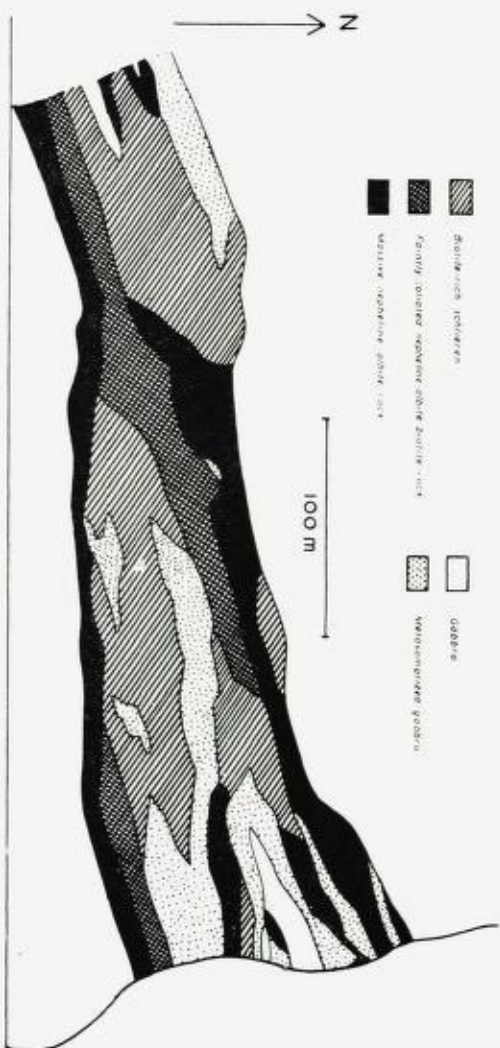
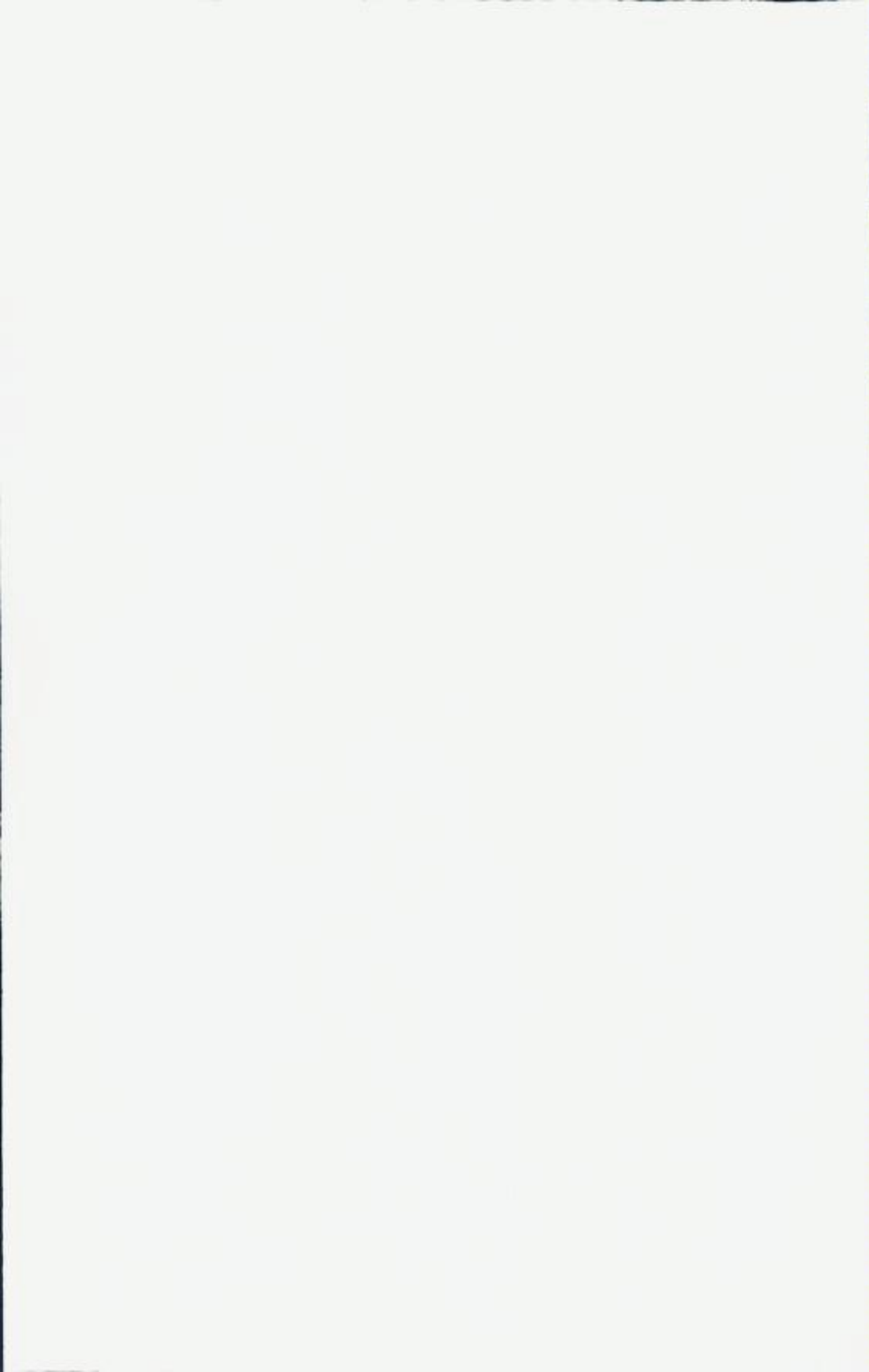


Fig. 3. Canadian pegmatite at Bekkarfjordnes.
Canadianpegmatitt ved Bekkarfjordnes.

NORGES GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE

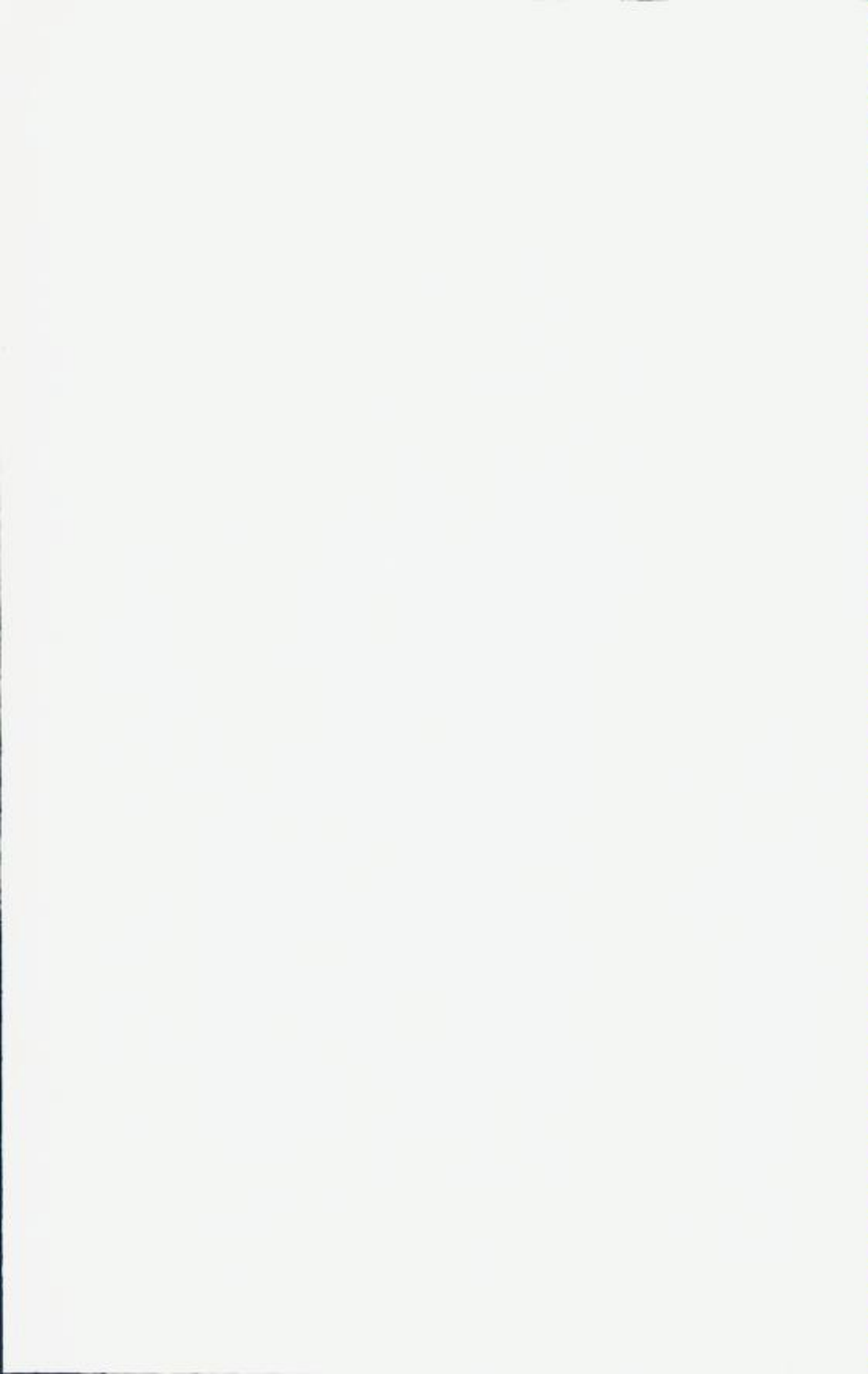
ÅRSBERETNING FOR 1952

VED
SVEN FØYN
DIREKTØR



Innhold.

	Side
Styre	205
Personale	207
Regnskap og budsjett	210
Geologisk kartlegging	211
Undersøkelser av malmer og andre nyttbare mineraler, bergarter og løse avleiringer	213
Anleggsgeologi	218
Skredundersøkelser	219
Boring etter vann. Vannbøringsarkiv	219
Lokaler	220
Bibliotek	220
Bergarkiv	221
Laboratorier	221
Publikasjoner	222
Internasjonale geologmøter. Studiereiser i utlandet	224
Instruks for Norges geologiske undersøkelse	225



Årsberetning for 1952.

Styre.

Stortingsmann Jakob Pettersen ble i forbindelse med sin utnevning til statsråd løst fra vervet som medlem av styret for Norges geologiske undersøkelse fra 21. januar 1952.

Stortingsmann Kristian Fjeld ble fra samme dato oppnevnt som medlem av styret. Han ble løst fra vervet igjen fra 10. juli 1952.

Stortingsmann Nils Jacobsen ble oppnevnt som medlem av styret fra sistnevnte dato.

Cand. real. Tore Gjelsvik ble i forbindelse med at han var blitt beskikket som statsgeolog løst fra vervet som 2. varamann til styret fra 7. november 1952.

Konservator Johannes Dons ble oppnevnt som 2. varamann til styret fra samme dato.

Styret hadde ved utgangen av året følgende sammensetning:

Direktør C. W. Eger, formann,
stortingsmann Nils Jacobsen, varamann,
professor Tom. F. W. Barth,
professor Thorolf Vogt,

med

bergingeniør A. J. Hofseth, 1. varamann,
konservator Johs. Dons, 2. varamann.

Styret har hatt 7 møter i året 1952, derav 1 møte felles med styret for Geofysisk Malmleting.

I forbindelse med N. G. U.'s budsjettforslag for 1952/53 foreslo styret opprettet 9 nye stillinger som det første års trinn i institusjonens utbygging med hensyn til personell. 8 av disse stillingene ble opprettet av Stortinget i henhold til proposisjon

fra Industridepartementet, og stillingene er blitt besatt i løpet av 1952. Styret har fortsatt arbeidet med planleggingen av institusjonens utbygging, og har i forbindelse med budsjettforslaget for 1953/54 foreslått opprettet 3 nye stillinger.

Institusjonens utvikling er i høy grad knyttet sammen med en løsning av husproblemet. Som en nødhjelp har N. G. U. fått leiet laboratorieplass og 4 kontorrom i Mineralogisk-geologisk museum på Tøyen. Styret har viet spørsmålet om nye og bedre lokaler for N. G. U. stor oppmerksomhet. Som et ledd i arbeidet har styret oppnevnt en plankomité for utredning av plassbehovet ved nybygging for N. G. U. Oppnevnt ble direktør C. W. Eger, formann, direktør Sven Føyn, statsgeolog dr. philos, Trygve Strand, statsgeolog Rolf Selmer-Olsen (de to sistnevnte etter innstilling fra N. G. U.'s vitenskapelige personell). Riksarkitekten har tiltrådt komiteen som selvskrevet medlem. Plankomiteen har utarbeidet en utredning om plassbehovet.

Etter henvendelse til N. G. U. fra Universitetets 3 geologiske institutter, er muligheten for lokaler for N. G. U. i det planlagte nybygg på Blindern for Universitetets 3 geologiske institutter (Mineralogisk-, geologisk- og paleontologisk institutt) blitt undersøkt for plassspørsmålets vedkommende. Det er blitt konstatert at den tilviste tomt ikke er stor nok til en full utbygging av såvel de 3 institutter som N. G. U. Felles bygning med de 3 institutter representerer følgelig ikke noen permanent løsning av N. G. U.'s husproblem, men N. G. U. vil i bygningen midlertidig kunne få lokaler som vil være tilfredsstillende for en årrekke fremover.

Styret for N. G. U. har i prinsippet gått inn for en slik linje og har rettet en henvendelse til Industridepartementet om saken.

Av andre saker av prinsipiell art kan nevnes:

Styret har på anmodning av Industridepartementet avgitt en uttalelse til Departementet vedrørende forslaget fra 4 bergingeniører om etablering av et samarbeidsråd for statens malmundersøkelser.

Styret har drøftet retningslinjer for N. G. U.'s servise for andre institusjoner og private.

Forøvrig har styret behandlet en rekke saker av rent administrativ art i henhold til instruksens § 3.

Personale.

Avskjed:

Statsgeolog I dr. philos. Arne Bugge fylte 65 år 25. april 1952 og ble etter søknad meddelt avskjed med alderspensjon fra nevnte dato.

Statsgeolog I dr. philos. Harald Bjørlykke ble etter søknad meddelt avskjed pr. 1. juli 1952 for å overta en geologstilling i A/S Norsk bergverk.

Tilsetninger:

Statsgeolog II Arthur O. Poulsen ble pr. 1. mars 1952 beskikket som statsgeolog I.

Statsgeolog II Per Holmsen og cand. real. Tore Gjelsvik ble pr. 1. juli 1952 beskikket som statsgeolog I.

Sivilingeniør Brynjolf Bruun ble pr. 1. juli 1952 beskikket som laboratorieingeniør I.

Midl. vit. assistent ved N.G.U., cand. real. Johannes Færden, vit. assistent ved N. G. U., cand. real. Rolf Selmer-Olsen, universitetsstipendiat dr. philos. Christoffer Oftedahl og cand. real. Steinar Skjeseth ble pr. 1. juli 1952 ansatt som statsgeolog II.

Kjemitekniker Erna Christensen ble pr. 16. august 1952 ansatt som teknisk assistent I.

Kontorassistent ved Hordaland sivilforsvarskrets Thorunn Mjelde ble pr. 1. september 1952 ansatt som kontorassistent II.

Laborant ved Oslo tekniske skole Rolf Larsen ble pr. 1. oktober 1952 ansatt som laborant I.

Kontorassistent ved Universitetsbiblioteket Signe Øverland ble pr. 1. januar 1953 ansatt som kontorassistent I.

Opprykk:

Kontorassistent Laura Møller rykket opp til kontorfullmektig II pr. 1. januar 1952.

Preparant I Knut Jacobsen rykket opp til preparant i særklasse pr. 1. juli 1952.

Permisjoner:

Statsgeolog I dr. philos. Harald Bjørlykke ble innvilget permisjon uten lønn i 6 måneder fra 1. januar 1952 for å arbeide som geolog ved A/S Norsk bergverk. Statsgeolog Olaf Anton Broch ble innvilget permisjon uten lønn i 1 år fra 1. mars 1952 for å overta en midlertidig stilling som professor ved Universitetet i Punjab, Pakistan.

Vikariater og midlertidige tilsetninger:

Statsgeolog II Arthur O. Poulsen vikarierte som statsgeolog I fra 1. januar til 1. mars 1952. Statsgeolog II Per Holmsen vikarierte som statsgeolog I fra 1. mars til 1. juli 1952. Dr. philos. Christoffer Oftedahl vikarierer som statsgeolog I fra 1. mars 1952.

Midl. vit. assistent Johannes Færden vikarierte som statsgeolog II fra 1. januar til 1. juli 1952 og vit. assistent Rolf Selmer-Olsen vikarierte som statsgeolog II fra 1. mars til 1. juli 1952. Engelsk statsborger, geolog Peter Padget, M. Sc. er ansatt som vikar i statsgeolog II-stilling fra 1. juli 1952.

Bergingeniør Brynjulf Dietrichson er midlertidig ansatt som vitenskapelig assistent fra 1. mars 1952.

Markskeiderformann Reidar Kongsgård er midlertidig ansatt som teknisk assistent 1 år fra 1. juli 1952, med permisjon fra sin stilling ved Kongsberg sølvverk.

Ved utgangen av 1952 hadde N. G. U. følgende personale i hovedstilling:

Direktør:

Føyn, Sven, cand. real., a. 13. september 1951.

Statsgeolog I:

Broch, Olaf Anton, cand. real., a. 1. juli 1930. Tj.fri.

Strand, Trygve, dr. philos., a. 15. januar 1936.

Poulsen, Arthur O., cand. min., a. 1. juli 1937.

Holmsen, Per, cand. real., a. 1. juli 1939.

Gjelsvik, Tore, cand. real., a. 1. juli 1952.

Holmsen, Gunnar, dr. philos., pensj.

Statsegeolog II:

Færden, Johannes, cand. real., a. 1. januar 1950.
Selmer-Olsen, Rolf, cand. real., a. 1. mai 1951.
Ofte Dahl, Christoffer, dr. philos., a. 1. mars 1952.
Skjeseth, Steinar, cand. real., a. 1. juli 1952.
Padget, Peter, M. Sc. midl.

Vitenskapelig assistent:

Dietrichson, Brynjolf, bergingeniør, midl.

Laboratorieingeniør:

Bruun, Brynjolf, sivilingeniør, a. 1. januar 1951.

Kontorsjef:

Bertheau-Hansen, Chr., cand. min., a. 1. januar 1948.

Teknisk assistent I:

Christensen, Erna, kjemitekniker, a. 16. august 1952.
Kongsgård, Reidar, midl.

Preparant i særkl.:

Jacobsen, Knut, a. 1. januar 1943.

Preparantassistent:

Bruun, Knut, midl.

Laborant I:

Larssen, Rolf, a. 1. oktober 1952.

Tegner:

Engelsrud, Dagny, a. 15. oktober 1925.
Hofseth, Unn, a. 1. juli 1940.

Kontorfullmektig II:

Møller, Laura, a. 15. oktober 1940.

Kontorassistent I:

Øverland, Signe, a. 1. januar 1953.

Kontorassistent II:

Mjelde, Thorunn, a. 1. september 1952.

Den oppførte dato for ansettelsen angir det tidspunkt da funksjonæren ble knyttet til N. G. U. i hovedstilling.

N. G. U. hadde ennvidere i deltidstilling eller timelønt: 1 vaktmester, 1 bud, 2 rengjøringskvinner, 2 kontorassistenter, 1 tegner, 1 teknisk assistent.

En rekke geologer ved andre institusjoner og viderekomne studenter har vært knyttet til N. G. U. som vitenskapelige medarbeidere under sommerens markarbeid.

Regnskap og budsjett.

	Regnskap 1951—52	Budsjett 1952—53
Statsbudsjettets kap. 531.		
Inntekter (salg av bøker) . . . kr.	849,79	kr. 1 000,00
Utgifter:		
1. Lønninger kr.	174 067,35	kr. 238 000,00
2. Kontorutgifter »	54 527,20	» 55 000,00
3. Markarbeid »	52 366,95	» 77 000,00
4. Ymse »	49 966,61	» 60 000,00
5. Ominnredning og ny- anskaffelser (ekstra- ordinært). Overførbar		» 110 000,00
	<hr/>	<hr/>
	kr. 330 928,11	kr. 540 000,00
Statsbudsjettets kap. 535.		
Utgifter:		
Malmundersøkelser kr.	64 158,83	kr. 100 000,00

Statsbudsjettets kap. 1198.

Utgifter:	Budsjett 1952—53
Malmundersøkelser m. v. i forbindelse med utbyggingsprogrammet for Nord-Norge	kr. 285 000,00
Mineralseparasjonsutstyr	» 30 000,00
Utvidelse av lokaler	» 150 000,00
	<hr/>
	Overførbar kr. 465 000,00

Bevilgning fra Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Forskningsråd:

kr. 19 493,45

Industridepartementet har dessuten av Råstoffondets midler dekket innkjøp av vitenskapelig utstyr, anskaffet under Marshallhjelpen, med kr. 19 428,97.

Bevilgningen fra Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Forskningsråd er gått til dekning av lønn til pensj. statsgeolog dr. philos. Gunnar Holmsen og laboratorieingeniør Brynjolf Bruun i tiden 1. juli 1951—30. juni 1952.

Geologisk kartlegging.

Den geologiske kartleggingen ved N. G. U. utføres dels som ledd i det systematiske arbeid med utgivelsen av geologiske kart i målestokk 1 : 100 000 eller 1 : 250 000, dels som undersøkelser av spesielle geologiske formasjoner. Kartverket i målestokken 1 : 100 000 (rektangel- og gradteigsbladene) er kombinerte berggrunns- og løsavleiringskart, mens de kart som N. G. U. for tiden utgir i 1 : 250 000 (landgeneralkart) danner et spesielt kartverk over de løse avleiringer. I enkelte områder gjøres kartleggingen samtidig for begge kartverkene.

I 1952 har N. G. U. gjort geologisk kartlegging innen følgende *rektangel- og gradteigskart*:

Arendal (Aust-Agder) ved direktør dr. Carl Bugge.

Kragerø (Telemark og Vestfold). Konservator Gunnar Henningsmoen har foretatt en justering av den del av kartet som om-

fatter de kambro-siluriske bergartene (ved Langesunds-fjorden) og statsgeolog dr. Chr. Oftedahl har justert den del som inneholder de permiske eruptivbergartene (mellom Langesunds-fjorden og Larviksfjorden). Statsgeolog Rolf Selmer-Olsen har påbegynt kartlegging av de løse jordlag.

Lifjell (Telemark) ved cand. mag. Thor Siggerud.

Kviteseid (Telemark) ved cand. mag. Sverre Svinndal.

Haugesund og Vikedal (Rogaland og Hordaland) ved cand. real. Ruth Clementine Sørbye.

Stor-Elvdal og Ytre Rendal (Hedmark). Statsgeologene Per Holmsen og dr. Chr. Oftedahl har fullført kartleggingen av disse to kartblad.

Vinstra og Fron (Oppland) ved bergingeniør Brynjulf Dietrichson. Melding om enkelte resultater trykkes i N. G. U.'s årbok 1952: B. Dietrichson: »Pseudo-tachylitter i den kaledonske skyvesone i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen.«

Oppdal (Sør-Trøndelag, Møre og Romsdal) ved statsgeolog Per Holmsen.

Hattfjelldal og Børgefjell (Nordland) under ledelse av statsgeolog dr. Trygve Strand. Som medarbeider deltok statsgeolog Johannes Færden og som assistent stud. real. Håkon Lien. En foreløpig meddelelse om de resultater som foreligger hittil trykkes i N. G. U.'s årbok 1952: »Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland« av T. Strand.

Måleselv (Troms). Konservator Kåre Landmark har fullført kartleggingen av dette kartblad.

Statsgeologene dr. Trygve Strand og dr. Chr. Oftedahl har foretatt reiser innen kartbladene *Namsvandet*, *Trones* og *Tunnsjø* (Nord-Trøndelag). Disse reiser var første ledd i arbeidet med å få tilstrekkelig kjennskap til Grongfeltets geologi for å kunne bearbeide statsgeolog Steinar Foslies etterlatte materiale og utgi hans karter med beskrivelse.

Arbeidet med *kvartærgeologisk kartverk i målestokk 1 : 250 000* har foregått innen kartbladene *Østerdalen* og *Røros* under ledelse av pensj. statsgeolog dr. Gunnar Holmsen, assistert av lektorene Andreas Samuelsen, Morten Sivertsen, Knut Århus og cand. real. Fridtjov Moldekleiv.

Undersøkelser av spesielle formasjoner.

Statsgeolog dr. Chr. Oftung har foretatt undersøkelser av permiske eruptivbergarter i den sørlige del av Vestfold med henblikk på beskrivelse av deres generelle petrografi.

Statsgeolog Steinar Skjeseth har foretatt geologisk kartlegging i forbindelse med stratigrafisk-tektoniske undersøkelser i kambro-siluroområdet og sparagmittområdet ved Mjøsa.

Statsgeolog Tore Gjelsvik har foretatt en regional-geologisk undersøkelse av fjellstrøkene omkring Valldal og Tafjord i Sunnmøre.

Professor dr. Thorolf Vogt har foretatt undersøkelser i sparagmittavdelingen på Ringsaker ved Mjøsa.

Cand. real. Bjørn Andersen har foretatt kartlegging av morener i Møre og Romsdal, og ra-tidens morener i Ryfylke og på Sørlandet.

Undersøkelser av malmer og andre nyttbare mineraler, bergarter og løse avleiringer.

Etter anmodning fra Industridepartementet er N. G. U.'s undersøkelser etter malm m. v. utvidet og vesentlig henlagt til Nord-Norge. Seks av statsgeologene har sommeren 1952 arbeidet i Nord-Norge med praktisk-geologiske oppgaver. Undersøkelserprogrammet i Nord-Norge var imidlertid så stort at N. G. U. ikke ville kunne ha påtatt seg å gjennomføre det ved siden av institusjonens øvrige oppgaver dersom ikke staben var blitt supplert midlertidig med andre geologer. Samtlige 4 vitenskapelige funksjonærer ved Universitetets mineralogisk-geologiske museum stilte seg til rådighet for N. G. U.'s malmundersøkelser, nemlig professor dr. Tom. Barth, førstekonservator dr. Henrich Neumann, konservator Johannes Dons og dansk

statsborger, midl. vit. assistent Henning Sørensen. Ennvidere deltok vikarierende statsgeolog, engelsk statsborger Peter Padget i malmundersøkelsene i Nord-Norge. 4 geologistuderende var engasjert som assistenter.

Værforholdene i Nord-Norge sommeren 1952 var usedvanlig slette og bød på alvorlige hindringer for arbeidet. Allikevel nådde man med hensyn til undersøkelser i marken lenger enn man på forhånd torde regne med.

Oversikten nedenfor gjelder såvel Sør- som Nord-Norge.

Jernmalm.

Statsgeolog Arth. O. Poulsen har foretatt en befaring av en forekomst av jernglans ved *Springkollen* i Sauherad (ved Øysteinstul st., Telemark), og av en forekomst av jernsand (titanholdig magnetitt) i *Kvalvik* på Moskenesøya i Lofoten.

Svovelkis, kopperkis, koppermalm, magnetkis.

I 1950 ble det av N. G. U. utført undersøkelser ved *Bukkhammergruven* og *Skargruven* (kartbladet Haltdalen) i forbindelse med geofysiske målinger som ble utført av Geofysisk Malmleting. N. G. U. mottok i april 1952 rapport for de geofysiske målingene. Etter oppdrag fra N. G. U. foretok direktør Carl Bugge befaring av områdene sommeren 1952. Befaringen ble gjort sammen med geofysiker Singsås fra Geofysisk Malmleting. Direktør Bugge konkluderer i sin rapport med at det ved *Bukkhammergruven* foreligger gode grunner for videre undersøkelser ved diamantboringer og eventuelt sprengningsarbeider, mens det ved *Skargruven* ikke foreligger grunnlag for videre arbeid.

Statsgeolog Arth. O. Poulsen har sammen med første-konservator dr. Henrich Neumann foretatt en befaring av kopperforekomstene ved *Strømsfjellet* (Salsfjellet) i Kvæfjord (Troms).

Undersøkelser ble påbegynt omkring de gamle gruver i *Birtavarre*, Kåfjord i Lyngen (Troms). Malmen består av magnetkis med kopperkis og til dels sinkblende. Undersøkelsene har bestått i detaljert stratigrafisk-tektonisk kartlegging samt petrografiske undersøkelser av selve malmforekomstene. Orienterende undersøkelser er også gjort nordover over Reisadalen og Mosko-

dalen mot Vaddas-området sørligste del. Arbeidet har vært ledet av statsgeolog Tore Gjelsvik med vikarierende statsgeolog Peter Padget og konservator Johannes Dons som medarbeidere og stud. real. Fredrik Hagemann som assistent. En foreløpig meddelelse om resultatene av sommerens undersøkelser trykkes i N. G. U.'s årbok: T. Gjelsvik: »Kort beretning om N. G. U.'s ekspedisjon til Birtavarre gruvefelt, Troms, 1952.«

Bly- og sinkmalm.

Undersøkelsene ved *Skratås gruve* i Egge (Nord-Trøndelag) som ble påbegynt av N. G. U. i 1950 og fortsatt i 1951 i samarbeide med Geofysisk Malmleting ble avsluttet våren 1952 under ledelse av statsgeolog Johs. Færden. Rapport er sendt til Industridepartementet.

Som en fortsettelse av de undersøkelser som ble påbegynt ved *Mikkelfjord i Susendalen* (kartbladet Hattfjelldal i Nordland) i 1950 og fortsatt i 1951, ble det i 1952 foretatt rekognoserende diamantboringer under ledelse av statsgeolog Johs. Færden. Resultatet var negativt. Det viste seg at de elektriske indikasjoner skyldtes tynne lag av kisimpregnasjoner uten praktisk betydning. Det må dermed betraktes som definitivt avgjort at fortsatte malmundersøkelser ved Mikkelfjord i Susendalen ikke har noen hensikt. Rapport for de utførte undersøkelser er blitt sendt til Industridepartementet. En beskrivelse av forekomstene og deres mineralinnhold trykkes i N. G. U.'s årbok: Johs. Færden: »Sink- og blyforekomstene ved Mikkelfjord, Hattfjelldal i Nordland.«

Statsgeolog Johs. Færden foretok også orienterende befaringer av de gamle gruver i *Svenningdal* (kartbladet Hattfjelldal) for å undersøke mulighetene av å foreta en geologisk kartlegging av hele gruen. En finner imidlertid at fortsatt arbeid der må utstå inntil videre. En befaring av *Stavassdalen* bly-sinkforekomst i nærheten ble også foretatt.

Nikkel.

Statsgeolog Arth. O. Poulsen foretok befaring av *Homse nikkelgruver* ved Ognå (Rogaland).

Molybden.

Statsgeolog Arth. O. Poulsen foretok befaring av *Jødestøl molybdengruve* i Siradalen (Rogaland).

Kvarts.

Statsgeolog Arth. O. Poulsen har foretatt en befaring av *Nesslia kvartsfelt* ved Setermoen (Salangen i Troms).

Kalkstein.

Statsgeolog Arth. O. Poulsen har foretatt befaringer av *kalksteinsfeltet ved Tovik* (kartbladet Harstad) og *Kongsmoen kalksteinsfelt* i Nord-Trøndelag.

Feltspat og nefelinsyenitt.

Fire nefelinsyenittpegmatitt-forekomster på *Seiland* (Finnmark) ble kartlagt, oppmålt og prøvetatt. Det viser seg at mengden av nefelinsyenitt er betydelig. Arbeidet ble utført under ledelse av professor dr. Tom. Barth med realstudentene Jens Hysingjord og Fredrik Wolff som assistenter.

Hvorvidt nefelinsyenitten på *Seiland* vil gi et salgbart råstoff for glass og/eller porselensindustrien, vil bl. a. avhenge av om man ved oppredning kan få skilt de uønskede bestanddeler (mest biotitt) fra nefelin og albitt, og om sammensetningen av produktet kan bli tilstrekkelig homogent. Oppredningsforsøk vil etter avtale med dosent Mortensen ved N. T. H. bli gjort ved Oppredningslaboratoriet der.

Glimmer.

Professor dr. Tom. Barth har, assistert av realstudentene Jens Hysingjord og Fredrik Wolff, foretatt befaring med oppmåling av glimmerforekomster ved *Høseby*, *Ørnetind* sør for Skarvvann og *Seiness* (alle på *Seiland*), og i *Bognelvdalen* (vest for Altafjorden).

Grafitt.

N. G. U.'s grafittundersøkelser i 1952 ble ledet av konservator dr. Henrich Neumann, med statsgeolog Arth. O. Poulsen, statsgeolog Steinar Skjeseth og mag. scient. Henning Sørensen

som medarbeidere. Undersøkelsene har vesentlig vært konsentrert om Renndalsvik grafittforekomst i Meløy herred (Nordland) (Neumann, Skjeseth og Sørensen). En inngående geologisk analyse av Jennestad grafittforekomst i Sortland (Nordland) ble også gjennomført (Skjeseth). Dessuten ble det gjort kortvarige befaringer av en rekke andre grafittforekomster og prøver er tatt for nærmere studium (Neumann og Poulsen).

Undersøkelsene av *Renndalsvik grafittforekomst* gikk ut på en geologisk detalj-kartlegging med strukturundersøkelser og systematisk prøvetaking, for å bringe på det rene mengde av grafittskifer og gehalt av nyttbare bestanddeler. Det viste seg å være nødvendig å utarbeide et topografisk kart i stor målestokk (1: 1000). Sammenhengen mellom de forskjellige tidligere kjente grafittfelter i området er blitt klarlagt. Som et ledd i undersøkelsene ble foretatt elektriske målinger i området. Disse ble utført av Geofysisk Malmleting etter oppdrag fra N. G. U.

De undersøkelser som var nødvendige i marken for å planlegge drift, kan i alt vesentlig regnes som avsluttet med sommerens arbeid. En foreløpig rapport er blitt sendt til Industri-departementet. N. G. U. har ved undersøkelsene vært i kontakt med det interessentskap som planlegger å utnytte feltene: »Renndalsvik Glimmer og Grafittgruver.«

En del av de geologiske resultater blir publisert i en avhandling av S. Skjeseth og H. Sørensen i N. G. U.'s årbok 1952: »An Example of Granitization in the Central Zone of the Caledonides of Northern Norway« og i en avhandling av G. Kullerud og H. Neumann i Norsk Geol. Tidsskr.: »The Temperature of Granitization in the Renndalsvik Area, Northern Norway.«

De interesserte parter i *Jennestad grafittforekomst* — grunn-eierne og Sortland kommune — har tidligere latt utføre elektriske målinger og diamantboringer. Sommerens geologiske arbeid brakte, sammen med de nevnte tidligere undersøkelser, en avrunding i undersøkelsene som har ført til forståelse av områdets innviklede geologiske struktur og variasjoner i grafittens kvalitet, samtidig som det muliggjorde en beregning av grafittmengdene. Den økonomiske betydning av den vestlige del av området, »Koven-feltet«, er etter sommerens undersøkelser trådt

sterkt i forgrunnen og driftsplanene konsentreres nå i første rekke om denne del av området. En foreløpig rapport om resultatene av sommerens undersøkelser er sendt til Industridepartementet.

Grus, sand og leire.

En leirforekomst ved *Håkvik* i Ankenes ved Narvik er blitt gjort til gjenstand for en omfattende undersøkelse ved statsgeolog Rolf Selmer-Olsen. Undersøkelsene er utført som oppdrag til N. G. U. fra firmaet A/S Norske Mineralprodukter, som planlegger utnyttelse av forekomsten. For å bringe på det rene leirmassenes utstrekning og dybde og variasjonene i kvalitet, har N. G. U. utført en detaljert geologisk kartlegging av leirfeltene og utført borer. De innsamlede prøver er bearbeidet i N.G.U.'s jordartslaboratorium for at leirens mineralogiske og visse fysiske og kjemiske egenskaper skal kunne bringes nærmere på det rene.

Utenom de undersøkelser og befaringer som er nevnt ovenfor har N. G. U.'s geologer under sine reiser leilighetsvis foretatt befaringer av forskjellige slags forekomster, til dels etter anmodning fra folk på stedet. N. G. U. har dessuten i årets løp besvart en rekke forespørsler og avgitt uttalelse om prøver av malm og andre bergarter og løse avleiringer som er blitt innsendt eller innlevert til N. G. U.

Direktør Sven Føyn har foretatt oversiktsreiser i Nord-Norge, hvor han har besøkt de forskjellige arbeidsfelter hvor N. G. U. har arbeid igang (Mikkelfjord i Susendalen, Renndalsvik, Jennestad, Birtavarre og Seiland) og dessuten besøkt Skorovass gruver, Gjersvik og Joma kistforekomster, Dunderlandsdalens jernmalmfelter, Sulitjelma gruver, Bjørkåsen gruver og Vaddas gruver.

Anleggsgeologi.

N. G. U. har foretatt en rekke befaringer og avgitt uttalelser av anleggsgeologisk art, vesentlig for Forsvaret i forbindelse med dets anleggsvirksomhet. Befaringene er utført av statsgeologene dr. Arne Bugge, Per Holmsen, Tore Gjelsvik, Chr. Oftedahl, Steinar Skjeseth, Arth. O. Poulsen, Rolf Selmer-Olsen og Johs. Færden.

Skredundersøkelser.

Fjellskred.

N. G. U. har i 1952 som i tidligere år mottatt en rekke henvendelser om befarings av steder som man fryktet for kunne være truet av ras. Sakene har vært behandlet av dr. Arne Bugge. Befaringer har vært foretatt ved Mjøndalen (Arne Bugge), i Tinn (konservator Johs. Dons), ved Klomstadgårdene i Kvam, Gudbrandsdalen, og ved gården Stavem, Verma i Romsdalen (de to sistnevnte ved Per Holmsen).

Etter at Norges geotekniske institutt nå er blitt opprettet og kommet i drift, er det meningen at skredforskningen etter hvert skal overtas av dette institutt. I den nåværende overgangsperiode har N. G. U. foretatt befarings av steder hvor rasfaren synes å kreve en undersøkelse straks, mens oppgaver av mer langsiktig art er blitt oversendt til Geoteknisk institutt gjennom Landbruksdepartementet (Naturskademidlene).

Etter anmodning til N. G. U. fra Vegvesenet har statsgeolog Per Holmsen foretatt en undersøkelse av undervannsskredet i Kongsmo, Nord-Trøndelag, og statsgeolog Rolf Selmer-Olsen har foretatt en befarings av leirras ved den sørlandske hovedvei.

Boring etter vann. Vannboringsarkiv.

Dypboring i fjell etter vann er i de senere år blitt mer og mer alminnelig. Om boringen skal bli vellykket eller ikke, avhenger i høy grad av de geologiske forhold.

Statsgeologene Per Holmsen og Steinar Skjeseth har foretatt en rekke befarings vedrørende dypboring etter vann, dels for å gi råd og anvisning av borplasser, dels for å samle inn materiale over tidligere utførte vannborings. Befaringene har vært foretatt såvel for stats- og kommunale institusjoner og anlegg som for private. Statsgeolog Per Holmsen har fortsatt arbeidet med utbyggingen av vannboringsarkivet.

I N.G.U.'s årbok 1952 trykkes Meddelelse fra Vannboringsarkivet nr. 1. »Orientering om arkivets arbeidsgrunnlag. Om

samarbeide med boringsfirmaer. Den viktigste fennoskandiske faglitteratur« av Per Holmsen, og Meddelelse fra Vannboringsarkivet nr. 2. »Vannboringer utført i traktene omkring Mjøsa og Randsfjordens nordende 1950—52« av S. Skjeseth.

Lokaler.

N. G. U. hadde før krigen lokaler i Kronprinsensgt. 6, 8 og 10. Etter bombingene i 1942 måtte institusjonen flytte derfra og fikk da midlertidig administrasjonskontorer i Wergelandsveien 2 (Grotten), med en del kontor- og lagerplass i kjelleretasjen i St. Olavsgt. 35.

I 1946 flyttet N. G. U. til Klingenberggt. 7. I 1947 måtte institusjonen igjen flytte og ble anvist lokaler i Josefinesgt. 34, hvor den nå holder til.

Josefinesgt. 34 består av en to etasjes murbygning med en sidebygning. Det samlede gulvareal er ca. 500 m² netto. Lokalene er lite hensiktsmessige. Fra 1. september 1952 har N. G. U. enn videre fått leie laboratorieplass og 4 provisoriske kontorrom i Universitetets geologiske museum, Tøyen (ca. 200 m²). N. G. U. har forøvrig 2 små lagerrom i kjelleren i Victoria terrasse 13. En del materiell er lagret i et kjellerrom i St. Olavsgt. 35, og en del av boksamlingen er magasinert i Josefinesgt. 37. Gjennom et transportbyrå har N. G. U. leiet en del lagerplass i Kampens lagerhaller på Kampen.

Sommeren 1952 ble det gjennomført en del ominnredningsarbeid og oppussingsarbeid i Josefinesgt. 34, slik at gulvplassen ble ennå bedre utnyttet enn tidligere.

Leiekontrakten for lokalene i Josefinesgt. 34 utløper 1. juli 1957, og for lokalene i Geologisk museum 1. september 1957.

Bibliotek.

Biblioteket inneholder ca. 31 000 bind. Tilvekst i 1952 er ca. 1000.

Etter ominnredningen av lokalene i Josefinesgt. 34 er et tidsskriftrom blitt ferdig og tatt i bruk. En del mindre kurant

litteratur er blitt magasinert i det rom som N. G. U. har leiet i Josefinesgt. 37. Plassforholdene for biblioteket er allikevel kummerlige.

Som bibliotekar har fungert statsgeolog Arth. O. Poulsen.

Bergarkiv.

I det forløpne år har N. G. U. mottatt en rekke rapport-samlinger til Bergarkivet. Således har en fått bergingeniør H. H. Smiths store samling av rapporter og kart, samlet under et ca. 50-årig konsulentvirke her i landet. Dessverre har tiden ikke tillatt en registrering av hele materialet. En har dessuten mottatt avdøde statsgeolog Steinar Foslies meget verdifulle rapport-samling. Fra Trondheimske bergdistrikt har N. G. U. mottatt en rekke eldre og yngre rapporter. En arbeider forøvrig med en innbygning av rapporter (og kart) med Trondheimske berg-distrikt, således at N. G. U. får overlatt bergdistriktets dubletter og kopierer de rapporter som N. G. U. mangler i sine samlinger, mot at de til gjengjeld får N. G. U.'s overflødige materiale og anledning til å kopiere det materiale som de måtte ønske. Bergarkivet hadde et lignende arrangement med Nordlandske berg-distrikt i årene 1950 og 1951. I årets løp har en fått registrert hovedmengden av den rapportsamling som Kristiansand Nikkel-raffineringsverk (Evje nikkelgruber) i 1951 forærte Bergarkivet.

For å skaffe bedre plass og også av sikkerhetshensyn, har en i høst fortsatt arbeidet med registrering og nedpakking av dubletter for å sende dem til grubene på Kongsberg, hvor N.G.U. har fått overlatt et lagerrom i Hans Sachsensgruber. Det dreier seg i denne omgang om ca. 300 rapporter.

Bergarkivet inneholder nå ca. 1970 rapporter.

Tilveksten i årets løp var 388. Tilveksten av karter og tracinger er ikke registrert av mangel på tid og arbeidshjelp.

Bergarkivar er statsgeolog Arth. O. Poulsen.

Laboratorier.

N. G. U.'s kjemiske laboratorium flyttet i august fra 3. etasje i Geologisk museum til 4. etasje hvor et nyinnredet laboratorium var blitt frigjort da Statens råstofflaboratorium flyttet til Trond-

heim. N. G. U. disponerer foruten laboratorierommet et innenforliggende rom for forskjellig apparatur. Gjennomgangsrommet utenfor laboratoriet er oppusset og innredet til veierom. I kjelleretasjen har N. G. U. et rom for knuse- og mølle-utstyr og et arbeidsrom for preparering av analyse-prøver. Laboratoriet har kontor i 1. etasje i museet.

Av nyanskaffelser i 1952 skal nevnes: Morgårdshammers laboratorie-tygger og laboratorie-pulverisator. Mettler analysevekt. Perkin-Elmer flammefotometer.

Det er foretatt undersøkelse av ca. 60 prøver, hvorav 17 fullstendige silikat-analyser.

I mangel av eget optisk-spektrografisk laboratorium har N. G. U. gjort en avtale med Sentralinstitutt for industriell forskning på Blindern om å få utført optisk-spektrografiske analyser der. Som et ledd i dette samarbeid har N. G. U. stilt til rådighet for S. I. et mikrofotometer (anskaffet 1952) til kvantitative bestemmelser av kjemiske forbindelser.

I *jordartslaboratoriet* (i kjelleren i N. G. U.'s hovedbygning i Josefinesgt. 34) har statsgeolog Rolf Selmer-Olsen i årets første halvår fortsatt arbeidet med analyse av norske jordarters korngradering og plastiske forhold. Annet halvår har laboratoriearbeidet vesentlig omfattet analyser i forbindelse med undersøkelsen av leireforekomsten ved Håkvik.

Laboratoriet er i det forløpne år blitt utbygget noe med henblikk på leirmineralogiske undersøkelser. Der er bl. a. bygget en differensial-termisk analyseapparat.

Ansvarshavende for jordartslaboratoriet er statsgeolog Rolf Selmer-Olsen.

Publikasjoner.

I N. G. U.'s serie er i 1952 utkommet:

- Nr. 177. Chr. Oftedahl og G. Holmsen. *Øvre Rendal*. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. Med kart. 47 s.
- Nr. 181. Chr. C. Gleditsch. *Oslofjordens prekambriske områder. I. Innledende oversikt. Hurum*. Med kart. 118 s.
- Nr. 182. Chr. C. Gleditsch. *Oslofjordens prekambriske områder. II. Røyken og Håøy*. Med kart. 91 s.

- Nr. 183. *Årbok 1951*. (Innhold: Ivan Th. Rosenqvist: Kaolin fra Hurdal. Trygve Strand: Biotitt-søvitt på Stjernøy, Vest-Finnmark. Trygve Strand: Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark. W. Werenskiold: Isrand-dannelser ved Atnesjø. Direktør Sven Føyn: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1951. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 88 s.

Berggrunnskartet som skal følge N.G.U. nr. 164, Olaf Holte-dahl: *Norges geologi*, foreligger som prøvetrykk i Norges geografiske oppmåling og vil bli ferdig trykt i løpet av de første måneder av 1953. Det glacialgeologiske kart som skal følge samme verk, er under arbeid hos Emil Moestue A/S og vil foreligge trykt omtrent samtidig med berggrunnskartet. Teksten er under trykning i A. W. Brøggers boktrykkeri A/S. Hele verket ventes å bli ferdig i løpet av første halvår 1953.

Følgende geologiske manuskriptkart er under litografering i Norges geografiske oppmåling:

- Det geologiske gradteigskart Aurdal. Av Trygve Strand.
- Det kvartærgeologiske landgeneralkart Oppland. Av Gunnar Holmsen.
- Det kvartærgeologiske landgeneralkart Hallingdal.
Av Gunnar Holmsen.
- Det geologiske rektangelkart Namsvandet. Av Steinar Foslie.

I andre tidsskrifter er det i 1952 trykt 12 avhandlinger eller artikler av medlemmer av N. G. U.'s stab:

1. Olaf Anton Broch: Narrative of a Rock Fragment. Norsk geol. tidsskr., bd. 30, s. 183—184.
2. Olaf Anton Broch: Note on a Fault Breccia in Hallingdal, Norway, together with Some General Remarks on the Fracturing of the Earth's Crust. Norsk geol. tidsskr., bd. 30, s. 185—189.
3. Johs. Færden: Porsangerfeltets koppermalmforekomster. Tidsskr. f. Kjemi, bergv. og Metallurgi, nr. 1, 1952, s. 16—18.
4. Tore Gjelsvik: Metamorphosed Dolerites in the Gneiss Area

- of Sunnmøre on the West Coast of Southern Norway. Norsk geol. tidsskr., bd. 30, s. 33—134.
5. Chr. Oftedahl: On »Apoanalcite« and Hydronephelite. Norsk geol. tidsskr., bd. 30, s. 1—4.
 6. Chr. Oftedahl: Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region XII. The Lavas. Det Norske Vidensk. Akad., Oslo, 1952.
 7. Arth. O. Poulsen: The Iron-ore Resources of Norway. Utg. ved: Symposium sur le fer. Congrès Géologique International. Dix-neuvième session — Alger 1952.
 8. Arth. O. Poulsen: Fra en studietur i Canada sommeren 1951. Tidsskr. f. Kjemi, Bergverk og Metallurgi, nr. 5, 1952, s. 81—83.
 9. Arth. O. Poulsen: Extraction, Refining and Use of Mica and Nepheline and Benefication of Manganese Ores. Tidsskr. f. Kjemi, Bergv. og Metallurgi, 1952, nr. 2, s. 31—36.
 10. R. Selmer-Olsen: Geografisk fordeling av jordarter egnet til jordhus. Tekn. Ukebl., nr. 47, 1952, s. 954.
 11. Steinar Skjeseth: On the Lower Didymograptus Zone (3 b) at Ringsaker, and Contemporaneous Deposits in Scandinavia. Norsk geol. tidsskr., bd. 30, s. 210—212.

Av artikler som har spesiell tilknytning til N. G. U. foreligger ennvidere:

- Carl Bugge: Statsgeolog Steinar Foslie. Norsk geol. tidsskr. bd. 30, s. 190—194.
- Rolf Falck-Muus: Steinar Foslies yrke i trykk og skrift. Norsk geol. tidsskr. bd. 30, s. 195—203.

Internasjonale geologmøter. Studiereiser i utlandet.

Professor dr. Leif Størmer representerte N. G. U. ved Den Internasjonale Geologkongress i Alger i september 1952.

Direktør Sven Føyn og statsgeologene Per Holmsen, Christoffer Oftedahl og Steinar Skjeseth deltok i november 1952 i et møte i Uppsala. Møtet var arrangert av Geologiseksjonen i Uppsala og var viet de eo-kambriske formasjoners stratigrafi og tektonikk i Norge og Sverige. Referat av de foredrag som ble holdt vil bli trykt i Geol. Fören. Stockh. Förh.

Instruks for Norges geologiske undersøkelse.

Stortinget vedtok 24. juni 1950 Industridepartementets forslag om at det skulle oppnevnes et midlertidig styre for Norges geologiske undersøkelse. Styrets medlemmer og varamenn ble oppnevnt ved kgl. resolusjon av 2. januar 1951. Industridepartementet utferdiget samtidig følgende instruks for Norges geologiske undersøkelse:

§ 1.

Norges Geologiske Undersøkelse er den sentrale institusjon for den geologiske utforskning av landet. Undersøkelsen skal sette i gang forskning, utarbeide geologiske kart og samle og bearbeide opplysninger med særlig sikte på berg- og jordartenes betydning for landets næringsliv. Som et ledd i dette arbeid skal Undersøkelsen planlegge den samlede malmprospektering som utføres for Statens regning og gi de nødvendige oppdrag til Geofysisk Malmleting og eventuelt andre institusjoner.

Undersøkelsen skal yte service for offentlige myndigheter og institusjoner for næringslivet og publikum i den grad det er forenlig med Undersøkelsens øvrige formål. Utgiftene til større undersøkelser og utredninger av denne art må dekkes av oppdragsgiverne eller ved særskilt bevilgning. Resultatene av sin virksomhet skal Undersøkelsen offentliggjøre i form av geologiske kart, meddelelser og avhandlinger. Opplysninger som kan tenkes å skade landets interesser er dog unntatt. Undersøkelsen skal på eget initiativ gi orienteringer til myndighetene og næringslivet om resultatet av sitt arbeid eller gi opplysninger som fremkommer under arbeidet når disse må antas å ha aktuell interesse.

Svalbard, Jan Mayen og norsk land ved Sydpolen inngår ikke i Undersøkelsens arbeidsområde.

§ 2.

Norges Geologiske Undersøkelse er en statsinstitusjon og sorterer under Det Kongelige Industri-, Håndverk- og Sjøfartsdepartement.

Undersøkelsen ledes av en direktør og et styre.

Styret består av 5 medlemmer med 2 varamenn. Styret med formann og varaformann oppnevnes av Kongen. Direktøren er selvskrevet medlem. Styrets medlemmer oppnevnes for 3 år ad gangen, dog således at første gang (1950) oppnevnes formann, 1 medlem og 1 varamann for 3 år, og varaformann, 1 medlem og 1 varamann for 2 år.

Styret holder i alminnelighet minst 6 møter pr. år. Innkallelse til styremøte skjer skriftlig ved formannen eller i hans forfall ved varaformannen. Møte skal også holdes når 2 medlemmer krever det. I innkallelsen skal nevnes de saker som skal behandles. Styret er beslutningsdyktig når minst 3 medlemmer er til stede, deriblant formannen eller varaformannen. I tilfelle av stemmelikhet er formannens stemme avgjørende. Avskrift av protokollen for styremøtene sendes medlemmene.

§ 3.

Styret skal påse at Norges Geologiske Undersøkelse arbeider i samsvar med gjeldende bestemmelser og vedtekter og gitte bevillinger.

Videre skal styret:

- påse at personale og bevillinger anvendes mest mulig effektivt,
- godkjenne arbeidsprogram,
- sende inn årsrapport og budsjettforslag til departementet,
- godkjenne avtaler og oppdrag,
- gjennomgå revisjonsprotokollen,
- innstille, henholdsvis ansette, personale i samsvar med § 5.

§ 4.

Direktøren leder Undersøkelsens daglige arbeid.

Han skal forelegge for styret forslag til årsrapport, arbeidsprogram og budsjett, innstille, henholdsvis ansette, personale i samsvar med § 5, og forøvrig forelegge til behandling alle saker som i følge sin karakter eller størrelse bør behandles av styret.

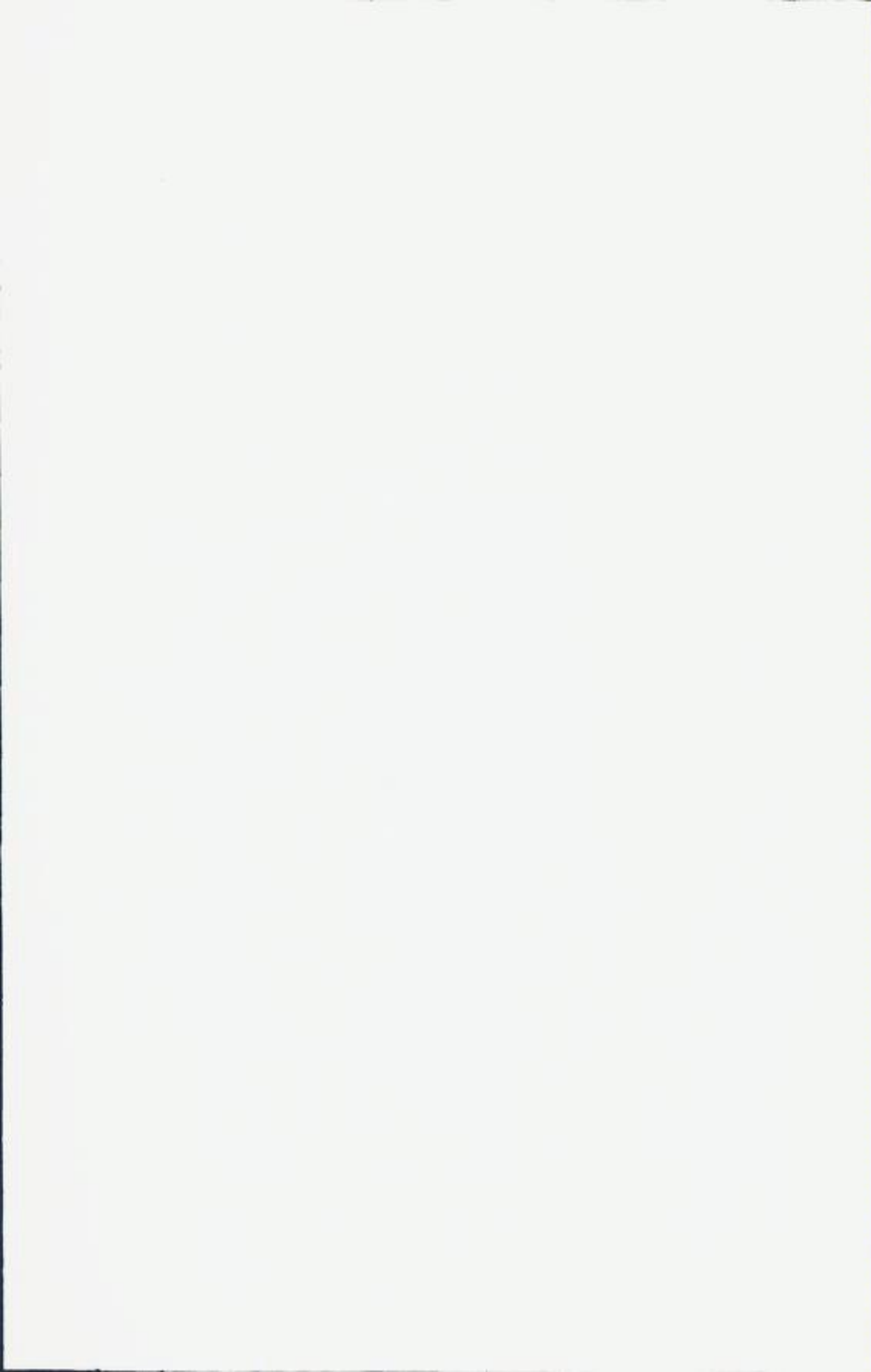
Videre skal direktøren vareta samarbeidet med landets øvrige geologiske institusjoner, og det internasjonale geologiske samarbeid.

§ 5.

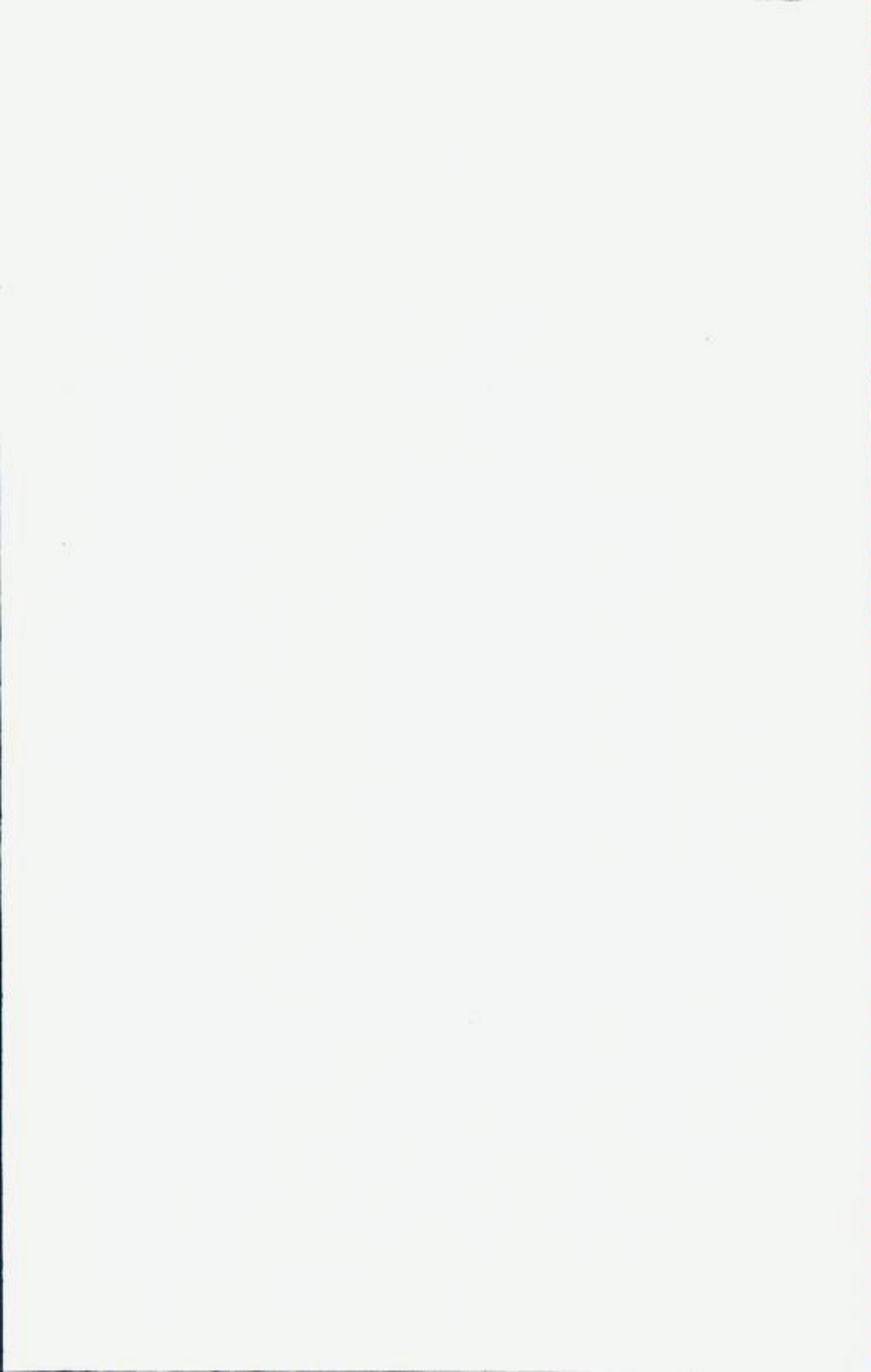
Direktøren og alle tjenestemenn som lønnes i lønnsklasse 17 og høyere, ansettes ved kgl. resolusjon. Innstilling til departementet avgis av styret.

Tjenestemenn som lønnes i lønnsklassene 10 til 16, ansettes av styret etter at direktøren har avgitt innstilling.

Annet personale ansettes av direktøren.



FORTEGNELSE OVER
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSES
PUBLIKASJONER OG KART



Norges geologiske undersøkelse

har utgitt i kommisjon hos H. Aschehoug & Co. i Oslo:

1. Aarbog for 1891 (Indhold: K. O. Bjørlykke: Graptolitførende skifere i vestre Gausdal. Th. Münster: Foreløbige meddelelser om reiser i Mjøsegnene udførte for den geologiske undersøgelse sommeren 1889. Joh. C. Andresen: En nyfunden flek af primordial i Hennungbygden, Grans prestegjæld. 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 prestegjælde i Smålenene samt om myrene paa Jæderen. J. Johnsen: Svenningdals sølvgruber. J. P. Friis: Feldspat, kvarts og glimmer, deres forekomst og anvendelse i industrien. Hans Reusch: Granitindustrien ved Idefjorden. Hans Reusch: Skuringsmærker og morænegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget ældre end »istiden«). Kr. 1,50.
2. C. H. Homan. Selbu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Selbus omraade. 1890. Kr. 1,00.
3. J. H. L. Vogt. Salten og Ranen, med særligt hensyn til de vigtigste jernmalm- og svovlkis-kobberkis-forekomster samt marmorlag. 1890. Utsolgt.
4. Hans Reusch, med bidrag af Tellef Dahll og O. A. Corneliussen. Det nordlige Norges geologi. 1891. Utsolgt.
5. G. E. Stangeland. Torvmyrer inden kartbladet Sarpsborgs omraade. Med kart. 1891. Kr. 1,00.
6. J. H. L. Vogt. Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige repræsenterede grupper af jernmalforekomster. 1892. Utsolgt.
7. J. H. L. Vogt. Nikkelforekomster og nikkelproduktion. 1892. Utsolgt.
8. G. E. Stangeland. Torvmyrer inden kartbladet Nannestads omraade. Med kart. 1892. Kr. 1,50.
9. Amund Helland. Jordbunden i Norge. 1893. Utsolgt.
10. Amund Helland. Tagskifere, heller og vekstene. 1893. Kr. 3,00.
11. W. C. Brøgger. Lagfølgen på Hardangervidda og den såkalt »højfjeldskvarts«. 1893. Kr. 2,50.
12. Carl C. Riiber. Norges granitindustri. 1893. Kr. 1,00.
13. K. O. Bjørlykke. Gausdal. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Gausdals omraade 1893. Kr. 1,00.
14. Aarbog for 1892 og 93. (Indhold: H. Reusch: Strandfladen, et nyt træk i Norges geografi. (Med kart). H. Reusch Mellem Bygdin og Bang. H. Reusch. Har der existeret store, isdæmmede indsøer paa østsiden af Langfjeldene? K. O. Bjørlykke: Højfjeldskvartsens nordøstligste udbredelse. J. P. Friis: Utvinding af feldspat og glimmer i

- Smaalenene. Amund Helland: Dybderne i nogle indsjøer i Jotunfjeldene og Thelemarken. E. Ryan: Undersøgelse af nogle torvprøver. Amund Helland: Opdyrkning af lerfaldet i Værdalen.) 1894. Kr. 2,50.
15. J. H. L. Vogt. Dunderlandsdalens jernmalmfelt i Ranen, Nordlands amt, lidt søndenfor polarkredsen. 1894. Kr. 2,00.
 16. Amund Helland. Jordbunden i Jarlsberg og Larviks amt. 1894. Kr. 3,00.
 17. J. H. L. Vogt. Nissedalens jernmalforekomst. (i Thelemarken). 1895. Kr. 1,25.
 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. Herrederne i Romsdalen og Nordmør. 1895. Utsolgt.
 20. G. E. Stangeland. Om torvmyrer i Norge og deres tilgodegjørelse. I. 1896. Utsolgt.
 21. Aarvog for 1894 og 95. (Indhold: H. Reusch. Geologisk literatur vedkommende Norge 1890—95.) 1896. Kr. 2,00.
 22. J. H. L. Vogt. Norsk marmor. Kr. 5,00.
 23. Amund Helland. Lofoten og Vesteraalen. 1897. Kr. 2,50.
 24. G. E. Stangeland. Om torvmyrer i Norge og deres tilgodegjørelse. II. 1897. Kr. 2,50.
 25. K. O. Bjørlykke. Geologisk kart med beskrivelse over Kristiania by. 1898. Kr. 2,50.
 26. K. O. Bjørlykke. Norges Geologiske Undersøgelses udstilling i Bergen 1898. Kr. 0,50.
 27. J. P. Friis. Terrænundersøgelser og jordboringer i Størdalen, Værdalen og Guldalen samt i Trondhjem i 1894, 95 og 96. 1898. Kr. 1,00.
 28. Aarvog for 1896 til 99. (Indhold: Andr. M. Hansen: Skandinaviens stigning, A. Helland: Strandlinjernes fald. Med kart. J. Rekstad: Løse afleiringer i øvre Foldalen. J. Rekstad: Om periodiske forandringer hos norske bræer. Adolf Dal: Geologiske iagttagelser omkring Varangerfjorden.) 1900. Kr. 2,00.
 29. J. H. L. Vogt. Søndre Helgeland. Morfologi. Kvartærgeologi. Svenningdalens sølvvertsgange. 1900. Kr. 2,50.
 30. Ths. Münster. Kartbladet Lillehammer. Tekst. 1900. Kr. 1,00.
 31. W. C. Brøgger. Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianafeltet. (Molluskfaunaen.) 1900—01. Kr. 10,00.
 32. Aarvog for 1900. (Indhold: 9 Avhandlinger av H. Reusch. Nogle optegnelser fra Værdalen. (Det store Værdalskred m. m.) Jordfaldet ved Mørset i Stjørdalen. Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia (Valdres). Listerlandet. Istidsgruset ved Lysefjordens munding. En forekomst af kaolin og ildfast ler ved Dydland nær Flekkefjord. Skjærgaarden ved Bergen. Oplysninger til Blakstads jordbundskart over Trondhjems omegn. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til.) 1901. Kr. 3,00.
 33. Aarvog for 1901. (Indhold: H. Reusch. Geologisk literatur vedkommende Norge 1896—1900.) 1902. Kr. 2,00.

34. Aarboeg for 1902. (Indhold: Johan Kiær: Etage 5 i Asker. Reusch, Rekstad og K. O. Bjørlykke: Fra Hardangerviddene. J. Rekstad: Iagttagelser fra bræer i Sogn og Nordfjord. J. Rekstad: Geologisk kartskisse over traktene omkring Velfjorden med beskrivelse.) 1902. Kr. 2,50.
35. O. E. Schiøtz. Den sydøstlige del af Sparagmit-kvarts-fjeldet i Norge. Med kart. 1903. Kr. 3,00.
36. Aarboeg for 1903. (Indhold: J. P. Friis: Andøens kulfelt. H. Reusch: Nogle optegnelser fra Andøen. H. Reusch: Fra det indre af Finmarken. H. Kaldhol: Suldalsfjeldene. J. Rekstad: Fra høifjeldsstrøget mellem Haukeli og Hemsedalsfjeldene. J. Rekstad: Skoggrænsens og snelinien større høide tidligere i det sydlige Norge.) 1903. Kr. 3,50.
37. Aarboeg for 1904. (Indhold: Jens Holmboe: Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordlige kyst. K. O. Bjørlykke: Om oversiluren i Brumunddalen. Andr. M. Hansen: Litt om Mjøsøkelen. J. Rekstad: Beskrivelse til kartbladet Donna. Johan Kiær: Bemærkninger om oversiluren i Brumunddalen. J. Rekstad: Fra det nordøstlige af Jotunfjeldene. Med kart. H. Reusch: Nogle notiser fra Sigdal og Eggedal. K. O. Bjørlykke: Et kort tilsvarende til dr. Kiærs bemærkninger om oversiluren i Brumunddalen.) 1904. Kr. 3,50.
38. G. E. Stangeland. Om torvmyrer i Norge og deres tilgodegjørelse. III. 1904. Kr. 2,50.
39. K. O. Bjørlykke. Det centrale Norges fjeldbygning. Med Kart. 1905. Utsolgt.
40. Hans Reusch. Voss. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Voss's omraade. 1905. Kr. 2,00.
41. W. C. Brøgger. Strandliniens beliggenhet under stenalderen i det sydøstlige Norge. 1905. Kr. 4,00.
42. A. W. Brøgger. Øxer av Nøstvettypen. Bidrag til kundskaben om ældre norsk stenalder. 1905. Kr. 2,00.
43. Aarboeg for 1905. (Indhold: K. O. Bjørlykke: Om Selsmyrene og Lesjesandene. K. O. Bjørlykke: Om ra'ernes bygning. J. H. L. Vogt: Om relationen mellem størrelsen af eruptivfelterne og størrelsen af de i eller ved samme optrædende malmudsondringer. J. Rekstad: Iagttagelser fra Folgefondens bræer. J. H. L. Vogt: Om Andøens jurafelt, navnlig om landets langsomme nedsynken under juratiden og den senere hævning samt gravforkastning. C. Bugge: Kalksten og marmor i Romsdals amt. J. Rekstad: Fra Indre Sogn.) 1905. Kr. 3,50.
44. Aarboeg for 1906. Hans Reusch. Geologisk literatur vedkommende Norge 1901—1905. 1907. Kr. 2,50.
45. Aarboeg for 1907. (Indhold: J. Rekstad: Folgefonnshalvøens geologi. C. Bugge: Bergverksdriften i Norge 1901—1905. H. Reusch: Skredet i Loen 15de januar 1905. C. Bugge: Bemærkninger om norsk stenindustri. Olaf Holtedahl: Alunskiferfeltet ved Øieren.) 1907. Kr. 3,00.
46. J. H. L. Vogt. De gamle norske jernverk. 1908. Kr. 1,50.

47. Hans Reusch. Tekst til geologisk kart over fjeldstrøkene mellem Jostedalbræen og Ringerike. Med kart. 1908. Kr. 2,50.
48. K. O. Bjørlykke. Jæderens geologi. 1908. Kr. 2,50.
49. Aarbog for 1908. (Indhold: H. Reusch: Den geologiske undersøkelses opgaver. V.M. Goldschmidt: Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsen. G. Holmsen: Geologiske iagttagelser fra Børgefjeld. J. Rekstad: Geologiske iagttagelser fra Søndhordland. K. Kaldhol: Fjeldbygningen i den nordøstlige del av Ryfylke. J. Rekstad: Bidrag til kvartærtidens historie for Nordmør.) 1909. Kr. 4,50.
50. Hans Reusch. Norges Geologi. 1910. Utsolgt.
51. J. H. L. Vogt. Norges Jernmalmforekomster 1910. Kr. 4,00.
52. A. Grimnes. Jæderens Jordbund. Beskrivelse til A. Grimnes. Kart over Jæderen 1: 50 000. 1910. Med kart. Kr. 4,00.
53. Aarbok for 1909. (Indhold: J. Rekstad: Geologiske iagttagelser fra strøket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. W. Werenskiold. Om Øst-Telemarken. V. M. Goldschmidt: Geologiske iagttagelser fra Tonsaasen i Valdres. J. Oxaal: Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgefjeld og trakterne om Namsvandene. J. Rekstad: Beskrivelse til det geologiske kart over Bindalen og Leka. Th. Vogt: Om eruptivbergartene paa Langøen i Vesteraalen.) 1910. Kr. 4,00.
54. Andr. M. Hansen. Fra Istiderne. Vest-Raet. 1910. Kr. 3,50.
55. Daniel Danielsen. Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. 1910. Kr. 2,00.
56. Carl Bugge. Rennebu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Rennebus omraade. Med kart. 1910. Kr. 3,50.
57. Aarbok for 1910. (Indhold: W. Werenskiold: Fra Numedal. A. Hoel: Okstinderne. J. Rekstad: Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjorden. H. Reusch: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen.) 1910. Kr. 3,50.
58. W. Werenskiold. Fornebolandet og Snarøen i Østre Bærum. Med kart 1911. Kr. 2,00.
59. Aarbok for 1911. (Indhold: J. Oxaal: Fra Indre Helgeland. J. Rekstad: Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord. C. W. Carstens: Geologiske iagttagelser fra Mo prestegjæld i Nordlands amt. Rolf Marstrander: Svartisen, dens geologi.) 1911. Kr. 3,50.
60. W. Werenskiold. Søndre Fron. Fjeldbygningen inden rektangelkartet. Søndre Fron omraade. Med kart. 1911. Kr. 3,50.
61. Aarbok for 1912. (Indhold: Gunnar Holmsen: Oversikt over Hatfjeldalens geologi. C. Bugge: Lagfølgen i Trondhjemsfeltet. J. Rekstad: Opdæmning i Bjellaadalen ved Istidens slutning. J. Rekstad: Fra øerne utenfor Saltenfjord. J. Rekstad: En mytilus-fauna under morænemasser i Smaalenene. J. Oxaal: Norges eksport av sten i aarene 1870—1911 samt forsøk til en statistikk over det indenlandske forbruk av huggen sten.) 1913. Kr. 3,50.
62. J. Rekstad. Bidrag til Nordre Helgelands geologi. Med kart. 1912. Kr. 3,00.

63. Olaf Holtedah. Kalkstenforekomster i Kristianiefeltet. 1912. Kr. 2,50.
64. Hans Reusch. Tekst til geologisk oversiktskart over Søndhordland og Ryfylke. Med kart. 1913. Kr. 2,50.
65. K. O. Bjørlykke. Norges Kvartærgeologi. 1913. Utsolgt.
66. W. Werenskiold. Tekst til geologisk kart over strøkene mellom Sætersdalen og Ringerike. Med kart. 1912. Kr. 2,50.
67. J. Rekstad. Fjeldstrøket mellom Saltdalen og Dunderlandsdalen. Med kart. 1913. Kr. 2,50.
68. Aarbok for 1913. (Indhold: J. Oxaal: Den hvite granit i Sogn. O. E. Schiøtz: Om isskillet i trakten omkring Fæmund. H. Reusch: Fra Trysil. S. Foslie: Ramsøy titanmalmfelt i Solør og dets differentiationsprosesser.) 1914. Kr. 3,00.
69. Aarbok for 1914. (Indhold: J. Rekstad: Fjeldstrøket mellom Lyster og Bøverdalen. J. Oxaal: Kalkstenshuler i Ranen. J. Rekstad: Kalksten fra Nordland. H. Reusch: Nogen bidrag til Hitterens og Smølen geologi. O. Holtedah: Fossiler fra Smølen.) 1914. Kr. 3,00.
70. Fem avhandlinger, skrevne i anledning Norges Jubileumsutstilling 1914. (Indhold: H. Reusch: Norges Geologiske Undersøkelse. W. Werenskiold: Tekst til geologiske oversiktskart over det sydlige Norge. Th. Vogt: Geologisk beskrivelse til kart over Nordland. J. H. L. Vogt: Norges Bergverksdrift. J. Oxaal: Den norske stenindustri.) 1914. Kr. 1,00.
71. Carl Fred. Kolderup. Egersund Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersunds omraade. Med kart. 1914. Kr. 3,50.
72. J. H. L. Vogt. Gronggruberne og Nordlandsbanen. 1915. Kr. 2,00.
73. Gunnar Holmsen. Bræddæmte sjøer i Nordre Østerdalen. Med kart. 1915. Kr. 4,00.
74. Gunnar Holmsen. Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen-Fæmunds-strøket. Med kart. 1915. Kr. 2,50.
75. Aarbok for 1915. (Indhold: O. Holtedah: lagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. O. Holtedah: Nogen foreløbige meddelelser fra en reise i Alten i Finmarken. J. Rekstad: Kvartær tidsregning. Terrassen ved Moen i Øvre Aardal, Sogn. H. Reusch: Det formodede littorinasenkning i Norge. J. Rekstad: Helgelands ytre kystrand. J. H. L. Vogt: Om manganrik sjøalm i Storsjøen, Nordre Odalen.) 1915. Kr. 4,00.
76. John Oxaal. Norsk Granit. 1916. Kr. 4,00.
77. V. M. Goldschmidt. Konglomeratene inden høifjeldskvartsen. 1916. Kr. 2,00.
78. J. Holmgren. Naturstenens anvendelse i husbygningen i Skotland. 1916. Kr. 1,50.
79. Aarbok for 1916. (Indhold: G. Holmsen: Rendalens bræsjøer. G. Holmsen: Sørfolden-Riksgrænsen. Med kart. J. Rekstad: Kyststrøket

- mellem Bodø og Folden. H. Reusch: Litt om Jutulhugget.) 1917. Kr. 3,50.
80. J. Rekstad. Vega. Beskrivelse til det geologiske generalkart. Med kart. 1917. Kr. 6,00.
81. Aarbok for 1917. (Indhold: H. Reusch: Nogen bemerkninger i anledning av seterne i Østerdalen. O. Holtedahl: Kalkstensforekomster paa Sørlandet. G. Holmsen: Sulitjelmatrakten. Med kart. J. Rekstad: Fjeldstrøket Fauske—Junkerdalen.) 1917. Kr. 3,50.
82. Carl Bugge. Kongsbergfeltets Geologi. Med kart og plancher. 1917. Kr. 12,00.
83. Årbok for 1918 og 19. (Indhold: G. Holmsen: Gudbrandsdalens bråsjø. C. W. Carstens: Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. H. Reusch: Nogen kvartærgeologiske iagttagelser fra det Romsdalske. J. Rekstad: Geologiske iagttagelser fra strekningen Folla—Tystjord. Med kart. G. Holmsen: Nordfollas omgivelser.) 1919. Kr. 3,50.
84. Olaf Holtedahl. Bidrag til Finmarkens Geologi. 1918. Kr. 4,00.
85. J. H. L. Vogt. Jernmalm og Jernverk. Særlig om elektrisk jernmalmsmelting. 1918. Utsolgt.
86. John Oxaal. Dunderlandsdalen. Fjeldbygningen inden gradavdelingskartet Dunderlandsdalens omraade. Med kart. 1919. Kr. 3,50.
87. Årbok for 1920 og 21. (Indhold: O. Holtedahl: Kalksten og dolomit i de østlandske dalfører. Arne Bugge: Nikkelgruber i Bamle. S. Foslie: Raana noritfelt. Differentiation ved »squeezing«. J. Rekstad: Et fund av skjellførende leir i Lørenskog. R. Falck-Muus: Brynestensindustrien i Telemarken. H. Reusch: Efterhøst. A. L. Rosenlund: Fæø grube.) 1922. Kr. 5,00.
88. J. Rekstad. Eidsberg. De geologiske forhold innen rektangelkartet Eidsbergs område. Med kart. 1921. Kr. 3,50.
89. Olaf Holtedahl. Engerdalen. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Engerdalens omraade. Med kart. 1921. Kr. 3,50.
90. Gunnar Holmsen. Tormyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland. 1922. Kr. 6,00.
91. J. Rekstad. Kvartære avleiringer i Ostfold. 1922. Kr. 1,00.
92. J. Rekstad. Grunnvatnet. 1922. Kr. 1,00.
93. J. H. L. Vogt. Tryktunneller og geologi. Med et avsnit: Spændinger i fjeldet ved tryktunneller, av Fredrik Vogt. 1922. Kr. 2,00.
94. Ole T. Grønlie. Strandlinjer, moræner og skjælføremster i den sydlige del av Troms fylke. 1922. Kr. 1,00.
95. Arne Bugge. Et forsøk paa inndeling av det syd-norske grundfjeld. 1922. Kr. 0,75.
96. J. Rekstad. Norges hevning efter istiden. Med kart. 1922. Kr. 1,25.
97. Olaf Holtedahl og Jakob Schetelig. Kartbladet Gran. Med kart. 1923. Kr. 3,50.
98. Årbok for 1922. (Indhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes innberetninger.) 1923. Kr. 2,00.

99. Gunnar Holmsen. Vore myrers plantedække og torvarter. Med kart. 1923. Kr. 5,00.
100. J. Rekestad. Hans Reusch. Nekrolog og bibliografi. 1923. Kr. 1,00.
101. Olaf Andersen. Ildfaste oksyders fysikalske kemi. Oversikt over nyere præcisionsundersøkelser. Statens Råstofkomite. Publ. nr. 1. 1922. Kr. 1,50.
102. Olaf Høltedahl og Olaf Andersen. Om norske dolomiter med bemerkninger om den praktiske anvendelse av dolomit. S. R. K. Publ. nr. 2. 1922. Kr. 1,00.
103. Olaf Andersen. En forekomst av ren kvarts i Krødsherred. S. R. K. Publ. nr. 3. 1922. Kr. 0,75.
104. J. Bull. Elektrisk Metalsmeltning. Forsøk og undersøkelser utført ved Marinens Torpedo- og Minefabrik i samarbeide med Statens Råstofkomite. S. R. K. Publ. nr. 4. 1922. Kr. 0,75.
105. Thv. Lindeman. Torv. S. R. K. Publ. nr. 5. 1922. Kr. 0,75.
106. Carl Bugge og Steinar Foslie. Norsk arsenmalm og arsenikfremstilling. S. R. K. Publ. nr. 6. 1922. Kr. 1,00.
107. V. M. Goldschmidt. Om fremstilling av bariumlegeringer. S. R. K. Publ. nr. 7. 1922. Kr. 1,00.
108. V. M. Goldschmidt og E. Johnson. Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. S. R. K. Publ. nr. 8. 1922. Kr. 2,00.
109. Erling Johnson. Om tilgodegjørelse av kalifeltspatens kali-indhold. S. R. K. Publ. nr. 9. 1922. Kr. 2,00.
110. Carl Bugge. Statens apatitdrift i rationerinstiden. S. R. K. Publ. nr. 10. 1922. Kr. 1,00.
111. J. Gram. Undersøkelser over bituminøse kul fra Spitsbergen og Andøen. S. R. K. Publ. nr. 11. 1922. Kr. 1,00.
112. J. Gram. Den kemiske sammensætning av Spitsbergen-Bjørnøykul. S. R. K. Publ. nr. 12. 1923. Kr. 1,00.
113. Andreas Rødland. Oljefremstilling av Kings Bay-kul og kul og skifer fra Andøen. S. R. K. Publ. nr. 13. 1924. Kr. 1,00.
114. B. Hansteen Cranner. Om vegetationsforsøk med glimmermineralerne biotit og sericit som kalikilde. S. R. K. Publ. nr. 14. 1922. Kr. 1,50.
115. J. v. Krogh. Undersøkelser over norske lerer. I. S. R. K. Publ. nr. 15. Kr. 1,00.
116. Brynjulf Dietrichson. Undersøkelser over norske lerer. II. S. R. K. Publ. nr. 16. 1923. Kr. 2,00.
117. W. Guertler. Kort oversikt over kobberets indflydelse paa jern og staa. Forkortet og bearbeidet av J. Bull. 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 Raastofkomite. S. R. K. Publ. nr. 18. 1923. Kr. 1,00.
119. J.v.Krogh. Undersøkelser over norske lerer. III. S. R. K. Publ. nr. 19. 1923. Kr. 1,75.

120. Brynjulf Dietrichson. Undersøkelser over norske lærer. IV. S. R. K. Publ. nr. 20. 1924. Kr. 2,00.
121. Thorolf Vogt. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. Med kart. 1927. Kr. 14,00.
122. Årbok for 1923. (Indhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes årsberetninger.) 1924. Kr. 2,00.
123. Gunnar Holmsen. Hvordan Norges jord blev til. 1924. Utsolgt.
124. J. Rekstad. Hatfjelldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. Med kart. 1924. Kr. 6,00.
125. J. Rekstad. Træna. Beskrivelse til det geologiske generalkart. Med kart. 1925. Kr. 6,00.
126. Steinar Foslie. Syd-Norges gruber og malmforekomster. Med kart. i planformat. 1925. Kr. 5,00.
127. Steinar Foslie. Norges svovelkisforekomster. 1926. Kr. 3,00.
- 128 a. Olaf Andersen. Feltspat. I. Feltspatmineralenes egenskaper, forekomst og praktiske utnyttelse med særlig henblikk på den norske feltspatindustri. 1926. Kr. 3,00.
- 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. v. Barth. Feltspat. III. Forekomster i Iveland og Vegusdal i Aust-Agder og i flere herreder i Vest-Agder. 1931. Kr. 3,00.
129. Gunnar Aasgaard. Gruber og skjerp i kistraget Øvre Guldal-Tydal. 1927. Kr. 4,00.
130. Arne Bugge. En forkastning i det syd-norske grunnfjell. 1928. Kr. 3,00.
131. J.C. Torgersen. Sink- og blyforekomster på Helgeland. 1928. Kr. 2,00.
132. Gunnar Holmsen. Lerfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. 1929. Kr. 1,50.
133. Årbok for femårsperioden 1924—28. (Indhold: 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. Med kart. 1929. Kr. 6,00.
135. Gunnar Holmsen. Grundvandet i vore leravsetninger. 1930. Kr. 3,00.
136. Gunnar Holmsen. Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart. Med kart. 1932. Kr. 6,00.
137. Steinar Foslie og Mimi Johnson Høst. Platina i sulfidisk nikkelmalm. 1932. Kr. 2,50.
138. W. C. Brøgger. Essexitrekkenes erupsjoner. Den eldste vulkanske virksomhet i Oslofeltet. 1933. Kr. 3,00.
139. W. C. Brøgger. Om rombeporfyrgangene og de dem ledsagende forkastninger i Oslofeltet. 1933. Kr. 1,50.

140. Gunnar Holmsen. Lerfall i årene 1930—32. 1934. Kr. 1,50.
141. Olaf Anton Broch. Feltspat. IV. Forekomster i Akershus og Østfold øst for Glomma. 1934. Kr. 3,00.
142. J. C. Torgersen. Sink- og blyforekomster i det nordlige Norge. 1935. Kr. 2,00.
143. Arne Bugge. Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskarter F. 35 Ø. og F. 35 V. De løse avleiringer ved A. Samuelsen. Med kart. 1937. Kr. 6,00.
144. Gunnar Holmsen. Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. Med kart. 1935. Kr. 4,00.
145. Wolmer Marlow. Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. Med kart. 1935. Kr. 4,00.
146. Arne Bugge. Kongsberg—Bambleformasjonen. 1936. Kr. 3,00.
147. Rolf Falck-Muus. Aursunden. (Under utarbeidelse.)
148. Gunnar Holmsen. Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. Med kart. 1937. Kr. 4,00.
149. Steinar Foslie. Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart Tysfjord. Med kart. 1941. Kr. 12,00.
150. Steinar Foslie. Hellemobotn og Linnajavre. Geologisk beskrivelse til kartbladene. Med kart. 1942. Kr. 6,00.
151. Gunnar Holmsen. Våre leravsetninger som byggegrunn. 1938. Kr. 3,00.
152. Trygve Strand. Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. Med kart. 1938. Kr. 4,00.
153. Carl Bugge. Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigskarter E. 32 V. og E. 32 Ø. Med kart. 1939. Kr. 6,00.
154. Harald Bjørlykke. Feltspat. V. De sjeldne mineraler på de norske granittiske pegmatittganger 1939. Kr. 3,00.
155. Olaf Anton Broch, Fridtjov Isachsen, Orvar Isberg, Trygve Strand. Bidrag til Skudenes-sedimentenes geologi. 1940. Kr. 1,50.
156. K. O. Bjørlykke. Utsyn over Norges jord og jordsmonn. Med oversiktskarter av jordbunnsforholdene i Norge i to blader: Sør-Norge og Nord-Norge. Målestokk 1 : 2 000 000. 1940. Kr. 8,00.
157. Brit Hofseth. Geologiske undersøkelser ved Kragerø, i Holleia og Troms. Med kart. 1942. Kr. 3,00.
158. Per Holmsen. Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden. 1943. Kr. 2,50.
159. Trygve Strand. Et gneis-amfibolitt-kompleks i grunnfjellet i Valdres. 1943. Kr. 3,00.
160. Jens A. W. Bugge. Geological and petrological investigations in the Kongsberg—Bamble formation. 1943. Kr. 5,00.
161. Christoffer Oftedahl. Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. 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. 1945. Kr. 3,00.
164. Olaf Holtedahl. Norges geologi. Med 24 plansjer, derav et berggrunnskart og et glacialgeologisk kart over Norge, samt 485 tekstfigurer. Bind I—II. 1953. Kr. 70,00.
165. Gunnar Horn. Karsthuler i Nordland. 1947. Kr. 7,00.
166. Gunnar Holmsen. Lerfall og ras i årene 1933—1939. 1946. Kr. 3,00.
167. Gunnar Holmsen og Per Holmsen. Leirfall i årene 1940—1945. 1946. Kr. 4,00.
- 168 a. Tom. F.W. Barth. The nickeliferous Iveland—Evje amphibolite and its relation. Med kart. 1947. Kr. 5,00.
- 168 b. Harald Bjørlykke. Flåt Nickel Mine. Med kart. 1947. Kr. 3,00.
169. Steinar Foslie. Melkedalen grube i Ofoten. Søndre Ofotens malmforekomster. I. Med kart. 1946. Kr. 7,00.
170. Ivar Oftedal. Oversikt over Norges mineraler. 1948. Kr. 3,00.
171. Jens A.W. Bugge. Rana gruber. Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. Med kart. 1948. Kr. 12,00.
172. Harald Bjørlykke. Hosanger nikkelgruve. Med kart. 1949. Kr. 3,00.
173. Trygve Strand. On the Gneisses from a Part of the North-Western Gneiss Areas of Southern Norway. 1949. Kr. 3,00.
174. Steinar Foslie. Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jernmangan-malmer. Søndre Ofotens malmforekomster. II. Med kart. 1949. Kr. 8,00.
175. Per Holmsen og Gunnar Holmsen. Tynset. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. Med kart. 1950. Kr. 5,00.
176. Gunnar Holmsen. Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneral-kart. Med kart. 1951. Kr. 6,00.
177. Chr. Oftedal og G. Holmsen. Øvre Rendal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. Med kart. 1952. Kr. 5,00.
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. Med kart. 1951. Kr. 4,00.
180. Trygve Strand. Slidre. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. Med kart. 1951. Kr. 5,00.
181. Chr. C. Gleditsch. Oslofjordens prekambriske områder. I. Innledende oversikt. Hurum. Med kart. 1952. Kr. 9,00.
182. Chr. C. Gleditsch. Oslofjordens prekambriske områder. II. Røyken og Håøy. Med kart. 1952. Kr. 7,00.
183. Årbok 1951. (Innhold: Ivan Th. Rosenqvist: Kaolin fra Hurdal. Trygve Strand: Biotitt-søvitt på Stjernøy, Vest-Finnmark. Trygve Strand: Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark. W. Werenskiöld: Isrand-dannelser ved Atnesjø. Direktør Sven Føyn: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1951. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart.) 1952. Kr. 4,00.

184. Arbob 1952. (Innhold: Per Holmsen: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 1. En orientering om arkivets arbeidsgrunnlag. Om samarbeide med boringsfirmaene. Den viktigste fennoskandiske faglitteratur. Steinar Skjeseth: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 2. Vannboringer utført i traktene omkring Mjøsa og Randsfjorden 1950—52. Brynjulf Dietrichson: Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser. Tore Gjelsvik: Det nordvestlige gneisområde i det sydlige Norge, aldersforhold og tektonisk-stratigrafisk stilling. Per Holmsen: Et langt fremskjøvet »jotundekke« i Rendalen. Trygve Strand: The Relation between the Basal Gneiss and the Overlying Meta-Sediments in the Surnadal District. Trygve Strand: Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. Gunnar Kautsky: Et fossilfynd i Susendalen, Nordland. Johs. Færden: Sink-blyforekomstene ved Mikkelfjord, Hattfjellidal, Nordland. 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. Tom. F. W. Barth: The Layered Gabbro Series at Seiland, Northern Norway. Direktør Sven Føyn: Norges geologiske undersøkelse. Arsberetning for 1952. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1953. Kr. 10,00.

Småskrifter.

Av denne serie er utkommet:

- Nr. 1. Olaf Andersen. Norges Geologiske Undersøkelse, dens oppgaver og virksomhet. 1922. Gratis.
- » 2. Rolf Falck-Muus. Avhandlinger og karter utgit av N.G.U. Systematisk ordnet. 1922. Gratis.
- » 3. Gunnar Holmsen. Erfaringer om jordskaden ved innsjøreguleringer. 1927. Kr. 0,50.
- » 4. Gunnar Holmsen. Grunnvannbrønner. 1940. Kr. 0,50.

**Oversikt over farge trykte geologiske kart utgitt av
Norges geologiske undersøkelse.**

	Kartets tryknings- år	Forfatter	N. G. U's publ. nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kart uten beskr.
Rektangel- og gradteigskart					
Målestokk : 100 000					
Aursunden	1936	Rolf Falck-Muus			Kr. 2.90
Dunderlandsdalen	1915	John Oxaal	86	Kr. 3.50	•
Eidsberg	1919	J. Rekstad	88	• 3.50	•
Eiker	1935	Arne Bugge	143	• 6.— ¹	•
Flesberg	1935	Arne Bugge	143	• 6.— ¹	•
Foldal	1936	Wolmer Marlow	145	• 4.—	•
Gol	1939	Carl Bugge	153	• 6.— ²	•
Gran	1923	O. Holtedahl og J. Schetelig	97	• 3.50	•
Hellemobotn	1936	Steinar Foslie	150	• 6.— ³	•
Hemsedal	1939	Carl Bugge	153	• 6.— ²	•
Hønefoss	1917	W.C. Brøgger og J. Schetelig			•
Kongsberg	1926	W.C. Brøgger og J. Schetelig			•
Linnajavre	1936	Steinar Foslie	150	• 6.— ³	•
Moss	1926	W.C. Brøgger og J. Schetelig			•
Narvik	1950	Th. Vogt			•
N. Etnedal	1939	Trygve Strand	152	• 4.—	•
N. Femund	1936	G. Holmsen	144	• 4.—	•
Rennebu	1910	Carl Bugge	56	• 3.50	•
Slidre	1950	Trygve Strand	180	• 5.—	•
S. Femund	1937	G. Holmsen	148	• 4.—	•
S. Fron	1911	W. Werenskiold	60	• 3.50	•
Tynset	1950	Per og Gunnar Holmsen	175	• 5.—	•
Tysfjord	1931	Steinar Foslie	149	• 12.—	•
Tønsberg m. Larvik	1926	W.C. Brøgger og J. Schetelig			•
Voss	1905	H. Reusch	40		•
Øvre Rendal	1950	Chr. Oftedal og G. Holmsen	177	• 5.—	•

¹ Med publikasjonen følger kartene Eiker og Flesberg.

² Med publikasjonen følger kartene Gol og Hemsedal.

³ Med publikasjonen følger kartene Hellemobotn og Linnajavre.

Oversikt over fargetrykte geologiske kart utgitt av
Norges geologiske undersøkelse.

	Kartets tryknings- år	Forfatter	N. G. U's publ. nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kart uten beskr.
Landgeneralkart					
Målestokk 1 : 250 000					
Hattfjelldal	1925	J. Rekstad	124	Kr. 6.—	Kr. 4.65
Rana	1932	G. Holmsen	136	» 6.—	»
Salta	1930	J. Rekstad	134	» 6.—	»
Træna	1925	J. Rekstad	125	» 6.—	»
Vega	1917	J. Rekstad	80	» 6.—	»
Kvartærgeologisk land- generalkart Oslo	1949	G. Holmsen	176	» 6.—	»
Oversiktskart over Kristianiafeltet					
Målestokk 1 : 250 000					
	1923	W.C. Brøgger og J. Schetelig			Kr. 4.65
Oversiktskart					
Målestokk 1 : 1 000 000					
Berggrunnskart over Norge	1953	O. HoltedahI og J. A. Dons	164	» 70.—	» 25.—
Glacialgeologisk kart over Norge	1953	O. HoltedahI og B.G. Andersen	164	»	» 10.—

Publikasjonene og kartene selges gjennom bokhandlene. Omsetningsavgiften er inkludert i de oppgitte priser.

Følgende fargetrykte kart er utsolgt:

	Trykningsår	Forfatter
Rektangelkart		
Bergen	1880	Th. Hiortdahl, 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. Hiortdahl og M. Irgens
Kristiania	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Levanger	1880—81	Th. Kjerulf og M. Bugge
Lillehammer	1899	Ths. Münster
Melhus	1879	Th. Kjerulf, M. Bugge, C. Schulz og J. Vogt
Meraker	1883	Th. Kjerulf, M. Bugge, O. Hagen m. fl.
Nannestad	1885	J. H. L. Vogt og T. Ch. Thomassen
Nannestad	1919	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Rindal	1889	M. Bugge
Sarpsborg	1879	P. Mortensen, Th. Thomassen, J. Vogt og N. Wille
Selbu	1891	M. Bugge, K. Hauan, C. Homan og R. Reusch
Skjørn	1880—81	K. Hauan, Th. Kjerulf og M. Bugge
Stenkjær	1883	M. Bugge
Stjørdal	1880—81	Th. Kjerulf og M. Bugge
Terningen	1875—82	Hauan, Kjerulf m. fl.
Trondhjem	1879	M. Bugge
Oversiktskart		
Målestokk		
1 : 1 000 000		
Syd-Norge	1915	W. Werenskiöld
Nord-Norge	1924	Th. Vogt

Ved henvendelse til Norges geologiske undersøkelse er det høve til å studere arkivseksemplarer av de utsolgte kartene.