

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

Av

TORÉ 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. Hortedahl som for alvor reiste striden i et foredrag i Norsk geologisk forening i 1938. Hortedahl 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 Hortedahl 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 Norgeskart 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,

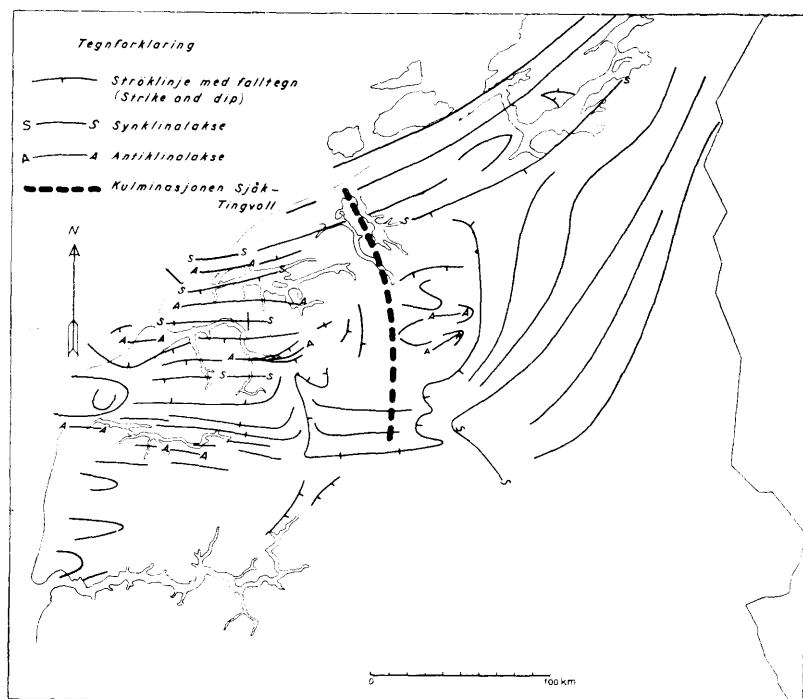


Fig. 1. Strukturkart over Trondheimsfeltet og gneisområdet.
Structural map of the Trondheim region (eastern half) and the gneiss area (western half).

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—Sognefjelltrakten 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 buone 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 Vågåvatn, 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 linjestructur 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 pre-kambrisk 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 sparagmitt 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 Surnadalsfjorden 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 sydsiden av fjordens utløp. Da jeg har funnet mange typiske grønnsteiner 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 grønnsteinen, 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 grønnsteinen og gneisen i Romsdalsfjorden. Langs Samsfjorden, fra grønnsteinen ytterst og inn-

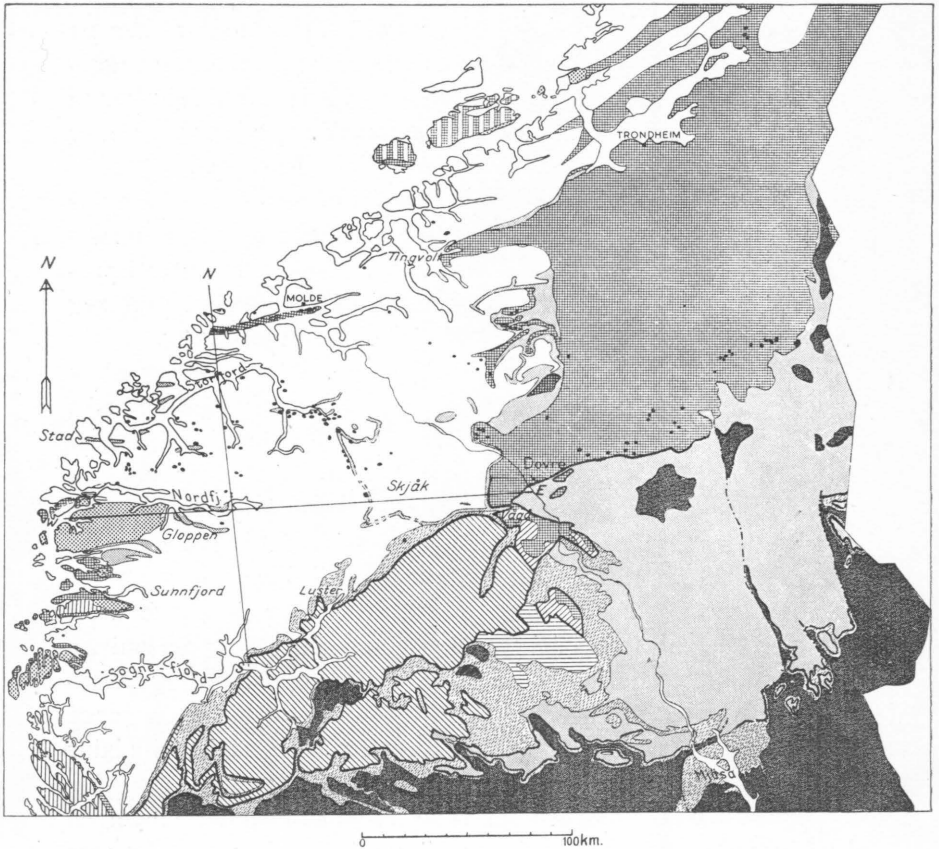


Fig. 2. Bergrunnskart over den nordlige del av Sør-Norge. En del forenklet, således er intrusive bergarter i det egentlige Trondheimsfelt ikke spesielt avmerket, bortsett fra serpentinforkomstene.

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-porfyrobaster 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 spørsmålstejn 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 Hyllestadbuene, 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-teknikk 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 Hølanda-trakten ligger over grønnsteins-horisonen, det annet — ved Snåsa — ligger under. Det kan naturligvis ennå ikke trekkes sikre slutninger om sammenhengene

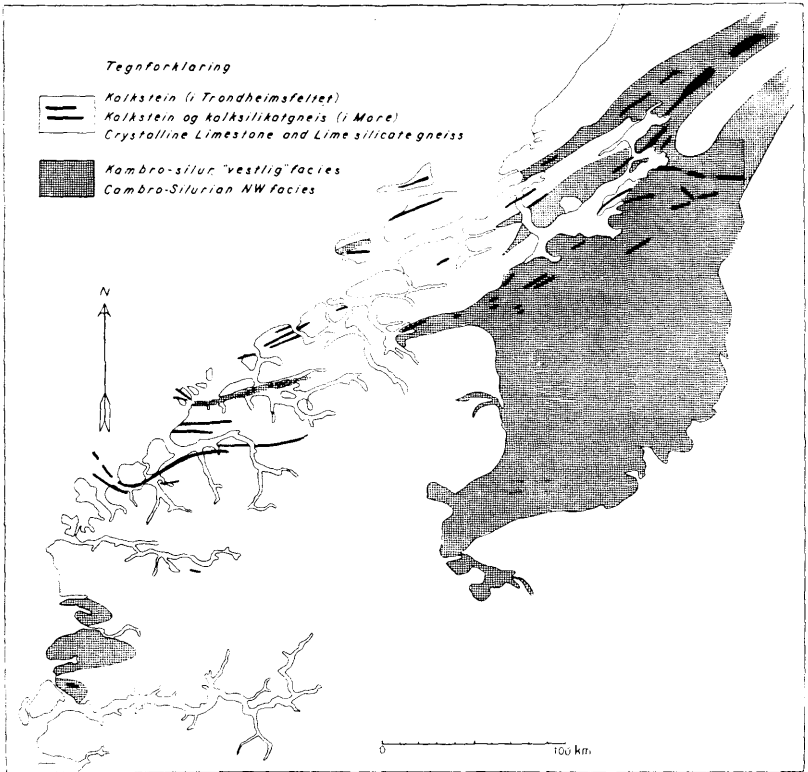


Fig. 3. Fordelingen av kalkbergarter i Trondheimsfeltet og gneisområdet.
Distribution of limestone and limesilicate gneisses in the Trondheim region and in the gneiss area.

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,

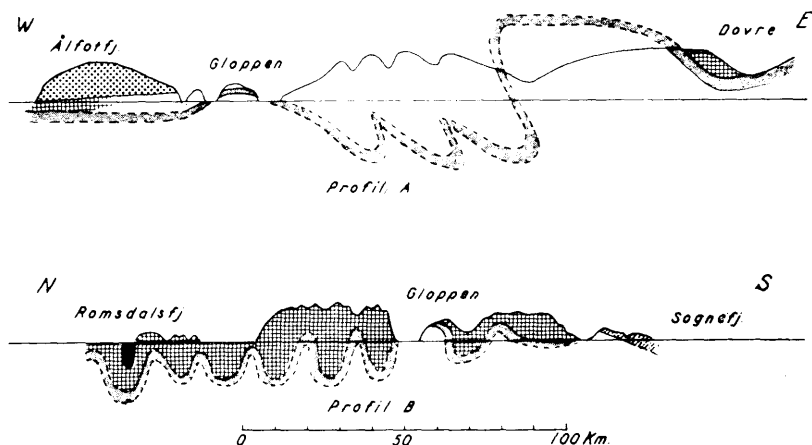


Fig. 4. *Profil A.* Fra kysten ved Bremanger til Gudbrandsdalen.

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 Vågå-vatnet 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 Trondheimsskiferfacies 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 Ålfot-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. Holtedahl 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 Hjerkin 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—Sel-området, 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 gjennombrudt, 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 Vågåvatnet 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. Holtedahl 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 sydover 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 sydover at disse kommer inn i større grad. Oppfatter vi som Kolderup Gloppen—Breim-området 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 spøklige 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 eksemplet 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 dypsone, 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 kystsone 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. Selv om 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. Anorthositene 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, felspar 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 conglomerate 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 migmatised, 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 mellom Nordfjord og Sognefjord. Bergens Museums årbok, naturvitenskapelig rekke Nr. 1.
1934. Bugge, C.: Grønne trondhemsskifre 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—Sunddal—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—Bøverdalen. 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.