

28623

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 196

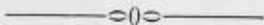
NAMSVATNET
MED EN DEL AV FRØYNINGSFJELL

GEOLOGISK KART AV
STEINAR FOSLIE †

BESKRIVELSE AV
TRYGVE STRAND

SUMMARY:
DESCRIPTION TO GEOLOGICAL MAP-SHEET NAMSVATNET
WITH A PART OF MAP-SHEET FRØYNINGSFJELL

MED GEOLOGISK KART, 1 PLANSJE OG 19 TEKSTFIGURER



OSLO 1956

I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.



Innhold.

	Side
Forord	5
Topografisk oversikt	6
Geologiske undersøkelser i området	7
Berggrunnen	10
Børgfjell-massivet	11
Den nordøstlige del av Børgfjell-massivet	13
Området sydvest for Sipmek-dalen og nord for Skanjatakken-cokka og Lotterfjell	15
Den sydlige del av Børgfjell-massivet	17
Området ved store Namsvatnet og øst for dette	22
Oversikt over bergartene	23
Eokambriske (?) og kambro-siluriske lavmetamorfe sedimentære og vulkanske bergarter	25
Dærgafjell-kvartsitten, Rørvik-avdelingen med innleirete grønnsteiner, og grønnskifrer og Slåttdals-kalken	28
Liming-avdelingen	33
Gjersvik-dekket	42
Oversikt over tektonikken	44
Kambro-siluriske høymetamorfe sedimenter og gneiser med intrusivbergarter	48
Det utgående av skyvegrensen. Eruptivbergartene i skyvesonen	48
Glimmerskifrer og glimmergneiser	51
Granittiske gneiser	52
Granodiorittiske og granittiske intrusivbergarter	54
Diabasganger	59
Landoverflaten	59
De løse avleiringer	61
Isbevegelsens retning	61
Bregrus	61
Issjøavleiringer	62
Elveavleiringer	65
Malmer, ertser og andre nyttige mineraler og bergarter	65
Appendix: Analyses of rocks from the Namsvatnet—Frøyningfjell map area	69
Summary: Description of the geological map-sheet Namsvatnet with a part of map-sheet Frøyningfjell	76

Forord.

Ved sin uventede bortgang høsten 1951 efterlot statsgeolog STEINAR FOSLIE seg et meget stort og verdifullt upublisert materiale. En vesentlig del av dette var de ferdig tegnede geologiske kart over Grong-feltet og Lierne med tilhørende dagboksopptegetninger og velordnete samlinger av bergartsprøver og tynnslip. Statsgeologene dr. CHR. OFTEDAHL og dr. TRYGVE STRAND fikk i oppdrag å forestå trykningen av kartene og å utarbeide beskrivelser til dem. Samtlige karter er nå innlevert til trykning i Norges geografiske oppmåling.

Statsgeolog STRANDS del av arbeidet har vært kartbladet Namsvatnet med en del av Frøyningsfjell, som her fremlegges. STRAND har, for det meste sammen med OFTEDAHL, gjort ekskursionsjoner i kartområdet for å sette seg inn i de geologiske forhold. Men i alt vesentlig er beskrivelsen blitt utarbeidet på grunnlag av FOSLIES kart, dagbøker og bergartsprøver. Da FOSLIE hadde publisert bare meget lite om området, vet vi tilsvarende lite om den oppfatning han var kommet til av områdets stratigrafi, tektonikk og til dels bergartenes genesis. Den tolkning og oppfatning som er kommet til uttrykk i beskrivelsen må derfor stå for STRANDS regning som forfatter av kartbeskrivelsen, unntatt i de tilfelle hvor FOSLIES publikasjoner eller dagboksopptegetninger uttrykkelig er nevnt som kilde.

Norges geologiske undersøkelse, 21. desember 1955.

Sven Føyn.

Topografisk oversikt.

Det geologiske kart Namsvatnet med en del av Frøyningfjell omfatter hele rektangel Namsvatnet (57 B) og dertil i vest en omkring 11 km bred stripe av det tilstøtende rektangel Frøyningfjell (57 A). Ved denne utvidelse er den del av Grong-feltet i geologisk forstand som ligger i det sydvestlige hjørne av rektangel Frøyningfjell kommet med på kartet.

En del av dette utvidete kartområdet er ikke blitt dekket av det geologiske kart, da FOSLIÆS kartlegging på rektangel Frøyningfjell bare har tatt sikte på å få med Grong-feltets og de nærmest tilgrensende bergarter. Det aller meste av det udekkete område ligger innenfor gradteig Børgefjell (J 19) og vil i sin tid komme med på dette geologiske kart.

I øst er området begrenset av riksgrensen med hjørnepunkter i sydøst på $64^{\circ} 40' 8''$ N, $3^{\circ} 15'$ øst Oslo, i nordøst på $65^{\circ} 8'$ N, $3^{\circ} 37'$ øst Oslo, de to andre hjørnepunkter er $65^{\circ} 9' 6''$, $2^{\circ} 30' 5''$ i nordvest og $64^{\circ} 51' 4''$, $2^{\circ} 29' 5''$ i sydvest. Flateinnholdet av området er nær 1510 km^2 , men av dette er omkring 180 km^2 ikke dekket av det geologiske kart.

Den største delen av kartområdet hører til Nord-Trøndelag fylke, en mindre del i vest til Namskogan herred og den største delen i øst til Røyrvik herred. En nordlig stripe hører til Nordland fylke, herredene Grane i vest og Hattfjelldal i øst, det er her bare ubebodde fjellstrøk.

En meget stor del av kartområdet er fjellstrekninger over skoggrensen. Bare langs Namsen i vest er det sammenhengende bebyggelse, ellers ligger gårdene spredt i de lavereliggende strøk langs vassdragene. Skogen er for en stor del bjørkeskog og det er litet av granskog, bortsett fra strekningene langs Namsen. Den eneste forbindelse med utenverdenen for de indre distrikter i kartområdet er for tiden veien fra Brekkvasselv stasjon på Nordlandsbanen over Steinfjellet til Gjersvik og videre til Namsvatnet og til Ornes.

Den største delen av kartområdet, i nord og vest, har avløp til Namsen, mens den sydøstlige del har avløp til Kvernbergvatnet i Sverige gjennom

Limingen eller gjennom elver som renner inn i Sverige. Dreneringsforholdene i området er ellers omtalt i et annet avsnitt (s. 60). Namsvatnet er avsatt på kartet slik det var før reguleringen, det er nå oppdemt til maksimum 454 m. o. h., mens den tidligere normalvannstand var 441 m ifølge kartet. Noen av gårdene ved vatnet er nå neddemt og de strandblotninger som er avsatt på kartet er i alminnelighet ikke lengere tilgjengelige.

Grong-feltet, et velkjent ord i norsk geologi og malmgeologi, må i sin videste omfatning være det område hvor den fri mutingsrett er opphevet ved lov av 31. mai 1918. Dette er begrenset i syd hovedsakelig av Sanddølas vassdrag, i vest av Namsen, i nord av fylkesgrensen til Nordland og i øst av riksgrensen. Grong jernbanestasjon, sentret i herredet som feltet har fått navn etter, ligger ved sydvesthjørnet av området. Grong-feltet i geologisk forstand, slik som ordet vil bli brukt i denne beskrivelse, bør innskrenkes til bare å omfatte de kisførende områder med de massive grønnsteiner som ledebergart. Vi kan ikke regne områdene med høy-metamorfe bergarter nord og vest for utgåendet av den store overskyvningsplanet og heller ikke Børgefjell-massivets område med til Grong-feltet. Namsvatnet og den nærmeste del av Namsen vil være en passende grense mot nord, som meget nær faller sammen med grensen for utbredelsen av de massive grønnsteiner.

Geologiske undersøkelser i området.

Til tross for at kartområdet ligger utenfor de vanlige ferdselsveier ble det geologisk undersøkt allerede i 1831 av B. M. KEILHAU, som denne sommer gjorde en reise i Jämtland og Nord-Trøndelag. KEILHAUS reiseberetning er ledsaget av et geologisk kart, hvor bergartene er avsatt langs reiserutene og av en rekke profiler. Den del av reisen som berørte vårt kartområde gikk fra Brenn ved Kvernbergvatnet (på svensk side) over sydenden av Limingen—Jomafjell—Huddingsdalen—Orrevatnet—Sipmek til Jadmens røis (riksrøis 204). Fra Orrevatnet gikk ruten tilbake over Namsvatnet og videre over Steinfjellet forbi Finnvollan ned til Namsen. KEILHAUS livlige skildring av turen (s. 119—134) kan også i dag leses med stor interesse. Av hans geologiske iakttagelser (s. 135—148) skal vi merke oss at han mellom Orrevatnet og Namsvatnet har iaktatt en jevn overgang mellom Børgefjell-massivets glimmerskifer og gneiser, disse forhold ga anledning til følgende uttalelse (s. 143): «I denne Egn at finde

et Grændsepunkt mellem Ur- og Overgangs-Territoriet lykkedes altsaa ikke.»

I 1872 ble området geologisk undersøkt av K. M. HAUAN, hans omhyggelig førte dagbok med mange vakre profiler finnes i NGU's arkiv. HAUAN utførte her som ellers et beundringsverdig arbeid. Da bergartene ikke ble mikroskopisk undersøkt, er det som ventelig noen feil i bergartsbestemmelsene, områdets grønnsteiner ble således ikke erkjent. Resultatene ble offentliggjort i form av et geologisk kart av KJERULF og HAUAN, som ledsaget TH. KJERULFS arbeide over Trondhjems stifts geologi. I dette skrift er det nevnt meget lite om HAUANS resultater fra vårt kartområde, det vesentlige er følgende stratigrafiske tabell (s. 67):

lersandsten, konglomerat
Jomafjeld og Små Portfjeld

skifer med kalkstene
Namsvand, Maifjeld

kvartsskifer
Dergafjeld

grundfjeld
Børgafjeld

I 1908 ble kartområdet undersøkt av JOHN OXAAL, hans arbeidsområde strakte seg helt til riksgrensen ved Jadmørøis. Resultatene av undersøkelsen ble offentliggjort i NGU's Årbok for 1909 ledsaget av et fargetrykt geologisk kart i målestokk 1 : 200 000. OXAALS arbeide inneholder meget av interesse, men hans undersøkelser var for kortvarige til å gi noen full oversikt over de geologiske forhold.

I årene 1910—1918 foregikk det en meget livlig skjerpevirksomhet i Grong-feltet, som bl. a. førte til oppdagelsen av to store kiskforekomster, Joma og Gjersvik, innenfor kartområdet. I denne periode kom J. H. L. VOGTS arbeide om Grong-feltets kiskforekomster, vesentlig av rent teknisk art.

I 1918 ervervet Staten Grong-feltets kiskforekomster og ved lov av 31. mai samme år ble berglovens bestemmelse om den fri mutingsrett opphevet innenfor et større område, som omfatter det meste av kartområdet. Staten forbeholdt seg ved denne lov eneretten til å erverve

malmforekomster innen området og den private skjærpevirkosomhet opphørte. Det måtte da foreligge en plikt for Staten til selv å undersøke området, og det første ledd i en slik undersøkelse måtte være at Norges Geologiske Undersøkelse foretok en nøyaktig geologisk kartlegging. Det var denne oppgaven som FOSLIE tok fatt på i 1921, og hans arbeidsområde kom i årene fremover til å omfatte både Grong-feltet og Lierne.

I kartområdet Namsvatnet og Frøyningsfjell arbeidet FOSLIE alt de første år, 1921—1924, den vesentlige del av arbeidet her ble gjort i somrene 1926, 1930 og 1931, da de nordlige ubebodde deler av området ble kartlagt fra teltleirer.

FOSLIE hadde ved sin død i 1951 publisert bare en liten del av sine undersøkelser over områdets geologi. Det eneste som foreligger er beretninger om feltarbeidet i 1921 og 1922 og en kort, men verdifull oversikt over områdets stratigrafi i «Norges svovelkisforekomster». Hans hovedresultat her er at han skiller ut en yngre «flysch-formasjon» som ligger med markert erosjonsdiskordans over den eldre malmførende formasjon. Hans «flysch-formasjon» vil i det vesentlige svare til den del av lagrekken som her er blitt kalt Liming-avdelingen.

I HOLTEDAHL'S «Norges geologi» finnes avsnitt om Grong-feltets geologi etter de foreliggende kilder.

STRAND har omtalt de geologiske forhold i kartområdet i et par meddelelser om undersøkelser i tilstøtende strøk i nord.

Områdets kisforekomster er blitt beskrevet av FOSLIE i «Norges Svovelkisforekomster». FOSLIE har i 1949 offentliggjort en beregning av Joma-feltets malmforråd på grunnlag av boreriger utført til og med 1943. Vi har dog ennå tilgode å få en detaljert geologisk og mineralogisk-petrografisk beskrivelse av kisene og deres sidebergarter.

Litteratur.

1832. B. M. KEILHAU: Reise i Jemtland og Nordre-Trondhjem Amt i Sommeren 1831. Magazin for Naturvidenskabene, Annen række, 1. Bind (11. Bind), s. 8—160. Christiania (Oslo).
1875. TH. KJERULF: Om Trondhjems stifts geologi. Nyt Mag. for Naturvidensk., 21, s. 1—94. Christiania (Oslo).
1910. JOHN OXAAL: Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgefjeld og traktene omkring Namsvandene. NGU Nr. 53, Aarbok 1909, IV, 26 s.
1915. J. H. L. VOGT: Gronggruberne og Nordlandsbanen. NGU Nr. 72, 108 s.
1923. STEINAR FOSLIE: Grongdistriktet. NGU Nr. 98, s. 27—42.
1924. — Grongdistriktet. NGU Nr. 122, s. 59—70.
1926. — Norges Svovelkisforekomster. NGU Nr. 127, 122 s.

1927. STEINAR FOSLIE: Pyrite resources of Norway. Les réserves mondiales en pyrite, vol. 1, s. 159-241. Madrid.
1947. OLOF ÅNGEBY: Landformerna i nordvästra Jämtland och angränsande delar av Nord-Trøndelag. Medd. Lunds Geogr. Inst. Avhandl. XII. 202 s.
1949. STEINAR FOSLIE: Jomafeltet i Grong og dets malmförråd. Tidsskr. f. Kjemi, Bergvesen og Metallurgi, 9 (1949), s. 177—182.
1953. OLAF HOLTEDAHL: Norges geologi. Bd. I—II. NGU Nr. 164.
1953. TRYGVE STRAND: Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. NGU Nr. 184, s. 124—141.
1955. — Sydøstligste Helgelands geologi. NGU Nr. 191, s. 56—70.
1955. OLOF ÅNGEBY: Toppkonstans, erosionsytor och passdalar i Jämtland och Trøndelag. Medd. Lunds Geogr. Inst. Avhandl. XXX. 38 s.

Berggrunnen.

Kartområdets berggrunn kan deles i tre skarpt skilte avdelinger. Den østlige og nordlige del av kartområdet er bygget opp av gneiser og av mer eller mindre feltspatrike glimmerskifrer med underordnete kvartsittlag. Dette bergartskompleks utgjør det underste ledd i områdets fjellbygning og overleires av et kompleks av svakt omvandlede sedimentbergarter (kvartsitter, fyllitter o.a.), i almindelighet med skarp grense men uten vinkeldiskordanse. Dette undre bergartskompleks skal bli betegnet som Børgefjell-massivet og er å anse som et bunnmassiv, sannsynligvis av grunnfjellsalder.

Den bergartsavdeling som ligger nærmest over Børgefjell-massivet skal bli betegnet som det lavmetamorfe kompleks av eokambrisk (?) og av kambro-silurisk alder. Bergartene i denne avdeling er mindre omvandet enn bergartene i de to andre hovedavdelinger i området, leirbergartene er således tynnskifrige finkornete fyllitter. Kvartsitter, fyllitter, grønnskifrer og grønnsteiner, kalksteiner, kalkholdige skifrer og konglomerater inngår i avdelingens lagrekke. I de massive grønnsteiner ligger kartområdets to store kisleforekomster, og det er derfor denne avdelingen som regnes til det egentlige Grong-felt i geologisk forstand (se foran s. 7).

Øverst i områdets fjellbygning, skilt ved utgåendet av et skarpt markert skyveplan, ligger et kompleks av glimmerskifrer, glimmergneiser og granittiske gneiser, gjennomført av eruptivbergarter i ganske store massiver. Ved sin høyere omvandlingsgrad skiller de seg tydelig fra bergartene i den underliggende avdeling og de er derfor blitt betegnet som et kompleks av høymetamorfe kambro-siluriske bergarter.

Mens Børgefjell-massivet sannsynligvis er grunnfjell, må de øvrige bergarter i området regnes for å være av kambro-silurisk, og for en del muligens av eokambrisk alder. Dette må betraktes som sikkert for det lavmetamorfe kompleks, da bergartene i dette har sammenheng i felt med fossilforende lag. For det høymetamorfe kompleks i vest har vi ikke noe tilsvarende bevis for alderen, men også for disse må en kambro-silurisk alder regnes for å være overveiende sannsynlig.

Børgefjell-massivet.

I den nordøstlige delen av kartområdet er det et stort område med granittiske gneiser, glimmerskifer og kvartsitter. Området er tydelig en oppbulet del av jordskorpen hvor store tykkelser av overliggende bergarter er blitt fjernet av erosjonen så opprinnelig dyptliggende bergarter kommer i dagen. Det er et bunnmassiv, de overliggende kambro-siluriske bergarter har skarp grense til underlaget, men denne grense er av tektonisk art og på norsk side kan det ikke avgjøres om underlaget er av grunnfjellsalder eller av yngre kaledonsk alder. Dette bergartskompleks, som fortsetter nord for grensen til kartbladet Namsvatnet til sydsiden av Susendalen, kan kalles Børgefjell-massivet etter Store Børgefjell.¹

Børgefjell-massivet er oppbygget av en tydelig gneisaktig granittisk bergart, Børgefjell-granitten, og en serie av omvandlete sedimentære bergarter, glimmerskifer og kvartsitter. Glimmerskifrene går uten merkbar grense over i feltspatrike porfyroblastskifer og det synes klart at feltspatdannelsen i skifrene har foregått samtidig med Børgefjell-granittens dannelsen.

Den sedimentserie som, for det meste skarpt avgrenset, ligger over Børgefjell-massivet er aldri påvirket av feltspatiserings- eller granittiseringsprosesser, i motsetning til de underliggende bergarter i massivet. Det er intet som taler imot at Børgefjell-massivet er av grunnfjellsalder. I alle tilfelle må granittdannelsen i Børgefjell-massivet ha skjedd før de overliggende sedimenter kom på sin nåværende plass ved tektoniske bevegelser.

I kartområdets nordøstligste del omkring Jadem, riksroys 204, ligger Børgefjell-massivets grense til de overliggende sedimenter på svensk side av grensen. I Sipmeken-cokka blir porfyroblastskifrene i Børgefjell-

¹ Topografisk omfatter Børgefjell også høgfjellspartiet mellom Susendalen og Fiplingdalen, som ikke hører til Børgefjell-massivet i geologisk forstand.

massivet overleiret av en kvartsitt, Dærgafjell-kvartsitten, som herfra vestover til Henriksvatnet ligger nærmest over massivets bergarter.

Vest for Henriksvatnet, på nordsiden av Huddingsdalen, legger Dærgafjell-kvartsitten seg som et dekke over fyllittene i den lavmetamorfe serie. Lengere nord, i fjellområdet mellom Huddingsdalen og Gollomvatnet, grenser Dærgafjell-kvartsitten direkte til Børgefjell-massivets bergarter. Det kan i dette strøk ikke trekkes noen sikker grense mellom skifrene i Børgefjell-massivet og i den overliggende lavmetamorfe serie. Den grense som er trukket på kartet pl. 1 er intet annet enn et forsøk på tolkning.

Tre felter av kalkglimmerskifer, i Gaitvarddo, vest for Moarren-jaure og nord for Caksen-jaure, som tydelig ligger over Børgefjell-massivets skifrer, har på kartet fått samme betegnelse som kalkglimmerskifrene på sydsiden av Børgefjell-massivet. Det er imidlertid vanskelig å bli fullt klar over om de stratigrafisk hører sammen med disse, om de ikke kan være kalkholdige lag i Børgefjell-massivets serie. Ved Moarren-jaure finnes kalkglimmerskifrene sammen med kalklag og lys granat-glimmerskifer, lignende og antagelig tilsvarende bergarter er det i høgdedraget syd for vestenden av Gollomvatnet.

Vest for Gollomvatn har de kambrosiluriske sedimentbergarter med kalklaget nord-sydlig hovedstrøk, mens gneis og skiferbergartene ved Gollomvatn, som hører til Børgefjell-massivet, har øst-vestlig hovedstrøk.

Nord for Namsvatn blir grenseforholdene klare, og et blick på kartet viser at det nærmest syd for kartgrensen er en tydelig tektonisk diskordans mellom Børgefjell-massivets skifrer og gneiser og sedimentene i den overliggende serie, som også skiller seg tydelig ut petrografisk.

I den del av Børgefjell-massivet som ligger nord for kartområdet er det overalt en tydelig og skarp grense mellom massivets bergarter og sedimentene i den overliggende serie.

Børgefjell-granitten i Jetnamklumpen i den nordøstligste del av kartområdet faller inn under porfyroblastskiferen, i øst ved Saksvatnet står dens skifrihetsflater steilt ved grensen til sedimentene. Børgefjell-granitten i fjellene sydvest og vest for Jetnamen jaure ligger derimot tydelig over porfyroblastskifrene og må oppfattes som erosjonsrester av et engang sammenhengende stort granittflak. Dette granittflak strekker seg til den nordlige del av Skanjatakken-cokka og vestover til Lotteren og til Sapman-njuønne nord for Lotteren. I Skanjatakken-cokka, på sydvestsiden av vestre Sipmeksjø, kiler granitten ut. Her får vi også en sedimentserie over granitten i den søndre del av Skanjatakken-cokka med fortsettelse i Jillie, Giehpere og Gaitvarddo. Etter utkilingen i

Skanjatakken-cokka dukker granitten opp igjen i samme tektonisk-stratigrafiske stilling i området nord og nord-øst for Orrevatnet og strekker seg herfra videre vestover mot Gollomvatn. Sedimentene omkring Gollomvatnene ligger over granitten og synes således å komme i samme stilling som sedimentene i Skanjatakken-cokka—Gaitvarddo. Dette blir således en øverste avdeling i Børgfjell-massivet. En underste avdeling er representert ved den granittiske gneis i Jetnamklumpen og i området øst for Store Namsvatn.

Det går således an å lage en slags stratigrafi i Børgfjell-massivet med underst granittisk gneis, over denne sedimentære skifrer, som er utbredt over den største delen av området, over disse granittisk gneis med tilsvarende stor utbredelse, og øverst skifrene i Skanjatakken-cokka, Gaitvarddo og ved Moarren-jaure.

Den nordøstlige del av Børgfjell-massivet.

Som den nordøstlige del av Børgfjell-massivet skal regnes områdene nordøst for dalen med østre og vestre Sipmeksjø med fortsettelse langs elven til vann 966 (6.3, 23). Videre mot vest-nordvest trekkes grensen langs bekken som renner ned til vann 886 ved kartgrensen.

Glimmerskifrene i den nordøstlige del av kartområdet er ganske hårde og massive bergarter, de har utseende fullstendig som glimmerskifre sett på skifrihetsflatene, men på tverrbrudd har de et mer gneisaktig utseende og ved mikroskopisk undersøkelse viser de seg å inneholde mer eller mindre av albittrik plagioklas. Disse går over til porfyroblastskifrer, som inneholder tydelig synlige 3 til 5 mm store hvite øyne av den albittrike plagioklas. Ved økning av feltspatinnholdet går disse over i utydelig skifrige til helt massive granittlignende bergarter, slike finnes i fjell 1203 ved riksroys 204 (Jadnems roys).

Ved den østlige delen av Saksvatnet er det en benk av lys kvartsitt ved grensen mellom skifer og granitt, samme kvartsitt er blottet i strøkfortsettelsen mot vest-sydvest mellom Saksvatnet og Jetnamen-jaure.

Som nevnt i innledningen synes Børgfjell-granitten i Jetnamklumpen å falle inn under skifren, mens granitten i fjell 1340 på sydsiden av Jetnamen-jaure tydelig ligger over porfyroblastskiferen. Grensen mot granitten er skarp, dette bekreftes av de mikroskopiske undersøkelser som viser at feltspaten i skifrene utelukkende er albitt, mens granitten overalt er rik på kalifeltspat (mikroklin). Nær grensen finnes det ofte ganger eller bånd av granittisk bergart i skiferen, likesom det finnes inneslutninger av skifer i granitten.



Fig. 1. Granittisk gneis, bekk på nordsiden av Jetnamen jaure (7, 29.2), 57B 302, materiale til analyse 1.

Granitic gneiss, Børgfjell Massif, material of analysis 1.

Børgfjell-granitten er av noe vekslende typer, den analyserte bergart fra ovenfor nordsiden av Jetnamen-jaure er en lys, grovkornet bergart med linseformete mikroklinkorn og med tydelig om enn noe svakt utviklet flasrighet eller parallellstruktur (fig. 1). Det finnes også middelskornete til finkornete utpreget skifrige granittiske gneiser av ganske ordinær type. Særlig grovkornete typer har opp til tomme-store eller tildels ennå større linseformete mikroklin-øyne, som kan ligge tett sammen eller være skilt ved en forholdsvis rikelig mørk finkornet grunnmasse.

I strøket syd for fjell 1326 (7.5, 23) forekommer den grovkornete Børgfjell-granitt også som mindre benker og linser i skiferen, grenseforholdene mellom granitt og skifer her vises av fotografiet fig. 2. Skifrene fører ellers mange steder linser og ganger av granitt, som ikke er meget utholdende etter strøket. Ganske store linser av en grå middelskornet granittisk gneis finnes i nordøsthellingen av Sipmeken-cokka. Her finnes også uregelmessige bånd av lyse pegmatittiske eller aplittiske bergarter, disse er meget kvartsrike og ofte helt uten mørke mineraler. En pegmatitt som setter gjennom serpentinen i Jadem består av 2 cm store firkantete feltspater og rikelig biotitt.



Fig. 2. Benk av grovkornet Børgfjell-granitt med uskarp grense til underliggende skifer. Diffust begrensede slirer med feltspat i nærheten av grensen.

Skar syd for fjell 1326 (7.5, 23). Fot. FOSLIE 30/7—30.

Coarse-grained Børgfjell granite as a small body in schist. The boundary schist—granite is not sharp with diffusely delimited strings of feldspar in the schist. Børgfjell Massif.

En serpentinkuppe i porfyroblastskiferen ligger omkring 1 km sydvest for riksrøys 204, en mindre kuppe finnes rett sønnenfor på odden i vannet ved riksgrensen. De gabbroide intrusivbergarter i området, som finnes både i skifrene og i den granittiske gneis, er dels finkornete saussurittgabbroer med bevart listestruktur, dels sterkt skiffrige finkornete amfibolitter.

Området sydvest for Sipmek-dalen og dalen til vann 886 og nord for Skanjatakken-cokka og Lotterfjell.

Østligst i Nobrien-cokka og østenfor i Jokka njuønne og nordenfor i fjell 1326 (7.8, 23.5) med fortsettelse vestover i Vierma-cokka treffer vi de samme glimmerskiferer og porfyroblastskiferer som østenfor. Disse står østover i sammenheng over senkningen ved Jetnamen-jaure og muligens også over Sipmek-dalen. Ved nordenden av vestre Sipmeksjø er det overdekket, så det ikke kan avgjøres om granitten her er gjennommerodert så den underliggende porfyroblastskifer kommer i dagen.

Bergartene er de samme som i strøket Sipmek—Jetnam med innholdet av porfyroblaster i skifrene varierende fra sparsomt til rikelig og med de samme gjennomsettende ganger og slirer av granitt og pegmatitt.

Øst for vann 990 i nordhellingen av Nobrien-cokka finnes lys turmalinførende pegmatitt som kryssende ganger i skifrene, foruten ganger av gneisaktig granitt. I den sydøstre del av Nobrien-cokka kan den hårde foldete glimmergneis bli så tett gjennomvevet med granittiske slirer at den går over til en eruptivlignende gneis.

Også i disse strøk ligger Børgfjell-granitten over porfyroblastskifrene eller glimmergneisene med skarp grense. «Det er påfallende at man aldri er i tvil om grensen til Børgfjellsgranitten, aldri gradvise overganger,» skriver FOSLIE i dagboken 1/8—30. Ved vann 966 i Sipmekdalen (6.3, 23) sees det at granitten danner en antiklinalhvelvning over skifrene.

I høgd 1260 i Vierma-cokka (7.3, 21) er Børgfjell-granitten nærmest over porfyroblastskiferen ikke mer grovkornet enn denne og vel så skifrig og stripet. I håndstykke skiller de to bergarter seg lite fra hinannen, men mikroskopet viser en slående motsetning mellom den mikrolinfri porfyroblastskifer og den mikrolinrike granittiske gneis. Vestover går den sterkt skifrige granittgneis over i flasrig gneis.

Skiferfeltet mellom Lotterelven og Lotteren har ingen forbindelse ved dagoverflaten med bergartene i de foran beskrevne skiferområder, men Børgfjell-granitten i fjell 1121 vest for Lotterelven (3.8, 14) og i Lotteren ligger over skifrene, likesom i strøkene i øst. Skifrene i dette område er glimmergneiser, noen steder med enkelte ganger av granitt.

I den sydlige del av fjell 1121 går Børgfjell-granitten uten skarp grense over i mørk gneis, som har utydelig, «rotet», grense til den underliggende skifer.

Ved sydøsthjørnet av granitten i Lotteren gjør grensen mellom granitt og underliggende skifer en bøy, men strøket i den underliggende skifer forandrer seg ikke ved denne ombøyningen. Dette tyder på at granittens undergrense her ikke følger skifrihetsflatene i den underliggende skifer.

Nord for det lille vann 1082 i Vierma-cokka (7.4, 18) blir det en forandring i Børgfjell-granittens stilling til skiferen, idet granitten vestenfor faller innunder skiferen, på det østligste stykke, nærmest øst for vann 1082 med bratt nordlig fall. Samme grense med skifer over granitten kan følges mot vest og videre mot syd til vestenfor den nordlige del av Lotteren. Viermas dal følger omtrent denne grensen. Vest for Lotteren hindrer den sterke overdekking at grensen kan følges videre. Man vet således ikke om skiferen strekker seg sammenhengende til den sydvestlige del av Lotteren, hvor skiferen ligger under Børgfjell-granitten.

Skiferen i den vestlige del av Vierma-cokka har som vanlig skarp grense til Børgfjell-granitten, som altså her ligger under skiferen. Skifrene i dette strøk er for det meste rene glimmerskifrer, det kan noen

steder være porfyroblastførende soner ved grensen til granitten. Innleiret i glimmerskiferen nær over grensen til granitten ligger et kvartsittlag med rustskifer soner på grensen mot skiferen. Kvartsittlaget kan følges flere kilometer på nordsiden av Viermadalen. Glimmerskifrene i dette strøk inneholder også ellers ganske meget av tynne innleirete kvartsittlag.

Omkring Viermavatn og nordligst i Vierma-cokka er det granittiske gneiser som ikke henger sammen med hovedmassen av Børgefjellgranitt. Bergartene her er hovedsakelig mørke biotittrike gneiser av samme type som i Lotterfjell, de skiller seg fra den lyse Børgefjellgranitt ved å være mindre skarpt begrenset mot skifrene og ved å være mindre homogene, på den ene siden med inneslutninger og striper av glimmergneis og -skifer, på den annen side med ganger av lys granittisk bergart. I dette gneisområde finnes det et parti med bergart av Børgefjellgranittens type nordvest for det nordligste fjell 1220 (8,2, 17).

Glimmerskiferen i Vierma-cokka kan følges vestover til høgd 742—751 (6, 6) og den ligger her og videre nordover til kartgrensen like under de overliggende sedimentserier, og fortsetter østover i Geivenjune. Også i dette strøk inneholder skiferen tynne kvartsittlag og det finnes muligens kalkholdige lag i skiferen med hullet forvitningsflate, og også rustne, noe bituminøse lag. Sjelden inneholder skiferen pegmatittslirer.

I Geivenjune er det granittisk gneis av samme type som nordligst i Vierma-cokka, det synes å være sammenheng under overdekning med gneisen på sydøstsiden av Viermavatnet.

Som alt nevnt er grensen til den overliggende sedimentserie i vest skarpt markert. I dagboksopptegnelsene blir det uttrykkelig gjort oppmerksom på at glimmerskiferen i øst med sitt lett synlige innhold av grovskjellet brun biotitt kan skilles fra fyltitten og de øvrige skifrer i vest. Ved grensen i høgd 751 (6, 6) finnes en benk av tett flintaktig bergart, denne viser seg ved mikroskopisk undersøkelse å være sterkt oppmalt granitt-mylonitt med rester av større kvarts- og mikroklinkorn.

Også sønnenfor ved Rækarelven (0,8, 57) er det like over grensen mellom gneis og overliggende fyllitt en tynn kile av granittisk gneis. Antagelig er denne gneiskile tektonisk innpresset ved grensen.

Den sydlige del av Børgefjell-massivet, sydvest for østre og vestre Sipleksjø og syd for Nobrien-cokka og Lotteren.

Kvartsitten fra Sipleken-cokka fortsetter mot sydvest som forholdsvis tynne drag og danner undergrensen for sedimentene over Børgefjellmassivet. I dagbok 8/8—30 skriver Foslie om kvartsittdraget nord for



østre Sipseksjø: «Det ser ut som kvartsittsonen danner en grense mellom gneiser i vest og fyllitter i øst.»

Børgfjell-granitten, glimmerskifrene og porfyroblastskifrene finnes her med de samme petrografiske typer som i området nordøstenfor.

Ved vann 921 nord for Skanjatakken-cokka (4.1, 21.5) er lagstillingen steil ved grensen mellom Børgfjell-granitt og porfyroblastskifer, og det er ganger av gneisaktig granitt i skiferen. Børgfjell-granitten i den nordlige del av Skanjatakken-cokka er sterkt forskifret med nedknuste korn, men med tydelige rester av grov kornstruktur. Den inneholder innslutninger av glimmergneis. I porfyroblastskiferen er det også i dette område uregelmessige linser og slirer av granittisk bergart (fig. 3). Det er også observert en 3 m tykk planparallell sone av lys gneis, som i håndstykke ligner meget på en feltspatrik sparagmittisk bergart.

Sammen med glimmerskifrene og porfyroblastskifrene finnes det i dette område kvartsitt med ganske stor mektighet og utbredelse i den søndre del av Skanjatakken-cokka og i Jillie. Kvartsitten er lys grå, for det meste glimmerholdig, stripet på grunn av enkelte innleirete tynne mørkere lag. Den massive kvartsitt kan gå over i glimmerrike kvarts-skifrer.

I fjellsiden vest for søndre del av vestre Sipseksjø står det underst porfyroblastskifer som overleires av Børgfjell-granitt. Dette er øyensynlig samme grense mellom skifer og overliggende granittisk gneis som kan følges fra strøket vest og sydvest for Jetnamen-jaure så godt som blotningsforholdene tillater det. Som det sees av kartet kiler granittgneisen ut under kvartsitten sydøstligst i Skanjatakken-cokka.

På sydsiden av Suolojaure (823) står porfyroblastskifer med overliggende granittisk gneis, det synes her å være bergartsfølgen fra fjellsiden vest for vestre Sipseksjø som kommer igjen. Den granittiske gneis syd for Suolojaure fortsetter som en ikke helt sluttet ring omkring Giehpere-toppen, og skifrene i Giehpere ligger over gneisen. Syd for Giehpere (0.2, 22) kan det tydelig sees at granittgneisen hvelver seg opp under skifrene i en flat antiklinal. Skifrene i Jillie står i sammenheng med skifrene i Skanjatakken-cokka, som ligger over granittgneisen vest for vestre Sipseksjø, men også med porfyroblastskiferen på sydsiden av Suolojaure, som ligger under den granittiske gneis i ringen omkring Giehpere. Det er således ikke lett her å gjennomføre den «stratigrafi» av granitt- og skiferhorisonter som ble nevnt i innledningen, og det vil vel også være meningsløst å prøve å følge denne i detalj.



Fig. 3. Granittiske linser og slirer i porfyroblastskifer. Nord for fjell 1060 på vestsiden av Simek-dalen (2.5, 25). Fot. FOSLIE 7/8—30.

Granitic veins in porphyroblast schist. Børgefjell Massif.

En syenittisk gneis opptrer som en lagergang og danner en nesten helt sluttet ring i Giehpere. Bergarten består av mikroperthitt med meget tettliggende albittspindler og sterkt farget grønn hornblende og er muligens en granittisert amfibolitt.

I Lotterelven vest for Jillie (1.7, 16.5) står sydligst glimmerskifer, derpå kommer en smal sone av granittisk gneis og nordenfor denne en mikroklinførende glimmergneis. Videre oppover langs elven står grovkornet Børgefjell-granitt, som hvelver seg tydelig opp under glimmergneisen.

På sydvestsiden av Orrevatn stryker et kilometerbrett bånd av Dærgafjell-kvartsitten mot sydvest med sydøstlig fall, som før nevnt danner denne grensen mellom Børgefjell-massivets bergarter og de overliggende sedimenter. Videre vestover blir grenseforholdene, som foran omtalt, mindre klare.

På begge sider av Orrevatn går et tynt drag av mikroklinførende gneis som følger nordvest- og nordsiden av kvartsitten vestover til Ruruk-jaure. Videre mot nordvest treffes et kvartsittdrag som stryker opp i toppen av Nursfjell og kiler ut mot nord. Kvartsitten i Nursfjell er lys grå, mikroklinrik og sparagmittlignende med rester av sandsteinstruktur. Skifrene omkring Nursfjell er harde glimmergneiser med enkelte striper av sterkt

skifrig mikroklinførende gneis. Innleiret i denne bergarten er det nordvest for Nursfjell et smalt drag av granittisk gneis, som fortsetter mot sydvest og vest med økende bredde i Ruruk-cokka og Ruøpsesvarddo, den nordøstligste del av denne er helt omgitt av porfyroblastskifer og glimmergneis. Nordvest for glimmergneisen kommer igjen vanlig glimmerskifer. I strøket omkring høgd 873 (58.1, 13) blir det fremhevet (dagbok 28/7—26) at porfyroblastgneisen danner enkelte lag i vanlig glimmerskifer, en sjelden gang finnes også rent granittiske bånd. «Det er ingen tvil om at grunnmassen i hele serien her er sedimentær glimmerskifer».

Over kvartsitten på nordsiden av Rensellvatn ligger først et omkring 100 m bredt lag av noe bituminøs skifer, derpå omkring 40 ms bredde av kvartsskifer. Disse lag minner noe om Rørvik-skifrene. Videre nordover nærmere granittgneisen i Ruøpses-varddo står rustne glimmerskifer med enkelte kvartsittlag.

Granittbergarten i Ruruk-cokka og Ruøpses-varddo er en grovkornet granittisk gneis, tildels øyegneis. Den er i vest omgitt av glimmerskifer, i øst som nevnt av tildels ganske feltspatrike glimmergneiser. På nordvestsiden av Ruruk-cokka er det en temmelig skarp grense mellom granittgneis og glimmerskifer, det er en 50 m bred grensesone med porfyroblastgneis.

Nordvestligst i Ruøpses-varddo, under og sydøst for det tynne drag av Dærgafjell-kvartsitt som her stryker mot nordøst, er det feltspatførende gneisaktige skifer. Ved nordgrensen til den granittiske gneis er det et bånd av glimmerskifer, som går over i granittskiferaktig bergart og videre mot syd i den grove granittiske gneis i den sydøstlige del av Ruøpses-varddo. Skifrene på begge sider av gneisen i Ruøpses-varddo fortsetter mot vest til området omkring Husvikvatnene. Hvor meget av disse bergarter som hører til Børgfjell-massivet er det, som nevnt i innledningen, ikke mulig å gjøre seg opp noen sikker mening om.

I Gaitvarddo vest for nordenden av Orrevatn ligger det over glimmerskiferen nederst i sydhellingen en sterkt skifrig granittisk gneis som videre oppover i fjellet blir mer massiv. Den granittiske bergart i Gaitvarddo har mot øst sammenheng med gneisen omkring Giehper.

I en vakker mulde over den granittiske gneis i Gaitvarddo ligger det glimmerskifer med partier av porfyroblastskifer, kvartsitt og øverst i midten av mulden kalkglimmerskifer med hullet forvitringsoverflate og i den undre del med smale striper av ren kalk. Under denne lagserie på nordvestsiden ligger grå glimmerrik mikroklinførende gneis.

Nordvest for Ruöpses-varddo stryker som ovenfor nevnt et forholdsvis smalt drag av kvartsitt gjennom glimmerskiferen, en utløper fra kvartsitt-området i Dærgafjell. På nordvestsiden av dette med fortsettelse mot nordøst i strokretningen er det et stort område med vesentlig glimmerskifer, fra omkring Caksen-jaure i sydvest til omkring Moarren-jaure i nordøst. Det er her lite av porfyroblastdannelse eller av granittiske innleiringer i skifrene, selv om disse ikke mangler helt. Det er porfyroblastskifer i den vestligste del av skiferfeltet vest for Caksen-jaure, hvor skiferen kiler ut med kvartsitt på begge sider (56.6, 3.8). Det er et forholdsvis stort parti av granittisk gneis på sydøstsiden av kalkglimmerskiferen øst for Moarren-jaure.

Det er dessuten to muldeformete felt av kalkglimmerskifer med hullet forvitringsoverflate, sikkert samme sone som i Gaitvarddo-mulden. Vest for Moarren-jaure går kalkglimmerskiferen på sydøstsiden jevnt over i vanlig glimmerskifer, etter et fotografi er kalkglimmerskiferen tydelig båndet. Svakt kalkholdig glimmerskifer finnes også i høgd 808 syd for Moarren-jaure (57.9, 10.2). Ved bekken mellom tjernene nord for høgd 842 (57.7, 9.2) er det tre metertykke benker av blågrå krystallin kalk, skilt ved mellomliggende skiferlag av 2 meters tykkelse, under kalkdraget ligger en lys granatførende glimmerskifer. Videre nordover, hvor kalkdraget stryker i slangebuktninger mot Moarren-jaure, finnes det opp til 7 meters sammenhengende mektighet av kalk.

Mot nord og nordvest grenser skiferfeltet til granittgneis, som etter fallretningene å dømme ligger under skifrene, fortsettelsen mot vest av granittgneisen i Gaitvarddo. Likesom østenfor har denne granittsone sterkt skifrig grensesone til glimmerskifrene. Ved elven fra vann 682 (østligste av Moarren-jaure) er det en intenst kruset feltspatførende skifer som mot nord går over i massiv granittisk gneis. Ved det tungeformete fremspring østligst i Cuonjarren (58.8, 9.5) står en massiv gneisgranitt med skarp grense til skiferen, granittgneisen er dekket av hauger av forvitringssand. Tilbøyelighet til å smuldre opp er karakteristisk for Børgefjell-granitten i disse strok. Bergarten i Rokkeklumpen (med serpentin-kuppe) er grov gneisgranitt, sydover herfra blir bergarten sterkt foldet og uregelmessig. Granitten er i dette stroket meget inhomogen med vekslende partier av glimmerskifer og porfyroblastskifer, den granittiske gneis er ofte skifrig og småkruset som glimmerskifer og til dels øyegneisaktig.

I Cakse (776) (57.4, 2.5) grenser Dærgafjell-kvartsitten over en strekning i selve toppen direkte til den granittiske gneis. Kvartsitten er ved

grensen intenst foldet og kruset og synes nordover å gå jevnt over i gneisen. Disse forhold må helst tydes som at vi her har en sterk utpresning av bergartene etter en tektonisk grense, hva som også kartbildet synes å vise.

Ved sin nordgrense blir kvartsitten overleiret av en serie av tildels kalkholdige granatførende glimmerskifer, som inneholder noen kisleførende rustsoner. Nordenfor, i høgdene 684, 721 og 731 (omkr. 57, 55) er det et 5 m tykt sterkt foldet kalklag og en sone av meget kalkrik skifer nærmest nord for kalken. Ved bekken som med nordvest-retning renner ned i sydvest-hjørnet av store Gollomvatn finnes de samme kalkholdige glimmerskifer med kisleførende rustsoner, disse inneholder her også en kile med granittisk gneis. — Kalkbenken og de kalkholdige glimmerskifer må etter alt å dømme være samme serie som ved Moarren-jaure. Det finnes lignende granatførende glimmerskifer som under kalken syd for Moarren-jaure.

Omkring Gollomvatnene er bergartene glimmerskifer som med økende feltspatinnhold går over i grå glimmerrike gneiser og som også inneholder små partier av granittisk gneis, dessuten kvartsitter og grovkornete skifrige amfibolitter. I øst har feltet muldestruktur, som tydelig markeres av et kvartsittlag like over den underliggende granittiske gneis. I vest må grensen for Børgfjell-massivets bergarter trekkes nær under kalken som stryker forbi med nord-sydlig retning.

Skifrene og gneisene ved Gollomvatn er av de samme bergartstyper som i de øvrige områder. Kvartsittene er lyse, feltspatfattige, men noe glimmerholdige. Amfibolittene er forholdsvis grovkornete, men utpreget skifrige med lyse feltspater uttrukket til streker. De danner parallelle intrusjoner skilt ved skiferlag.

Området ved store Namsvatn og øst for dette.

Dette område er et antiklinorium hvor det sentrale og underste ledd er Børgfjell-granitten ved østsiden av store Namsvatn og øst for dette. Den granittiske gneis i dette område hvelver seg tydelig opp under grå glimmerrik mikroklinførende gneis. Bergarten i sentralområdet er en lys massiv og ensartet grovkornet Børgfjell-granitt. Syd for tjernet på nordsiden av Orvassdalen (2, 10) er et lag av kvartsitt og kvartsskifer innleiret i gneisen, samme kvartsitt finnes igjen omkr. 1.5 km vestenfor, skilt ved et dekket område.

Det sentrale granittområde er som alt nevnt omgitt av et belte av grå gneis. I denne grå gneis er det i Lotterfjell partier av mørk biotittrik granittisk gneis, ofte med pegmatittiske slirer. Foruten ved biotittinnholdet og den mørke farge skiller denne seg fra Børgfjell-granitten ved å være inhomogen med striper av porfyroblastskifer, dens grense til side-steinen er uskarp i motsetning til den lysere Børgfjell-granitt.

Syd for store Namsvatnet følger en stripe med glimmerskifer over den grå gneis, denne fortsetter østover til Gaitvarddo.

På nordvestsiden av store Namsvatn, nær ved grensen til de overliggende sedimenter, er en stripe av granittisk gneis som ligger over den grå gneis omkring sentralgranitten. Granittstripen er igjen overleiret av en tynn stripe grå gneis, ved selve grensen til de overliggende sedimenter. Granittstripen kiler ut nordøstover, og nærmest ovenfor sammenløpet av Namsen og Vierma er det nærmest under grensen til de overliggende sedimenter en rask veksel av granittisk gneis, glimmerrik gneis og porfyroblastskifer.

Oversikt over bergartene.

Børgfjell-massivets glimmerskifrer er ganske tykkskifrige, de er mørke av farge, og viser seg mikroskopisk å inneholde de vanlige hovedbestanddeler kvarts, muskovitt og biotitt, foruten noe albitt. I porfyroblastskifrene er albitt eller oligoklas-albitt rikelig tilstede og kan som foran nevnt ofte sees megaskopisk.

Den typiske granittiske bergart, Børgfjell-granitten, er lys og grovkornet og ser i håndstykker ut som en homogen granitt, men med tydelig synlig skifrihet eller flasrihet. Av denne type er den analyserte bergart fra Jadm (analyse 1). Meget karakteristisk for Børgfjell-massivets granittiske gneis er at den er sammensatt av linseformete eller tildels kantete store mikroklinkorn, disse kan ligge meget tett sammen i bergarten eller ligge spredt i en finkornet mørk grunnmasse, som i den analyserte biotittrike porfyrganittiske bergart fra Vierma-cokka (Analyse 3) med opp til tommestore mikroklinøyne. OXAAL¹, karakteriserer hovedbergarten i Børgfjell-massivet som en grovkrystallinsk lys øygranitt. I Sapman-njuønne har han i en slik bergart iaktatt usedvanlig store mikroklinindivider, av størrelse 6×14 og 3×21 cm.

Etter OXAALS beskrivelse er denne grovkornete øygranitt ved overgang forbundet med finkornete og sterkt skifrige granittiske gneiser.

¹ NGU nr. 53, IV, s. 9.

Det er tydelig at de granittiske bergarter har vært utsatt for sterke mekaniske påkjenninger etter sin dannelse, dette vises i mikroskopet ved at mikroklinkornene er oppsprukket og gjennomsluttet av kvartsfylte sprekker.

I håndstykke er de finkornete granittiske gneiser tydelig sterkt forskifret og presset med glimmerglinsende skifrihetsflater. En annen type som er representert i Børgfjell-massivet er en stripet gneis med omkring 5 mm tykke streker rike på grovkornet rødlig mikroklin i en finkornet mørk mellommasse.

Den glimmerrike mikroklinførende gneis fra sydbredden av Store Namsvatn (analyse 2) ser i håndstykke ut som en tykkskifrig glimmerskifer med enkelte hvite prikker av feltspat, men analysen viser at den ikke skiller seg så meget fra de granittiske gneiser som utseendet kunne tyde på.

Plagioklasen i Børgfjell-massivets gneisbergarter er albitt som ofte forekommer sammen med epidot-mineraler. Den inneholder som regel saussurittiske inneslutninger, hva som tyder på at den opprinnelig har vært mer An-rik og er blitt saussurittisert ved senere omvandlingsprosesser.

Som nevnt i innledningen kan største delen av de granittiske bergarter i Børgfjell-massivet vises å høre til to store flak. Det ene av disse, øst for Store Namsvatn, er det underste tektoniske bygningsledd i området, mens det øverste har glimmerskiferer både over og under seg. Hvis Børgfjell-granitten er en intrusiv magmatisk bergart, må den ha vært intrudert som en slags kjempemessige lagerganger med liten tykkelse i forhold til den store horisontale utstrekning.

STRAND (1955) er ved sine undersøkelser i den nordlige del av Børgfjell-massivet kommet til den oppfatning at de granittiske bergarter i massivet er granittiseringsprodukter. Det skulle heller ikke i Namsvatn-kartområdet være noe som taler imot en slik oppfatning, i alle fall for største delen av de granittiske gneiser. Selv om den typiske Børgfjell-granitt som regel har skarp grense til underliggende skifer, er det andre steder overganger fra skifer til granittiske gneiser, og de mikroklinrike glimmergneiser er et tydelig mellomledd mellom glimmer- og porfyroblastskifrene og de granittiske gneiser.

Børgfjell-massivet gir etter denne oppfatning eksempel på granittisering som har utbredt seg på bestemte horisonter i den tektoniske bygning, ikke nedenfra og oppover som man alminnelig vil forestille seg det.

Lignende forhold er beskrevet fra Rendalsvik-området av SKJESETH og SØRENSEN¹.

I sin beskrivelse av Birtavarre-området viser PADGET² hvordan feltspatisering og granittisering der er knyttet til skyveplan og bevegelses-horisonter. Muligens kan granittbergartenes bundethet til bestemte horisonter i Børgfjell-massivet forklares ut fra disse iakttagelser fra Birtavarre-området.

Eokambriske (?) og kambro-siluriske lavmetamorfe sedimentære og vulkanske bergarter.

Vi skal begynne med en oversikt over de stratigrafiske forhold innenfor denne avdelingen.

En lagpakke av kvartsitt ligger over ganske store strekninger nærmest over Børgfjell-massivets bergarter. Dette er tilfelle både i kartområdet og i den nordlige del av Børgfjell-massivet (STRAND 1953, 1955).

Kvartsitten er lys og er i alminnelighet bygget opp av 1—2 dm tykke benker. Det finnes dels glassaktige, men for det meste glimmerførende og feltspatholdige kvartsitter. Feltspaten er for det meste mikroklin. Bergarten kan være båndet med vekslende noe forskjellig fargete lag. Etter Dærgfjell nord for Huddingsdalen kan denne avdeling kalles Dærgfjell-kvartsitt.

*Bergarter av samme type som i Dærgfjell-kvartsitten (lyse, ofte båndete feltspatførende kvartsitter eller kvartsskiferer) inngår i mange strøk av landet i de eokambriske lagrekker. Vi kan derfor med en viss sannsynlighet regne Dærgfjell-kvartsitten som eokambrisk, temmelig sikkert må den regnes som det eldste ledd i lagrekken.

I strøket ved riksgrensen ved Orrevatnet, hvor lagfølgen synes å være uforstyrret, følger en tynn sone med kalkglimmerskifer, som kan følges vestover i sydskråningen av Dærgfjell. Kalkglimmerskiferen er en lys ganske tykkskifrig bergart rik på muskovitt og kvarts å dømme etter foreliggende håndstykke og slip. Kalkglimmerskiferen i Guöletis-cokka ovenfor østenden av Huddingsvatnet er en lys, svakt grønlig kvarts-muskovitt-klorittskifer med rikelig kalkspat.

Kalkglimmerskiferen i kartområdet ligner noe på den kalkglimmerskifer som er utbredt i strøkene nord for Børgfjell-massivet. Denne

¹ NGU Nr. 184, s. 154 f., 1953.

² NGU Nr. 192, 1955.

ligger over kalksonen (Slåttdals-kalken) og må således være silurisk og tilhøre et høiere stratigrafisk nivå.

At kalkglimmerskiferen i vårt område hører til et lavt stratigrafisk nivå bekreftes av FOSLIES iakttagelse fra Limingdalen (kartblad Tunnsjø), at kalkglimmerskiferen her, som nærmest ligner bergarten i sydskråningen av Dærgafjell, viser gradvis overgang til Rørvik-skifrene (NGU Nr. 98, s. 38, 1923.)

Over kalkglimmerskiferen ved Orrevatnet følger videre en avdeling av grå til mørke og i noen lag tydelig bituminøse og rustne, kisholdige fyllitter med stor utbredelse. FOSLIE (1923, s. 31) betegnet denne avdeling som Rørvik-skifer. I Rørvik-skiferen er det lag av skifrige kvartsitter, av FOSLIE betegnet som Rørvik-kvartsitt. På nordsiden av Orvatnet ved Joma er denne kvartsskifer med centimetertykke lag av glassaktig kvartsitt skilt ved tynne skiferlag. Massive kvartsittbergarter finnes ikke og noen forveksling med Dærgafjell-kvartsitten er utelukket. Et karakteristisk lag i Rørvik-skiferen er en hard bituminøs svart og rusten kvartsitt som står i Middagsklumpen øst for Joma og som herfra kan følges langt sydover Limingdalen (kartblad Tunnsjø) som et utmerket ledelag. Skiferen og kvartsitten kan sammenfattes som Rørvik-avdelingen.

Innleiret i Rørvik-avdelingen finnes grønnsteiner og grønskifrer, finkornete bergarter med en mineralsammensetning som svarer til en gabbroid bergart i grønskiferfacies (albitt, epidot, kloritt og hornblende). Grønnstein finnes også med stor utbredelse i den sydøstlige del av kartområdet, her finnes den ikke sammen med Rørvik-skiferen, men hører til en egen tektonisk enhet, Gjersvik-dekket, som skal behandles i et avsnitt for seg. Som to hovedtyper kan det skilles mellom grønskifrer, tynnskifrige, ofte meget finkornete bergarter, som det kan være vanskelig å skille fra grønnfargete fyllitter, og grønnsteiner, som er massive bergarter som ligger i benker av flere meters tykkelse. Både grønskifrer og grønnsteiner må oppfattes som vulkanske basaltiske (eller andesittiske) bergarter. Mens de massive grønnsteiner naturlig kan oppfattes som omvandlete basalter (meta-basalter), kan de tynnskifrige grønnsteiner muligens oppfattes som omvandlete tuffavleiringer.

I Orklumpen og syd for Sturjen (55, 38.7) finnes det mer eller mindre serpentinomvandlete olivinsteiner intrudert i grønnsteinene. Disse ultrabasiske intrusiver tyder på at Rørvik-avdelingen med sine innleirete grønnsteiner hører til et lavt stratigrafisk nivå, de må regnes for å være av eldre ordovicisk alder tilsvarende Støren-gruppen (Bymark-gruppen) i Trondheims-feltet. De kommer således til å svare til avdelingen av

fyllitter og grønskifrer i strøket nord for Børgefjell-massivet. (STRAND 1955).

Det derpå følgende ledd i lagrekken er kalken i Huddingsdalen, som overalt på én side grenser til Rørvik-avdelingen. Etter undersøkelser på svensk side er kalkens stratigrafiske stilling fastlagt, den svarer til Slättdals-kalken i Bjørkvattnet—Virisen-området, som ved fossilinnhold er vist å svare til etasje 5b i Oslo-feltet. En videre bekreftelse på at kalken i Huddingsdalen svarer til Slättdals-kalken er at den samme kalk der hvor den stryker inn på norsk område ved Portfjell opptrer sammen med et kvartskonglomerat, som uten tvil svarer til Vojtja-konglomeratet under Slättdalskalken (FOSLIE 1924). Det må således være en stor hiatus mellom Rørvik-avdelingen og kalken.¹

Som den yngste avdeling i lagrekken har vi Liming-serien eller Liming-avdelingen (navnet innført av STRAND 1955), som for den vesentlige del består av kalkholdige skifer og kalksandsteiner med konglomeratlag og som også omfatter en avdeling grønskifrer og en kalkavdeling. Liming-avdelingens bergarter finnes i et stort sammenhengende område i den vestlige del av kartområdet, hvor de ligger over Rørvik-avdelingen, muligens med tektonisk grense. Dessuten finnes Liming-avdelingen i strøket Røyrvikvelven—Huddingsdalen, hvor den har primær stratigrafisk grense til kalken. Det er meget som tyder på en stor erosjonsdiskordans mellom Liming-avdelingen og de underliggende lag, som det ble påpekt av FOSLIE (1926), som betegnet Liming-avdelingen som en «flysch-formasjon».

Vi kan således stille opp følgende lagrekke i det lavmetamorfte kompleks fra øverst til nederst:

Liming-avdelingen, kalkholdige skifer og kalksandsteiner med konglomerater, grønskifrer, kalker, silur.

Erosjonsdiskordans

Kalk (Slättdals-kalk), eldste silur

Hiatus, erosjonsdiskordans?

Rørvik-avdelingen, fyllitter, grønskifrer og grønnsteiner, eldre del av ordovicium

Kalkglimmerskifer, eldre ordovicium eller kambrium

Dærgafjell-kvartsitt, eokambrium?

¹ Under trykningen utkom: «Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. 2. Den kaledoniska fjällkedjans berggrund» (SGU ser. Ca, Nr. 37, s. 101 f.) av O. KULLING. KULLING betviler her (s. 266) at kalken i Frostviken og Grong-feltet svarer til Slättdals-kalken og vil sette den på et meget lavere stratigrafisk nivå, tilsvarende Pieski-kalken.



Fig. 4. Båndet Dærgafjell-kvartsitt. Nordsiden av fjell 1218, Sipmeken-cokka (3, 29).
Fot. FOSLIE 7/8—30.

Banded Dærgafjell Quartzite.

Dærgafjell-kvartsitten, Rørvik-avdelingen med innleirete grønnsteiner og grønnskifrer og Slåttdals-kalken.

I den nordøstligste høyeste del av Sipmeken-cokka ligger Dærgafjell-kvartsitten i en antiklinalhvelvning over Børgefjell-massivets porfyroblast-skifer. Kvartsitten viser her båndig og er kraftig småfoldet og oppsprukket (fig. 4).

I den sydvestlige del av Sipmeken-cokka er Dærgafjell-kvartsitten vekkerodert i en aksekulminasjon, så at underliggende porfyroblast-skifer kommer i dagen. Sydvestligst i fjellet kommer kvartsitten igjen. Her ligger det en fyllittisk glimmerskifer innfoldet i en synklinal i kvartsitten. Den fyllittiske glimmerskifer som også er blottet ved elven ovenfor østre Sipmek-sjø, er tydelig forskjellig fra porfyroblastskiferen under kvartsitten. Den er en mørk, sterkt sammenskrullet fyllitt med enkelte rustsoner, men ikke bituminøs. Over den følger mot sydøst en ganske tykkskifrig, kvartsrik lys kalkfyllitt, glinsende av tallrike små serisittskjell. Ved mikroskopisk undersøkelse viser den seg å bestå av kvarts, albitt, muskovitt og kalkspat med underordnet biotitt. Ved riksgrensen sydvest for østre Sipmek-sjø (ved riksrøys 202 A) følger på sydostsiden av kalkfyllitten en bituminøs fyllitt, som fortsetter innover på svensk område.

Sydvest for nordenden av østre Sipmek-sjø er det intrusjoner av en finkornet, sterkt omvandlet og forskifret gabbro. De mest omvandlete former av denne er en klorittrik skifer med synlig fremstikkende horn-

blendekrystaller. Lignende omvandlet gabbro forekommer også ved Gruksfjell og på nordsiden av Huddingsdalen.

De ovenfor omtalte lag stryker regelmessig mot sydvest langs riksgrensen fra strøket ved østre Sipmek-sjø. De er blottet i Tverelven (Baima-jokka) og finnes i området mellom Lulle og Gruksfjell nordøst for sydøstligste del av Orrevatnet. Ved riksgrensen (riksrøys 202) kommer en snipp av de typiske Rørvik-skiferer inn på norsk side, disse er mørke, kvartsrike tykkskifrige bergarter vekslende med bituminøse skiferlag.

Mellom Orrevatnet og Henriksvatnet fortsetter Dærgafjell-kvartsitten mot sydøst sammen med sin overliggende lagfølge av fyllitt, kalkglimmerskifer og bituminøs fyllitt. Omkring Nursvel røys (riksrøys 201) har vi Rørvik-kvartsskiferen fra Gruksfjell, den ligger her i en synklinal, med grønnstein i midten av synklinalen omgitt av bituminøs fyllitt av samme slag som på nordvestsiden av kvartsskiferen. Kalkglimmerskiferen på nordvestsiden tar ikke del i synklinalstrukturen. Grønnsteinen her er lys og ganske fast og minner noe om bergarten ved Joma. Mot sydvest kiler kvartsskiferen ut, hele synklinalen ser her ut til å være blitt avslitt.

Ved den østlige del av Henriksvatnet gjør Dærgafjell-kvartsitten en ombygning. Mellom den østlige del av Henriksvatnet og den sydøstlige del av Renselvatnet synes kvartsitten og overliggende fyllitt og kalkglimmerskifer å danne en antyklinal med akse hellende mot sydvest.

Kvartsitten kommer igjen på sydsiden av den vestlige del av Henriksvatnet, den grenser her direkte til kalkglimmerskiferen, fyllitten må være blitt utvalset. Her blir kvartsitten bøyet om til å ligge over fyllitten og kalkglimmerskiferen, invertert i forhold til lagstillingen nordøstenfor. Videre vestover på nordsiden av Huddingsdalen ligger Dærgafjell-kvartsitten stort sett som et dekke over kalkglimmerskifer og fyllitt. Muligens går det an å oppfatte kvartsittflaket nord for Huddingsdalen mellom Renselvatnet og Vekteren som kjernen i en stor liggende fold (antyklinal). På den måten blir det forståelig at kvartsitten vestover mot Vekteren dukker inn under fyllitt som har sammenheng i felt med fyllitten som ligger under kvartsitten på nordsiden av Huddingsdalen.

I detalj har kvartsitten nord for Huddingsdalen en innviklet tektonikk med tynne soner av fyllitt klemt inn mellom kvartsittpakker og med smale tunger av kvartsitt i fyllitten, med overveiende øst-vestlig retning, men dels også med mer nord-sydlig retning, som kan komme av aksefall mot vest (ved Husviktjernene [55, 58]). Som omtalt i det foregående er det i dette strøk ikke mulig å avgjøre hvor grensen skal trekkes mellom skifrene i Børgfjell-massivet og i den overliggende, lavmetamorfe serie.

I strøket ved riksgrensen sydvestover fra Nursvel og herfra vestover Huddingsdalen og på sydsiden av denne er den overveiende bergart en grå eller mørk fyllitt. Fyllitten inneholder enkelte svakt kalkholdige soner. Innleiret i fyllitten er det enkelte drag av Rørvik-kvartsskifer og dessuten det foran omtalte bituminøse kvartsittlag i Middagsklumpen øst for Joma.

Ved riksgrensen sydvest for Nursvel stryker Slåttdals-kalken med vest—sydvestlig retning inn på norsk område. Bergarten er en mørk, svakt omkrystallisert kalkspatmarmor. Mektigheten er 200 m ved riksgrensen, men avtar vestover på norsk område. I strøket øst for Huddingsvatnet er kalken sterkt småfoldet etter akser parallelt med strøket, så at lagets stilling ikke kan bestemmes av de to observerte fallretninger. Ved Nygård har kalken flatt nordlig fall.

I kartområdet sydøstre hjørne øst og sydøst for Huddingsvatnet har vi en mulde med akse hellende i sydvestlig retning hvor det på to nivåer er innleiret mektige lag av grønnstein i Rørvik-skifrene. Grønnsteinene viser her i påfallende grad det samme forhold som kvartsskiferen i Nursvel-mulden at de kiler ut fra muldeombøyningen som om de skulle være avslitt. I den vestlig rettede gren av mulden, som faller innenfor kartområdet, foregår utkilingen på kort avstand, mens grønnsteinen gaffer seg opp i flere lag og kan følges langt sydover Liming-dalen i kartområdet Tunnsjø i den sydlig rettede gren av mulden.

Grønnsteinen i Orklumpen er det undre av de to grønnsteinsnivåer i mulden, bergarten er her dels massiv, men som oftest tydelig skifrig. Den inneholder en intrusjon av en ultrabasisk bergart som av FOSLIE ble betegnet som peridotitt, et foreliggende håndstykke viser fullstendig omvandling til serpentintalkbergart. Av to tynnslip av bergarten viser det ene en hornblende-epidot-bergart, det annet serpentin.

Grønnsteinen på det høyeste nivå i sydvest, som inneholder Joma kisforekomst, er dels massiv så det er umulig å finne noen lagning og å måle strøk i den, dels er den meget tynnskifrig og sterkt småfoldet (fig. 5). Den er ofte kisimpregnert og i nærheten av kisforekomsten inneholder den kalkspat på årer. Antagelig i forbindelse med kisdannelsen er grønnsteinen blitt metasomatisk omdannet. (Analyse 4).

Vestligst i Huddingsdalen bøyer kalken og den med den sammenhengende lagrekke og fortsetter med nordlig hovedstrøk opp til Namsvatnet og fortsetter videre nord for dette. Kvartsittene eller kvartsskifrene i Rørvik-serien finnes ved elven mellom Vekteren og Limingen ved Rørvik, men blir borte videre nordover. Derimot fortsetter de samme



Fig. 5. Foldet grønskifer. Vest for hytten ved Orvatnet, Joma (51.6 10).
Fot. FOSLIE 24/9—32.

Folded greenschist near the Joma mine.

mørke, ofte bituminøse og rustne fyllittbergarter som i Huddingsdalen videre nordover, muligens forsvinner de kvartsrike bergarter på grunn av en faciesforandring. Grønnsteinene, som opptrer med stor mektighet i Orklumpen og ved Joma, kiler som før nevnt ut mot vest, men i Langliberget øst for Vekteren ligger en grønnsteinsskifer like over kalken og fortsetter sammen med denne videre nordover. Grønskiferen og kalken følges her hele veien, slik at det er all grunn til å mene at det er en opprinnelig stratigrafisk sammenheng mellom dem. Lagfølgen er imidlertid her invertert, da fyllitten og grønskiferen må være eldre enn den underliggende kalk.

Kalken er grå og tynnbenket. Mektigheten er i disse vestlige og nordlige strøk avtatt til maksimum 20 m, og kan gå ned til omkring 10 m eller enda mindre.

I Langliberget er det blottet 8 m kalk, derpå følger et overdekket mellomrom svarende til 8 ms mektighet og videre er det blottet 2 m kalk. Vest for Krovann har kalken omkring 15 ms mektighet. På odden ved Sandvika, hvor kalken kommer iland på nordsiden av Namsvatnet, er mektigheten mindre enn 10 m.

I den nordligste del av kalkens utbredelsesområde, nordvest for høgd 700 og syd for sydenden av Djupvatn (3, 1.5), er kalken blottet med 40 ms bredde, men det er tvilsomt om mektigheten her er tilsvarende stor.

Et kalkdrag av 12 ms bredde finnes også nord for østre Rækarvatn (3.1, 58.6) mellom grønskifer i vest og fyllitt i øst, dette er ikke blitt avsatt på kartet.

Fyllittene er som foran nevnt ofte rustne og bituminøse. En kraftig kisimpregnasjon med rustsone er det i kvartsrik glimmerskifer like under grønskifer på Raudholmen i Namsvatnet, sydvest for Jonasmoen. Fyllitten kan noen steder være så kvartsrik at den nærmer seg Rorvik-kvartsskiferen. Noen lag i fyllittene er svakt kalkholdige. Etter et par håndstykker og slip fra området nord for Namsvatnet er det finkornete fyllitiske glimmerskiferer med synlige muskovittblad på skifrihetsflatene. Mikroskopisk viser de seg å inneholde kvarts og litt albitt, kloritt, muskovitt og større porfyroblaster av biotitt, aksessorisk finnes turmalin, dessuten finnes finkornet grumset svart pigment.

Grønskifrene som kan følges fra Langliberget til i Tøndefjell nord for Namsvatnet er finkornete skifrige bergarter, de mest tynnskifrige av dem er det vanskelig å skille fra grønne fyllitter. Men også disse meget finkornete bergarter viser seg ved mikroskopisk undersøkelre å være ekte grønnsteiner med albitt, epidot og hornblende, oftest også kloritt og aksessorisk jernerts, andre mineraler finnes ikke i nevneverdig mengde. Grønskifrene er som før nevnt av en helt annen type enn de massive tykkbenkete grønnsteinsbergarter ved Gjersvik, sannsynligvis er de ikke lavaer, men tuffer. Med denne tolkning passer det også godt at grønnsteinene ikke er helt ensartet, men lagvis vekslende. De kan inneholde innleiret tynne kalkstriper, og er ofte kalkholdige. Det finnes ikke relikstrukturen som kan gi noen pekepinn om bergartenes dannelse.

I forbindelse med grønskifrene skal omtales en bergart som ligger like under kalken vest for høgd 626 (2.9, 3) på sydsiden av den synklinal som kalken og overliggende grønskifer her danner. Dette er en grovkornet granatglimmerskifer med kvarts, albitt, muskovitt (sparsomt), biotitt, kloritt, granat i store porfyroblaster og en sterkt farget, formodentlig jernrik, grønn hornblende med liten negativ aksevinkel. Påvisningen av denne bergart her er av interesse da lignende granatglimmerskifer finnes i nær forbindelse med grønnsteinene i strøket på vestsiden av Børgefjellmassivet nærmest syd for Susendalen og videre nordover. Grønnsteinen i disse strøk har også helt samme petrografiske utvikling som i strøket ved Namsvatnet (Strand 1953, s. 130—131).

Også i strøket nord for Namsvatnet forekommer det kalkglimmerskifer, øyensynlig samme bergart og av samme lagavdeling som i området på nordsiden av Huddingsdalen. Det er et litet område ved den nedre del av Rækarelven og et større ved elven nedenfor Djupvatnet, mellom dette og fly 563, bergarten her er en tykkskifrig lys grå skifer med synlige lyst brune biotittblad. De samme kalkglimmerskifrene finnes også østenfor. I høgd 757, syd for vann 712, (4.4, 3) står småfoldet glimmerskifer av vanlig type som i østhellingen av høgda går over i kalkglimmerskifer. En lignende overgang fra rusten fyllitt til kalkglimmerskifer er det også østenfor i høgd 741. Disse iakttagelser viser at kalkglimmerskiferen står i stratigrafisk sammenheng med den vanlige fyllitt i området.

Som foran nevnt går strøkretningen i kalken og de ledsagende lag av Rørvik-avdelingen stort sett parallelt med grensen til Børgfjell-massivet. Nord og nordvest for nordenden av store Namsvatn danner kalken med den tektonisk overliggende grønnskifer og fyllittene en synklinal struktur. Videre nordover bøyer strøket i sedimentene om til nordøstlig og øst-nordøstlig og støtter til grensen til Børgfjell-massivet under en stor vinkel. Den tektoniske diskordans mellom Børgfjell-massivet og de overliggende sedimenter kommer her meget tydelig frem.

I strøket fra Langliberget til nord for Namsvatnet tyder alt på at kalken og de ledsagende fyllitter og grønnskiferer danner en sammenhengende lagrekke. Grønnskiferen ligger overalt over kalken, som alt nevnt må det regnes med at lagfølgen er invertert.

Liming-avdelingen.

I en oversikt over Grong-feltets stratigrafi i «Norges svovelkisforekomster» skilte FOSLIE (1926, s. 9—10) ut en øvre lagavdeling i feltet som han betegnet som en flysch-formasjon. Denne ligger over de eldre bergarter med en utpreget erosjonsdiskordans. Underst i flysch-formasjonen ligger et jaspisførende grønnsteinskonglomerat og tildels mektige dolomittkonglomerater. Videre følger mektige konglomerater, sparagmitter og kalksandsteiner, blant konglomeratenes boller er det store masser av trondhemitt og ellers finnes alle de dyperruptiver som gjennomsetter bergartene under den store erosjonsdiskordans.

Den lagavdeling i kartområdet som svarer til FOSLIES flysch-formasjon fortsetter videre nordover i Hattfjelldal. Som navn for denne er av STRAND (1955, s. 62) blitt foreslått Liming-serien eller Liming-avdelingen. Som

typelokalitet for Liming-avdelingen er valgt profilet på nordvest- og nordsiden av den nordligste bukt i Limingen, fra snaut 1 km øst for Gjersvik gruve bort mot bukten ved Røyrvik. De samme lag er godt blottet også ved veien Gjersvik—Røyrvik.

Liming-avdelingens bergarter finnes i kartområdet i to skilte områder. I et vestlig område fortsetter bergartene nordover etter strøkretningen fra typeområdet ved Limingen. I dette område er til avdelingen også blitt regnet bergarter som ikke er representert i typeprofilen, nemlig kalk og dolomitt, tildels med konglomeratstruktur, og grønskifer eller grønskiferaktige bergarter. I et østlig område finnes avdelingens bergarter i Huddingsdalen og vestover bort til ved Røyrvik-elven, den grenser her til kalken på dennes nord- eller østside med opprinnelig stratigrafisk grense.

Når bergartene i profilet på nordsiden av Limingen er blitt valgt som det typiske ledd i Liming-avdelingen er grunnen til dette at disse bergarter, etter en avbrytelse ved nordgrensen for kartområdet Namsvatnet kan følges nordover til ved Røsvatnet med samme bergartsbeskaffenhet (STRAND 1955).

Liming-avdelingens bergarter i det vestlige område finnes fra nordsiden av Limingen i et sammenhengende bredt belte som i øst eller syd-øst grenser til de underliggende bergarter i Rørvik-avdelingen. I vest blir de sydligst overleiret av grønnsteinene i Gjersvik-dekket, lengere nord av de høymetamorfe bergarter i det vestlige område. Ved grensen kommer det her inn en nesten helt sammenhengende sone av gabbroide og trondhemittiske intrusiver, det blir således disse som ligger direkte over Liming-avdelingens bergarter. Øst for store Kjukkelen ved kartområdets nordgrense skyter disse bergarter langt frem mot øst med stor mektighet, og derved blir Liming-avdelingens bergarter bøyet om til øst-vestlig strøkretning og butter inn mot Børgfjell-massivet, videre mot nord fortsetter de over kartgrensen som en smal sone klemte mellom Børgfjell-massivet i øst og trondhemitt i vest.

En fortsettelse mot øst av kalkglimmerskifrene fra typeprofilen på nordsiden av Limingen er ved den østlige del av Limingens nordende og østenfor i Sæterklumpen.

De ovenfor nevnte kalker og dolomitter med konglomeratlag finnes bare i den sydlige delen av området. De ligger direkte over kalkglimmerskifrene og synes således å ha samme plass i lagrekken som Liming-avdelingens grønnsteiner i den nordlige delen av området. De stratigrafisk-tektoniske forhold blir således uklare. Det er mulig at kalken



Fig. 6. Båndet kalkglimmerskifer i Liming-avdelingen. Nordsiden av Limingen øst for Gjersvik (51.7, 45). Fot. STRAND 23/8—53.

Banded calcareous schist of the Liming Division.

opptrer allokton, løsrevet fra sin stratigrafiske sammenheng, på den annen side er det neppe grunn til å anse den som langt flyttet.

Kalkglimmerskifrene er tykkskifrige bergarter ofte foldet i forholdsvis store småfolder. De har et meget karakteristisk utseende på forvitret flate hvor mer motstandsdyktige (kalkfattige) lag står frem mens de kalkrike danner fordypninger på overflaten (fig. 6).

Den alminnelige type av kalkglimmerskifrene er en lys grå bergart med synlige små muskovittskjell og med større spredte biotittporfyroblaster. Ved mikroskopisk undersøkelse viser de andre hovedmineraller seg foruten kalkspat å være kvarts og albitt, dessuten finnes ofte kloritt, sjelden granat. Den analyserte bergart fra Snotjelbakken er av denne type (analyse 6). Omkring halvparten av de mikroskopisk undersøkte bergarter viser seg å inneholde større eller mindre mengder av epidot i tillegg til ovennevnte, noen av disse kan sies å være rike på epidot. I de epidotrike bergarter kan muskovitt være underordnet i mengde, mens det er tilsvarende meget av kloritt.

Noen av bergartene er så kvartsrike og grovkornete at de kan kalles kalksandsteiner. Således er grunnmassen i konglomeratet på Halvmils-



Fig. 7. Konglomerat med kalksandsteinsgrunnmasse i Liming-avdelingen. Halvmilstangen, Limingen (52, 46). Fot. bergingeniør P. F. TRØFTEN 1954.

Conglomerate with matrix of calcareous sandstone of the Liming Division.

tangen på nordsiden av Limingen en kalksandstein med krysskiktning som viser at bergarten ligger i normal lagstilling.

Det synes å være bare det store innhold av kalkspat som skiller de særlig kalkrike fra de øvrige kalkglimmerskiferer. Disse bergarter er lyse og grovgrynete. Ofte er de båndet ved at lyse kalkrike bånd på omkring en centimeters tykkelse veksler med tynne grønne striper. De kalkrikeste av disse bergarter kunne like godt betegnes som urene kalksteiner.

Konglomeratene har grunnmasse som de ovenfor beskrevne bergarter, de fører rundete boller som ved deformasjon kan bli ellipsoidiske. Det er funnet opp til hodestore boller i konglomeratet øst for Rækarvatn, men som regel er bollene mindre, omkring 5 til 10 cm store.

Bollematerialet er lyse granittiske bergarter, lyse kvartsitter og kalksteiner eller dolomitter. De granittiske bergarter er lyse og viser seg ved mikroskopisk undersøkelse å inneholde albitt og kvarts, noe muskovitt, men lite eller intet av biotitt, kloritt og epidot, de kan betegnes som leukotrondhjemittiske. En slik bergart fra Trøndefjell inneholdt rikelig av blå turmalin, samme sted fantes en grovkornet, pegmatittisk bergart av samme type blant bollene. Kvartsittene er dels rene kvartsitter, dels inneholder de albitt, noen av dem er kalkspatholdige. Mørke gabbroide bergarter er i det hele ikke funnet blant bollene, en enkelt svart bolle som fantes på Halvmilstangen viste seg å være kvarts-turmalinfels. (Fig. 7, 8).

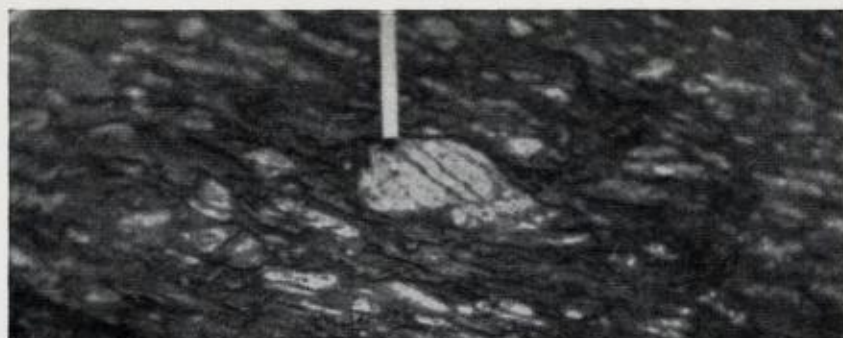


Fig. 8. Konglomerat med kalkboller i Liming-avdelingen. Bekk syd for høgd 922, Tøndefjell (6, 3.5). Fot. FOSLIE 10/9-30.

Conglomerate with limestone-boulders (Liming Division).

Konglomeratet er best utviklet med rikelig av boller av granitt, kvartsitt og dolomitt ved Karivatnet og i Tøndefjell i den nordlige del av området. Ofte ligger bollene ganske spredt.

Like ved veien vest for Østervatnet (57.8, 51.5) finnes grønne kloritt-rike skifrige bergarter som ligner grønskifrer, men som — å dømme etter et foreliggende tynnslip — er fri for kalksilikatmineraler. Innleiret i disse er ganske tynne lag meget rike på magnetitt og som må regnes som omvandlete jernsedimenter.

Disse bergarter viser en meget stor likhet med de klorittrike skifrer med magnetittlag i strøket Pantdalselven—Mikkelfjord i Susendalen, disse ligger i en lagavdeling som sannsynligvis svarer til Liming-avdelingen.

Bergartene ved Østervatnet ligger i all fall tektonisk i den undre del av Liming-avdelingen like over Rørvik-avdelingens fyllitter.

Grønnsteinsbergarten i Liming-avdelingen synes etter hva som kan leses ut av kartbildet å ligge over kalkglimmerskiferen med konglomeratet.

Den er i typisk utvikling en massiv, tykkskifrig bergart, som kan minne noe om en gabbromylonittskifer, bl. a. ved at den står i massivt oppstikkende blotninger. Bergarten er videre karakterisert ved at den fører store synlige biotittflak, den mørkegrønne farge i grunnmassen brytes av en gulaktig på grunn av rikelig innhold av epidot.

De grønne skifrer viser seg i mikroskopet å inneholde albitt, epidot, kloritt og biotitt i vekslende mengde, mange av bergartene fører hornblende. Muskovitt finnes meget sjelden, kvarts mangler i de fleste eller



Fig. 9. Kalkkonglomerat, Saksvatnet (55, 46). Fot. FOSLIE 28/8—31.

Limestone Conglomerate (Liming Division).

forekommer helt underordnet. I noen bergarter finnes kvarts sammen med kloritt i runde aggregater som kan se ut som mandelfyllinger. Albitten danner som regel en finkornet grunnmasse (kornstørrelse 0.05 mm eller mindre), i denne finnes opp til flere millimeter store porfyroblaster av biotitt og epidot. I noen av bergartene finnes en del av albitten som opp til 2—3 mm store korn med langstrakt rektangulært tverrsnitt. Dette er sansynligvis en relikst struktur som tyder på at bergarten er av vulkansk opprinnelse, hva som også mineralsammensetningen tyder på. De mest hornblendeførende bergarter har sikkert meget nær en gabbroid (eventuelt andesittisk) sammensetning. Dette vises av analyse 7 av en grønnstein i Liming-serien. De ikke hornblendeførende bergarter kan være sedimenter blandet med tuffmateriale eller kan inneholde forvitret gabbroid materiale. Det er ikke funnet noe som kan bevise at noen av bergartene har vært lavaer.

Mange av bergartene er kalkspatholdige, hos noen meget kalkspatrike bergarter er kalkspaten ujevnt fordelt i bergarten, så at forvitningsflaten blir hullet med fremstikkende knoller.

Ved Limingen øst for Gjersvik gruve grenser Liming-seriens kalkglimmerskifer direkte til den overliggende grønnstein i vest, men nordenfor i Slettklumpen kommer en bred sone av dolomitt inn mellom disse og grønnsteinen.

I Slettklumpen står en finkornet dolomittisk breksjeaktig kalk med skarp grense mot en underliggende skifer og mot overliggende



Fig. 10. Kalkkonglomerat, mellom Vekteren og Nouna (c. 56, 46). Fot. FOSLIE 28/8—31.
Limestone Conglomerate (Liming Division).

grønnstein. Lengere nord er bare den øverste del av kalken breksjeaktig, under den er det en grå finkornet kalk med lyse striper.

I profilet ved den sydvestligste bukt i Vekteren er det kalkkonglomerat med innleirete lag av dolomittholdig skifer og rødlig dolomitt.

I profilet langs elven mellom Vekteren og Saksvatn er det breksje- eller arkoseaktig dolomittisk kalkstein med bruddstykker overveiende av dolomitt, men også av finkornet kvartsitt og underordnet visstnok også av glimmerskifer og av en tung klorittisk bergart. I høgd 533 nord for elven mellom Vekteren og Saksvatn er det finkornet til middelskornet arkoseaktig bergart med skarpkantete bruddstykker av dolomitt og med større skarpkantete opptil hodestore bruddstykker eller flak av kvartsitt og klorittskifer. Det finnes dessuten normal dolomitt med innleirete benker av den breksjeaktige bergart. (Fig. 9, 10).

En bolle i kalkkonglomeratet fra en løs blokk ved Saksvatnet er en grønn skifer med kvarts, kloritt og epidot som hovedmineraler.

Lignende noe vekslende bergarter fortsetter videre nordover til grønnsteinen i Nouna. Syd for Nouna er det innleiret i kalken et lag med kalkglimmerskifer som gradvis går over i kalkkonglomerat, dette er temmelig mørkt og rikt på klorittskiferflak.

Mellom kalksonen og underliggende kalkglimmerskifer finnes i Nouna

og sydover til ved nordvesthjørnet av Vekteren en sone av en tykkskifrig grå kalkglimmerskifer, som i all fall noen steder har konglomeratstruktur.

Kalksonen har sterkt redusert mektighet på østsiden av Nouna og fortsetter videre nordover over Namsen til ved Karivatnet. Her i nord er kalken ikke konglomeratisk, den er dels blågrå, dels hvit, den inneholder linser og slirer av brun rusten kalk impregnert med svovelkis, og viser en uregelmessig variasjon mellom disse forskjellige typer.

Ved Namsen står det vanlige konglomerat i Liming-serien med en bredde av 70 m, det veksler her med striper av gulaktig kalk og går gradvis over i en 50 m bred rødgult forvitrende kalksone, denne overleires videre mot vest normalt av Liming-seriens grønne tuffskifer med 80 ms bredde, som vestover blir mer glimmerskiferaktig, derpå følger kalksonen fra Nouna med 340 ms bredde, vest for denne følger en sone av trondhjermitt mellom kalken og den overliggende grønnstein i Gjersvik-dekket.

På nordsiden av det første flyet i elven nedenfor Blyvatnet (5.3, 58) finnes det på grensen mellom Liming-avdelingens kalkglimmerskifer i syd og grønnstein i nord en keratofyrlignende bergart som opptrer sammen med en mørk grovkornet bergart. Keratofyren har innsprengninger av kvarts og albitt i en finkornet kvarts-feltspat-muskovitt-grunnmasse. Den mørke grovkornete bergart har innsprengte porfyroblaster av biotitt, granat og epidot og dessuten av albitt og mikroklin i en grunnmasse som synes å svare til keratofyren.

I den østlige del av Slettklumpen mellom Limingen og Vekteren ligger det i Liming-avdelingens kalkglimmerskifer en massiv finkornet mørk eruptivbergart. Om denne er en innleiret lavabank eller en finkornet lagergang, er det vanskelig å ha noen begrunnet mening om. Et smalere drag av lignende bergart er det østenfor i Vekterklumpen.

Utvilsomme gabbroide intrusivbergarter i kalkglimmerskifrene er det ved noen smale lange tjern like øst for Ruffieklumpen nord for Namsvatnet, samme intrusjonsdrag fortsetter med noen spredte forekomster av gabbro opp til østenden av vestre Rækarvatn. Bergarten er en grovkornet gabbro med synlige store hornblendekorn.

Som nevnt foran finnes Liming-avdelingens bergarter også i området Rørvikelven—Huddingsdalen. Ved veien like vest for veibrua over Rørvikelven grenser kalken i øst til en grønlig båndet kalksandstein, lagene har bratt vestlig fall og er således svakt invertert. Grensen mellom kalken og kalksandsteinen er meget godt blottet på begge sider av veien

og er utvilsomt primær og uforstyrret. Rørvik-avdelingens mørke, tildels sterkt kullstoffholdige fyllitter på vestsiden av kalken er skilt fra denne ved et dekket mellomrom, som kan skjule en sone med tektoniske forstyrrelser. Grensen mellom kalken og overliggende grønn klorittrik kalkskifer er blottet også ved veien ved nordøst-hjørnet av Huddingsvatnet, her har lagene flatt nordlig fall.

I området ved Røyrvikelven og på nordsiden av Huddingsdalen har vi således Liming-avdelingen på nord- og østsiden av kalken og den stratigrafisk underliggende Rørvik-avdeling på syd- og vestsiden. Ved det sydvestre hjørne av Huddingsvatnet står riktignok Rørvik-avdelingens kvartsskifer på nordsiden av kalkens formodete strøklinje i det overdekkete terreng, men dette kan muligens ha sin grunn i tektoniske forstyrrelser. Også på nordsiden av Huddingsdalen finnes det mørke fyllitter inne blant Liming-avdelingens grønne kalkskifrer, antagelig er dette tektonisk innpressete kiler.

Over Liming-avdelingen på nordsiden av Huddingsdalen ligger grå eller mørke fyllitter av lignende type som i Rørvik-avdelingen. I profilet i Storbekken, som renner ned forbi Huddingsvatn-gårdene, er det — etter iakttagelser av OFTEDAHL i 1953 — en tydelig tektonisk grense mellom de underliggende bergarter tilhørende Liming-avdelingen og de overliggende fyllitter.

Liming-avdelingens bergarter i det østlige område er overveiende kalkrike skifrer. Disse bergarter kan ikke kalles kalkglimmerskifrer, da de inneholder meget lite, ofte ingenting, av glimmer-mineraler, men derimot rikelig av kloritt. Albitt finnes rikelig i alle, også epidot og hornblende i mange av dem. En grønn klorittrik skifer fra Storbekken mangler kvarts og fører rikelig hornblende, denne bergart har således en gabbroid eller nær gabbroid sammensetning. Som innleiringer i de grønne kalkskifrer finnes grønne klorittførende kvartsitter eller kalk-kvartsitter og dessuten lyse, noen centimeter tykke lag med hovedsakelig kvarts og albitt.

Liming-avdelingens bergarter i Huddingsdalen har en noe annen petrografisk utvikling enn i det vestlige område, de skiller seg ved å være rikere på kloritt og kalksilikatmineraler enn de tilsvarende bergarter i vest. Bergartene i Huddingsdalen ligner meget på Liming-avdelingens bergarter i Skarmodalen i området på nordsiden av Børgefjell-massivet (STRAND 1955, s. 63). I begge områder består avdelingens av sterkt grønnfargete klorittrike og tildels hornblendeførende skifrer med innleirete lag eller striper av hvit kvarts-albitt-bergart.



Som intrusjon i Liming-avdelingens grønne kalkskifer i Storbekken fantes en desimetertykk linse av en lys finkornet meta-trondhemittporfyr med 1—2 mm store firkantete innsprengninger av albitt. En lys grønlig, kvartsittlignende innleiring i Liming-bergartene ovenfor østenden av Huddingsvatnet viser seg ved mikroskopisk undersøkelse å være meget rik på albitt, en del av albitten forekommer som store korn med antydning til porfyrisk struktur. Muligens er også dette en meta-porfyr.

Disse trondhemittiske til keratofyriske bergarter må høre til en vestlig utløper av det drag med intrusjoner av trondhemitt og albittporfyr som ifølge DU RIETZ¹ finnes på svensk side av grensen på yttersiden av den bue som kalkdraget danner.

Gjersvik-dekket.

Gjersvik-dekket² er en tektonisk enhet, i kartområdet vesentlig bestående av massive grunnsteiner (meta-basalter). I øst ligger det over Liming-avdelingens bergarter, mens dets øvre grense i vest er skyveplanet for det store vestlige dekke. Det er bredt ved kartgrensen i syd, men smalner av nordover og kiler ut nord for Karivatnet på nordsiden av Namsen.

På nordsiden av Limingen snaut 1 km øst for Gjersvik gruve kan sees en tektonisk grense med bratt vestlig fall mellom Liming-avdelingens bergarter og overliggende grunnstein. FOSLIE (1926, s. 90) nevner også i beskrivelsen av Gjersvik kisforekomst at den ligger like over et overskyvningsplan. I Nouna bøyer grensen mellom grunnsteinene og underliggende Liming-skiferer tvert østover, den steile lagstilling hos de underliggende bergarter utelukker at dette fremspring av grensen kan skyldes en forkastning. I sydøsthjørnet av Nouna sees det at grunnsteinen ligger med tektonisk grense over bergarter tilhørende Liming-avdelingen.

Videre nordover til Namsen ligger grunnsteinen over Liming-avdelingens kalk, dette er også tilfelle ved Karivatnet nord for Namsen, hvor forholdene er mer uregelmessige og hvor en trondhemitt-intrusjon kommer inn mellom kalken og grunnsteinen.

Grunnsteinene er godt blottet ved veien både øst og vest for Gjersvik, de er her finkornete, mørke til grønnlige bergarter i massive, metertykke benker. De har således tydelig karakter av metabasalter, selv om man i

¹ GFF 58, kart s. 432, 1936.

² Navnet er innført av CHR. OFTEDAHL: «Om Grongkulminasjonen og Grongfeltets skyvedekker», NGU Nr. 195, s. 60—61.



Fig. 11. Båndet grønnstein, ved veien Gjersvik—Brekkvasselv (51.5, 32), 57A 201.

Banded greenstone.

marken ikke kan finne noen spesielle strukturer som viser dette. Sammen med de massive grønnsteiner finnes grønnskiferer av tynnskifrig type, men i helt underordnet mengde i forhold til de massive grønnsteiner.

I strøket vest for Gjersvik er det også funnet linser og lag av blåkvarts i grønnsteinene. Et 3 m tykt lag av blåkvarts finnes ovenfor veien på nordsiden av Bjørkvatnet, under det er det er metertykt lag av vasskis.

I østhellingen av høgd 606 på sydsiden av Namsen (1.2, 47) er bergarten en kalkholdig grønnskifer med hullet forvitring, som veksler partvis med den massive mørkere grønnstein av Gjersviktype. Lignende tuffaktige grønnskiferer med et innleiret metertykt kalklag står også sønnenfor i østhellingen av Saivvo-cotte på vestsiden av Sørvatnet.

I den østligste og tektonisk øverste del av grønnsteinene er disse båndet med vekslende omkring desimetertykke bånd av grønnstein og lys bergart. Slik båndbergart er lett tilgjengelig ved veien vest for Gjersvik like under hovedskyveplanet (fig. 11). Andre steder, som ovenfor Langtjern (vest for sydenden av Sørvatnet) inneholder grønnsteinen lyse feltspatporfyr-oblaster og går oppover over i lyse gneisaktige bergarter med enkelte mørke render.

Bergarten i de lyse striper i grønnsteinen består av kvarts, albitt, klnozoisitt og muskovitt, i noen finnes også kloritt og biotitt. En mulig forklaring på de lyse bånd i grønnsteinen er at de kunne være innleirete lag av surt (trondhjemitisk) tuffmateriale. Den meget rikelige forekomst av muskovitt i de lyse bergarter stemmer ikke godt overens med denne tolkning, og det er mer sannsynlig at det dreier seg om en metasomatisk omvandling av grønnsteinen. Etter en meddelelse av FOSLIE om Skorovatn kisforekomst vet vi at kisdannelsen har vært ledsaget av en kraftig metasomatisk omvandling av grønnsteinene. Også noen av grønnsteinene i trakten omkring Gjersvik, som megaskopisk ikke viser tegn til omvandling, har en sammensetning som tydelig avviker fra en normal basaltisk eller andesittisk og som høyst sannsynlig må skyldes metasomatisk omvandling. (Analyse 5).

Linser av serpentinit forekommer i båndbergarten i grønnsteinen syd for toppen av søndre Steinfjell (Sturjen) like på sydøstsiden av grensen til den overliggende kalksone (55, 38). Den største av disse er 8 m tykk og strekker seg meget langt etter strøket.

Trondhjemit finnes som intrusjoner i grønnsteinen, den største er 9 km lang og maksimum 1.5 km bred, den er konkordant mot grønnsteinen, noe forskifret ved grensen, men massiv lengere inne, en meget vakker linseformet fakolitt. Ved den sydvestlige stjørt av fakoliten er det en intrusjon av finkornet gabbro (kornstørrelse mindre enn én millimeter), som ikke skiller seg meget fra den omgivende grønnstein. Trondhjemit finnes også som tallrike mindre linseformete intrusivlegemer, av størrelse ned til desimeters tykkelse. Bergarten i disse minste ganger er meget finkornete og ser megaskopisk nesten tett ut, i mikroskopet viser de ofte porfyrisk struktur.

Oversikt over tektonikken.

De massive grønnsteiner i den vestlige del av det lavmetamorfe kompleks er blitt skilt ut som en egen tektonisk enhet, Gjersvik-dekket. Dette synes å være blitt skjøvet frem som en stiv plate med en enkel tektonikk.

De øvrige deler av det lavmetamorfe kompleks er for den overveiende del bygget opp av lite kompetente bergarter og viser ganske innviklede tektoniske forhold. Tilsammen utgjør de en stor tektonisk enhet, et dekke, som er blitt skjøvet frem over Børgefjell-massivet som underlag.

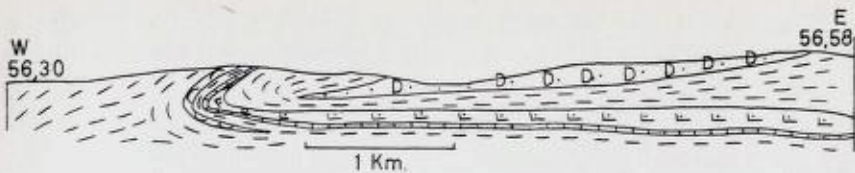


Fig. 12. Profil fra Vekteren til Husviktjernene over Langliberget. Betegnelser som på kartplansjen. Dærgafjell-kvartsitten er kjernen i en liggende antiklinal som kiler ut mot vest. Antiklinalen er blitt skjøvet frem over Liming-avdelingen og normalt underliggende Slåttdals-kalk. I vest i Langliberget er kalken og underliggende grønskifer bøyet over og invertert.

Profile from Vekteren to Husviktjern, for interpretation of tectonics. Symbols as in the map-plate. The Dærgafjell Quartzite, pinching to the west, is the core of a recumbent anticline with an envelope of stratigraphically overlying phyllite. The anticline has slid above the rocks of the Liming Division and the normally underlying Slåttdal Limestone. In the west the limestone has been bent and inverted above the phyllite.

Bortsett fra området omkring Tøndefjell, hvor strøket i bergartene er bøyet om mot øst-vestlig av eruptivbergartene øst for store Kjukkelen, slynger lagene seg omkring Børgefjell-massivet med strøkretning parallell med grensen til dette. Med unntak av området vest for Gollomvatnet er det også parallellt mellom strukturretningene i Børgefjell-massivet og i de overliggende bergarter. Dette må ha sin grunn i at Børgefjell-massivets oppbuling ble begrenset av dets egne strukturretninger, de overliggende bergarter måtte føye seg inn etter disse.

I det foregående er det beskrevet hvorledes Dærgafjell-kvartsitten på strekningen Sipmeken-cokka—Henriksvatnet ligger nærmest over Børgefjell-massivet med fall utover fra dette. Over kvartsitten følger fyllitt, kalkglimmerskifer, Rørvik-avdelingens fyllitt og kvartsskifer og grønnstein i synklinalen ved Nursvel, med formodet normal lagfølge oppover i nevnte orden. Ved østenden av Henriksvatnet danner kvartsitten en antiklinal som dukker ned mot sydvest. Videre vestover blir Dærgafjell-kvartsitten og de tilgrensede bergarter vridd om til inversjon, og vest for Rensellvatnet ligger kvartsitten som et dekke over kalkglimmerskifer og fyllitt. Øst for Vekteren dukker kvartsitten inn under fyllitt, denne fyllitt kan følges i sammenheng med fyllitten som ligger under kvartsitten på nordsiden av Huddingsdalen. Dærgafjell-kvartsitten synes således her å være innhyllet i stratigrafisk overliggende skifer, og den må oppfattes som kjernen i en liggende antiklinal. Antiklinalen må kile ut mot vest (se fig. 12).

Som det fremgår av FOSLIES og DU RIETZ's fremstillinger stryker Slåttdals-kalken i en stor bue på svensk område omkring Leippikkvatnet, mot syd kommer den igjen inn på norsk område i strøket ved Portfjell. Den store buen som kalken danner er en antiklinal struktur. I Huddingsdalen ligger nemlig den stratigrafisk overliggende Liming-avdeling på utsiden av buen, ved Portfjell ligger det underliggende Vojtja-konglomerat på innsiden.

På nordsiden av Huddingsdalen har vi således underst Slåttdalskalken normalt overleiret av Liming-avdelingen og øverst den inverterte lagfølge av kalkglimmerskifer og fyllitt under Dærgafjell-kvartsitten. Mellom Liming-avdelingens grønne skifrer og den overliggende fyllitt ble det, som foran omtalt, påvist en bevegelseshorisont med kraftig tektonisering av bergartene i Storbekken.

Leter vi etter en fortsettelse av dette skyveplan, kan vi ikke unngå å feste oss ved synklinalen ved Nursvel. I den nordøstlige del av denne står Rørvik-kvartsskiferen med stor bredde og mektighet på begge sider av folden (sydøst-siden av denne på svensk side er ikke med på kartet), mot sydvest kiler den ut som om den skulle være blitt avslitt. Det er således mulig at Nursvel-synklinalen er avskåret av samme skyveplan som vi har sett i Storbekken. En alternativ forklaring på utspisningen av kvartsskiferen er at aksene i den sydvestlige del av folden hever seg mot sydvest, så at denne del av folden har ligget over nåværende erosjonsnivå.

Også området ved Joma gruve byr på tektoniske problemer. Grønnsteinene tilhører her, i all fall tektonisk, to nivåer med mellomliggende Rørvik-kvartsskifer. Grønnsteinene og kvartsskiferen danner en bue inne i Slåttdals-kalkens store antiklinalbue, riktignok med assymmetrisk stilling i denne. Men bergartene ved Joma ligger tydelig i en nedbøyet fold med akse hellende mot syd-sydvest, en synform med et uttrykk innført av E. B. BAILEY¹. De kan således ikke være oppbulete eldre lag i midten av Slåttdals-kalkens antiklinalbue. Forholdene ved Joma kan muligens forklares ved at grønnsteinene ligger over samme skyveplan som går ut i nordsiden av Huddingsdalen. Utkilingen av grønnsteinene kan henge sammen med dette.

¹ BAILEY, Introduction to Geology, London 1939, s. 121, definerer en synform som en fold som bøyer og lukker seg nedover, en antiform som en fold som bøyer og lukker seg oppover. Uttrykkene vil være nyttige i områder med komplisert tektonikk og ukjent eller usikker stratigrafi. For å kunne betegne en fold som synklinal eller antiklinal må man vite om det er de yngste eller de eldste lag som ligger i foldens kjerne.

Slättdals-kalken som i Huddingsdalen blir normalt overleiret av Liming-avdelingen, legger seg ved strøkombøyningen ved Røyrvikelven over til inversjon. På østsiden av Vekteren ligger kalken over fyllitt som igjen ligger over Dærgafjell-kvartsitt. Forholdene som de kan tenkes å være i et øst-vest-profil over Langliberget på østsiden av Vekteren er fremstillet på fig. 12. Denne inversjon med nord-sydlig akseretning må være foregått senere enn fremskyvningen av Dærgafjell-kvartsitten med underliggende inverterte lag over Liming-avdelingen og underliggende kalk.

Vest for Gollomvatnet og nordøstover på nordvestsiden av store Namsvatnet ligger Slättdals-kalken nær over grensen til Børgfjell-massivet, i invertert lagstilling overleiret av eldre grønskifrer. Grønskifrene på nordvestsiden av store Namsvatnet opptrer i to drag, som kan tolkes som armene i en antiklinal overbøyet mot sydøst. Syd for Djupvatnet, hvor kalken kiler ut, danner den inverterte lagrekke en bred fold, en synform.

Bortsett fra forekomstene i Huddingsdalen finnes Liming-avdelingen som et sammenhengende bredt belte på vestsiden av Rørvik-avdelingens skifrer, ved strøkombøyningen ved Røyrvik kommer det over på sydsiden. Man kunde her betrakte Liming-avdelingens grense som en normal stratigrafisk overleiring. Men for det første finnes ikke kalken på sin plass i lagrekken mellom Rørvik-avdelingen og Liming-avdelingen. Dessuten viser Liming-avdelingen i vest en noe annen petrografisk utvikling enn i øst i Huddingsdalen. Det kan tenkes at kalken er kilt ut eller klemt ut tektonisk, og faciesforskjellen kan forklares ved at lagene er sterkt sammenfoldet så avstanden mellom de forskjellige ledd i fjellbygningen var meget større ved avsetningen av lagene enn de er nå. Men det er også mulig og kanskje vel så sansynlig at Liming-avdelingens bergarter er blitt skjøvet frem over de underliggende og at de danner en selvstendig tektonisk enhet innenfor det lavmetamorfe kompleks.

Etter FOSLIE (1923, s. 34, s. 38) står Liming-avdelingens bergarter i Seterklumpen (på sydsiden av Huddingsdalen) opp som en glint over de underliggende Rørvik-bergarter og i østhellingsen av Jomaryggen (kartområde Tunnsjø) er det en tydelig tektonisk grense på samme nivå.

Kambro-siluriske høimetamorfe sedimenter og gneiser med intrusivbergarter.

I den vestlige del av kartområdet har vi et kompleks av bergarter som skiller seg fra de underliggende bergarter i det lavmetamorfe kompleks ved en tydelig høyere omvandlingsgrad.

Av bergarter av sikker sedimentær opprinnelse har vi i det vestlige område glimmerskifer og glimmergneiser med innleiringer av kvartsitt og krystallin kalkstein. Glimmergneisene går uten skarp grense over i granittiske gneiser, så det er grunn til å betrakte disse som dannet ved en videre omvandling av glimmergneisene.

Som en annen hovedgruppe i området har vi homogene og vel avgrensede eruptivbergartskropper av serpentinit, amfibolitt og gabbro, granodioritt og trondhjemit.

Dette bergartskompleks oppfattes som tilhørende et stort skyveflak, som er blitt skjøvet over bergartene østenfor og som er flyttet et ukjent, men antagelig ganske langt stykke mot vest. Bergartene i det vestlige kompleks viser som nevnt en høyere omvandlingsgrad enn bergartene østenfor, deres omvandling har foregått under høyere temperatur og antagelig på større dyp under overflaten enn for bergartene østenfor. Det er ingen jevn overgang mellom de to komplekser, men en skarp grense. Ved denne grensen er det på flere steder iaktatt en oppkuning og oppmaling av bergartene som må være en følge av de mekaniske påkjenninger som bergartene har vært utsatt for under fremskyvningen.

Det utgående av skyvegrensen. Eruptivbergartene i skyvesonen.

Fra kartområdets sydgrense til vest for Karivatn på nordsiden av Namsen ligger grønnsteindekkets bergarter under det høymetamorfe kompleks. Den øverste del av grønnsteinen er den største del av denne strekning utviklet som den foran beskrevne båndete bergart. Denne overleires av en kalkførende sone med flere lag av grå finkornet kalk innleiret i glimmergneis. På denne strekningen fremtrer ikke grensen særlig tydelig som en skyvegrense, delvis fordi fallet er bratt og tildels steilt, dels fordi bergartene over og under skyveplanet er omtrent like massive.

Ved veien Gjersvik—Brekkvasselv, ved Akte jaure, er den kalkførende sone over den båndete grønnsteinsbergart 60 m bred, den består av en rusten glimmerskifergneis med 4 kalklag spredt over hele bredden, de 3 snaut en meter tykke, det fjerde bortimot 10 m.

Syd for søndre Steinfjell (Sturjen) er sonens bredde vokset til 130 m, hvorav en sammenhengende nesten ren kalkbenk er 95 m. Videre mot nordøst ved elven til Saksvatnet er kalksonen blitt 265 m bred med 4 kalklag i glimmerskifergneisen, de to østligste og tykkeste omkring 50 m brede.

Ovenfor Langtjern vest for sørenden av Sørvatnet er det mektige kalklag, her inneholder kalkene hårde inneslutninger med meget ujevn overflate som står fram på forvitrete flater av kalken. Slike konglomeratbolle-lignende inneslutninger i kalk er ganske alminnelige på overskyvingsplan og andre bevegelsehorisonter.

Videre nordover mot Namsen kiler kalksonen ut, men kommer igjen over den nordligste del av grønnsteinsdekket vest og nord for Karivatnet. Videre nordover ligger det høymetamorfe skyvedekke over Liming-avdelingens bergarter. Dessuten opptrer det eruptivbergarter, gabbroer og trondhemitter, på grensen mellom de to kompleksene.

Over Liming-avdelingens kalkglimmerskifer i høgd 709 (3.5, 51.5) ligger en massiv eruptivbergart nærmest av gabbroid karakter, men med lyse gangslirer og i det hele noe uensartet. Over denne følger 15 m kalkglimmerskifer og videre over den en 60 m bred breksjert rødlig eruptivbergart. Denne stryker mot sydvest til nordsiden av vann 613 (1 km SV for høgd 709), den er her en meget finkornet nesten tett bergart, som nærmest den overliggende kalk er skifrig og inneholder striper av kalken, tynnslip viser at den er en trondhemitt-mylonitt.

Som det sees av kartet fortsetter denne mylonitt mot sydvest og finnes også igjen ved Namsen, her på grensen mellom grønnstein og underliggende kalkstein i Liming-avdelingen.

Over denne mylonitten nord for høgd 709 følger uren kalk som er intrudert av den underliggende granitt. Kalken inneholder her konglomeratbolle-lignende inneslutninger, sikkert av tektonisk karakter.

Nord for vestre Røkarvatn (omkr. 5, 54) ligger det likeså eruptivbergart over kalkglimmerskifer, over eruptivbergarten er det en 30 m tykk sone av ren kalk. Over kalken står glimmergneis bratt opp, den er her i et bredt belte sterkt knadd og oppsprukket og rik på kvartslinser.

Nordenfor, i østhellingen av nordlige del av Jengelfjell, ligger eruptivbergarten med hårskarp grense over Liming-avdelingens grønnskifer. Kalkglimmerskiferen som stryker opp sønnenfra kiler ut under eruptivbergarten, sannsynligvis ved tektonisk avskjæring. Det er her påfallende at eruptiven har skarp tektonisk grense til de underliggende Limingbergarter, mens den intruderer kalken, som hører sammen med den overliggende glimmergneis.

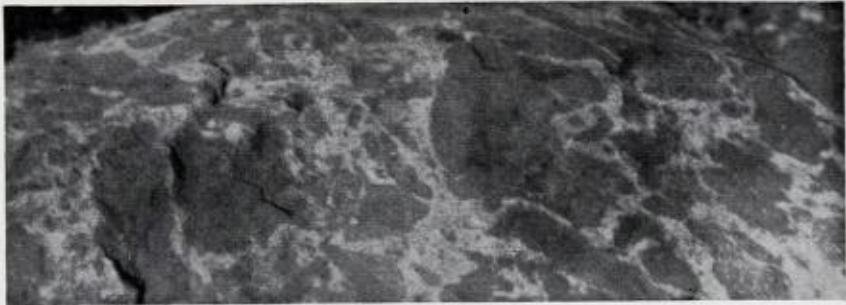


Fig. 13. Gabbro gjennomvevet av trondhjemit. Linse i glimmergneis like ved skyveplanet. Store Kjukkelen (8.8, 59). Fot. FOSLIE 17/9—30.

Gabbro interwoven with trondhjemite. Lens in micaeous gneiss near the thrust-plane.

Dalsøkket fra Jengelvatnet til vestre Jengelskarvatn er et erosjonshull i det metamorfe dekke hvor underliggende eruptiver, vesentlig gabbro, og kalk kommer i dagen. Eruptivbergartene inneholder her stadig inneslutninger av kalk, gabbroen er ofte intrudert av hvit granitt, tildels rent breksjeaktig. Kalken og de to slags eruptivbergarter veksler stadig uten noen åpenbar regelmessighet. Et profil nordvest for Jengelvatnet viser: 5 m kalk, 60 m vesentlig lys eruptivbergart, 30 m vesentlig gabbroid bergart, 30 m kalk, 35 m gabbro, 15 m kalk, 80 m gabbro.

I østhellingen av store Kjukkelen står gabbro med inneslutninger av kalk og muligens også av kalksilikatbergart. I den overliggende lyse glimmerskifergneis er det linser av gabbro med lyse granittårer (fig. 13). Ved grensen er det finkornet flintaktig mylonitt. «Grenseplanet synes her skarpt og med flatt vestlig fall. Intet i veien for at det kan være overskyvningsgrense, da der ikke synes å være direkte forbindelse mellom det og tilgrensende bergarters tekstur (strøk og fall)». (FOSLIE, dagbok 17/9 —30).

Øst for store Kjukkelen ved kartgrensen brer eruptivbergartene seg ut til stor bredde og mektighet, samtidig som den underliggende sedimentserie blir valset ut til en meget liten mektighet mellom eruptivplaten og Børgfjell-massivet. Likesom i området vest for Jengelvatn er det stadig veksel av bergartene og breksjeaktig intrusjon av hvit granitt i gabbro.

Den lyse trondhjemit i den østlige del av dette område er gneisaktig forskifret der den grenser til Liming-avdelingens sedimenter i Gjukare jappo. Nordover blir den mer massiv og i Lille Kjukkelen 2 km nord for kartområdets nordgrense står den helt til topps i dette fjellet, som hever

seg vel 250 m over flaten østenfor, trondhemitt-platen må her ha minst så stor mektighet som denne høydeforskjellen.

Gabbroene i eruptivkomplekset ved skyveplanet er som vanlig i området helt omvandlet med albitt og epidot, eller saussuritisert plagioklas og med pyroksenene omvandlet til hornblende. Noen av dem har bevart listestruktur med tavleformete feltspater. De lyse bergarter er trondhemittiske til diorittiske, de er ofte mer basiske enn typiske trondhemitter med rikelig innhold av biotitt og med noe hornblende, i noen tilfelle også fattige på kvarts.

Det er påfallende at kalken, som tydelig viser seg å henge sammen med glimmergneisen og således hører hjemme i det skjønne metamorfe kompleks, har en forkjærlighet for å finnes ved skyveplanet. Kalk forekommer ikke så rikelig i dette bergartskompleks at alle disse kalkforekomster kan være rent tilfeldige. Da kalkstein er en tektonisk meget lett bevegelig bergart, må dette forhold ha bidratt til å lette bevegelsen etter skyveplanet.

Eruptivbergartene ved skyveplanet må uten tvil være blitt intrudert langs dette, men på et tidspunkt før bevegelsene var stanset opp. Til bergartene i det skjønne metamorfe kompleks har de til dels intrusjonsgrenser, mens de har tektoniske grenser til bergartene i det underliggende.

Glimmerskifrer og glimmergneiser.

Glimmerskifrene og glimmergneisene er for det meste grovkornete bergarter med store synlige glimmerblad. Hovedmineralene i begge slags bergarter er kvarts, plagiokals (oligoklas eller andesin), muskovitt, biotitt og granat. Staurolit er påvist i et enkelt slip. I noen av bergartene finnes kloritt og epidot, men dette er sannsynligvis sekundære omvandlingsprodukter.

Forskjellen mellom glimmergneiser og glimmerskifrer er at glimmergneisene er rikere på feltspat og fattigere på glimmer enn glimmerskifrene. Av glimrene er det først og fremst muskovitt som det finnes mindre av i glimmergneisene enn i glimmerskifrene, derimot er glimmergneisene ganske rike på biotitt.

I det ytre skiller glimmergneisene seg fra glimmerskifrene ved at de er mer tykkskifrige med tildels dårlig utviklet skifrihet. Noen av glimmergneisene har en helleskiferaktig oppdeling etter skifriheten, disse representerer antagelig kvartsrike sedimenter. Noen av glimmergneisene er båndet med vekslende lag av noe forskjellig mineralsammensetning og farge. (Analyse 8).



Fig. 14. Kvartsitt. Orrekdalen (8.5, 54). Fot. FOSLIE 22/9—30.

Quartzite.

Som innleiringer i glimmergneisene og glimmerskifrene finnes lag av kvartsitt og krystallin kalkstein.

Massiv grovkornet lys kvartsitt finnes i Orrekdalen vest for Orrekvatn med 200 meters mektighet (fig. 14). Andre steder er det tynnere bånd av kvartsitt som tildels kan følges over lange strekninger. Kvartsittene er båndet, tildels vekslende med glimmergneis og tydelig av sedimentær opprinnelse.

Kalklagene i glimmergneisen like ved og over skyveplanet er allerede omtalt. Kalklaget som ligger innfoldet i grønnstein syd for Kløvfjell kommer i strøkførtsettelsen nordover inn i glimmergneisen over skyveplanet og ender i Jengelfjell, hvor den omgir den store olivinsteinskuppen her. Andre kalklag i glimmergneisen er av mindre mektighet, og det er også en mengde kalklag som er for små til å komme med på kartet. Det er også forekomster av kalksilikatbergart, og bl.a. en forekomst av lys brun granat (grossular?) vest for Jotjern.

Granittiske gneiser.

Tydelig skifrige gneisstruerte granittiske (mikroklinrike) gneiser forekommer sammen med glimmergneisene, dels som tallrike slirer og linser i disse, dels i store og vel avgrensede partier.

De granittiske linser i glimmergneisene er av alle størrelser opp til flere meter store innleiringer (fig. 15). De er orientert etter foldings-



Fig. 15. Glimmergneis med granittiske slirer. Steinfjellet ved Gallinen jaure (52, 32).
Fot. STRAND 24/8—53.

Granitic veins in micaceous gneiss.

strukturene i den omgivende glimmergneis, de må enten være blitt foldet under eller etter sin dannelse, eller de må ha føyet seg inn etter foldningsstrukturer som allerede var tilstede i glimmergneisene. Små slirer av den lyse gneis kan gå over til rader av spredtliggende feltspatøyne.

Bergarten i linsene er en lys, grovkornet gneis med tettliggende linseformete mikroklinkorn av omkring centimeters størrelse. Grensen til glimmergneisen er skarp om enn ikke hårskarpt avskjærende. Også finkornete granittiske bergarter finnes som linsener og slirer i glimmergneisene.

Den granittiske gneis som forekommer i større sammenhengende felter i den sydlige del av området er en sterkt skifrig finkornet gneis av lys eller rødlig farge. Den skiller seg tydelig fra den meget mer grovkornete bergart i linsene i glimmergneisene. Den granittiske gneis kan noen steder, som ved veien Gjersvik—Brekkvasselv vest for kartgrensen, inneholde bånd av glimmergneis, likesom det kan finnes bånd av den granittiske gneis i glimmergneisen. Ved grensen mellom granittisk gneis og glimmergneis ved veien Gjersvik—Brekkvasselv synes det å være jevn overgang mellom de to slags bergart. En annen sak er at overgangen finner sted over en så kort strekning at det ikke kan være tvil om hvor

grensen skal legges inn på kartet. Man kan her også se at granittgneisen har de samme foldningsstrukturer som glimmergneisen.

I området omkring Skartjern er det et stort felt av grovkornet, porfyrgranittisk gneis med tettliggende linseformete korn av mikroklin av størrelse omkring en centimeter. Bergarten er således av lignende type som i linsene i glimmergneisen. Gneisen inneholder striper av glimmergneis og har på vestsiden en grensesone av glimmerrik gneis med de samme linseformete mikroklinkorn som i hovedgneisen, bare mer spredtliggende.

Granittgneisene ved Storelva i det nordvestlige hjørne av kartblad Namsvatnet er av vekslende struktur og kornstørrelse. De er delvis porfyrgranittiske.

Som en inneslutning i gneisene i dette område er det et bredt drag av amfibolitt, amfibolitten fører striper og bånd av mikroklinførende gneis og pegmatitt. Både amfibolitten og gneisen er ofte intenst foldet. Gneisen som forekommer i og ved amfibolitten er for en stor del mørk og biotittrik og inneholder også epidot og hornblende.

De granittiske gneiser er i sin opptreden nær knyttet til glimmerskifrene og glimmergneisene, og meget taler for at de er dannet ved granittisering (feltspatisering) av disse. Likeså kan det rikelige plagioklasinnhold i mange av glimmergneisene være et resultat av feltspatisering.

Granodiorittiske og granittiske intrusivbergarter.

Et tydelig yngre ledd i bergbygningen i det vestlige område er en serie av eruptivbergarter, som gjennomsetter de andre bergarter, også de granittiske gneiser. Eruptivbergartene er olivinsteiner, gabbroer, granodioritter og lyse (aplittiske) granitter.

Gabbro finnes i et område syd for Middagshaugen nær kartområdets vestgrense, den er her på alle sider omgitt av granodioritt. Den har utseende som en normal spettet gabbro med lys feltspat og hornblende i grønlig korn. Den er noe vekslende i kornstørrelse og mineralsammensetning, snart mørkere, snart lysere feltspatrik. Ved grensen til granodioritten veksler de to slags bergart tildels med sliret bånding, så det er tydelig at gabbroen og granodioritten hører sammen i en høyere enhet. Gabbroene fører ganske uomvandlet feltspat, mens det mørke mineral overveiende er hornblende, det finnes rester av pyroksen.

Granodioritten forekommer i tre større intrusivlegemer, det ene syd for Middagshaugen, det annet i Steinfjell mellom Sturjen og toppen av



Fig. 16. Granodioritt med ganger av hvit aplitt og pegmatitt. Nordligste bøi i Orrekelvens (9, 50.2). Fot. FOSLIE 20/9—30.

Granodiorite with dykes of light aplite and pegmatite.

nordre Steinfjell, mens det tredje strekker seg fra ved Orrekelvens dal sydover over Bleikarfjell og Kløvfjell, dets avrundete grenselinje i nord stikker bare omkring 200 m nord for kartområdets nordgrense (fig. 16).

Et lite, isolert område med granodioritt finnes i den østlige del av Joalinakken, det er en erosjonsrest hvor den sydøstlige del er fjernet av erosjonen så de underliggende eruptivbergarter og kalksteinen ved skyveplanet kommer i dagen.

Granodioritten er lys og middelskornet, den viser en sukkerkornet struktur som henger sammen med at kvartsen er omkrystallisert til en finkornet masse. I den lyse grunnmassen ligger spredte, millimeterstore flak av biotitt, bergarten ligner meget på den vanlige type av trondhemitt. (Fig. 17). Mikroskopiske undersøkelser viser at feltspaten overveiende er plagioklas som ofte viser sonarstruktur med skarpe rettlinjete sonegrenser etter krystallflater, ofte finnes rekurrent sonarbygning. Mikroklin finnes i underordnet mengde og ligger som fylling mellom plagioklaskornene med meget uregelmessige korn grenser. Kvartsen danner som nevnt en finkornet mellommasse mellom feltspatkornene. (Analyser 10 og 11).

Det finnes også mørke, temmelig biotittrike varieteter av bergarten. Strukturen er ikke alltid helt masseformet, det kan være en tydelig parallellordning av biotittbladene og noen steder kan bergarten være gneisstruert.



Fig. 17. Granodioritt, tjern øst for høgd 606 (59, 41), 57A 124.

Granodiorite.

Intrusivlegemene har konkordante grenser til glimmergneisene, avskjæring av sidebergarten er neppe iaktatt. Bergarten har i all fall noen steder tydelig bekning parallell overflaten.

På nordsiden av granodioritten i sydhellingen av nordre Steinfjell ser det ut som om granodioritten stikker inn under glimmergneisen i vest, mens det lengere øst ser ut som om granodioritten ligger øverst.

I nærheten av grensen til granodioritten sender granodioritten ganger inn i sidebergarten og det kan være en gradvis overgang til granodioritten ved at gangene øker i tall og størrelse. Slike grenseforhold er iaktatt i den sydlige smale del av granodioritten nord for Sturjen og på vestsiden av granodioritten i Bleikarfjell. På østsiden av granodioritten syd for Middagshaugen er det en grensesone av sterkt skifrig bergart med porfyr-oblaster, mens det på vestsiden (vest for kartets område) er skarpt skjærende ganger av granodioritt i nærheten av grensen.

Inneslutninger av glimmergneis forekommer vanlig i granodioritten, også utenfor grensesonen, de største av disse er avsatt på kartet. Inneslutningene kan ha utflytende grenser og det er iaktatt feltspatporfyr-oblaster i dem. Det finnes inneslutninger av kalksilikatfels og av bergart med lysebrun granat (grossular?).



Fig. 18. Granodioritt gjennomslutt av hvit aplitt og pegmatitt (se fig. 19). Øst for toppen av Bleikarfjell (7, 49). Fot. FOSLIE 14/7—31.

Granodiorite cut by light aplite and pegmatite (see fig. 19).

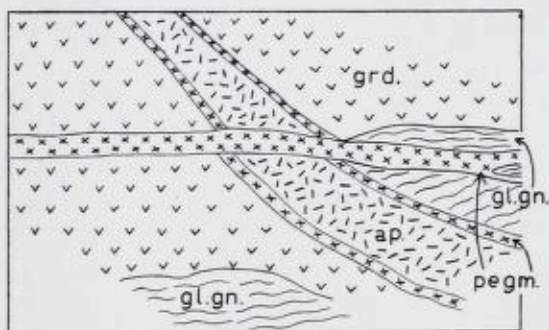


Fig. 19. Skisse fra FOSLIES dagbok til fotografiet fig. 18. Merk forskyvning av ganggrenser ved yngre pegmatittgang.

Sketch from Foslie's diary to the photograph fig. 18. Note dilatational nature of younger pegmatite dyke. Gl. gn. = micaeous gneiss, grd. = granodiorite, apl. = aplite, pegm. = pegmatite.

Granodioritten kan inneholde uskarpt begrensede slirer av lys granitt, slike slirer finnes i granodioritten syd for Middagshaugen, hvor vi har den ovenfor omtalte slirete veksling av granodioritt og gabbro. I granodioritten i Steinfjell er det iaktatt slirer og årer av lysere finkornet aplittisk granitt. Bleikarfjell-granodioritten er rikelig gjennomsett av lys aplittisk granitt, (fig. 18 og 19), ved Orrekvelven er det et utall av skjærende ganger av lys aplitt og pegmatitt. Også i denne granodioritt forekommer den lyse bergart som årer og slirer. Etter OXAAL (1910, s. 14) har de gjennomsettende ganger porfyrisk struktur med opp til $4\frac{1}{2}$ cm store feltspatinnspregninger.

Den lyse aplittiske granitt er for det meste helt uten mørke mineraler, i noen tilfelle med noen bitte små synlige biotittflak. Den kan være grønspettet av små epidotkorn. Mikroskopet viser at feltspaten overveiende er plagioklas, albitt eller albitt-oligoklas, med antydning til krystallbegrensning, det er iaktatt sonarstruktur. Det finnes mikroklin med samme uregelmessige korngrensener som i granodioritten, dessuten kvarts og epidot, mens mørke mineraler nesten helt mangler. (Analyse 13).

Som det sees av kartet forekommer den som et sammenhengende intrusivlegeme, i det blottete erosjonssnitt sterkt buktet og lappet, som strekker seg fra Orrekvatn i nord til vest for Namsens utløp av Namsvatnet i syd. Intrusjonsmåten er øyensynlig den samme som for granodioritten. Den har også lignende grenseforhold til glimmergneisene, disse er i nærheten av den lyse granitt rikelig gjennomsett av ganger fra denne. Disse hvite ganger gjennomsetter også de gneisgranittiske slirer i glimmergneisen. I nærheten av grensen blir gangene av den hvite granitt ekstra tallrike. Vest for Kløvfjell er det en gradvis overgang til den hvite granitt fra glimmergneis ved at mengden av gangene i glimmergneisen tiltar så det tilslutt blir mer av granitten enn av gneisen. I samme strøk er et kalklag helt innesluttet i den hvite granitt, som står på begge sider av kalklagene. Det nevnes også herfra at kalklagene er sterkt oppblandet med granitten.

Øst for toppen av Bleikarfjell er det gradvis breksjeaktig grense mellom den hvite granitt og granodioritten, idet det fra øst mot vest først treffes mørkere bruddstykker i den lyse granitt, så den mørkere granodioritt med et kryssende nettverk av hvite årer. Gangene av den hvite granitt i granodioritten er omtalt foran.

Granodioritten og den lyse aplittiske granitt synes etter kartbildet og etter de iakttagelser som foreligger å opptre som konkordante linseformete intrusivlegemer, som kan betegnes som fakolitter. OXAAL (1910,

s. 15) kom tilsynelatende til et noe annet resultat, idet han anså granodioritten for å opptre som en «stokformig masse». Med dette uttrykk har han antagelig villet fremheve deres tydelig gjennombrytende opp-treden, til forskjell fra andre granitter i området, først og fremst i Børgefjell-massivet, som han anså som lakolitter.

Diabasganger.

De yngste bergarter i det vestlige metamorfe kompleks er diabasganger som setter gjennom alle andre bergarter, også den lyse applittiske granitt. De har imidlertid vært utsatt for bevegelser og omvandling etter størkningen, bergartene er sterkt omvandlet og klorittisert, men viser noen steder listestruktur i feltspatene. Da lignende ganger ikke er funnet i bergartsseriene under det store skyveplanet, må de være eldre enn overskyvningen.

I Storkjukkelen (10, 59) finnes en diabasgang med 5 meters tykkelse og nord-sydlig hovedretning. Den har ikke et retlinjet forløp, men er tydelig vridd av senere bevegelser. En tilsvarende gang med øst-vestlig retning er funnet i høgd 1025 i Bleikarfjell (7.5, 51.5).

Landoverflaten.

Den største del av kartområdet er fjellstrekninger, men fjellene har for det meste avrundete former, det er få fjell med bratte styrtninger. Dette henger sammen med at overflaten er lite påvirket av lokal nedising, det finnes heller ikke breer i området i nåtiden. De høyeste fjell er i den nordligste delen av området, i nordøst Jetnamsklumpen, 1521 m. o. h., og i nordvest Skletfjell, 1339 m. o. h., med toppen like nord for kartgrensen.

Ser en nærmere på de forskjellige deler av området, framgår det en tydelig sammenheng mellom berggrunn og fjellformer. Børgefjell-massivets granittiske bergarter danner store, massive fjell. Området er sterkt gjennomskåret av daler i forskjellige retninger. Dette henger vel sammen med områdets oppbygning av noenlunde flattliggende plater av granittiske bergarter med underliggende og mellomliggende plater av glimmerskifer og porfyroblastskifer. Når erosjonen har skåret seg gjennom de granittiske bergarter, vil det videre arbeide i de underliggende skifer være forholdsvis lett.

I serien av de lavmetamorfe bergarter er det enkelte avdelinger av hårde og motstandsdyktige bergarter. Dærgafjell-kvartsitten nord for

Huddingsdalen står i bratte fjell, tildels med høye styrtninger. Grønnsteinene i Orklumpen og i stroket nord og vest for den nordlige del av Limingen viser også mer utpregete fjellformer.

Området på nordsiden av Namsvatnet, nordover til Tøndefjell, hvor bergartene er lite motstandsdyktige, viser lave høyder og sterkt avrundete former og er dessuten gjennomskåret av et tett nett av elver og vann. Grensen til Børgfjell-massivets område i øst er ikke skarpt markert i landformene, fordi bergartene i massivet hever seg langsomt opp under de vestenforliggende bergarter. Viermas dal følger denne grensen og dessuten ligger store Namsvatnet og Midtivatnet ved grensen mellom de to bergartsavdelinger.

Derimot er grensen til det vestlige område med høymetamorfe bergarter skarp, da disse ligger over bergartene østenfor med en tydelig glintrand ved skyvegrensen. I det vestlige område, som er bygget opp vesentlig av glimmergneiser med massive intrusivbergarter, er det massive avrundete fjell med ganske store høyder. Bergartenes overveiende nord-sydlig strøkretning gir seg tydelig til kjenne i relieffet, selv om det er avvikelser som følge av terrengets helling.

Elveløpene og avrenningsforholdene i området byr på ting av interesse, som er utredet av ÅNGEBY (1947). Innenfor kartområdet har det skandinaviske hovedvannskille et øst-vestlig forløp svarende til vannskillet mellom Namsvatnet i nord, som har avløp vestover gjennom Namsen, og Limingen i syd, som har avløp østover gjennom Kvarnbergvatnet. Etter ÅNGEBY er det vestlige avløp fra Namsvatnet en sen dannelse og Namsen på stykket nedenfor utløpet av Namsvatnet har karakter av en ung gjennombruddsdal med sterk helling. At Orrevatnet, som nå har avløp til Namsvatnet, tidligere har hatt østlig avløp, vises av elven fra Moarren jaure, som er en agnordal.

I sitt arbeide fra 1955 har ÅNGEBY et kart over passdaler i Jämtland og Trøndelag (fig. 8, s. 24). Passdaler er dalsenkninger som ikke faller sammen med nåværende elveløp og som oppfattes som rester av tidligere tiders dreneringssystemer. Disse passdaler avsatt på ÅNGEBYS kart faller innenfor kartområdet: senkningen Sørvatnet—Vekteren, dalsenkningen syd for Jotjern på Steinfjellet, senkningen ved vannskillet mellom Sapmanelven og vatn 990 i store Børgfjell, senkningen mellom Orrevatnet og Rørsjøen (for største delen på svensk side av grensen) og Lybekkdalen øst for sydenden av Renselvatnet

De løse avleiringer.

Isbevegelsens retning.

Som det vil sees av kartet er isbevegelsens retning målt på et stort antall steder innenfor området. Dette skyldes vel først og fremst FOSLIES omhyggelige arbeide og neppe at skuringsmerkene er særlig kraftig utviklet eller vel bevart i området.

Skuringsstripenes retning svinger mellom sydvestlig og nordvestlig, og man kan muligens snakke om en midlere vestlig retning.

Særlig vakkert utviklet isskuring er iaktatt på søndre Steinfjell (Sturjen) på glimmergneis, det er her utmodellert brede traug i isbevegelsens retning og det finnes halvmåneformete figurer.

At isbevegelsen over hele området har gått fra øst mot vest vises ved funn av blokker fra svensk side av grensen i den nordøstlige delen av området: grafitfyllitt og andre fyllitter, gul dolomitt og Vojtja-konglomerat. Ved Snotjelbakken nord for Rækarvatna er det funnet blokker av Børgfjell-granitt.

Bregrus.

Som kartet viser er store deler av området dekket av bregrus. Bregrusdekket er avmerket på kartet bare der hvor det dekker og skjuler berggrunnen over større sammenhengende strekninger og det har således adskillig større utbredelse enn kartet viser. Den største utbredelse og mektighet synes bregrusdekket å ha i den nordlige del av Børgfjellmassivets område, når det tas hensyn til at det her overveiende er hårde bergarter og et ganske kraftig relieff.

I dagbøkene nevnes det fra mange steder mektige moreneavleiringer. Et mål for mektigheten av bregrusdekket kan fåes ved Lotterelven (ca. 3, 17), som har gravd seg ned gjennom mektige morenemasser «sikkerlig opptil 30 m mektige» (FOSLIE, dagbok 18/8 —30).

I noen deler av Børgfjell-massivets område er løsdekket i all fall nærmest overflaten helt fritt for finere materiale og består av stein og blokker, disse er delvis skarpkantete og er helt overveiende av stedets bergarter. Øde steinflyer setter sitt preg på landskapet. Steinflyer er innenfor kartområdet utbredt særlig omkring Jetnamen-jaure, herfra har OXAAL (1910, s. 4) reprodusert et fotografi. Fra strøket øst for Jetnamen-jaure har FOSLIE notert at enkelte fremmede blokker kan finnes blant

materialet i steinfløyene, som således må være ytterst blokkrik bunnmorene.

Det er i områdets bregrusdekke fra flere områder iaktatt terrengformer som ansees som oppstått ved isdekkets avsmeltning som dødis.

På begge sider av Jetnamen-jaure er det terrasse-lignende avsatter dekket med store blokker, de finnes på nord-østsiden i høyder omkring 6—7, 10, 25 og 30 m over vannet. På sydsiden ved den østlige del av vannet er det buktede rygger som går omtrent parallelt med vannet. Antagelig er dette merker etter kanten av en smeltende isrest i innsjøens basseng.

Bregrusdekke med hauget overflate ansees som dannet ved dødisavsmeltning. Fra den østlige del av kartområdet er det notert morenelandskap «med svære blokker og groper» fra området syd for Nobrien-cokka (dagbok 12/8 —30).

Best utviklet er slike overflateformer i issjøområdet ved Jengelvatnet og på nordsiden av vestre Rækarvatn. Fra det førstnevnte område er de omtalt av O. HOLTEDAHL etter T. HORSBERGS undersøkelser. Det er her store hauger av vasket sand og grus, med innhold av stor stein, som iblant, ifølge HORSBERG, er avplanert øverst omtrent i issjøstrandlinjens høyde. Langs etter tangen på nordvestsiden av Jengelvatnet strekker seg en esker-lignende grusrygg, tildels med blokker på overflaten (avsatt på kartet s. 821 i Norges geologi, bd. II).

Merker etter en lokal bre fra en sen tidsperiode finnes på vestsiden av elven fra vann 960 (7.3, 24), hvor det er to resente endemorener, av hvilke den nederste når helt ned til elven. Ovenfor, i skaret på vestsiden av elven, ligger det nå en stor snøfonn.

Issjøavleiringer.

Fra flere strøk i området finnes det avleiringer og strandmerker som viser at vassdragene har vært oppdemt og at sjøene har stått på et høyere nivå enn nå. Dette skyldes oppdemning bak den smeltende innlandsis. Isskillet med innlandsisens tykkeste del lå i disse strøk på svensk side av grensen, og avsmeltningen foregikk fra vest mot øst. Ved de senere stadier av avsmeltningen gikk innlandsisen over til å bli en dødis uten bevegelse, som smeltet ovenfra og nedover. De høyestliggende deler av landskapet ble først isfri, mens isrester lå lengst i senkningene. Kartområdets issjøavleiringer er tidligere omtalt og beskrevet av OXAAL,

FOSLIE og ÅNGEBY. O. HOLTEDAHL har i Norges Geologi bd. II s. 818—821 gitt en oversikt over disse forhold i området, han har som nevnt også benyttet upubliserte undersøkelser av T. HORSBERG fra Jengelvatn-området.

Ved Orrekelven og Storelven, ved kartgrensen i den nordvestlige delen av området, er det store fyllinger av mjele og finsand med terrasse-overflate. Avleiringen står i bratte hvite vegger på begge sider av Storelven. På vestsiden av Storelven er det er flat avsats på 560 m. o. h., på østsiden går avleiringene adskillig høyere opp. Den største høyde for avleiringene, 575 m. o. h. etter barometermålinger, er den samme i Storelvens og Orrekelvens daler, det må således ha vært en oppdemning til dette nivå.

Områdets vakrest utviklete issjøområde er omkring Jengelvatnet; tydelige strandterasser i høyde nær 30 m over Jengelvatnet viser at Jengelvatnet og begge Jengelskarvatna har vært oppdemt i høyde med Jengelskaret vest for vestre Jengelskarvatn¹. Strandterassene er minst 5—20, opptil 100 m brede, dels av akkumlulasjons- dels av erosjonstype. Avleiringene i bresjøen er mjeleaktig fin sand. I Jengelskaret er det tydelige merker etter sjøens avløpselv. FOSLIE noterte herfra markerte seter 2 m høyere enn passhøyden i skaret, setrene består av vasket sand og grus, tildels temmelig grovt og uensartet materiale.

HOLTEDAHL diskuterer spørsmålet om hvorvidt issjøen har hatt en sammenhengende vannflate eller om det bare har vært en randsjø langs en smeltende dødismasse. De vel utviklete strandterasser kan ifølge HORSBERG tyde på at sjøene har eksistert forholdsvis lenge og at den i senere stadier har vært en sammenhengende sjø. Isdemningen antas å ha ligget ved Blyvatnet.

Mindre tydelige merker etter oppdemning er det på nordvestsiden av vestre Rækarvatn (4, 54), det er her sikre strandmerker 18 m over vannet og et øverste platå med grovt steinet utvasket morenemateriale omkring 40 m over vannet.

Ved Viermavatnet (8, 12) er det grusavleiringer langs vannet med rester av terrasser og en øvre nokså markert terrasse $20\frac{1}{2}$ m over vannet.

Nord for Jetnamen-jaure er det en sete opp i fjellskråningen som må være dannet ved oppdemning mellom fjellsiden og iskanten.

¹ Kartet har høydetall 662 for Jengelvatnet og (på målebordsbladet) 682 for Jengelskaret. Kartets høydeforskjell mellom disse to nivåer er således 10 m for liten etter FOSLIES og HORSBERGS overensstemmende høydeoppgaver for strandlinjen.

På nordøstsiden av det lille vannet syd for Nobrien-cokka (3.8, 18.5) er det en stor horisontal flate som består av morenemateriale i høyde $3\frac{1}{2}$ m over vannet.

På vestsiden av Langtjern vest for Nouna (57.5, 46) er det tydelige terrasser 15 m over tjernet, som svarer til passhøyden syd for tjernet.

Ved veien ved den vestre del av Bjørkvatnet og vest for dette er det ganske store mengder av sand, tildels med terrasseoverflate, i sanden er det adskillig store stein. Sandavleiringen går opp til vel 50 m over Bjørkvatnet (520 m o. h.). Sanden her er antagelig avleiret i vann som har stått bak en isdemning i øst.

Ved isavsmeltningen ble den nordlige del av Limingens basseng isfritt mens isen ennå lå i den sydlige del. Omkring den nordlige del av Limingen og Vekteren ble det da demt en sjø som hadde avløp til Namsvatnet over det laveste passet mellom Vekteren og Sørvatnet vest for Skånåli seter. Passet ligger etter ÅNGEBY 63 m over Limingen. Om avleiringene fra dette avsnitt av Limingens historie har FOSLIE skrevet (NGU Nr. 122, s. 69):

«Omkring Limingen såes til å begynne med hverken strandlinjer eller terrasser. Imidlertid fant jeg i år ved Bjørkvaselvens utløp i Lille Limingen¹ utpregede og meget høye terrasser av sand og grus, men av meget liten utstrekning. Den øverste flate er bare bevart som en liten erosjonsrest, og når opp til 60 m over Limingens vannspeil. På lavere nivå sees sandavleiringer på mange steder rundt Lille Limingen, likesom hele dette bassin, der har en maksimumsdybde av kun 4 a 5 m., består av utskyllet sand. Nu viser det sig at høyden av denne øverste terrasse nøyaktig faller sammen med høyden av vannskillet mot Namsvatn, vest for Skånaligårdene. Der kan derfor ikke være tvil om at Limingen i sin tid har vært opdemt av is fra øst og hat avløp nordover til Namsvann.

Ved denne opdemning har også hele Huddingsdalen stått under vann, og her finner man overalt helt op til 1 km. ovenfor øvre ende av Huddingsvann utbredte avleiringer av fin- til middelskornig sand tildels med vakker deltaskiktning. Opdemningen må ha nådd op til henimot vestre Vallervann.

Terrassene efter alle disse opdemninger finner man som rimelig kan være vesentlig kun ved utløpet av de store elver. Langs vannenes bredder forøvrig er der sjelden spor å se efter dem.»

¹ I kartområdet Trones (rekt. 54 C).

Da isen var smeltet vekk så bare den sydligste del av Liming-bassenget var fylt av is, fikk issjøen et nytt og lavere utløp over Styggedalen til Tunnsjøen, passhøyden er her 46 m over Limingen etter ÅNGEBY (1947, s. 172—173). Ved Røyrvik kirke er det terrasser på vestsiden av elven 36—38 m over Limingen, det er her også terrasser på lavere nivåer, 26, 20 og 13 m over Limingen. Ved sydvesthjørnet av Vekteren er det ganske mektige avleiringer av finsand som bekkene har skåret seg ned i. Tomasseter ligger her på en terrasseflate 460 m o. h. (omkr. 30 m over Vekteren, 40 m over Limingen).

Elveavleiringer.

Foruten de foran beskrevne issjøavleiringer finnes det lagdelt sand og grus som ligger i nivå med de nåværende vassdrag og som er avleiret av elvene under de samme forhold som vi har idag.

Ved Viermas og Orvasselvens utløp i store Namsvatn er det en stor ør. Opp efter Orvasselvens svakt hellende dal er det på flere steder sandfyllinger, ved Lotterelvens utløp i Orvasselven er det således en helt plan terrasseflate av grus.

Det er dessuten elvefyllinger ved Namsen og på vestsiden av Saksvatnet ved elvens utløp i vannet.

Malmer, ertser og andre nyttige mineraler og bergarter.

Blant områdets forekomster av økonomisk interesse har de store kisforekomster en helt dominerende stilling, og det må også kunne regnes med mulighet for funn av flere forekomster av samme slag. Områdets store kisforekomster opptrer i grønnstein og er av samme type som forekomstene på Vestlandet og i den nordvestlige del av Trondheims-feltet (Løkken). Ertsmineralene er svovelkis, magnetkis, kopperkis og sinkblende. Ved Gjersvik finnes magnetitt i forholdsvis stor mengde, ved Joma er det små mengder av blyglans. Forekomstene er blitt beskrevet av FOSLIE (1926, 1927, 1949) og det kan henvises til disse beskrivelser for nærmere enkeltheter.

Gjersvik forekomst ligger på nordsiden av Limingen like øst for stedet Gjersvik. Malmlegemet har form som en flat skål eller mulde med en midlere bredde av omkring 200 m og en lengde av 500 m. Skålens lengdeakse har en midlere helling av 19°, som noenlunde svarer

Gjersvik-forekomstens malmforråd (etter FOSLIE).
Ore reserves of the Gjersvik deposit.

	tonn	S %	Cu %
Koppermalm — <i>Copper ore</i>	54 000	20	6.3
Kopperrik svovelkis — <i>Copper-rich pyrite</i>	220 000	42	4.5
Kopperholdig svovelkis — <i>Cupiferous pyrite</i>	963 000	42.3	1.7
Oppredningsmalm 433 000 t som vil gi — <i>Dressing ore, to yield</i>	185 000	44	2.1
	1 422 000	42.5	2.2
Sannsynlig og mulig malm	intet		
<i>Probable and possible ore</i>	<i>none</i>		

til terrengets helling. Rundt hele mulden går malmen ut i dagen som en rustsone. Den midlere mektighet er 4 m (maksimal mektighet 8 m), det er dessuten partier av fattigere oppredningsmalm i hengen av rikmalmen. Forekomsten er undersøkt ved stoll drift og borhull og er kjent i hele sin utstrekning.

Joma forekomst ligger på sydsiden av Orvatnet omkring 2 km sydøst for sydøsthjørnet av Huddingsvatnet, bare 4 km fra riksgrensen, 585 m o. h. Også i denne forekomst ligger malmen i en skål eller mulde med akse hellende mot sydvest, hovedtrekkene i strukturen fremgår meget tydelig av det geologiske kart.

Malmen står blottet i dagen bare i Orelven, ellers er det utgående kjent ved røskinger og borer til fast fjell. Under dagen er forekomsten undersøkt ved neddrivning av en sjakt og ved 64 diamantborehull med en samlet lengde av 8775 m, utført i tiden 1913—1943.

Forekomsten består av en rekke større og mindre linser som ordner seg i to parallelle soner. Hengsonen er den betydeligste, til denne hører Nordgangene, Kopper- og Myrgangen og Sydgangene. Disse danner en stor kurve med nesten 1 200 m samlet lengde, hvorav 870 m er malmførende. Omtrent 30 m i ligger av hengsonen har vi Elvegangen, blottet i Orelven, av omkring 250 m lengde. Den største gjennomborete mektighet av malm er 50 m

Joma-forekomstens malmforråd (etter FOSLIE 1949).

Ore reserves of the Joma deposit.

	Tonn	Cu %	Zn %
Koppermalm — <i>Copper ore</i>	944 000	7.0	0.7
Kopperholdig svovelkis — <i>Cupriferous pyrite</i>	7 670 000	1.8	1.2
Kopperfattig svovelkis — <i>Copper-poor pyrite</i>	5 189 000	0.4	1.9
Sinkrik svovelkis — <i>Zink-rich pyrite</i>	1 788 000	0.4	5.1
	15 591 000		
Vaskemalm (30% S) — <i>Dressing ore</i>	2 495 000	1.2	1.4

Sannsynlig malm kan vanskelig angis.

Probable ore: estimation difficult.

Brutto-mengder i de 15.6 mill. tonn påvist malm:

Gross amounts in ore in sight (15.6 mill. tons):

Svovel (S)	6 800 000	tonn
Jern (Fe)	5 900 000	»
Sink (Zn)	300 000	»
Kopper (Cu)	234 000	»
Bly (Pb)	15 000	» (?)
Kobolt (Co)	4 000	» (?)
Sølv (Ag)	380	»
Gull (Au)	3	»

Forekomsten inneholder sterkt varierende typer av malm i de forskjellige deler. Malmen skiller seg fra de fleste andre norske kismalmer ved å inneholde betydelige mengder kalkspat (omkr. 5—10%).

Kirma-forekomsten ligger ved Kirma-jaure 5 km nord-nordvest for Gjersvik. Det er her stykkevis påvist en god svovelkismalm med lavt kopperinnhold med 1—2.5 m mektighet over en strøklengde av 550 m. Forekomsten betegnes som lovende, men er ennå bare meget ufullstendig undersøkt.

De øvrige kisforekomster som er kjent i området er av mindre interesse i praktisk henseende, mange er helt sikkert verdiløse.

Ovenfor veien nord for Bjørkvatnet, vest for Gjersvik, er det som foran (s. 43) omtalt et metertykt lag av vasskis i grønnstein, som forekommer under et 3 m tykt blåkvartslag.

I strøket syd for Huddingsdalen er det i de mørke Rørvikfyllitter lag med et forholdsvis høyt innhold av magnetkis. Disse gir opphav til rustsoner som det har vært skjerpet på. En lignende kisrik rustsone er det i fyllitt på Raudholmen ved nordsiden av Midtivatnet i Namsvatnet.

Renselvatnet skjerp ligger vest for den nordlige del av Renselvatnet (55, 7.5), forekomsten ligger i kalkfyllitt like under grensen til overliggende Dærgafjellkvartsitt. Magnetkis og kopperkis forekommer sammen med kvarts i et $\frac{1}{2}$ m tykt lag i kalkglimmerskiferen. Prøver herfra viser spredte korn av kopperkis i en mørk, hård glimmerskifer. Det finnes ifølge FOSLIES dagbok tildels pen kis, muligens som følge av sekundær anrikning. Det er tre skjerp.

På vestsiden av Kjukkelelven snaut 1 km ovenfor elvens utløp i Jengelvatnet (7.3, 57.7) er det skjerpet på en forekomst med sparsomme ertsmineraler (litt titanjern og spor av bornitt [broket kopper]) i kvartsnyrer i Liming-avdelingens grønnskifer. På nyrene finnes kalkspat, kloritt og muskovitt foruten kvarts og ertsmineralene. Lignende nyrer med kvarts, albitt og kloritt finnes ved toppen av Tøndefjell.

På vestsiden av det lille tjernet vest for Østervatnet finnes det som foran (s. 37) beskrevet lag som er ganske rike på magnetitt og som må være et omvandlet jernsediment. Selv om forekomsten kunde betegnes som jernmalm, er mektighet og mengde ubetydelig.

Kalkstein av god eller brukbar kvalitet vil kunne skaffes i ganske store mengder om behov skulle være tilstede. Kalken i Huddingsdalen har ganske stor mektighet og forekommer like ved eller i nærheten av vei. Kalken har tidligere vært brutt på en rekke steder. Også i kalkdraget vest for Vekteren og Sørvatnet vil det antagelig kunne finnes brukbar kalk, men transportforholdene er her mindre gode. Det har vært brutt kalk på vestsiden av Vekteren.

Støpesand må en regne med å kunne skaffe fra området avleiringer av elve- og bresjøsand.

Noen opplysninger om utnyttelse av området torvmyrer foreligger ikke.

Appendix.

Analyses of rocks from the Namsvatnet and Frøyningfjell map area, made for Steinar Foslie.

List of the analysed rocks with short petrographic descriptions:

For modes, see p. 75.

1. Granitic gneiss, brook at the north side of Jetnamen jaure, 920 m over sea-level (7, 29.2), Børgefjell Massif, specimen 57B 302, (Fig. 1), slide XL 1. Analyst: E. KLÜVER, 1931.

Texture distinctly schistose with quartz arranged in separate rows, microcline porphyroblasts of size up to one centimeter. Irregularly cross-hatched microcline perthite with plentiful albite strings, full of thin quartz-veins, indicating tectonic influence. Plagioclase is near albite. Biotite is greyish brown.

2. Grey gneiss, at the south shore of Store Namsvatnet, north of small lake 469 (0, 0), Børgefjell Massif, specimen 57B 595, slide XLVI 19. Analysts: E. and M. KLÜVER, 1932.

Texture strongly schistose, grain size about 0.1—0.4 mm with a few larger porphyroblasts of feldspar. Microcline is cross-hatched with scarce perthitic inclusions, plagioclase is near albite. Epidote is iron-rich with high interference colours. Biotite is brown.

3. Porphyroblastic gneiss, north-west slope of Vierma-cokka, 1060 m over sea-level (7.8, 15), Børgefjell Massif, specimen 57B 428, slide XLII 7. Analyst: M. KLÜVER 1933.

Texture schistose, there are plentiful light, often quadrangular porphyroblasts of microcline of-size 1 to 4 cm in a dark, fine-grained matrix. Microcline cross-hatched, with perthitic veins and patch-like or larger quadrangular inclusions of albite. Of these two or more neighbouring grains may be in the same optic orientation. Plagioclase saussuritic with comparatively large inclusions of a zoisite mineral in an albitic matrix. Clinzoisite also in separate grains (outside the plagioclase) of size 0.01 to 0.05 mm. Biotite, in grains about 2 mm, is yellowish brown with small inclusions surrounded by dark haloes.

4. Greenstone, sink of the Joma mine (51, 10), specimen 57B 149, slide XIII 24. Analyst: E. KLÜVER, 1923.

Fine-grained light greenish rock. Albite, chlorite and a little of muscovite make out a very fine-grained matrix (grain size about 0.02 mm), in

which there are larger grains of epidote (0.1 mm). Calcite and quartz, in comparatively large grains, are on cross-cutting veins.

5. Greenstone, south end of Langvatnet near Gjersvik (52, 42), specimen 57A 101, slide XIII 25. Analyst E. KLÜVER, 1923.

In a very fine-grained matrix (grain size about 0.01 mm) there are thin needles of amphibole, larger laths of albite and porphyroblasts of brownish green biotite and epidote, of size up to 1 mm. In some porphyroblasts the biotite is intergrown with green chlorite.

6. Calcareous schist of the Liming Division, Snotjelbakken (4.5, 56), specimen 57B 542, slide XLVII 2. Analysts: E. and M. KLÜVER, 1932.

Light grey, rather fine-grained schistose rock with easily visible speckles of biotite. Grain-size about 0.5 mm. The plagioclase is albite-oligoclase with $\gamma > cb$, $a < cb$, calculation from the analysis gives composition An 15, no epidote is found in the slide. The biotite is light yellowish brown.

7. Greenstone of the Liming Division, north of Snotjelbakken (4.5, 56), specimen (probably) 57B 519, slide XLIII 19. Analyst: M. KLÜVER 1933.

Albite and chlorite make out a fine-grained matrix, in which there are epidote porphyroblasts, about 0.2 mm in size, scattered needles of amphibole and a few large porphyroblasts (about 2 mm) of light greenish brown biotite.

8. Micaceous gneiss, gully east of Kløvfjell (4.5, 51), specimen 57B 559, slide XLVI 6. Analysts: E. and M. KLÜVER, 1932.

The rock appears like a dark, rather tough micaschist. The quartz, part of the plagioclase and the micas form a schistose matrix of grain-size about 0.1 mm, the plagioclase is found also in porphyroblasts of size up to 2 mm. It is an andesine with indices distinctly higher than quartz and with calculated composition An 41. The garnet is partly chloritized.

9. Granitic gneiss, west of Klempen, Steinfjellet (western part of the map area). Original specimen and slide not identified, no description or mode can thus be given. Analyst: E. KLÜVER, 1925.

10. Granodiorite, at brook north-west of hill 609 (55, 32), specimen 57A 143, slide XXII 1. Analyst: E. KLÜVER, 1927.

The plagioclase is in sub-idiomorphic grains of size 1 to 3 mm, most of the grains zoned with zone boundaries parallel to straight intercepts of crystal faces. In some grains the zoning can be seen to be recurrent, a less calcic plagioclase is succeeded by a more calcic one with a sharp boundary shown by the Becke line. Composition of the plagioclase varies

about An 20, the calculated mean composition is An 22. Potash feldspar, in grains of a very irregular shape, fill interstices between the plagioclase and other minerals, the plagioclase adjacent to it is sometimes myrmekitic. The biotite is light nut-brown, with minute inclusions surrounded by dark pleochroic haloes. One relatively large idiomorphic inclusion could be shown to be zircon (uniaxial, positive).

11. Granodiorite, north of bend in Orrekelven (9, 50), specimen 57B 504, slide XLII 21. Analyst: E. KLÜVER, 1931.

Relatively coarse-grained rock with grain-size about 5 mm. A few plagioclase grains, about oligoclase in composition, show rectangular idiomorphic outlines and zoning, but most of the plagioclase is saussuritic with comparatively large grains of epidote and muscovite in an albitic matrix. Potash feldspar is present only as inclusions in the plagioclase. Biotite is rather light yellowish brown, with dark pleochroic haloes. A brown to greyish mineral that is probably allanite is present in idiomorphic grains, often as cores surrounded by epidote. (Calcite can not be seen in the slide).

12. Meta-trondhemite, north-east of Gjukare jappo (8.4, 6), specimen 57B 467, slide XLIII 15. Analyst: E. KLÜVER, 1931.

The rock is completely recrystallized to a fine-grained schistose aggregate of quartz, albite, epidote and some muscovite, with larger grains of brownish green biotite.

13. Light granodiorite, just north of hill 892 (1.6, 45), specimen 57B 603, slide XLVI 5. Analysts: E. and M. KLÜVER, 1932.

Relatively coarse-grained rock with grain-size about 5 mm. Almost all the plagioclase is saussuritic, with aggregates of clinozoisite-epidote and muscovite in an albitic matrix. Microcline perthite may in rare cases be found as quadrangular idiomorphic grains, but in general the grains have irregular outlines and often contain inclusions of plagioclase. The microcline may also be found as a coating on plagioclase, that apparently has been resorbed. Myrmekite is present.

Analyses.

	1.		2.		3.		4.		5.	
SiO ₂	77.10	1 285	68.27	1 138	64.47	1 074	46.53	776	55.85	931
TiO ₂	0.26	3	0.56	7	0.71	9	1.65	21	1.20	15
ZrO ₂	nil		nil		0.02					
Al ₂ O ₃	11.51	113	14.75	145	15.57	153	18.42	180	15.33	150
Fe ₂ O ₃	0.49	3	1.22	8	1.18	8	1.45	9	4.56	29
FeO	1.56	22	2.84	40	3.47	48	7.02	97	6.58	92
MnO	0.03		0.05		0.06	1	0.14	2	0.14	2
MgO	0.40	10	1.30	32	2.06	51	5.67	142	3.48	87
CaO	0.17	3	2.08	37	3.36	60	6.98	124	2.93	53
BaO	0.02		0.09	1	0.07		nil		0.01	
SrO	nil		nil		nil					
Na ₂ O	2.62	42	2.98	48	3.20	52	4.77	77	6.49	105
K ₂ O	5.39	57	4.63	49	4.42	47	0.41	4	0.61	6
CO ₂	0.10	2	0.02		nil		2.46	56	0.21	5
P ₂ O ₅	0.035		0.146	1	0.19	1	0.133	1	0.053	
S	0.03	1	0.04	1	0.01		0.30	9	0.33	10
F	nil		nil		nil					
H ₂ O+	0.46		1.12		0.96		3.77		1.80	
H ₂ O÷	0.02		0.06		0.06		0.07		0.09	
	100.195		100.156		99.81		100.033 ¹⁾		99.953 ¹⁾	
	—O—S		0.02							
			100.136							

¹ Including 0.26 and 0.29, respectively, of Fe as FeS₂, also with traces of Cu.

	6.		7.		8.		9.	
SiO ₂	54.22	903	47.04	784	60.13	1002	75.23	1254
TiO ₂	0.59	7	1.28	16	1.14	14	0.18	2
ZrO ₂	nil		0.03		nil		—	
Al ₂ O ₃	9.62	94	17.36	171	16.72	164	13.64	133
Fe ₂ O ₃	0.73	4	5.22	33	1.65	10	0.52	3
FeO	3.39	46	3.42	47	6.19	86	1.08	15
MnO	0.10	1	0.15	2	0.16	0.16	0.04	
MgO	3.52	87	8.68	217	3.14	78	0.61	15
CaO	12.45	222	9.78	175	2.76	49	0.82	15
BaO	0.02		tr.		0.04		0.04	
SrO	nil		—		—		nil	
Na ₂ O	1.72	28	2.32	37	2.20	35	5.43	88
K ₂ O	1.38	14	0.12	1	3.23	34	1.90	20
CO ₂	9.92	225	0.21	5	nil		0.06	1
P ₂ O ₅	0.15	1	0.16	1	0.18	1	0.02	
S	0.01		0.01		0.05	1	0.01	
F	nil		nil		nil		—	
H ₂ O+	2.07		4.23		2.09		0.50	
H ₂ O÷	0.07		0.05		0.17		0.07	
	99.87		100.14 ¹⁾		99.83		100.15	

¹ Including 0.08 Cr₂O₃.

	10.		11.		12.		13.	
SiO ₂	66.25	1104	62.51	1042	66.71	1112	74.75	1246
TiO ₂	0.63	8	0.39	5	0.42	5	0.09	1
ZrO ₂	—		nil		nil		nil	
Al ₂ O ₃	16.22	159	17.86	175	15.89	156	14.01	137
Fe ₂ O ₃	0.94	6	2.64	16	1.62	10	0.67	4
FeO	2.57	36	1.02	14	1.67	23	0.39	6
MnO	0.06	1	0.08	1	0.07	1	0.04	
MgO	1.58	40	1.61	40	1.07	27	0.26	6
CaO	3.55	63	5.17	92	3.64	65	2.01	36
BaO	0.06		0.11	1	0.07		0.04	
SrO	—		nil		nil		nil	
Na ₂ O	4.31	69	3.97	64	4.01	64	4.50	73
K ₂ O	2.88	31	2.54	27	3.07	32	2.59	28
CO ₂	nil		0.77	17	0.32	7	0.04	1
P ₂ O ₅	0.16	1	0.18		0.12	1	0.01	
S	0.01		0.09	3	0.02		0.03	1
F	—		nil		tr.		nil	
H ₂ O+	0.64		1.13		1.28		0.51	
H ₂ O÷	0.04		0.04		0.06		0.03	
	99.90		100.11		100.04		99.97	
		—O for S	0.04					
			100.07					

CPWI-norms.

Calculations by FOSLIE.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Q	39.78	25.80	17.22	—	2.46	31.50	2.40
or	31.69	27.24	26.13	2.22	3.34	7.78	0.56
ab	22.01	25.15	27.25	40.35	55.02	14.67	19.39
an	0.28	9.73	15.01	18.35	10.84	2.78	36.97
C	1.33	1.33	—	3.37	—	4.28	—
Σ sal	95.09	89.25	85.61	64.29	71.66	61.01	59.32
di	—	—	0.46	—	2.04	—	7.13
hy	3.11	6.38	9.14	11.59	14.30	11.80	18.40
ol	—	—	—	8.54	—	—	—
mt	0.70	1.86	1.86	2.09	6.73	1.05	7.78
il	0.46	1.06	1.37	3.19	2.28	1.14	2.43
ap	0.08	0.34	0.46	0.34	—	0.34	0.39
py	—	0.10	—	0.56	0.62	—	—
Σ fem	4.35	9.74	13.29	26.31	25.97	14.33	36.13
	99.44	98.99	98.90	90.60	97.63	75.34	95.45
CaCO ₃	0.20	—	—	5.50	0.50	22.29	0.50
H ₂ O etc.	0.51	1.20	1.05	3.78	1.94	2.17	4.29
	100.15	100.19	99.95	99.88	100.07	99.80	100.24

	8.	9.	10.	11.	12.	13.
Q	21.24	33.18	19.32	18.72	23.01	33.75
or	19.18	11.12	17.24	15.01	18.07	15.57
ab	18.34	46.11	36.15	33.54	33.80	38.25
an	12.51	3.89	16.40	20.02	15.29	9.73
C	5.05	1.12	—	1.22	0.41	0.10
Σ sal	76.32	95.42	89.11	88.51	90.58	97.40
di	—	—	0.22	—	—	—
hy	16.12	2.82	6.94	4.00	3.96	0.78
mt	2.32	0.70	1.39	2.32	2.32	0.93
il	2.13	0.30	1.22	0.76	0.76	0.15
hem	—	—	—	0.88	—	—
ap	0.43	—	0.34	0.42	0.28	—
py	0.10	—	—	0.17	—	—
Σ fem	21.10	3.82	10.11	8.55	7.32	1.86
	97.42	99.24	99.22	97.06	97.90	99.26
CaCO ₃	—	0.10	—	1.75	0.70	0.10
H ₂ O	2.30	0.68	0.68	1.17	1.36	0.66
	99.72	100.02	99.90	99.98	99.96	100.02

CPWI-classification.

- | | | |
|-----|----------------------|---------------|
| 1. | I, 3'', 1, ''3 | Alaskose |
| 2. | I (II), 4, 2, 3 | Toscanose |
| 3. | (I) II, 4, 2 (3), 3 | Adamellose |
| 4. | II, 5, 3, 5 | Beerbachose |
| 5. | II, 5, 2, 5 | Grenadose |
| 7. | (II) III, 5, 4, 5 | Auvergnose |
| 8. | II, 4, (2) 3, 3 | Harzose |
| 9. | I, (3) 4, 1 (2), 4'' | Kallerudose |
| 10. | I (II), 4, 2 (3), 4 | Lassenose |
| 11. | I'', 4, 3, 4 | Yellowstonose |
| 12. | I'', 4, 2 (3), ''4 | Lassenose |
| 13. | I, (3) 4, 2, 4 | Lassenose |

Niggli parameters.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	co ₂
1	507	45	15	1	39	.58	.26	.09	+ 251	
2	309	40	24	10	26	.50	.36	.43	+ 105	
3	250	36	27	14	23	.48	.44	.52	+ 58	
4	121	28	40	19.5	12.5	.05	.55	.48	— 29	
5	168	27	43.5	9.5	20	.05	.36	.22	— 12	
6	180	19	28.5	44	8.5	.33	.61	1.55	+ 91	45
7	109	24	46.5	24.5	5	.03	.65	.53	— 11	
8	214	35	39.5	10.5	15	.50	.42	.26	+ 54	
9	429	45.5	12.5	5	37	.18	.42	.40	+ 181	
10	268	38.5	21.5	15.5	24.5	.31	.45	.72	+ 70	
11	233	39	20	21	20	.30	.45	1.05	+ 54	
12	286	40	18	17	25	.33	.38	.94	+ 86	
13	423	46.5	7	12	35	.28	.32	1.76	+ 183	

Modes.

Estimations by STRAND.

	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12	13
Quartz	40	31	22	2	5	34	2	23	22	20	26	36
Microcline perthite ...	38	18	28						5	×		16
Plagioclase	13	22	30	41	55	17	22	31	49	40	35	34
Epidote		8	6	17	9		41	×	2	13	14	8
Muscovite	4	10		3		7		18	×	12	1	4
Biotite	4	10	13		7	7	1	20	20	12	22	1
Amphibole					6		2					
Garnet								5				
Chlorite	×			31	14	11	30			×		
Apatite	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×
Iron ore	×	×	×		3	×	×	2			×	
Sphene	×	×	×				×		1.5	×		
Calcite				5.5	0.5	23	0.5			2	1	
	99	99	99	99.5	99.5	99	99.5	99	99.5	99	99	99

Summary.

Description of the geological map-sheet Namsvatnet with a part of map-sheet Frøyningfjell.

The geological map here presented is due to the painstaking work of the late STEINAR FOSLIE, state geologist. When FOSLIE suddenly passed away in 1951 only very little had been published by him on the geology of the area and no description to the map was left by him. The present description has been edited by STRAND on the basis of FOSLIE's map, diaries and collections of rock specimens. Thus FOSLIE is to be credited with the map of unequalled quality and with the collection of the facts, while the responsibility for the opinions expressed and the interpretations given must rest with STRAND.

The map area is delimited in the south and north by the parallels $64^{\circ} 51'$ and $65^{\circ} 9'$, in the west by the meridian $2^{\circ} 30'$ E Oslo, approximately, and to the east by the Swedish border.

The area is sparsely populated and most of it is above the timber-line. Earlier literature dealing with the geology and the pyrite deposits of the map area is listed on p. 9.

The rocks of the area can be divided into three sharply separated groups. These are in ascending tectonic order:

1. The Børgefjell Massif in the north-eastern part of the area.
2. A complex of low-grade metamorphic sediments and volcanics.
3. A complex of high-grade metamorphic schists and gneisses in the west part of the area.

The Børgefjell Massif is built up of granitic gneisses, porphyroblast schists rich in albite-oligoclase and micaschists, with subordinate bands of quartzite. There is a sharp tectonic boundary with a structural conformity to the overlying rocks. The Børgefjell Massif is thus a basal gneiss massif in the sense of OLAF HOLTEDAHL. Probably its rocks are of Pre-Cambrian age. The granitic gneisses and schists are in alternating, rather flat-lying sheets. East of Store Namsvatnet (2, 10)¹ a beautiful anticlinal structure appears.

The rocks of the massif are coarse-grained granitic gneiss (analysis 1, Fig. 1), partly dark gneisses rather rich in biotite (Analyses 2, 3). The micaschists are dark and rather coarse-grained, the porphyroblast schists are distinguished by containing albite-oligoclase in visible grains of

¹ Positions of localities are given in minutes latitude $+64^{\circ}$ or 65° N and in minutes longitude $+2^{\circ}$ or 3° E Oslo.

millimetre size. Though the boundary between the coarse Børgefjell granitic gneiss and the schists are often rather sharp, other evidence points to a granitization origin of the granitic rocks.

Intrusive into the Børgefjell rocks are gabbros and amphibolites and serpentinites.

The complex of low grade metamorphic sediments and volcanics comes above the Børgefjell Massif with a distinct tectonic unconformity. This is apparent, *i. a.*, from the occurrence of thin slices of gneiss mylonite at the boundary. In the northern part of the area (about 7, 5) the unconformity is clearly shown by the map.

The sequence in the eastern complex is, in ascending order:

The Dærgafjell Quartzite, a rather thin-bedded, mostly microcline-bearing quartzite, possibly of Eo-Cambrian age.

Calcareous micaschist, a rather light-coloured rock rich in muscovite.

The Rørvik Division consisting of fine-grained, dark, sometimes bituminous phyllites with bands of thin-bedded quartz-schists. Intercalated in the sediments of the Rørvik Division are greenstones of volcanic origin. In Orklumpen (52.5, 13) and around the Joma mine, south-west of Orklumpen, the greenstones occur in great thickness and the rocks are mostly massive. The greenstones further north, that can be followed from Langliberget (55, 52) to the south-eastern part of Tøndefjell (6, 5), are fine-grained and fissile rocks which often resemble green phyllites in hand specimens.

Massive greenstones forming thick benches are found west of the northern end of Lake Limingen. This greenstone belt is wide in the south and thins in a northern direction, where it extends to the north of Karivatnet (about 3.5, 49). The greenstones contain thin intercalated layers of quartzite and of sedimentary pyrite layers.

Parts of the greenstones in this belt are banded rocks, with alternating dark green and light bands, the latter consisting of quartz, albite, clinozoisite and muscovite (Fig. 11). Probably the banded rocks were formed by metasomatic alteration of the greenstones. Also other greenstones of the area, megascopically of a normal appearance, have a chemical composition indicating metasomatic alternations (Analyses 4, 5).

As can be seen at the shore of Lake Limingen just east of the Gjersvik mine (51.4, 44), the greenstone has a tectonic boundary to the underlying calcareous schist of the Liming Division. The massive greenstones in question thus form a separate tectonic unit, here designated as the Gjersvik Nappe.

Stratigraphically above the Rørvik Division is a limestone, which crosses the Swedish boundary at $64^{\circ} 45'.5$ N with a thickness of 200 m. The limestone thins on its further extension to the west and north and disappears north of Namsvatnet. Swedish geologists have traced this limestone to the north in connection with the Slättdal Limestone, of Uppermost Ordovician age on fossil evidence.¹

The Liming Division (name proposed by STRAND 1955) consists in the main of calcareous micaschists, often thick-bedded and rich in quartz, passing into calcareous sandstones. Often these rocks contain great amounts of albite, epidote and chlorite, sometimes amphibole, giving a green colour to the rocks and indicating an admixture of unweathered or incompletely weathered gabbroid material to the sediment. Some layers are conglomeratic, with boulders up to 10 cm size of dolomite, light quartzite and leuko-trondhjemite.

The stratigraphic position of the Liming Division is shown by a road section near the bridge across Røyrvikelven (54, 50). At the west side of the limestone here exposed are dark, partly bituminous phyllites of the Rørvik Division, at the east side is a greenish calcareous sandstone with an undisturbed, stratigraphic boundary to the limestone. East of the calcareous sandstone follow green calcareous micaschists typical of the Liming Division, often with bands of light quartz-albite-epidote rock. These extend further to the east in Huddingsdalen, both stratigraphically and tectonically above the limestone.

The rocks of the Liming Division at the north end of Lake Limingen (the type section of the division is at the north shore of the lake) extend to the north, between the rocks of the Rørvik Division in the east and the greenstones in the west. The rocks in this part of the area are less rich in epidote and chlorite than in the eastern area in Huddingsdalen. Parts of the rocks here are very rich in lime, some of them might be called impure limestones. There are conglomerates of the types described above. (Fig. 7, 8). Above the calcareous micaschists is a division of thick-bedded greenstones, most of them consisting of albite, epidote, biotite and chlorite, some of them contain small quantities of quartz and muscovite, others contain amphibole (Analysis 7). They are assumed to be tuffaceous rocks, most of them mixed with some sedimentary material.

¹ O. KULLING: Björkvattnet-Virisen-området. GFF 55, p. 233 f., Stockholm 1933.

At the west side of Vekteren, about (55, 46) and at the west side of Sørvatnet to the north there is a band of limestones above the calcareous micaschists. In the southern part of the band the limestones are developed as breccias or conglomerates (Figs. 9, 10).

The rocks of the Liming Division in the western part of the area are not in a normal stratigraphic succession with the underlying rocks, as shown by the absence of the stratigraphically intervening limestone. They must be assumed to form a nappe of a low order of magnitude, resting above a slide-plane. Also other slides of a similar order must be assumed to be present to reconcile the structures mapped with the stratigraphic order assumed for the rocks (see Fig. 12).

Intrusive rocks in the low-grade complex are peridotites in the greenstones and a few small bodies of gabbro.

There is a clear and sharp tectonic boundary between the above-described sequence and the overlying complex of more highly metamorphic rocks. This certainly indicates a thrust of a high order of magnitude.

A series of trondhjemites and gabbros have been intruded at the thrust-boundary.

This sequence of intrusives at the thrust boundary swells to attain great thickness and areal extension at the northern boundary of the map area (Analysis 12, Fig. 13).

In the western complex the main rock is a coarse-grained and tough micaceous gneiss (Analysis 8). This may pass into micaschists less rich in feldspar and more rich in micas on the one hand and on the other hand into granitic gneisses (Analysis 9). Rocks intrusive into the above-described sequence are gabbros, granodiorites and light aplitic granites (Analyses 10, 11, 13). The intrusives probably occur as phacolithic bodies, they send a great number of dykes into the siderock and also contain inclusions of it.

The western metamorphic complex belongs to a tectonic unit of a high order of magnitude.

Pyrite deposits. Two large pyrite deposits, Gjersvik and Joma, are situated within the map area. Both are synclinal bodies in greenstone. A description of these deposits in English was given by FOSLIE (1927, p. 220—225). The ore reserves of the deposits are tabulated on p. 66. The Kirma deposit has been characterized as a promising one, other deposits marked on the map are insignificant as far as is known. All the

deposits within the map area belong to the Norwegian Government and have not been worked for production until now, being kept in reserve.

Land surface. The area is a mountainous one; the highest mountain, Jetnamklumpen in the north-east part of the area, reaching 1546 m altitude. The water divide between the Atlantic and Baltic has an east-west direction in the greater parts of the area, as Namsvatnet drains to the west and Limingen drains to the east. The western drainage of Namsvatnet is due to stream piracy in recent geological time. Orrevatnet (59, 20) drains to the west to Namsvatnet, while the river entering Orrevatnet from Moarren jaure (59, 12) runs to the east, an example of a reversed river.

Glacial geology. The direction of the glacial striae and the ice transport is to the west within the area and boulders of Swedish rocks are commonly found.

The drift cover is generally thick. In the north-east part of the area the drift consists almost entirely of boulders, at least as far regards the material seen at the surface. As rocks alien to the substratum have been proved to exist among the boulders, the material in the stone fields in question must be ground moraine very poor in fine material.

During the melting the remnants of the inland ice lingered in the eastern part of the area or to the east of it. Conditions for ice-dammed lakes were thus present. There is a fine system of shore-terraces after an ice-dammed lake around Jengelvatnet (7, 55). At an early melting stage Lake Limingen was dammed 83 m above the present level, the outlet was then to the north, to Namsvatnet. Sand deposits from this stage have a wide distribution in Huddingsdalen (about 52.5, 5). At a later stage the outlet was to the south (outside the present map area), 46 m above the present level.

River deposits are found along parts of the present rivers.

Forklaring til kartplansjen.

Pl. 1. Stratigrafisk-tektonisk oversiktskart til kartbladet Namsvatnet med en del av Frøyningfjell. NB. De opptrukne grenser mellom Børgfjell-massivet og de overliggende lavmetamorfe bergarter i strøket mellom Huddingsdalen og Gollomvatnet må oppfattes bare som et forsøk til tolkning.

- I. Børgfjell-massivet (i nordøst).
 - a. Glimmerskifrer og glimmergneiser.
 - b. Granittiske (og granodiorittiske) gneiser
 - c. Kvartsitter
 - d. Krystalline kalksteiner.
- II. Eokambriske(?) og kambro-siluriske lavmetamorfe sedimentære og vulkanske bergarter.
 1. Dærgafjell-kvartsitt
 2. Kalkglimmerskifer
 3. Rørvik-avdelingen
 - a. Fyllitt (Rørvik-skifer)
 - b. Kvartsskifer (Rørvik-kvartsitt)
 - c. Grønnstein og grønskifer
 4. Slåttdals-kalk
 5. Liming-avdelingen
 - a. Kalkglimmerskifer og kalksandstein
 - b. Konglomeratlag i a.
 - c. Grønnstein
 - d. Kalk, tildels konglomeratisk
- III. Kambro-siluriske høymetamorfe skifrer og gneiser (i vest), a.—d. som I. Intrusivbergarter.

svart: Serpentinitt
Gb: Gabbro og amfibolitt
Gd: Granodioritt
A: Applittisk granitt
T: Trondhjemit



Explanation of the map-plate.

Stratigraphic-tektonic map to the map-sheet Namsvatnet with a part of map-sheet Frøyningfjell.

- I. *Børgfjell Massif (in the north-east).*
 - a. *Micaschists and micaceous gneisses*
 - b. *Granitic (and granodioritic) gneisses*
 - c. *Quartzites*
 - d. *Crystalline limestones*
- II. *Eo-Cambrian(?) and Cambro-Silurian low-grade metamorphic sedimentary and volcanic rocks*
 1. *Dærgafjell Quartzite*
 2. *Calcareous micaschist*

3. *Rorvik Division*
 - a. *Phyllite (Rorvik Schist)*
 - b. *Quartz-schist (Rorvik Quartzite)*
 - c. *Greenstone and greenschist*
4. *Slättdal Limestone*
5. *Liming Division*
 - a. *Calcareous micaschist and sandstone*
 - b. *Conglomerate in a.*
 - c. *Greenstone*
 - d. *Limestone, partly conglomeratic*

III. *Cambro-Silurian high-grade metamorphic schists and gneisses (in the west), a.—d., as under I.*

Intrusive rocks

- black: Serpentine*
Gb: Gabbro and amphibolite
Gd: Granodiorite
Ap: Aplitic granite
T: Trondhjemite.

NORGES GEOLOGISKE UND

Geologisk kart

NAMSVATNET med en del av FRØYEN

Oslo 1957.



Utarbeidet på grunnlag av rektangulærkartene Namsvatnet og Frøyningfjell.
Litoграфert og trykt i Norges geografiske oppmåling, 1957.

Målestokk 1:100000
1 cm = 1 km