



**NGU**

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



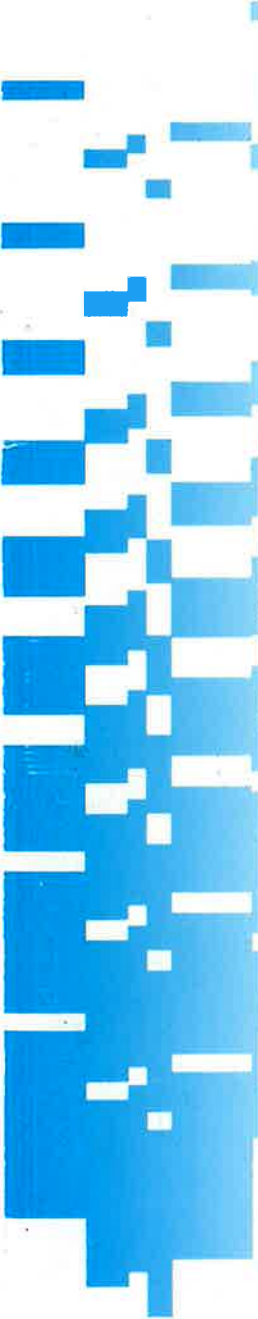
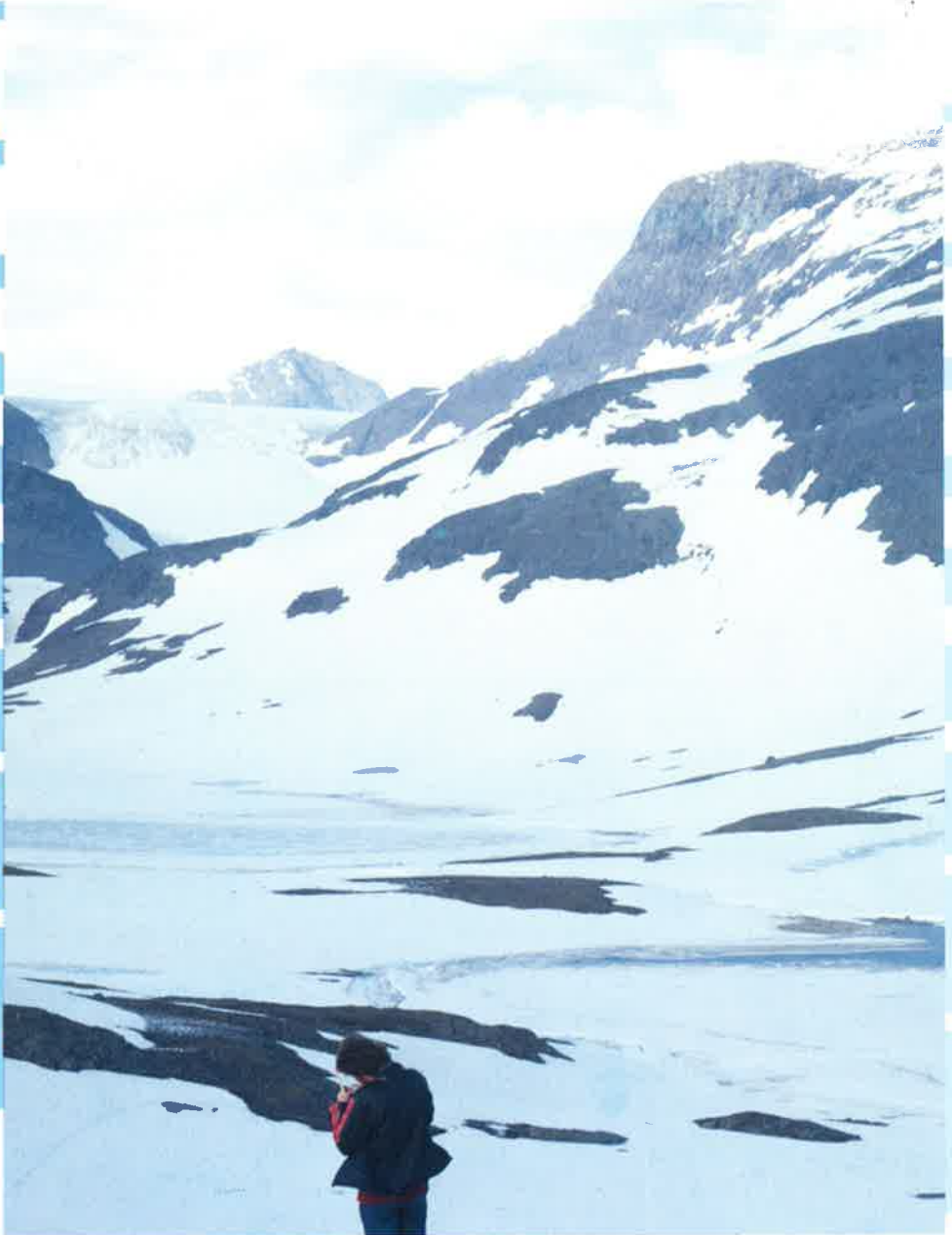
SKRIFTER 93

# SULITJELMAFELTET

Berggrunnsgeologisk kart

M 1:100 000

Beskrivelse





# NGU

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE,  
Leiv Eirikssons vei 39, Trondheim. Telefon (07) 92 16 11,  
Postadresse: Postboks 3006, 7002 Trondheim.

Administrerende direktør: dr. philos. *Knut S. Heier*

NGU SKRIFTER inneholder i hovedsak beskrivelser til trykte geologiske kart som utgis i NGU's kartserie. Skrifter kan også inneholde artikler av særlig interesse om regionale, tekniske, økonomiske emner, eller geologiske arbeider av særlig nytte for miljøvern og arealplanlegging.

#### REDAKTØR

Seksjonssjef *Terje H. Bargel*, Norges geologiske undersøkelse.

#### UTGIVER

Norges geologiske undersøkelse.

#### MANUSKRIPTER

Retningslinjer for forberedelse av manuskripter som ønskes trykt i Skrifter fås ved henvendelse til redaktøren.

Forsidebildet viser utsikt over det islagte Otervannet mot brefallet fra Sulisisen. Suliskongen sees i bakgrunnen. Til venstre ser vi foten av Stortoppen og litt av Otertind til høyre.  
Foto: Tor Erik Finne, juni 1976.

# SULITJELMAFELTET

## Berggrunnsgeologisk kart M 1:100 000

### Beskrivelse

SIGBJØRN KOLLUNG

Kollung, S., 1989: Bedrock geological map of the Sulitjelma region, Northern Norway, scale 1:100.000, with description (in Norwegian, with english summary). *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter 93, 1-47.*

The eugeoclinal rocks of the Sulitjelma region occupy a large depression in the Norwegian Caledonides between the Nasafjell tectonic window of Precambrian rocks in the south and the Tysfjord window in the north. The lithostratigraphic units present include abundant pelitic, psammitic and calcareous metasediments, as well as volcanites which are mostly of basic composition. Plutonic and hypabyssal rocks intrude the supracrustals at several levels. The rocks have been strongly folded, in at least three deformation phases. A main fold structure in the area is the NNE-SSW trending Vatnfjell antiform. Two transverse antiforms separate the area to the east into three large, open synforms; from south to north the Skaiti, Baldoaivve and Blåmannsisen synforms. To the west of the Vatnfjell antiform there are two major synforms, with the intervening antiform transected by the Fauske Nappe. The westernmost structure is the Rishaugfjell antiform, containing Precambrian granite in its core. The Tysfjord and Rishaugfjell Granites are considered to be autochthonous, while the remaining rocks belong to a series of nappes. The main tectonic divisions of the region, from bottom to top, are as follows: 1. The autochthonous Precambrian Tysfjord and Rishaugfjell Granites. 2. The Gargatis Nappe with the Precambrian Nasafjell Granite and overlying Mierkenis Group metasediments of Precambrian and Cambrian age. 3. The Seve-Køli Nappe Complex. a) The Kråga Complex with Precambrian granite gneisses and similar metasediments to those in the Gargatis Nappe. b) The Pieski Group. c) The Sjønstå Group. d) The Furulund Group. e) The Sulitjelma Group. The sequence b-e is of Ordovician-Silurian age. The Seve-Køli Complex consists of 3 or 4 nappes. In the north the Sulitjelma Group forms a separate tectonic unit, the Vasten Nappe. Major thrusts are also present at one or both levels; below the Pieski Group and below the Furulund Group. 4. The Gasak Nappe comprises the Skaiti Supergroup, and is divided into 4 groups: a) The Sorjus Group. b) The Småsorjus Group. c) The Stormfjellet Group. d) The Blåmann Group. The age of these rocks is uncertain, but they are considered to be mainly or wholly Cambro-Silurian. 5. The Fauske Nappe. This unit has been divided into the lower Pålsfjellet Group and the upper Fauske Group. The age of the rocks is thought to be Cambro-Silurian. The regional metamorphism is mainly in greenschist facies in the lower units, amphibolite facies in the Gasak Nappe and greenschist to amphibolite facies in the Fauske Nappe. Some of the largest sulphide deposits in Norway are located near Sulitjelma. The different types of mineralizations occurring in the region are briefly described.

*Sigbjørn Kollung, Hertug Skules gt. 10, 0652 Oslo 6, Norway.*

#### INNHold

Tidligere arbeider - Geologisk oversikt .....	2	Blåmannsgruppen .....	21
Stratigrafi .....	6	Joknacorrogruppen .....	23
"Basalgranitt" .....	6	Pålsfjellgruppen .....	24
Mierkenisgruppen .....	7	Fauskegruppen .....	25
Krågakomplekset .....	7	Tektonikk .....	26
Pieskigruppen .....	8	Foldninger .....	26
Sjønstågruppen .....	8	Skyvninger .....	30
Furulundgruppen .....	11	Sprekker og forkastninger .....	34
Sulitjelmagruppen .....	13	Mineraliseringer .....	34
Skaitiovergruppen .....	17	Sammenligning med Grongfeltet .....	36
Sorjusgruppen .....	17	Sammenfatninger .....	38
Småsorjusgruppen .....	18	Engelsk sammendrag - English Summary .....	39
Stormfjellgruppen .....	20	Litteraturliste .....	47

### *Tidligere arbeider - geologisk oversikt*

Sulitjelmafeltet har allerede fra det forrige århundre tiltrukket seg geologers interesse. J.H.L. Vogt (1890) kjente området mellom Sulitjelma og Skjerstadfjorden. Den første mer omfattende geologiske kartlegging fant sted i åra 1893-97 av H. Sjögren (1900 a og b) og av medarbeiderne P. Holmquist og O. Norden-skjöld. Sjögrens kart, som for sin tid er av god kvalitet, dekker A/S Sulitjelma Grubers konsepsjonsområde, fra Stormfjell-Baldoavve i vest til svenskegrensa i øst. Resultatet av arbeidene foreligger i flere publikasjoner. Holmquist (1900) kartla også tilgrensende områder i Sve- rige, og utvidet feltet vestover til Bodø. Seinere kartla G. Holmsen (1917) mer nordlige og J. Rekstad (1917, 1929) mer sydlige deler av Sulitjelmafeltet. Et inngående studium av feltets geologi og petrografi ble foretatt av Th. Vogt (1927). Hans studier av metamorfe soner i eruptiver og sedimenter har vært av stor betydning.

Holmquist skilte ut grunnfjell og overliggende Hyolithussone helt østligst i sitt felt, med over-skjøvne Seve-Køli bergarter over. I selve Sulitjelmafeltet ble ellers bergartene av samtlige antatt å danne en sammenhengende stratigrafi: Fra en antiform med marmor øst for Fauske anså J.H.L. Vogt bergartene videre østover å tilhøre stadig høyere deler av lagserien. I området nær Sulitjelma skilte Sjögren og Holmquist, seinere Th. Vogt, ut tre store skiferenheter. Disse er fra underst til øverst: I øst grønne skifre, også kalt klorittgranulitt eller Muorkiskifer, der-over Furulundskifer og øvre skifre. De siste danner store synformer på begge sider av Langvann og også i et sydligere område, Skaiti (Vogt). Både Holmquist og Vogt antok at de grønne skifre tilsvarer bergarter som ligger under Furulundskiferen i vest, av Vogt kalt Sjønstågneis. Den er av forskjellig karakter fra Muorkiskiferen, men Vogt mente dette skyldes den høyere metamorfose i vest. En kalkrik enhet under Muorkiskiferen i Sverige, Pieskikal-ken, ble korrelert med Fauskemarmoren. Glimmerskifre og kvartsitt danner den underste enhet i Holmquists Seve-Køli bergarter.

En serie med basiske eruptiver, som kismal-mene i Sulitjelma er knyttet til, ble plassert innen Furulundskiferen. De varierer fra massiv gabbro til finkornige, skifrige amfibolitter. Hele serien ble antatt å tilhøre et stort intrusivle-ge-me, hvorav amfibolittene danner sterkt om-vandlete deler.

Kautsky (1953), som vesentlig arbeidet på svensk side, hadde andre oppfatninger. Han delte et stort Seve-Kølidekke inn i 4 mindre, hvorav 3 kommer inn i Norge; fra underst til øverst Pieski-, Vasten- og Gasakdekket. Pieskidekket omfatter bergarter fra prekambrisk granitt og opp til Sulitjelma-amfibolitten. Amfibolitten, som Kautsky korrekt oppfattet som e-fusiver, danner Vastendekket, mens over-liggende bergarter, inkludert "Sulitjelma-gabbroen", her kalt Sulisgabbroen, tilhører Gasakdekket.

Andre arbeider i 1950-årene er av Kirchner (1955) fra gruveområdet i sydfeltet (syd for Langvann), av Steenken (1957) og Barkey (1957) fra området Saltdal-Junker-dalen.

Fra midten av 1960-årene ble området omkring Sulitjelma nærmere undersøkt av flere engelske forskere: Mason (1967, 1971), Hen-ley (1968, 1970) og Wilson (1968, 1971, 1973). Mason studerte spesielt Sulisgabbroen og dens forhold til omgivende bergarter; Henley strukturer og metamorfose; Wilson bl.a. struk-turer. De godtok under tvil Kautskys Gasak-dekke, derimot ikke Vastendekket. Bl.a. påpekte Mason at Furulundskiferen også opp-trer som bånd inne i Sulitjelma-amfibolitten, og han mente derfor at det foreligger en sammen-hengende serie fra sedimenter til vulkanitter.

I et større oversiktsarbeid fra strekningen Bo-dø-Sulitjelma av Nicholson & Rutland (1969) beskriver de en hovedantiform, kalt Vatnfjell-an-tiformen, som går over Sjønstå, og at bergarte-ne vest for den inntar stadig høyere tektoniske nivå. Det fører bl.a. med seg, til forskjell fra tidligere oppfatninger, at Fauskemarmoren ligger atskillig høyere en Pieskimarmoren. Et ho-vedresultat av deres undersøkelser er ellers at Seve-Køli dekket og Gasakdekket etterhvert tynnes ut mot vest, for å forsvinne helt i kystdis-triktet ved Bodø, hvor et høyeste dekke, Be-iardekket, ligger direkte på antatt parautoktone bergarter, som overleirer basalgneis. De trakk derfor den konklusjon at disse dekker ikke var så langtransporterte som enkelte svenske ge-ologer, bl.a. Kautsky, mente. De fant det sann-synlig at Gasakdekket tilsvarer Rødingsfjell-dekket, og Beiardekket Helgelandsdekket lenger syd.

Fra midten av 60-årene er det ellers foretatt et større antall kartleggingsarbeider fra ulike deler av Sulitjelmafeltet, både regionale og de-taljerte, de siste ved Sulitjelma-amfibolitten.

Bl.a. ble det utført større arbeider av Raith og Thalenhorst i sydfeltet (Thalenhorst 1968 + rapporter). I seinere år er Sulitjelma-amfibolitten blitt inngående undersøkt; av Boyle (1980), Boyle, Griffiths, Mason (1979), Søyland-Hansen (1980, 1982), og Boyle, Mason & Søyland-Hansen (1985). Disse arbeider viser bl.a. at tidlige isoklinalfolder, også i store dimensjoner, danner et vesentlig trekk i tektonikken. Boyle mener at amfibolitt og gabbro er deler av et sammenhengende kompleks. Bergarten må følgelig tilhøre samme tektoniske enhet. Boyle,

Mason og Søyland-Hansen framsetter en teori om et stort foldedekke som omfatter bergarter fra Pieskimarmoren til Fauskemarmoren. Sorjusområdet lenger nord er undersøkt av Cooper, Bliss, Ferriday og Halls (1979). Findley (1980) har foretatt en stratigrafisk undersøkelse i området vest for Balvann. Foruten ved Gassakdekket mener han også at det er skyvefront under Pieskimarmoren.

I et område lenger syd, Bjøllånes, på vestsida av basalgranitten i Nasafjellvinduet fant Gjelle (1978) autokton skifer med skyvefront

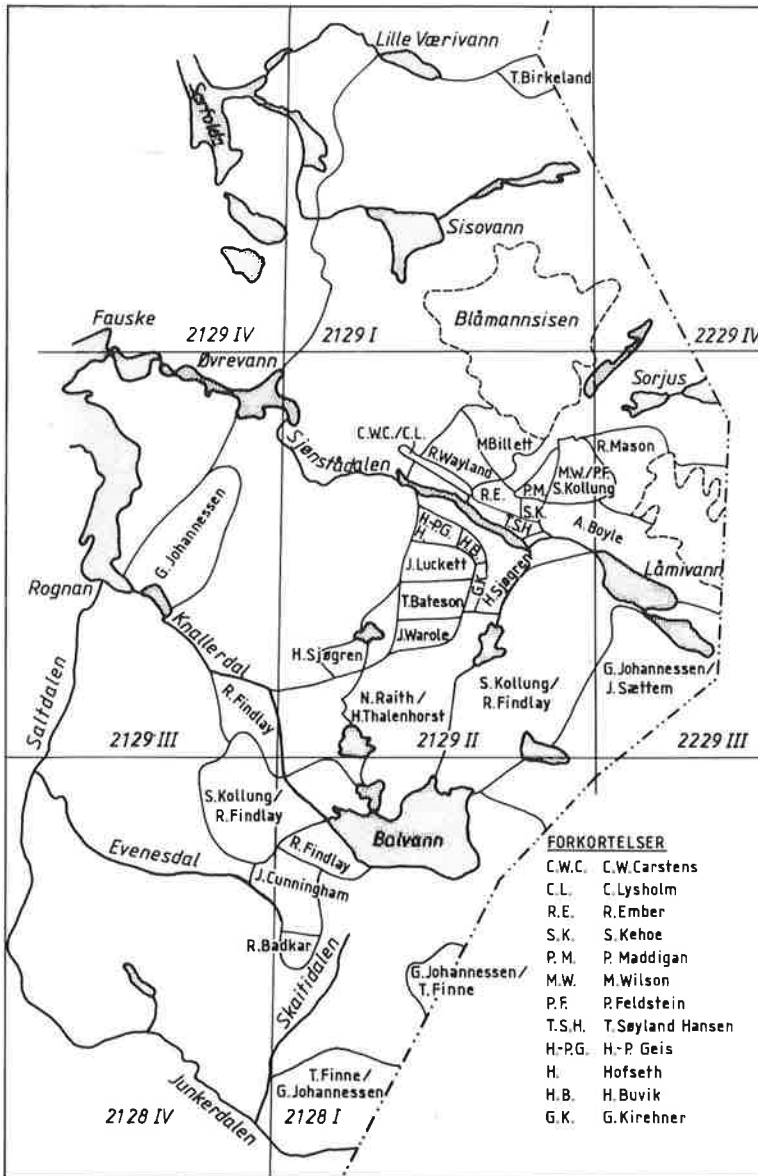


Fig. 1. Medarbeidere til kartet over Sulitjelma. Contributors to the map of the Sulitjelma region.

over denne. Lignende forhold fant M. Gustavson (pers. medd.) i Junkerdalen på nordsida av vinduet, her med granittiske bergarter som ligner basalgranitten nærmest over skyveplanet.

Etter Gjelle har Gasakdekkets bergarter kilt ut på vestsida av Nasafjellvinduet, og Rødingsfjelldekket danner en høyere tektonisk enhet. Etter studier i Sulitjelmafeltets tilgrensende områder i vest, av Cooper i Sørfold (1978) og Farrow i Skjerstad (1978) regner disse med et dekke, Fauskedekket, mellom Gasak- og Beiardekket. Fauskedekket har skyvefront under Fauskegruppen.

I denne beskrivelsen blir hovedvekten lagt på egne kartleggingsarbeider. De foregikk i to perioder, 1970-71 og 1977-80, tilsammen 6 sesonger. De fordeler seg på de fleste deler av feltet. Rapporter følger de enkelte kart:

- 1970 a. Området mellom Lairfjell og Balvann
- b. Storfjella vest for Balvann
- 1971 Syd og øst for Balvann
- 1977 a. Furulund - Rupsielv
- b. Sjønstå - Laksådal.
- c. Laksådal - Løytadal
- 1978 a. Området nord for Løytadalen
- b. Flatkjølen - Virihaure - Sorjusområdet
- 1979 Junkerdalen - Storforsdalen
- 1980 a. Baldoaiivve - Øvrevann - Blåmannsisen
- b. Sorjusområdet - Duoldagop
- c. Diverse undersøkelser

Over halvparten av området 1978 b ligger i Sverige.

Fra større deler av områdene foreligger det fra før nyere geologiske kart. Disse er imidlertid av høyst varierende kvalitet, og ofte måtte det foretas en fullstendig ny kartlegging. Enkelte steder, vesentlig fra området Baldoaiivve-Fiskløsvann har jeg overført grenser fra Sjøgrens gamle kart.

Kartleggingen foregikk på flybilder, vesentlig i målestokk 1:16.700 eller 1:20.000. Resultatene er så, sammen med andres arbeider, noe forenklet overført til topografiske 1:50.000 kart. Disse er følgende: Sisovatn, Skagmadal, Låmivatnet, Sulitjelma, Saltdal (Rognan), Junkerdal og Balvatnet. De to nordligste blad, Sisovatn og Skagmadal, er i motsetning til de øvrige, eldre og unøyaktige topografiske kart. På det endelige oversiktskart i målestokk 1:100.000, som

følger denne beskrivelsen, måtte det foretas videre forenklinger. Fig. 1, viser i grove trekk de områder der jeg vesentlig bygger på eget arbeid, og hvilke som har kartlagt de øvrige områder.

Hovedformålet med mitt arbeid var å koordinere de ulike medarbeideres kart, og å utarbeide en enhetlig stratigrafi for hele Sulitjelmafeltet. Dette må i de fleste områder sies å være tilfredsstillende løst, særlig tatt i betraktning det utall av forskjellige bergartssoner som opptrer, og den ofte meget kompliserte folde-tektonikk. Helt vesentlige forbedringer fra tidligere arbeider er blitt gjort i stratigrafien innen bergartene over Sulitjelma-amfibolitten. Dette førte bl.a. med seg at en må regne med en øverste tektoniske enhet, over Gasakdekket. Til denne hører øverste del av Nicholson/Rutlands Sulitjelmaskifre, som nedenfor blir kalt Pålsfjellgruppen, og overliggende Fauskegruppen. Jeg kjenner ikke forbindelsen mellom dette feltet og feltene til Cooper og Farrow, men finner det sannsynlig at denne tektoniske enhet tilsvare deres Fauskedekke. I tilfelle må en regne med at Pålsfjellgruppen forsvinner ved ombøyningen rundt Rishaugfjellvinduet. Særlig i betraktning av at flere andre større bergartsenheter blir tynne eller forsvinner helt ved denne strukturen, kan ikke dette anses som usannsynlig. Hva Kautskys omstridte Vastendekke angår, er det i nordlige deler av feltet - og i tilgrensende områder i Sverige - temmelig klare tegn på at det virkelig eksisterer. I sydfeltene har jeg derimot ikke funnet tegn på skyvninger i dette nivå. Det er derfor mye mulig at det foreligger et mindre, ikke sammenhengende dekke.

Fig. 2 viser hovedtrekkene i geologien. Feltet begrenses av basalgranitt i syd og nord, Nasafjellvinduet, henholdsvis Tysfjordvinduet. En hovedstruktur er den nord-nordøst - syd-sydvest - gående Vatnfjellantiform, med Krågdalsvinduet, Knallerdalsvinduet, Sjønståvinduet og Sisovinduet. To tverrantiformer deler området østfor i 3 store, åpne synformer; fra syd til nord Skaiti-, Baldoaiivve- og Blåmannsisynformen. Vest for Vatnfjellantiformen er en steil synform kuttet ut av Fauskedekket. De to øverste grupper, Pålsfjell- og Fauskegruppen danner Blåfjellsynformen i nord, Saltdalssynformen i syd. Den vestligste hovedstruktur er Rishaugfjellantiformen, hvor basalgranitten kommer fram.

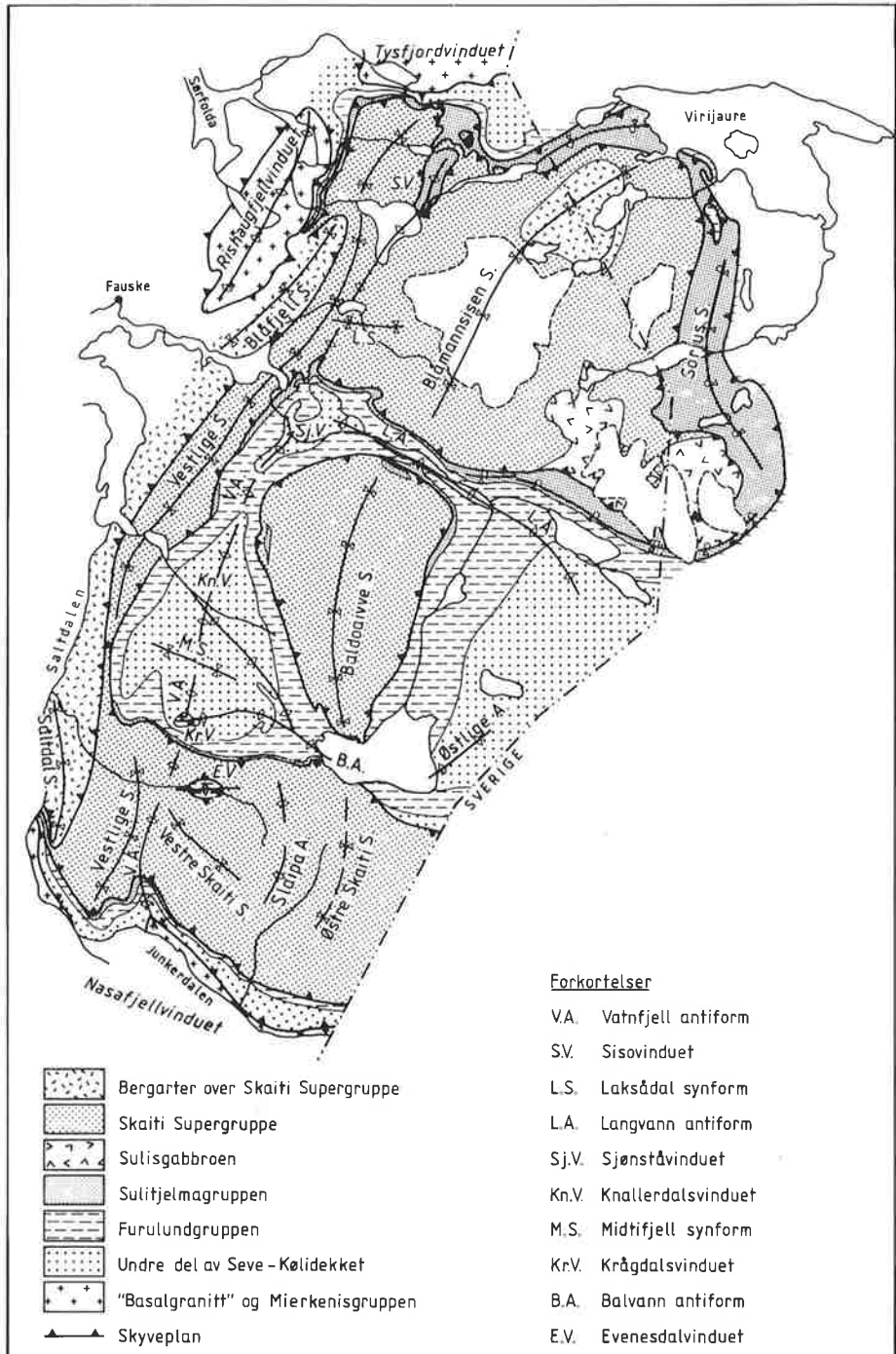


Fig. 2. Hovedtrekkene i Sulitjelmafeltets geologi. NB: Skaiti Supergruppe er i teksten og på det berggrunnsgeologiske kartet (vedlegg) kalt Skaitiovergruppen. Dette er i samsvar med navne-reglene fastsatt av Norsk Stratigrafisk Komite.  
 Main features of the geology of the Sulitjelma region.

## Stratigrafi

Tabell 1 viser den tektonisk-stratigrafiske inndeling som er brukt, sammenlignet med Kautskys og den av Nicholson & Rutland. Til Kautskys tabell er å bemerke at den nederste del av det som er kartlagt som konglomerat-sandsteinserien vest for Virijaure, og som går inn i Norge, tilsvarer Krågaskiferen, og altså hører til under Pieskikalken. En kalk benevnt Titirkalk synes å ligge i samme nivå som Pieskikalken.

## "Basalgranitt"

I allfall for området i syd er uttrykket "basal" et relativt begrep. Etter Thelander mfl. (1980) er bare en liten del av Nasafjellvinduet autoktont. Foruten i Nasafjell-, Tysfjord- og Rishaugfjellvinduene fins "basalgranitten" også i et mindre vindu i Krågdalen i Vatnfjellantiformen.

"Basal" granitten er innen feltet blottet sydøst for Junkerdalen gård, og nederst i Saltalen fra Storfjord til dens nordligste hjørne ved Bleiknesmo. Granitten er fra lys rødlig til grå, og for-

Kautsky 1953		Nicholson & Rutland 1969 (profil over Fauske)		Kollung	
		Beiarndekket	Valnesfjord marmor Venset gneis	Fauske dekket	Fauskegruppen Pålsfjellgruppen
			Holstadgruppen Fauskemarmorgruppen		
	Gasakdekket	Gasakdekket	Sulitjelmaskifre	Gasak dekket	Skaiti supergruppe
Det store Sevedekke	Vastendekket	Seve - Køli	Sulitjelma-amfibolitt	Vasten dekket	Sulitjelmagruppen
	Konglomerat - sandsteinserie		Furulundgruppen	Seve - Køli	Furulundgruppen
	Pieskikalk		Sjønstågruppen		Sjønstågruppen
	Juronkvartsitt		Sparagmitt		Pieskigruppen Krågakomplekset
	Prekambrisk granitt				
AkkaJaurekompleks	Hyolithussone			Gargatidekket	Mierkenisgruppen (i syd)
	Prekambrisk granitt		Granittisk gneis		"Basalgranitt"

Tabell 1. Tektonisk-stratigrafisk inndeling sammenlignet med Kautsky's og Nicholson & Rutland's. NB: Skaiti supergruppe heter nå Skaitiovergruppen.

*Tectonostratigraphy of the Sulitjelma region compared with the divisions established by Kautsky and Nicholson & Rutland.*



holdsvis finkornig, i Junkerdalen er den noe forvitret øverst. Den er tildels presset, i Saltdalen også i større avstand fra kontakten. Her er det delvis gneisbergarter øverst. Rb/Sr aldersbestemmelser fra indre deler av vinduet har gitt  $1780 \pm 43$  mill. år (Wilson & Nicholson 1973), altså svekokarelsk alder. Prøver fra Junkerdalen, nær granittens øvre grense, viste en lavere alder, ca. 1180 mill. år, noe som kan skyldes kaledonsk påvirkning.

Granitten i Krågdalsvinduet er grå, middelskornig og for det meste massiv, men presset helt øverst. Særlig nordligst i området er kontakten sterkere tektonisert. Rishaugfjellgranitten er av lignende karakter. Den inneholder forholdsvis grovbladet biotitt. Ved øvre grense er den presset og kvartsinfiltrert; vestligst på Lappfjellet ses også spor etter en sterkere tektonisk deformasjon.

Tysfjordgranitten ble ikke undersøkt. Dens grense, som forøvrig er lett synlig på avstand, er trukket opp av T. Birkeland (rapport 1967).

## Mierkenisgruppen

Disse bergarter er av høyere metamorfosegrad enn i den tilsvarende Hyolithussone lenger øst (Kautsky 1953). Enheten har en mektighet på opptil 200 m i Junkerdalen. Underst er det - bare blottet nær Skaitidalen - en få meter mektig, ikke sammenhengende, grå, glimmerrik, sliret kvartsitt. Derover følger svart grafittskifer og brunlig glimmerskifer. Ved Solvågli, i en større antiformal, mangler tildels glimmerskiferen, og grafittskiferen går helt opp til Krågakomplekset.

I Saltdalen er mektigheten adskillig mindre. Det er her vesentlig glimmerskifer. Ved Trollnesåga vest for Stornes er den ca. 10 m mektig, over Kristendalneset bare en eller få dm. Sonen ble ikke sett ved Bleiknesmo, men muligens kan den gå i et overdekt søkk.

I Krågdalsvinduet er sonen tynn og ikke sammenhengende. Ved dets sydvestlige hjørne er det kvartsitt underst og derover glimmerskifer. Kvartsitten er lys grå og planskifrig, av Jurontype. Samme type kvartsitt fins også andre steder. Dens tektoniske stilling kan være uklar, da den har mektig Krågaskifer i heng.

I Rishaugfjellvinduet er der på Røirvasheia nærmest basalgranitten en sone med mørk, delvis grafittisk fullitt, og kvartsitter. Den ble ikke fulgt opp i bratthengene videre nordover. Det er meget mulig at den tilsvarer Hyolithussonen, som Kautsky har kartlagt over Tysfjordgranit-

ten. Sonen kommer inn i Norge ved riksroys 242, feltets nordøstlige hjørne, hvor også T. Birkeland (rapport 1967) har sett den. Noe over denne sonen er der etter Kautsky et markert skyveplan, basis av det store Sevedekket, med arkosebergarter og glimmerskifer på begge sider. Birkeland mener at bergartene mellom granitten og Sevedekket stort sett er presset ut på norsk side.

## Krågakomplekset

Denne bergartsserien er temmelig forskjellig utviklet på de ulike steder der den opptrer. I Junkerdalen/Saltdalen fins disse sonene fra underst til øverst: 1. Gneisgranitt. 2. Gneiser og kvartsitt. 3. Grafittskifer. 4. Kvartsrik glimmerskifer med bånd av kvartsitt. Av disse er gneisgranitten og glimmerskiferen omtrent sammenhengende. Gneisgranitten er rødlig og, bortsett fra sterkere foliasjon, av lignende karakter som basalgranitten. I Skaitidalen ses den å bli gradvis mer og mer forgneiset oppover i lagene, og er sterkt forskifret helt øverst. Kvartsitten er vanligvis tynn, en eller få meter. Den er lys og plant oppspaltende, av Jurontype. Den vanligste gneis er grå og finkornig og har karakteristiske røde feltspatøyne. I Junkerdalen ligger denne gneisen over kvartsitten, i Saltdalen derimot under. I Saltdalen fins det også en båndet gneis varierende fra lys granittisk til mørk amfibolittisk. Den synes å ha en begrenset utbredelse. Like nord for Trollnesåga, der den er observert sammen med kvartsitt, opptrer det gneis på begge sider av kvartsitten. Kvartsitten er av helt samme type som den i Junkerdalen, og den ulike plasseringen skyldes antagelig tektoniske forhold. En plassering i lagserien slik som den har i Saltdalen er mest sannsynlig den primære.

Over Krågdalsgranitten, og skilt fra denne ved basale sedimenter, opptrer lokalt - i sydvest og øst - en tynn, granittisk gneis. I øst ligger kvartsitt over gneisen. 2 km nord for granitten er der et annet vindu, her med gneis underst. Den er sterkt båndet, varierende fra granittisk til meget glimmerrik. Over begge vinduene opptrer kvartsrik granatglimmerskifer. Kvartsen er konsentrert i tallrike små linser og årer.

I Knallerdalsvinduet noe lenger nord fins samme glimmerskifer i stor mektighet. Granat opptrer meget rikelig, i opptil 1 cm store korn. En del kvartsittbånd er innleiret i glimmerskiferen. Også i dette vinduet opptrer det gneis. Den er finkornig og lys, granittisk. Til forskjell

fra forholdene andre steder opptrer den i øverste del av serien, nær oppunder Pieskimarmoren. I Knallerdalens bratte nordside gjentar gneis og glimmerskifer seg opptil fire ganger. Det synes alltid å være glimmerskifer nærmest marmoren. Flere steder ses den ene bergarten å ende som tynne fliser i den andre. Det kan forklares ved sterk utpressing under skyvebevegelser eller muligens pga. isoklinalfoldning. På vestsida av vinduet opptrer det på begge sider av en midtre, mer glimmerrik gneis, en mørk, finkornig og forholdsvis homogen amfibolitt, sannsynligvis en omdannet lava. På grunn av dens tektoniske plassering over hovedmassen av Krågakomplekset, er det vanskelig å si om gneisen i Knallerdalen opprinnelig representerer samme nivå som de granittiske bergartene lenger syd i feltet. I tilfelle kan det foreligge en meget stor isoklinalfold, hvis underside ikke er blottet.

Også i nordlige deler av feltet, over Rishaugfjell- og Tysfjordgranitten er der samme type kvartsglimmerskifer med tildels mye granat, og med kvartsittiske bånd. Den når sin største mektighet, flere hundre meter, på Flatkjølen helt i nordøst, og vestligst på Lappfjellet.

## Pieskigruppen

Dette er en forholdsvis enkel bergartsgruppe, med marmor som hovedbergart. Fra mektigheter opp til ca. 500 m i Junkerdalen smalner den sterkt av mot nordvest i Saltdalen, til ca. 10 m. Den fins også i store mektigheter i Krågdals- og Knallerdalsvinduene. Marmoren, som har grå farge, er forholdsvis ren i sentrale deler, ellers temmelig uren, med mye glimmer. Den har overgang til kalkglimmerskifer. Bånd av ikke kalkførende glimmerskifer er stedvis ganske utbredt.

Både i Krågdals- og i Knallerdalsvinduet opptrer en glimmerrik kvartsitt i midtre deler av marmoren. I Knallerdalsvinduet, og bare på sydsida, fins den i ett enkelt tektonisk nivå; i Krågdalsvinduet derimot i flere nivå, sannsynligvis gjentatt ved isoklinalfoldning.

Marmoren mangler ved Rishaugfjellvinduet. Nær Tysfjordgranitten syd for Flatkjølen har T. Birkeland fulgt opp en tynn sone (5-10 m) med uren kalk i Pieskimarmorens nivå. Kalken, som veksler med svarte skifre, er delvis splittet opp i flere soner. Av Kautsky ble den kalt Titirkalk.

## Sjønstågruppen

Sjønstågruppen fins både i Junkerdalen Saltdalsområdet, i Vatnfjellantiformen, mellom Låmivann og Balvann, og i nordlige områder. I Vatnfjellantiformen dukker den mot nord under Storforsdalsheia, for å komme fram igjen på nordsida av fjellet, i Sjønståvinduet, hvor den kan følges til Skoffedalen. Syd for Balvann ligger den isoklinalt mellom Furulundgruppen under og Skaitiskifre over. I nordvest fins den øst for Røirvasheia, men mangler herifra videre mot nord og øst til vestkanten av Flatkjølen hvor den kommer fram under Vastendekket. Videre mot øst opptrer den i større mektigheter. Utviklingen av Sjønstågruppen varierer mye i de ulike områder. En forholdsvis masseformig, kvartsrik bergart fins i alle områder. Nedenfor blir benevnelsen "Muorkiskifer" bare brukt om denne bergarten. Det er formasjoner både under og over Muorkiskiferen. Det som av Th. Vogt ble kalt Sjønstågneis er den aller øverste. Tabell 2 viser utviklingen av Sjønstågruppen i de ulike områder.

## Storfjellformasjonen

Formasjonen er sammenhengende i Vatnfjellantiformen og i Junkerdalen-Saltdalen. I det sistnevnte område utgjør den gruppens eneste formasjon fra vest for Tjårrisdalen. Den smalner etterhvert av mot nordvest, og er ved Bleiknesmo bare ca. 10 m mektig. I andre områder er formasjonen ikke tilstede. Hovedbergarten er en grå til brunlig glimmerskifer. Den ligner på Krågaskiferen. Som denne fører den rikelig granat. Men den er stort sett mer skifrig, har mindre av kvartsittiske bånd, derimot meget rikelig av sandige bånd. På m. Storfjellet er der større mektigheter med overveiende metasandstein. I Junkerdalen er sandsteinen tildels meget kalkrik.

En markert sone i Vatnfjellantiformen, sammenhengende over lange strekninger, er en opptil 30 m mektig, kalkrik, båndet amfibolitt, sannsynligvis en metatuff. På begge sider av Krågdalsvinduet ligger amfibolitten ved eller nær kontakten til overliggende Muorkiskifer, mens den omkring Knallerdalsvinduet ligger sentralt i formasjonen. Dens ulike posisjon antas å skyldes faciesforandringer. Grafittskifre opptrer i flere ulike nivå. De fins ofte nær ved amfibolitten, hvorav den mest utholdende ligger under, tildels i kontakt med amfibolitten. I Junkerdalen - Saltdalen er der også flere grafittskifre, hvorav den ene er meget utholdende. Amfibolitter synes å være lite utholdende.

VATNFJELLANTIFORMEN	JUNKERDALEN	BALVANN - LAMIVANN	SYD FOR FLATKJØLEN
5. Barfjellformasjonen: Mørk hornblendegneis og amfibolitt. Med lys, granittisk gneis			
4. Vatnfjellformasjonen: Brun, tildels kalkrik glimmerskifer, metasandstein			Flatkjølformasjonen: Varierende, tildels kalkrike glimmerskifer. Med lys metasandstein
3. Muorkiformasjonen: Grå til grønn, kvartsrik granatglimmerskifer med metasandstein. Lokalt grafittskifer og amfibolitt	Grønn, kvartsrik fyllitt. Med grafittskifer (øverst), metatuff, sericittskifer, grønnstein	Grønn, kvartsrik fyllitt. Med metasandstein, konglomerater, kvartsitt, grafittskifer, grønnstein, agglomerat, sure vulkanitter, lokalt kalkstein	Grå, kvartsrik granatglimmerskifer
2.	Graddisformasjonen: Grå porfyroblastglimmerskifer. Metasandstein	Metskiformasjonen: Grå, tynnskefrig fyllitt og grafittskifer	
1. Storfjellformasjonen: Grå til brunlig, kvartsrik granatglimmerskifer. Med metasandstein, grafittskifer og amfibolitt	Som Vatnfjellantiformen		

Tabell 2. Sjønstågruppens stratigrafi.  
*The stratigraphy of the Sjønstå Group.*

### Graddisformasjonen

Graddisformasjonen fins i Junkerdalen, til vest for Tjårrisdalen. Det er en grå glimmerskifer rik på biotittporfyroblaster. Som Storfjellskiferen under har den inneleiret en del bånd av metasandstein. Øst for Skaitidalen er der en tynn, grå fyllitt over (Johannessen).

### Metskiformasjonen.

I området øst for Balvann opptreer en sentral sone av grå, tynnskefrig fyllitt, med tildels rikelig av grafittskiferbånd. På begge sider er der Muorkiskifer. Den tynnskefrige fyllitt danner nær vannets sørøstre hjørne en antiform, og synes således å innta en lavere stilling i lagserien enn Muorkiskiferen på sidene.

### Muorkiformasjonen

Karakteristisk for Muorkiskiferen er en forholdsvis masseformig struktur, meget sterk småfoldning, ned til mm-størrelse, og meget rikelig med små kvartslinser og -årer.

I øst, området Balvann - Låmivann, og i syd, Junkerdalen, opptreer Muorkiskiferen i en lavere metamorf, fyllittisk utvikling. Rikelig kloritt gir den som oftest grønn farge; i øst er den delvis grå. Biotitt fins sammen med kloritt og muskovitt. Granat ses i små mengder i den øverste del av skiferen i øst.

I det østlige området fins der i formasjonen rikelig både av andre metasedimenter og av vulkanitter. Større, indre deler av dette området er kartlagt av G. Johannessen og J. Sættem (rapport 1980). Muorkiskiferen kan ha overgang til kvartsitt, som f.eks. øverst på det høye fjellet Saulo. Enkelte steder er skiferen konglomeratisk, med opptil flere dm store kvartsittboller. Lys metasandstein og mørk grafittfyllitt utgjør en større del av formasjonen. Syd for Dorrovann er der store mektigheter av konglomeratisk sandstein.

Kalk opptreer lokalt og i små mektigheter. Den største av dem ligger helt øverst i formasjonen

ved Kong Oscar. Her har Harrison funnet koraler (rapport 1975). Etter N. Hanken (pers. medd. til J. Bugge) er arten ikke bestemt, men alderen må være innen intervallet overordovicium-midtre silur.

Av vulkanske bergarter er der både basiske og sure. I størstedelen av området opptrer de i underordnede mengder i forhold til sedimentene, mens de syd for Balvann utgjør størstedelen av isoklinalfolden her. Basiske vulkanitter, grunnsteiner, er mest utbredt. De varierer fra ganske massive til mer skifrige. Tildels er de noe kalkførende. Ofte fører de rikelig magnetitt. Meget magnetittrikk er en blågrå vulkanitt som tilhører et meget langstrakt grunnsteinsbånd fra vestsida av St. Dorrovann og nordover. I grunnsteiner lenger øst er det enkelte steder putestrukturer. Basiske agglomerater er det bl.a. i et stort felt nord for Mellomvann. Det inneholder boller opptil m store. Sure vulkanitter fins i øvre deler av formasjonen. I nord er de for en større del rustne og sterkt omvandlete sericittskifre, bl.a. i Kong Oscar sonen. Mest rikelig opptrer sure vulkanitter øverst i isoklinalfolden syd for Balvann. Det er meget finkornige til tette, lys grå til grønne bergarter av dacittisk sammensetning. De har mindre porfyrokorn av albitt±kvarts.

I Junkerdalen utgjør vulkanitter en større del av formasjonen. Vest for Skaitidalen er der tre soner med grønne metatuffer, med fyllitt imellom. I den midterste av dem er der meget rikelig med lyse keratofyrbånd. Øst for Skaitidalen er der etter Johannessen (rapport 1979) onnå mer av vulkanitter; foruten tuffer også grunnstein, omdannet lava. Helt øverst i formasjonen ligger sericittskifer og grafittskifer.

I Vatnfjellantiformen er Muorkiskiferen nesten sammenhengende omkring Krågdalsvinduet, men mangler for det meste ved Knallerdalsvinduet. Her fins den imidlertid i stor mektighet i nord, i området Vatnfjell - Ingeborgdalen. I Sjønståvinduet danner den underste bergart i et par mindre områder i Skoffedalen.

Metamorfosen er høyere enn i det østlige og sydlige område. Og den øker nordover. Granat opptrer rikelig i hele området. Men i sydlige del sammen med mye kloritt. Lenger nord minker etterhvert klorittinnholdet, mens mengden av biotitt øker. Det er her grå bergarter; sammensetningen varierer fra forholdsvis glimmerrik til sandig. Grafittskifer opptrer mer lokalt, mest er det østligst på m. Storfjellet. Et amfibolittdrag fins vest for fjellet.

Samme type grå, granatrik Muorkiskifer opptrer i nord, ved Flatkjølen og ved Røirvasheia. På grunn av tektoniske forhold har Muorkiskiferen ved Røirvasheia Furulundskifer på begge sider, delvis med lys metasandstein imellom. Den går på skrått inn mot Sulitjelma-amfibolitten og kuttet av denne.

### **Flatkjølformasjonen**

Syd for Flatkjølen opptrer heterogene kalkglimmerskifer over Muorkiskiferen. Kalk- og kvartsinnhold er båndvis sterkt vekslende, og det er også en del sandige bånd. En lys metasandstein opptrer i mange ulike tektoniske nivå, fra helt underst til helt øverst i enheten. Sannsynligvis er ett og samme opprinnelig nivå gjentatt ved isoklinalfoldning. Et øverste drag på grensen til Furulundskifer kan følges til nordvest for vann 795, hvor det ligger Muorkiskifer like under.

### **Vatnfjellformasjonen**

I Vatnfjellantiformen opptrer brun glimmerskifer med overgang til metasandstein, der biotitt ofte danner porfyroblaster. En ganske utholdende, forholdsvis lys metasandstein skiller mellom en undre, kalkrik glimmerskifer og en øvre, granatrik glimmerskifer. Etter Findlay (1980) er der også konglomerater med sure og basiske boller. Formasjonen mangler på sørsida av Krågdalsvinduet og likeledes i Sjønståvinduet.

### **Barfjellformasjonen**

Den gneisen som tidligere ble kalt "Sjønstågneis" fins bare i Vatnfjellantiformen. Den mangler, slik som Vatnfjellskiferen, sydligst. Mest utbredt er mørke og overveiende finkornige bergarter, hornblendegneis og amfibolitt. De mørke mineraler hornblende og biotitt opptrer i høyst varierende mengdeforhold; de mest typiske amfibolitter fører bare små mengder biotitt. Helt øverst i formasjonen er der tildels en granatrik sone, varierende fra amfibolittisk til meget biotittrikk.

En meget markert sone i de mørke bergartene er en lys, granittisk gneis. I området fra Storforsdalen og sydover er det mest amfibolitt under den granittiske gneisen, hornblendegneis med bånd av amfibolitt over.

Det er vanskelig å si noe sikkert om opprinnelsen til disse bergarter. I Sjønstådalen er det noen steder mindre megakorn av feltspat i amfibolitten, noe som tyder på at bergartene

iallfall delvis er vulkanske. Opptreden enkelte steder av grovere, gabbroide partier som synes å være uskarpt avgrenset fra finkornig amfibolitt, tyder på det samme. Det gjennomgående høye biotittinnholdet tyder imidlertid på at det er et større innslag av sedimentært eller tuffittisk materiale. Den lyse gneisen må også antas å være suprakrustal, men det er ikke observert teksturer som kan vise om den er vulkansk eller sedimentær. Findlay (1980) holdt bergartene for å være vulkanske. Han jevnførte dem imidlertid feilaktig med vulkanitter innen Furulundgruppen i området Balvann - Låmivann.

### Dypbergarter

Det er meget lite av dypbergarter i Sjønstågruppen. På Vatnfjell er det noen små granitter i kalkglimmerskifer innen Vatnfjellformasjonen; syd for Flatkjølen opptrer det enkelte små legermer av hornblendegabbro i Flatkjøllformasjonen. I et par mindre områder, ca. 3 km øst for Calalvesjaure, og ved Jouksa syd for Balvann, fins det i Muorkiskifer noen meget små legermer - en eller få titalls meter - med serpentinit.

### Furulundgruppen

I sentrale deler av feltet fyller Furulundgruppen områdene mellom syn- og antiformene. I Junkerdalen - Saltdalen er den sammenhengende, men her går mektigheten ned til ca. 50 m. Innen Skaitisynformen kommer den fram i vinduet i Evenesdalen. På nordsida av Siso-vann danner den flere små vinduer i fortsettelsen av Vatnfjellantiformen. Helt i nord, i den østlige del av Lappfjellet, er gruppen kuttet ut av Vastendekket.

Furulundgruppen er mest varierende utviklet i et østlig område, fra Lairofjell ved svenskegrensen og videre mot vest og syd til Balvannstraktene. Foruten 3 ulike skiferenheter er det her større mengder av basiske og sure effusiver.

### Jotavarreformasjonen

Hovedbergarten er en grå, bløt, sterkt glinsende fyllitt. Den fører forholdsvis lite biotitt. I likhet med underliggende Muorkiskifer er den rik på kvarts ( $\pm$  kalkspat) årer og linser, og er sterkt småfoldet. Foruten i området Låmivann - Balvann fins fyllitten også på sydsida av Skaitisynformen, til forbi Tjårrisdalen i vest. På begge sider av Balvann er der flere grunnsteinsdrag. Øst for Risvannet ligger metadacitt over grunnstein.

### Låmiformasjonen

Denne enheten er utviklet i *to ulike facies*:

**A.** På strekningen mellom Låmivann til henimot Balvann opptrer varierende biotittporfyroblastskifre. De er tynnskifrige og sterkt spaltende bergarter. Størstedelen av dem, grå eller grønnlige skifre, har som Jotavarreskiferen forholdsvis lite biotitt i grunnmassen; en mindre del, som har brunlig farge, har rikelig med biotitt. Bånd av brun, noe grovere, biotitt- og kalkrik skifer varierer fra meget tynne til en ca. 300 m mektig sone fra Calalvesjåvre og nordover.

Effusiver danner en opptil 800 m mektig sone. Det er harde og finkornige bergarter varierende fra basiske til sure. De basiske bergarter, grunnsteiner, er delvis mørke og forskifret, delvis forholdsvis massive, med lysere farge. Helt sydligst, nær Risvannet, opptrer en brun, meget biotittrik grunnstein. I et grunnsteinsdrag øst for Calmebælle fant Kekwick (rapport 1982) flere steder putestrukturer. Noen av dem viser tydelig inversjon (Fig. 3). Metadacitter varierer fra mørke brunlige til lyse grå. De mørkeste fører foruten mye biotitt også amfibol. Den sureste bergarten er en lysegrå metarhyolitt. De sure bergartene har mindre porfyrokorn av feltspat, i dacittene bare plagioklas, i rhyolitten mikroklin + plagioklas.

**B.** Både i nordøst, ved Låmivann, og mot syd blir porfyroblastskifrene avløst av mørke, for en stor del grafittiske fyllitter. Øst for Låmivann fins det i disse skifre enkelte tynne kalker og kvartsitter. Kalkene er fossilførende. Crinoider ble først funnet av Sjøgrens medarbeider von Schmalensee (Sjøgren 1900 a). Seinere fant Th. Vogt (1927) også bryozoa. Etter Spjeldnæs (pers. medd. i Wilson 1971) lar ikke disse fossiler seg aldersbestemme nærmere. Etter Kautsky (1953) ligger de i omtrent samme nivå som fossiler ved Ikesjaure og øst for Vastensjaure i Sverige. Der fins korallen *Catenipora sp.*, som imidlertid opptrer i en lengre tidsperiode, fra midtre ordovicium til et stykke opp i silur.

Øst for Låmivann opptrer to felt med klorittrike, fyllittlignende bergarter innen de mørke fyllitter. Det største feltet, Lairofjell, som de fossilførende kalkene er knyttet til, består av grå til grønnlige, ganske kalkrike bergarter. I et nordligere, mindre felt opptrer en mørkere grønn, mindre kalkrik bergart. Soner med linseformige eller mer skarpkantede inneslutninger, opptil noen dm lange er mest utbredt i det sydlige feltet. Nicholson, som studerte disse bergarter nøyer (1966) holdt dem for å være pyroklastis-



Fig. 3. Inverterte puter i grønnstein i Furulundgruppen øst for Calmebælle. Foto M. Gustavson.  
*Inverted pillows in greenstone in the Furulund Group east of Calmebælle. Photo M. Gustavson.*

ke. I den klorittrike grunnmassen opptrer større plagioklaskrystaller. Inneslutningene har lignende sammensetning som grunnmassen, men er lysere, rikere på plagioklas.

### Langvassformasjonen

I denne formasjonen opptrer brune, biotittrike glimmerskifre. I øst dominerer finkornige, bergarter som spalter opp i plan. Ved Låmivann fins rikelig av forholdsvis massive, kalkrike, sandige bånd. Sydover avtar mengden av slike bånd. Skiferen fører tildels granat, syd for Balvann båndvis også hornblende. I skiferen er det ofte rikelig med kvartslinser. Ved Balmielva opptrer mindre mengder av en finkornig amfibolitt, som oppfattes som en omdannet lava.

I den øvre delen av skiferen, fra øst for Sagmo og sydover, fins en sone med mørke, rustne, tildels grafittiske skifre. Sonens mektighet øker sydover, til ca. 500 m ved Balvann. Den fortsetter på vestsida av vannet.

Mot vest øker metamorfosen, og granat og hornblende opptrer mer rikelig. Samtidig skjer det også en tydelig faciesforandring. Ved vestenden av Langvann opptrer under en finkornig, sterkt båndet skifer en grovere og mindre skifrig bergart. Også i denne skiferen er det båndvis veksling mellom glimmerrikt og sandig materiale, men båndingen er vanligvis mindre sterk.

Den er mer kalkrik enn den finkornige skiferen.

Mot nordvest fra Langvann minker den finkornige skiferen raskt i mektighet, og fra Skoffedalen er den grovere skifer helt dominerende. Det samme er tilfelle i nordlige områder, omkring Sisovann. Også mot sydvest, på vestsida av Baldoaivvesynformen blir den grovere skifer etterhvert mektigere. Nær Balvann og i området vestfor, under Skaitisynformen, opptrer en grov, kalkrik skifer opptil sonen med de mørke skifrene. I dette området er det flere drag med finkornig amfibolitt, omdannet lava. Den finkornige skiferen over fører lite eller ingen kalkspat. På vestsida av Vatnfjellantiformen er den grovere skifer dominerende, likeledes i Saltdalen - Junkerdalen.

Nær Storforsdalen kommer sonen med de mørke skifre sammen med lignende skifre tilhørende Skaitiovergruppen (Lapphellarformasjonen). I tilfelle dette er den samme stratigrafiske enheten må det foreligge en isoklinalfold av meget store dimensjoner.

### Dypbergarter

Hornblendegabbro er vanlig utbredt i Furulundskifrene, med sterk konsentrasjon i enkelte områder. Størstedelen av gabbroene er middelskornige til forholdsvis grove, tildels småporfyriske, og har retningsløs struktur. Men

delvis er de mer finkornige med tydelig foliasjon. Legemene ligger konformt med skifrene.

I området mellom Låmivann og Kjeldvann er det meget rikelig med gabbro. De fleste ligger i porfyroblastskifrene, men delvis i overliggende brun skifer. De varierer fra langstrakt linseformige til sirkulære, i størrelse opptil 1 km eller mer. Flere av legemene ligger i synformer i skiferen, og synes således å representere plateformige intrusjoner. I sammenheng med flere av gabbroene opptrer en lys grønnlig, svakere foliert, finkornig, kvartsførende bergart med mindre biotittporfyroblaster. Denne representerer vel mest sannsynlig et surere differensiat.

I området syd for Risvannet opptrer i porfyroblastskifre og underliggende fyllitt uensartede legemer hvor finkornig gabbro, grovere gabbro og grønnstein opptrer i sterk veksling. Omkring Vatnfjellantiformen fins meget langstrakte gabbroer. Ganger av bredde en eller få titall meter kan følges sammenhengende over flere kilometer.

Et 200x100 m stort legeme av ultrabasisk, grønn amfibolbergart ligger ved siden av gabbro på nordsida av Skoffedalen.

## Sulitjelmagruppen

Denne gruppen er de fleste steder av liten mektighet, vanligvis under hundre meter, og mangler tildels helt. Størst mektighet har den omkring Sulitjelma og østover, og i nord, området Veiskivannet - Lappfjellet. I det mellomliggende området, gjennom Sverige, har den forøvrig også stor mektighet. Nordligst i Vatnfjellantiformen, mellom Sisovann og Løytavann, er gruppen også mektig. Den mangler over lengre strekninger ved den vestlige synform, fra Botn og sydover. Videre mangler den delvis på vestsida av Baldoaivvesynformen. På nordsida av Skaitisynformen mangler den øst for Skaitibukta; på sørsida av den fins den bare på strekningen Tjårrisdalen til ovenfor Størd. Gruppen er delt inn i en undre del med vulkanske bergarter, *Otervassformasjonen*, og en øvre del med sedimentære bergarter, *Veiskiformasjonen*. I områder med mindre mektighet er der bare vulkanske bergarter. Ved Sulitjelma er det et mindre innslag av sediment. Innslaget er større i det nordlige område, og i det mellomliggende område i Sverige. I sydlige deler av feltet, medregnet sonen ved Sulitjelma, består Sulitjelmagruppen mest av tuffbergarter, med noe underordnede mengder av lavaer. Etter

Søyland-Hansen (1980) er det 3 hovedsoner ved Sulitjelma.

*Sone 1.* På begge sider av en stor isoklinalfold er det klorittiserte tuff- og lavabergarter. En stor del av tuffene består av keratofyrisk materiale. Sonen er for en vesentlig del sterkt brekksjert. I deler av sonen fins det rikelig av grove, gabbroide legemer, som er skarpt avgrenset mot finkornig amfibolitt (Fig. 4a). Basisk porfyrr danner en mindre bestanddel. Porfyren er diffust avgrenset mot finkornig amfibolitt, men ofte også mot gabbroid materiale (Fig. 4b). Klare ganger ses sjeldent.

*Sone 2* består av andesittiske tuff- og lavabergarter, enkelte steder med puter. Lokalt opptrer også agglomerater.

*Sone 3* består av tuffbergarter med økende innslag av sandige sediment oppover i lagrekken. I sonen opptrer også porfyrisk lava.

Ved Furulund har begge de sentrale sonene forsvunnet, og de klorittiserte og brekksjerte bergartene kan følges videre mot vest. Mellom Furulund og Bursi er det i nedre del en kalkrik, sedimentær - tuffittisk sone. Brekksjen forsvinner syd for Skoffedalen, og de underliggende, lite klorittiserte amfibolitter overtar. I en undre og større del er dette mest finkornige og skifrige bergarter, hvorav mye er sterkt båndet, tydelig tuffer. Tildels er de kalkrike. Båndvis opptrer en mer massiv og noe grovere lavabergart. Granat er et utbredt mineral. I øvre del av Skoffedalen fins en tynn klorittbrekksje. En øvre sone består av lava, som tildels er porfyrisk. Lenger syd opptrer de samme typer amfibolitter som i Skoffedalen. Rundt Baldoaivvesynformen dominerer klorittskifer og brekksje. Tildels opptrer de i veksling med amfibolitt.

Østover fra Sulitjelma forsvinner klorittsonen. I fortsettelsen av øvre klorittsone øker mengden av grove, gabbroide legemer, til den såkalte flasergabbroen, se under. I kjernen av den store isoklinalfolden opptrer øst for Gikenelva en glimmerskifer tilhørende *Veiskiformasjonen*, *Vaknahellarskiferen* (Boyle 1980), som delvis er grafittisk og med jern-manganrike mineraler. I skiferen er det tynne keratofyrsoner og bånd av en meget granatrik bergart, denne er også antatt å være av vulkansk opprinnelse (exhalitt). Putelavaer på begge sider av skiferen viser at bergartene blir yngre mot denne. Fra ovenfor den østlige delen av Låmivann til nedenfor Mietjerpakte ligger *Vaknahellarskiferen* helt ned til Furulundskiferen.

Sulitjelma-amfibolitten fortsetter inn i Sverige og dreier så mot nord. I Sorjusområdet har Veiskiformasjonen stor mektighet. Gruppen består her av 4 enheter som er sterkt isoklinalt sammenfoldet. I en stor hovedfold, fortsettelsen av den ved Sulitjelma, er det fra ytterst til innerst: 1. Vulkanitter. 2. Øyeglimmerskifer

(-gneis). 3. Marmor. 4. Kalkfyllitt. De tre siste tilhører Veiskiformasjonen. Vulkanittene er tolket som overveiende lavaer, for en stor del utviklet som forholdsvis lyse, tildels kalkførende grønnsteiner. På østsida av isoklinalfolden fins lokalt putestrukturer som viser at bergartene blir yngre oppover i lagserien. Øyebergarten

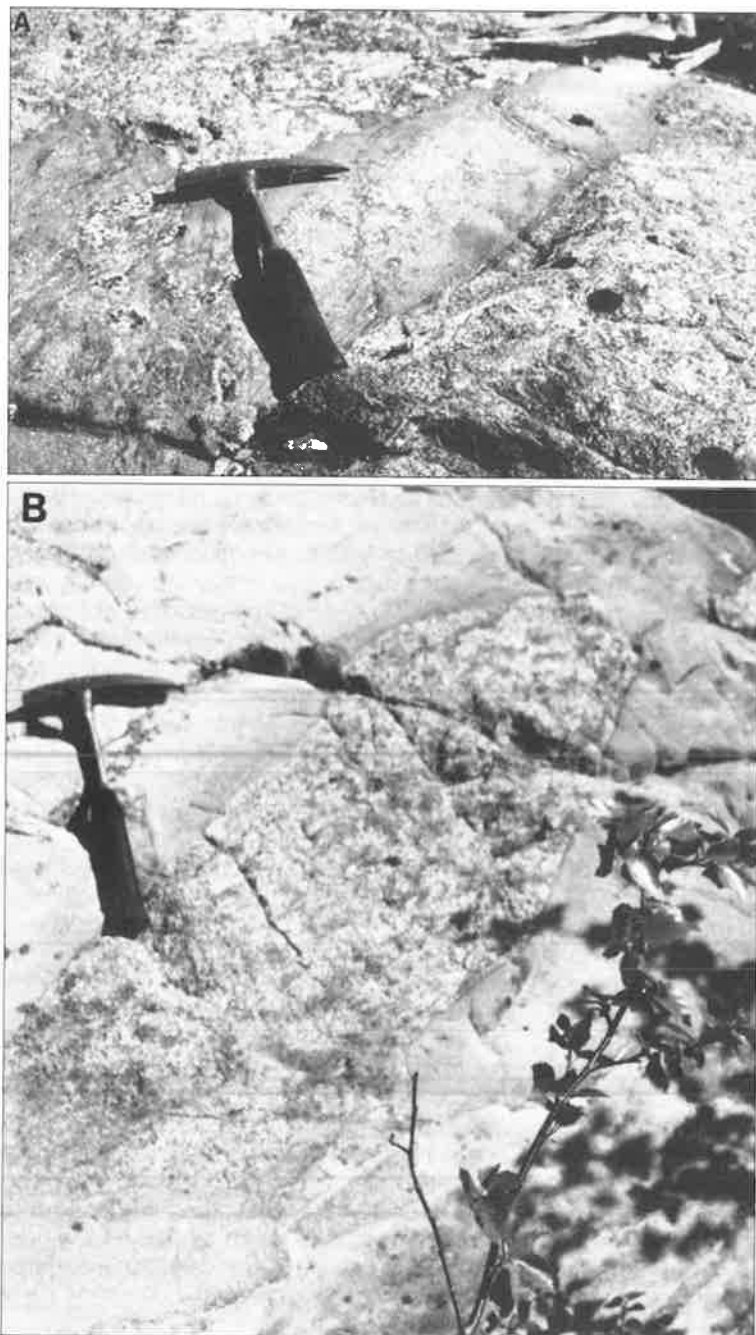


Fig. 4. Heterogen amfibolitt, Bursi vest for Sulitjelma.

a. Grovt, gabbroid materiale skarpt avgrenset fra finkornig amfibolitt.

b. Grovt, gabbroid materiale dif-  
fust avgrenset fra porfyr og skarpt  
avgrenset fra finkornig amfibolitt.

*Heterogeneous amphibolite, Bursi, west of Sulitjelma. a. Coarse, gabbroic material with sharp contacts to fine-grained amphibolite. b. Coarse, gabbroic material with diffuse contacts to porphyry and sharp contacts against fine-grained amphibolite.*



har runde til linseformige aggregater, omkring en eller få mm store, med konsentrasjon av de lyse mineralene plagioklas og kvarts. Strukturen varierer fra ganske massiv til sterkt skifrig. I øst opptrer denne bergarten bare lokalt. Marmoren er for det meste kvit til brunlig. Nærmest øyeskiferen opptrer det ofte en skifrig, uren marmor, med mye muskovitt og kloritt. Lenger vekk fra denne er en ganske ren og massiv type mest utbredt. Kalkfyllitten har som oftest grønn farge; ofte er den rik på brunt forvitrende bånd av finkornig metasandstein- eller siltstein. Den har bånd av grafittskifer og grønnstein. Det er mye mulig at dette er en lavere metamorf utvikling av Vaknahellarskiferen. I Sorjusområdet kommer den ikke inn på norsk side av grensen, mens marmoren og øyeskifer såvidt kommer inn i Norge ved Hammeren. Vulkanittene i denne vestlige sonen er utviklet som mørke amfibolitter, av høyere metamorfosegrad enn i den østlige sonen.

Bergartsenhetene veksler tildels meget sterkt, ned til dm-bredde. Mens det sentralt i en bergartssone ofte bare er en enhet tilstede, øker vekslingen utover mot sidebergarten.

Ved Virijaure dreier bergartene igjen mot vest, og kommer inn i Norge ved Veiskivannet. Etterat kalkfyllitten har forsvunnet syd for Virijaure danner marmoren en sentral sone, med amfibolitt på begge sider. Øyeskiferen, mellom marmor og amfibolitt, er bare utviklet øst for Veiskivannet. Den er her kloritrik og har hornblendeporfyroblaster.

Videre mot vest opptrer marmor i flere tektoniske nivåer. Den er for det meste hvit til lys grå, og varierer fra ganske ren til meget uren. Fra Løytadalen og over Lappfjellet er det foruten marmor også glimmerskifer og en finkornig gneis av kvartsdiorittisk sammensetning. For størstedelen er gneisen meget lys. Tildels er den ganske glim Merrik og kan ha overgang til glimmerskifer. Det er således sannsynlig at gneisens opprinnelse har vært et sandig sediment. Glimmerskiferen synes å ligge stratigrafisk høyere enn marmoren, og gneisen over skiferen.

De ulike metasedimenter og amfibolitten veksler sonevis. Glimmerskiferen og tildels også marmoren opptrer sterkt båndet med amfibolitt. På Lappfjellet er det en meget markert soneoppbygging. På den midtre delen av fjellet er det således 8-10 soner over ca. 200 meters bredde. Såvel marmor, glimmerskifer og gneis er så like i de ulike tektoniske nivåer at det kan

være liten tvil om de opprinnelig tilhører ett og samme nivå, gjentatt ved isoklinalfolding. Sydvest for Lappfjellet er det lite av sedimenter, og hele gruppen smalner sterkt av. Ved Røirvasheia går mektigheten av amfibolitten ned til få dm.

I disse nordlige områder er - i likhet med Sorjusområdet - størstedelen av amfibolitten omdannet lava. Foruten finkornig lava er der også mye av porfyrisk lava. Mest er det i Siso-vinduet, hvor porfyrteksturen kan være meget utpreget, med tettsittende plagioklaskorn opptil 1 cm store. Godt båndete tuffer fins i de ulike tektoniske nivåene, mest i den øverste delen, nærmest Skaitiskifrene.

### Dyp- og gangbergarter

Nord for Låmivann opptrer et båndet kompleks, hvorav en større del har porfyrisk tekstur, over vulkanittene. Etter Boyle (1980), som har kalt det "Mietjerpakte Sheeted Intrusive Complex", består storparten av parallelle ganger, 0,5-5 m tykke. Porfyrkorn av plagioklas utgjør opptil over halvparten av bergarten. Porfyrteksturen avtar ofte gradvis til helt finkornig materiale, som igjen er skarpt avgrenset til neste gang. Komplekset har uskarp grense til tilgrensende vulkanitter, som blir overskåret av gangene. Over gangkomplekset er der en sterkt deformert dypbergart, flaseriggabbro. Den består av grove linser med finkornig amfibolitt imellom. Den har markert lineasjon. Ved Mietjerpakte i Sverige er der uskarpe grenseforhold mellom en ganske massiv hornblendegabbro og underliggende gangkompleks. Samtidig som ganger går inn i gabbroen, går årer fra gabbroen inn i gangene.

Boyle (1980), Boyle mfl. (1985) holder også Sulisgabbroen for å være genetisk knyttet til Sulitjelma-amfibolittene i et stort ofiolittkompleks. Kjemiske analyser viser lignende sammensetning - i begge gabbroer - som i ganger og effusiver. Grensen mellom flaseriggabbro og Sulisgabbro er imidlertid tektonisk med meget sterk utvalsing i flaseriggabbroen nær kontakten (Fig. 5). Sulisgabbroen blir derfor her, i likhet med hva Kautsky (1953) mente, antatt å tilhøre en høyere tektonisk enhet, Gasakdekket.

Karakteristisk for Sulitjelma-amfibolitten i nordlige områder er et større antall legemer av ultrabasiske bergarter. De varierer fra runde til langstrakt linseformige. De fleste er serpentinitter, av størrelse fra ca. 10 til flere hundre meter. Den største ultrabasitten bygger opp

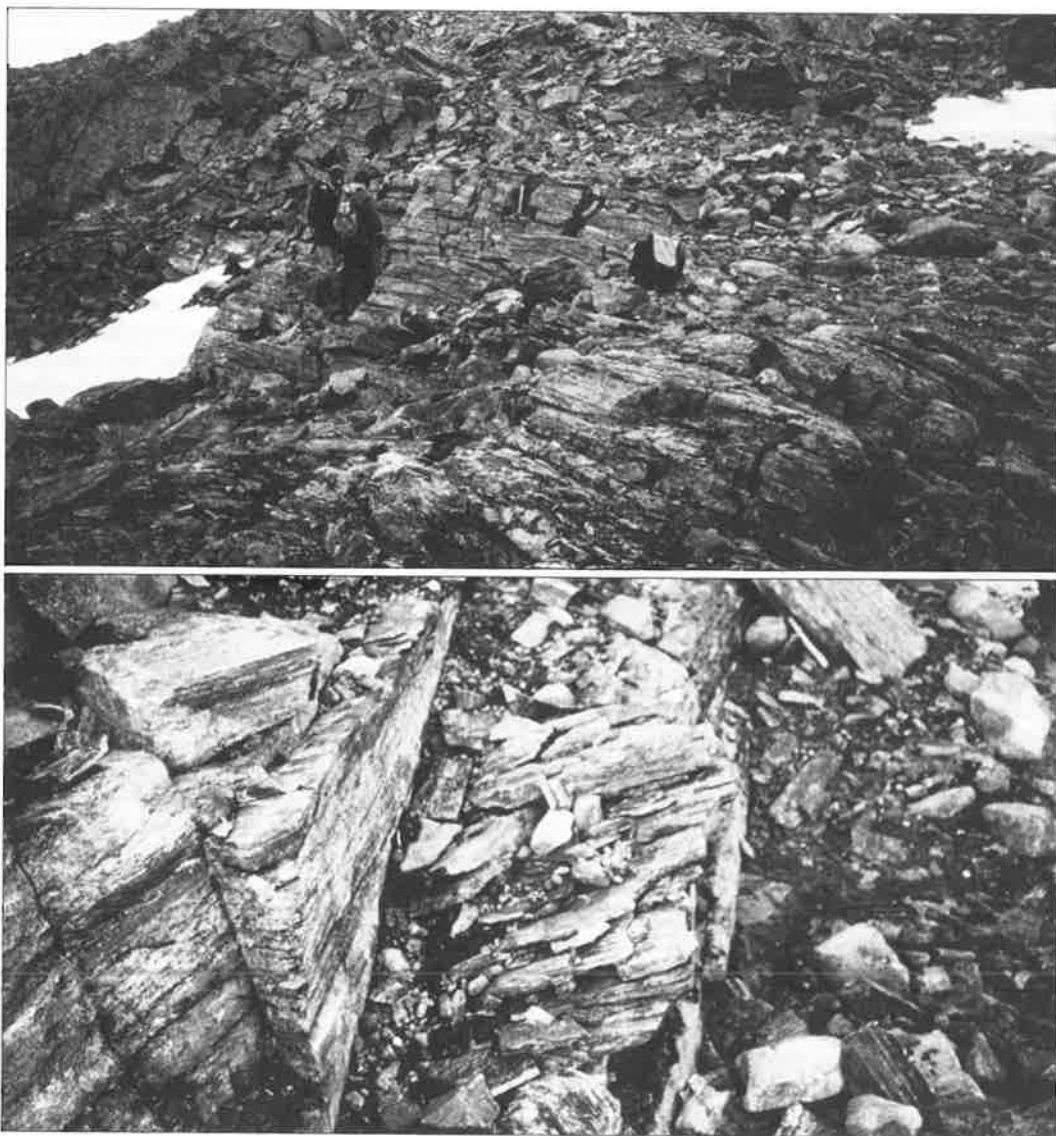


Fig. 5. a, b. Tektonisk kontakt mellom flaser gabbro og Sulis gabbro. Øst for Duoldagop.  
 a, b. Tectonic contact between flaser gabbro and Sulis gabbro. East of Duoldagop.

fjellet Hammeren i Sorjus. Den ligger like under Gasakdekkets skyvegrense og er 2 km lang. Størstedelen består av en mørkegrønn amfibolbergart, ganske rik på kalkspat (ca. 10%). I massivet er der mange små legemer av serpentinitt, en større del av dem langs kanten. Ved skyvegrensen er det funnet sted en videre omvandling til talk/karbonat bergart.

I Sverige, mellom Sorjus og Veiski, er der også en del gabbrolegemer, hvorav flere med tilhørende ultrabasitter. Foruten større legemer

opptrer ellers gabbro i dette området - fra syd for Virijaure - i stadig veksling med grønnstein.

Deler av suprakrustalene i nord er sterkt gjennomtrengt av små trondjemittlegemer varierende fra lagerganger til uregelmessige legemer. Trondjemitten er lys, massiv, fattig på glimmer og tildels ganske grov, pegmatittisk. Den kan opptre i like store mengder som suprakrustalene. Spesielt er den knyttet til marmor, men underliggende vulkanitter - og øyeskifer - er tildels også rike på trondjemitt. Glimmer-

skiferen i området Løytadalen - Lappfjellet er gjennomgående rik på trondhemitt, derimot er det lite eller ikke trondhemitt i gneisen. Intrusjonene synes således å være avgrenset til visse stratigrafiske nivåer.

Etter Mason og Boyle er der også en del trondhemittganger i gabbro og tilgrensende gangkompleks.

## Skaitiovergruppen

Denne meget store enheten danner Gasakdekke. Metamorfosen er høy. Mens underliggende bergarter er i epidotamfibolittfacies med overgang til lavere grønnskiferfacies, er Skaitiskifrene i amfibolittfacies. Staurolitt, disthen og diopsid er karakteristiske mineraler. Bergartene har også mer av pegmatitt og sure intrusiver enn de underliggende. Nedenfor er det skilt ut fire grupper, hvorav tre er videre inndelt i formasjoner. Noen enheter er forholdsvis likt utviklet i de ulike deler av feltet, men som helhet betraktet er der store forskjeller. Mest komplisert er utviklingen i nord, i Blåmannsis-synformen. Tabell 3 viser stratigrafien i de ulike synformer.

## Sorjusgruppen

Denne gruppen har stor utbredelse i to områder i nord. Det ene er området Veiskivannet - Løytavann med fortsettelse mot syd over Siso-vann til Nedrevann i Laksådalen. Det andre er Sorjusområdet med fortsettelse sydover til Duoldagop. Gruppen fins også i et mindre område i syd, øst for Skaitibukta. Gruppen er mest komplisert i Sorjusområdet. Her er det skilt ut fire enheter med suprakrustaler, fra nederst til øverst: a. Vulkanitter, for det meste sure. b. Gneis/breksje. c. Amfibolitt. d. Grafittskifer og glimmerskifer.

A. *Vulkanittene* fins bare i et mindre område nord for Nedre Sorjusvann. De ligger i en struktur som har tydelig antiform i nord - inne i Sverige. Vulkanittene er båndet. En mørkere grå feltspatkvartsporfyrr danner et karakteristisk ledd. Ellers er det mest av lyse, finkornige vulkanitter med svakere utviklet porfyrttekstur (feltspat). De har dacittisk sammensetning. Amfibolittiske og glimmerrike bånd opptrer underordnet.

En lys grå trondhemitt omgir vulkanittene. Inne i denne er det et større felt med basiske bergarter - vekslende finkornig amfibolitt og hornblendegabbro.

B. *Gneis/breksjeenhet*. Dette er den største enheten. Nord for Nedre Sorjusvann er der bare breksje. Den er for det meste lys og ganske massiv, men delvis er grunnmassen klorittrik og skifrig. Fragmentene, som er opptil flere dm store, består iallfall overveiende av de underliggende bergartene: trondhemitt, porfyrr, finkornige vulkanitter, foruten basiske. Syd for vannet opptrer det også finkornige gneiser. De er varierende fra lyse over glimmerrike til hornblenderike, og har få fragmenter. De ligger under breksjen.

Nicholson (1971) gjorde området til gjenstand for et spesialstudium, men synes å ha unngått å se vulkanittene in situ. I likhet med Kautsky (1953) antok han som sannsynlig at trondhemitten (kalt granittisk gneis) er av prekambrisk alder. Så lenge aldersbestemmelser ikke foreligger, må dette anses som temmelig usikkert. Noen påfallende likhet mellom trondhemitten her og granitten i basalvinduene er det ikke.

Lyse gneiser, vanligvis noe breksjert, fins også i flere lag i overliggende Linaisskifer. I et sydlig drag, mellom Øvre Sorjusvann og Duoldagop, er der varierende gneiser lignende de syd for Nedre Sorjusvann, også her med få fragmenter. Gneisene fører rikelig av både plagioklas og mikrolin, begge danner tildels mindre porfyrrblaster. Et høyt granatinnhold er karakteristisk. I gneisene opptrer en sone med båndete vulkanitter, for det meste lavaer. De varierer fra grønnstein over intermedier sammensetning til dacittisk.

C. *Amfibolitten* fins på sydsida av Sorjusvann, av størst mektighet omkring Kokedalselva i øst. Den er finkornig og skifrig. Etterat gneisene har kilt ut mot syd opptrer den nær svenskegrensa i kontakt med Sulitjelma-amfibolitten. Visse trekk skiller den ut. Ofte er den sterkt sliret og båndet. Meget karakteristisk er tallrike linser med flere av mineralene epidot, diopsid(?), granat og kvarts, sammen med plagioklas og hornblende. Dette er lignende strukturer som i høyreliggende bergarter blant Skaitiskifrene.

D. *Grafittskifer og glimmerskifer*. Sonen er for det meste tynn og er ikke sammenhengende. Syd for Sorjus er den bare lokalt tilstede. Delvis er det bare grafittskifer, delvis opptrer de to skifre i veksling og delvis er det bare glimmerskifer. Glimmerskiferen, som har brun farge, er ofte rik på granat og fører tildels staurolitt.

I området Veiskivannet - Løytavann - Nedrevann opptrer sannsynligvis bare enhet B.

Som i den tilsvarende enhet i Sorjus er det også i dette området karakteristisk med et høyt innhold av granat i bergartene, men det er mer vanlig med skifre som har et høyt innhold av biotitt og et lavt innhold av feltspat (plagioklas). Disse skifrene har tildels en gradvis overgang til lyse, feltspatrike bergarter. Som i Sorjus opptrer også hornblenderike soner. Opprinnelsen til bergartene synes således her å være klarere enn i Sorjus: pelittisk til arkosisk, delvis noe kalkførende. Men der er også en del soner med lys, rusten bergart, muligens en keratofyr. Som i Sorjus er deler av bergartene sterkere breksjiert. Breksjene har lyse fragmenter i glimmer/klorittrik grunnmasse. Fragmentene stammer fra selve bergarten.

Vulkanitter utgjør en større del av enheten. Disse er for det mest mørke amfibolitter, lokalt med sterkt klorittiserte og breksjierte soner. Amfibolitten opptrer tildels i sterk veksling med skifrene, bl.a. i et stort område syd for Sisovann. Mindre utbredt er mer intermedieære vulkanitter. Et større legeme av meta-andesitt ligger på nordsida av Sisovann. Den har rikelig av epidotrike slirer og blærer. Både i andesitten og i tilgrensende amfibolitt opptrer agglomeratsoner.

På østsida av Skaitibukta opptrer det innen Skaitisynformen lignende bergarter av enhet b: granatrike og tildels også hornblenderike glimmer-skifre, og amfibolitt. I tillegg er der tynne grafittskifre, lyse metasandsteiner og kvartsskifre, sericittskifer og marmor.

## Småsorjusgruppen

### Linaisformasjonen

Denne enheten er av mange hundre meters mektighet i Sorjus og videre mot nord, inn i Sverige. Mot syd fins den så langt som til fjellryggen vest for Duoldagop. Skiferen er finkornig, brun og vekslende glimmerrik til sandig. Bånd rike på kalksilikater, hornblende og diopsid, er vanlig. Særlig i nordøst er det mye av kalkrike bånd. Tildels er skifrene rike på granat. Ofte er de mer eller mindre konglomeratiske, med lysere, sandige boller, opptil dm størrelse, i mørkere og mer glimmerrikt materiale. Meget karakteristisk for større deler av skiferen er tallrike linser som er sterkt anrikt på kalksilikater ± kalkspat ± granat. I linsene, som er av cm-størrelse, er det en sonevis konsentrasjon av de ulike mineraler; hvor alle fire mineraler er tilstede er denne anrikningen vanlig fra ytterst

til innerst: granat, hornblende, diopsid og kalkspat. Linsene synes således å ha en metasomatisk dannelselse.

Et interessant forhold er, at denne skiferen i området nord for Sorjus (Sverige) uten skarp grense nedover går over til en skifer som har stor likhet med kalkfyllitten øverst i Sulitjelma-gruppen. Som i denne er det vekslende grønne, fyllittiske, og brune, sandige bånd, og kalkinnholdet er høyt. Den grønne fargen skyldes rikelig av kloritt. Metamorfosen synes således å være vesentlig lavere enn det som ellers er tilfelle i Skaitiskifrene. Om det virkelig er samme skifer som den innenfor Sulitjelma-gruppen bør bringes på det rene. Det vil ha betydning for tolkningen av forholdet mellom Gasak- og Vastendekket. Brun linseskifer - uten konglomerater - opptrer også i et annet, mindre område i vest, mellom Nedrevann i Lak-sådal og Sisovann.

### Lapphellarformasjonen

Denne formasjonen går rundt Blåmannsis- og Baldoaivvesynformene, dessuten går den på østsida av den vestlige synformen. Fra syd for Vassbotn fortsetter den fra den vestlige synformen mot øst i Skaitisynformen; selve skiferen bare noen få km, mens en bestanddel av formasjonen, tidligere kalt "Furulundgneisen", fortsetter videre til Balvann. I eller ved Skaitisynformen opptrer formasjonen i et par mindre vinduer, Evenesdalen og Galagaldalen. Den fins også på vestsida av Blåfjellsynformen. Lapphellarskiferen er de fleste steder sterkt båndet. Den er for en større del finkornig, men med mer eller mindre av grovere bånd; sammensetningen er pelittisk til sandig, med kvartsittiske bånd. Grafittskifer er vanlig mange steder. Særlig i sydlige deler av feltet er større deler av formasjonen rusten, mest i de finkornige delene. Granat er et vanlig mineral; fra Sulitjelmaområdet og nordover til Sorjus er den båndvis også rik på disthen, i opptil flere cm lange prismer. I vinduene i Evenesdalen og Galagaldalen er der underst finkornige rustne skifre og øverst en noe grovere skifer med staurolitt eller disthen.

Fra Duoldagop og nordover er skiferen grovere enn i andre områder, og bortsett fra grafittskifer - ikke rusten. Fra syd for Småsorjus er større deler sterkt pegmatittisert og forholdsvis massiv, gneisaktig.

Den tidligere kalte "Furulundgneis" i sydlige deler av feltet fins i en undre del av forma-

sjonen, ofte i kontakt med Sulitjelma-amfibolitten. Gneisen er forholdsvis massiv og har øyestruktur. Øynene, som er opptil 1 cm store, består av større korn eller aggregater av feltspat, ofte også noe kvarts. Gneisen er ganske glimmerrik. Foruten som en vel avgrenset bergart kan den være uskarpt avgrenset fra skifer; tildels er der en stadig vekslning av gneisaktige og mer skifrige bånd. Gneisen må antas å være dannet av et sandig sediment. (Dette i motsetning til Kobbertoppgranitten, tidligere kalt "Furulundgranitt", lenger nord).

Omkring Veiskivannet er der en eller flere soner av basiske bergarter. De er ofte utpreget uensartede, varierende fra mørk, finkornig og tildels sterkt skifrig amfibolitt, til ganske grove og massive, lysere gabbroide bergarter. Vekslingen er temmelig uregelmessig. Det ble ikke sett klare intrusive forhold mellom grov og finkornig bergart. Agglomerater er ganske utbredt. De fleste boller, opptil noen dm store, er av gabbroide bergarter; noen steder er der også lyse, granittiske boller.

### Jouksaformasjonen

På østsida av Skaitibukta ligger det over de granatrike skifre i Sorjusgruppen en 1-2 km bred sone med for en større del staurolittrike glimmerskifre. Lapphellskiferen mangler i dette området, og det kan derfor ikke sies noe om deres stratigrafiske stilling i forhold til hverandre.

Formasjonen har forholdsvis ensartet og massiv staurolittskifer på begge sider. Ved Skaitibukta er den øvre skiferen også rik på disthen. Mellom dem opptrer det en båndet, plant oppspaltende staurolittskifer som opptrer i vekslning med en mørk, ofte granatrik og tildels kalkførende hornblendeglimmerskifer. Staurolitten i denne skiferen fins i grovere, muskovittrike bånd, mens finkornige, mer biotittrike bånd utgjør størstedelen av bergarten. Der er også enkelte grafittskifre i formasjonen, bl.a. helt nederst, i Jouksaområdet, hvor den ligger direkte på Muorkiformasjonen etterat Sorjusskifrene har kilt ut i Klaravann.

Den like karakter av de ytre staurolittskifre, sammen med vekslingen av de to bergarter i den midtre sone tyder på at det her opptrer store isoklinalfolder. Formasjonen går ved Jouksa inn i Sverige, og kommer inn i Norge igjen syd for Argaladeidalen. Den undre ensartede staurolittskiferen mangler her. Den båndete skiferen er rik på granat, derimot fører den lite

eller ingen staurolitt. Den assosierte mørke hornblendeglimmerskiferen mangler. I Rivadalen kommer det inn en underste, mer homogen granatglimmerskifer (Johannessen 1979). Den spalter godt og brytes i Skaiti. Etter at de overliggende skifrene har kilt ut ligger den her under Stormfjellgruppen. Skiferen kiler ut ved Tjårrisdalen.

### Duoldagopformasjonen

Like over Lapphellskiferen opptrer det på sørsida av Duoldagop en tynn, lys kalksilikatbergart, og over denne igjen en tynn, finkornig, grå kvartsitt. Delvis mangler den ene - eller begge. Den lyse kalksilikatbergart fører tremolitt, mikroklin, kvarts og kalkspat. Utgangsmaterialet må antas å være et kalkrikt sandig sediment. Kvartsitten er rik på lys amfibol.

Det neste leddet i formasjonen er en tynn marmor, sjelden over 10 meter mektig. Fra Duoldagop fortsetter den nordover til øst for Blåmannsisvannet. Foruten nær Lapphellskiferen er det tallrike bånd av marmoren innfoldet i overliggende rustskifer. Marmoren er for det meste uren; ved Duoldagopdammen er den vakkert båndet lyst grå/blågrå.

Hovedbergarten i formasjonen er en ganske ensartet, finkornig, sterkt spaltende, brun, biotittrik kvartsskifer. Den fører rikelig med kis, og har en sterkt rusten overflate. Fra større mektigheter i Duoldagop smalner skiferen etterhvert av mot nord, og synes å forsvinne sørøst for Blåmannsisvannet.

### Rosniformasjonen

Hovedbergarten er kalk(silikat)glimmerskifer. Den er av størst mektighet i Baldoaivvesynformen, opptil ca. 1500 m (?). Den har også store mektigheter i den vestlige synform. På vestsida av denne grenser den opptil Pålfsjellgruppen. I nord fortsetter den - med liten mektighet - rundt Blåfjellsynformen. Den ligger over Lapphellskiferen i Evenesdal - og Galagalvinduene. På nordsida av Skaitisynformen, ved Balvann, er den av sterkt varierende mektighet. I Blåmannsisynformen har den stor mektighet i Duoldagop, ellers har den for det meste mindre mektighet eller mangler ofte helt. Skifrene er brune, biotittrike. Ellers opptrer kalkspat og kalksilikater - diopsid, hornblende og epidot - i sterkt vekslende forhold. Skifrene er ofte sterkt båndet. Dette gjelder i særlig grad kalksilikat-skifrene. Her veksler brune, biotittrike, og grønne kalksilikatbånd ned til 1 mm tykkelse.

Skifrene er ofte meget rike på små kvartsårer og -linsjer, med eller uten kalkspat. En meget sterk småfoldning er ofte karakteristisk.

Utviklingen varierer en del i de ulike områder. Ved Balvann er der bare kalksilikatskifer. I nedre deler av Baldoaivvesynformen er der vesentlig kalkglimmerskifer. Høyere oppe i denne, og i områdene vest- og sydvest for er de sterkt varierende, fra skifer med mye kalkspat og lite kalksilikater og skifer med det omvendte forhold. I øvre deler av Baldoaivvesynformen, hvor det er store intrusivmengder, er skifrene harde, kontaktpåvirket. Skifrene her fører mikroklin, vanligvis sammen med mye biotitt. De er rike på kalksilikater.

I en vel 100 m mektig sone fra Beritvann og sydover er der en lys grønnlig, ganske ensartet kalksilikatbergart, ganske skarpt avgrenset fra kalkglimmerskifer på sidene. Sonen faller omtrent sammen med et sterkt granittinjisert nivå. Men da bergarten skiller seg så skarpt fra de omgivende skifrene, må det antas at også primære forskjeller har vært tilstede. Dette er den sydlige del av "kvartsrik nivå" på Sjøgrens kart. Lenger nord i det innregnede nivået er det vanlige, båndete kalksilikatskifer rike på biotitt. I nordfeltene er der mest av kalkspatrike skifer. Her er bånd rike på kalksilikater mer underordnet.

Det er lite av andre suprakrustaler i formasjonen. Et lokalt konglomerat, med opptil 30 cm store boller av kvartsdioritt, opptrer syd for Argaladeicokka (Johannessen, rapport 1979). Fra Stortvikkaldalen over Lakså og Stortverrådalen og videre rundt Blåfjellsynformen opptrer en opptil 30 m mektig hvit/grå båndet marmor. Marmorlagets posisjon varierer fra helt nederst til øverst (ved Lakså). I Stortverrådalen opptrer det på en kortere strekning kvartsitt over marmoren. Kvartsitt, som veksler med skifer, opptrer også noe vest for Balvann. På nordsida av Baldoaivvesynformen fins et par tynne soner med båndete, sterkt rustne kvartsskifer.

### **Sisvasstindformasjonen**

Denne ganske ensartede enheten fins i tre områder, samtlige i Blåmannsis-synformen: 1. Syd for Skoffedalsfjell. 2. Linaisen nord for Sorjus. Mektigheten er her ca. 1000 m. Den fortsetter herifra til nordsida av Sierkatjåkkå i Sverige. 3. Størst utholdenhet har bergarten på nordsida av synformen, fra noe vest for Virijaure i Sverige til Sisvasstind. Fra mektighet ca. 10 m i nordøst øker den til over 100 m i sørvest.

Dette er en forholdsvis massiv og motstandsdyktig bergart, som ofte står opp i rygger. Den er lysere grå, muskovittrik, med porfyroblaster av granat ± staurolitt. Staurolitten danner opptil 1 cm store korn, mens granaten danner mindre korn. På Linaisen er en undre del rik på staurolitt, mens en øvre del, som er meget rik på pegmatittårer, har lite eller ingen staurolitt.

### **Stormfjellgruppen**

Denne enheten opptrer i store mektigheter. Den er påfallende tynn eller mangler helt på sør- og vestsida av Skoffedalsfjellet. Sannsynligvis skyldes dette skyvninger. Litt lenger nordvest, på andre sida av Sjønståvinduet, er gruppen av meget stor mektighet. Lenger nord mangler den mellom Fonndalen og Rundvass-tind. En undre enhet med metasedimenter, Sisoformasjonen, har størst utbredelse. Over denne opptrer basiske vulkanitter, Rupsiformasjonen. I området syd for Blåmannsisen ligger ulike gneiser i tilnærmet samme nivå som de basiske vulkanittene. De er skilt ut i en egen formasjon, Galmiformasjonen.

### **Sisoformasjonen**

Glimmerskifer, som for en større del er mer eller mindre rustne, utgjør hovedbestanddelen. De varierer fra forholdsvis grove til finkornige. Sammenlignet med de mest utbredte Lapphellerskifrene er grovere og mindre skifrige bergarter mer utbredt. Skifrene er for en stor del granatrike; i sydvestlige deler av feltet er staurolitt ganske vanlig. De er rike på små pegmatittårer og -linsjer.

Mer underordnet opptrer grafittskifer, metasandstein og kvartsitt. En mørkegrå hornblendeglimmerskifer danner en åpen struktur på østsida av Sjønståfjellet. Lenger vest på fjellet, og i området syd for Blåmannsisen er det flere drag med grå, forholdsvis massiv glimmergneis. Gneisen ligger forholdsvis høyt i formasjonen. På Sjønståfjellet er muligens noen av dragene innfoldete deler av Raudtindgneisen som de ligner på. Likeledes i et høyt nivå ligger i området syd for Blåmannsisen med fortsettelse mot nordøst gjennom Skagmadalen en meget kalkrik glimmerskifer med overgang til uren kalk.

Marmor opptrer i størst mektighet, opptil ca. 100 m, i den sydlige delen av Blåmannsis-synformen, fra Laksådalen i vest til Skagmadalen i nordøst. Den ligger helt øverst i formasjonen.

Men i det isoklinalt sterkt sammenfoldete området på østsida av Blåmannsisen fins bergarten også i mange lavere tektoniske nivåer. Marmoren er grå til hvit eller gullig, og tildels sterkere båndet. For det meste er den ganske uren, med mye glimmer. På nordsida av Skoffedalsfjell, med fortsettelse ned i Laksådalen, er det imidlertid ren og massiv marmor. Den er her ganske mektig, og foldet sammen med overliggende Raudtindgneis.

I Skaitisynformen opptrer også marmor, men her for det meste av liten mektighet og lite utholdende. I sydvest, over Saltdal, kan en ca. 100 m mektig marmor følges ca. 7 km. I en større foldestruktur veksler marmoren meget sterkt - ned til ca. 1 m - med rustskifer, sannsynligvis pga. intens foldning.

Et polymikt konglomerat har en mer lokal utbredelse omkring Slaipa i Skaitisynformen. Det er opptil flere hundre meter mektig, og ligger ved eller nær overliggende Raudtindgneis. I en brunlig, skifrig, glimmerrik grunnmasse fins tettsittende boller fra mm størrelse til noen dm. De fleste består av kvartsitt og kvarts, andre av amfibolitt, keratofyr, marmor, glimmerskifer, trondhjemit, granitt.

### Rupsiformasjonen

Amfibolitt, opprinnelig lavaer, fins mange steder innen rustskifrene, men som oftest av mindre mektighet. I Skaitisynformen har amfibolitten flere hundre meters mektighet syd for Tausafjell med fortsettelse over til vestsida av Skaitidalen. Den ligger i flere parallelle drag, noe som sannsynligvis skyldes isoklinalfoldning. Sin største mektighet når amfibolitten i området Stormfjell - Rupsi. Herifra fortsetter den videre mot nordøst til Skagmadalen. På nordvestsida av Blåmannsisen opptrer en mektig amfibolitt i vestkanten av fjellet Gieddoarveijkna.

Amfibolittens stratigrafiske stilling, over Sisoformasjonen, kommer klarest fram i Stormfjellområdet. På Gieddoarveijkna danner den tydeligvis store isoklinalfolder med glimmerskifer. Øst for Blåmannsisen, der det er meget sterk isoklinalfoldning, opptrer et større antall amfibolittsoner, helt fra overliggende Raudtindgneis til nær det som er antatt å være Lapphellerskifer. En kalkrik amfibolitt nord for Stormfjell tilhører muligens et lavere nivå enn hovedmengden.

Finkornig, mørk amfibolitt er mest utbredt. Den er tildels sterkere forskifret. Tildels er den kalkførende. I området Stormfjell - Rupsi -

Skagmadalen, og på Gieddoarveijkna, fins dessuten en lysere, sterkt porfyrisk amfibolitt. Som tynnere bånd opptrer det i Skagmadalen meget granatrik bergart. Disse båndene er vekslende hornblende- og biotittrike.

Etter M. Billett (rapport fra 1980) er der rikelig med putestrukturer i Stormfjell - Rupsi området, både i den finkornige og i den porfyriske amfibolitten. Slike strukturer er også observert enkelte steder nord for Billetts felt. Putene viser normal lagstilling. Et unntak fins på en lokalitet i sørøstkanten av Blåmannsisen. Det kan imidlertid skyldes den sterke foldningen. I nær tilknytning til putelavaene er der hyaloklastiske bergarter, dvs. bergarter som er dannet i en eksplosiv fase, da ytre, raskt avkjølte deler av putene er blitt brutt i stykker til fragmenter. Billett har med grunnlag i bergartenes kjemiske sammensetning også tolket enkelte grovere gabbroide partier som effusiver.

### Galmiformasjonen

Gneisene i Galmiformasjonen, som bare opptrer i området syd for Blåmannsisen, er meget rike på feltspat (plagioklas). En serie består av sterkt uensartede granathornblendegneiser. De varierer fra lys grå med mindre hornblende til mørke, hornblenderike bergarter, med overgang til amfibolitt. Bergartene er tildels kalkrike. Glimmerinnholdet varierer også mye, fra meget lavt til høyt, som f.eks. i muskovittisk hornblendegneis på den vestlige del av Stormfjell. Gneisene fører lite kvarts.

Sammen med disse gneisene opptrer sure, lyse gneiser med kvartsdiorittisk sammensetning. For det meste er de forholdsvis finkornige og har sterkere foliasjon, men der fins også grovere og mer massive partier. På den annen side fins enkelte steder sterkt omvandlete, finkornige sericittskifer.

Det er vanskelig å si noe generelt om opprinnelsen av de feltspatrike gneiser. Men i sørøstkanten av Blåmannsisen fins lyse gneiser som delvis har små porfyrikorn av kvarts og feltspat. Det viser at iallfall gneisen her er av vulkansk opprinnelse.

## Blåmannsgruppen

### Leirvassformasjonen

Denne enheten har en mer lokal utbredelse, på nordøstsida av Blåmannsis-synformen. Syd for Leirvann, der mektigheten er opptil 700 m, består den av to ulike skifre. Begge er por-

fyroblastiske. Nederst opptrer grå, ganske homogen skifer med glinsende skiffrighetsplan. Den er rik på tynne kvartsårer, og har granat som porfyroblaster. Øverst opptrer brun, båndet disthenglimmerskifer. Disthen danner opp til 5 cm lange prismer, og er anriket båndvis. Andre porfyroblaster som fins rikelig er granat og muskovitt.

Nord for Leirvann går enheten inn i Sverige. I her er bare den undre skifer tilstede, men den er til gjengjeld av meget stor mektighet. Etter ombøyningen av strøket ved Virijaure smalner skiferen sterkt av, og er tynn eller mangler helt på norsk side av grensen.

### Raudtindformasjonen

De fleste steder er dette den øverste av Skaitiskifrene (Skaitiovergruppen). I Baldoaivvesynformen er den erodert bort. Størst mektighet har gneisen på nordvestsida av Blåmannsisen.

Formasjonen består av en grå, forholdsvis grov, massiv og ensartet glimmergneis. Den har rikelig med granatporfyroblaster; tildels danner også muskovitt porfyroblaster. Stedvis fører den staurolitt. I Skaitisynformen; etter Billett (rapport fra 1980) også på Raudtind, fins soner rike på disthen. Rikelige mengder av mobilisat er karakteristisk; det er små linser og årer av pegmatitt og kvarts i sterkt vekslende mengdeforhold. De mest kvartsrike variantene, som f.eks. på Salefjell syd for Balvann, og på Raudtind, antas å ha typisk glimmerskifersammensetning.

I Skaiti er der innen gneisen en flere hundre meter mektig, brunlig, disthenrik glimmerskifer. To gneiser i nord folder seg sammen i Argaladeidalen. Disthen, som er mer eller mindre omvandlet til muskovitt, danner ofte lange staver, maksimalt flere dm.

I to områder innen Blåmannsis-synformen fins Skaitiskifre som ligger stratigrafisk over Raudtindgneisen. Skifrene i de to områder er innbyrdes av forskjellig karakter.

### Skoffedalsfjellformasjonen

Enheden består av kalksilikatglimmerskifer, og danner store isoklinalfolder med Raudtindgneisen. Den har likheter både med Linaisskiferen og med Røsniskiferen. Den er forholdsvis finkornig og båndet brunlig/grønnlig avhengig av forholdet mellom biotitt og kalksilikater (hornblende og diopsid) ± kalkspat. Det er også en del granatrike bånd. Kalkspat og kalksili-

kater, tildels også granat, er de fleste steder anriket i linser, av størrelse opptil 1 dm. Vanligvis er linsene ganske skarpt avgrenset, men de kan også være mer diffuse. Som i Linaisskiferen antas de å være dannet ved metasomatose.

### Kvitvassformasjonen

Dette er en hornblendeglimmerskifer, som fra Kvitvann og videre mot nordøst er av stor mektighet, mens den smalner sterkt av og forsvinner mot sydøst. Skiferen er grå, forholdsvis ensartet, og har sterkt utviklet porfyroblastisk tekstur. Granat danner tettsittende, mindre korn, mens hornblende danner lange prismer opptil 5 cm.

### Dypbergarter

I Skaitiskifrene fins det store mengder dypbergarter. Aller mest er det av sure bergarter, men også basiske til intermedieære bergarter opptrer rikelig.

I undre deler av Skaitiskifrene er der flere nivåbundne sure dypbergarter. Trondhjermitt i Sorjusgruppen - mellom sure vulkanitter og breksje - nord for nedre Sorjusvann er allerede nevnt. Dette er en lys grå, forholdsvis finkornig, retningsløs til noe foliert bergart. Den er tektonisert og delvis brekksjert.

I samme gruppe er der innen varierende gneiser på østsida av Duoldagop en utpreget lys og ensartet gneis av granittisk sammensetning. Den er tidligere feilaktig tatt for å tilsvare Kobbertoppgranitten. Dens intrusive karakter er ikke framtrødende. Men etter J. Williams og R. Manson sender granitten årer inn i sidebergartene, og har inneslutninger av disse. Den fører etter Williams enkelte steder større porfyrkorn. Lenger vest, på nordsida av Sjønståvinduet, ligger en lignende lys gneis mellom Sulitjelma-amfibolitt og overliggende Lapphellarskifre. Den er ikke sammenhengende og maksimalt 30 m mektig. For det meste er den sterkt foliert, men ved Sveåvann bare svakere foliert, gneisgranittisk. Samme gneisgranitt ses også enkelte steder lenger nord, på begge sider av Fagerbakdalen. Kobbertoppgranitten, tidligere kalt "Furulundgranitten", ligger i Lapphellarskifrene mellom Kobbertoppen og Galmi, og i nordlige deler av Baldoaivvesynformen, mellom Annavann og Stålberget; vest for Corisvann er den ikke sammenhengende. Den fins også ved den vestlige synformen, ikke helt sammenhengende fra nord for Flygandalen til



Storforsdalen. Granitten er porfyrisk og noe foliert. Tidligere er granitten kartlagt sammen med den metasedimentære "Furulundgneis" (se s. 18).

I høyere deler av Skaitiskifrene, mest i Rosniformasjonen, Stormfjellgruppen og Raudtindformasjonen, opptrer linser av sure dypbergarter i sterkt varierende størrelse, fra ca. 1 m til mange kilometer. Særlig store mengder fins i Baldoaivvesynformen og på østsida av Blåmannsisen. Andre områder med sterk konsentrasjon av dypbergarter er Stormfjell-Øvre Låksådal, deler av Skaitisynformen og deler av den vestlige synformen. I noen områder: østlige deler av Skaiti, nordlige deler av Baldoaivvesynformen, ved Øvrevann (nær Sjønstå), syd for Laksådalen, og ved Leirvann, opptrer i nær tilknytning til de sure også mer basiske bergarter som kvartsdioritt og dioritt.

De mer basiske bergartene er de eldste. De fører mindre mengder kvarts, 1-10%, og er vanligvis rike både på hornblende og biotitt. I de sureste variantene kan hornblende mangle.

De neste ledd er grå granitter. De har ofte et forholdsvis høyt biotitt-innhold, og fører tildels noe granat. Delvis har de også en mer eller mindre utpreget porfyrisk tekstur. Både (kvarts) dioritt og granitt varierer fra middelskornig til finkornig, fra retningsløs til sterkt foliert. Noen av de sterkest folierte bergartene, som granittene syd for Slaipa og på Skoffedalsfjell, kan være vanskelige å gjenkjenne som dypbergarter. De har imidlertid forbindelse med ganske massive bergarter.

De yngste ledd er hvite, massive bergarter, varierende fra granitter med tilnærmet like mye mikrolin og plagioklas, til trondhemitter uten mikroklin. De ligner trondhemitten i Sulitjelmagruppen. Som denne har de forholdsvis lite glimmer, og har varierende kornstørrelse; tildels er de grove, pegmatittiske. De er ofte gjenomsjærende.

Grå og hvit granitt er ikke skilt fra hverandre på kartet, da det i noen områder ville kreve uforholdsmessig mye arbeid. Der fins også overgangstyper. En eller begge granitter kan opptre som tallrike små legemer i skifrige sidebergarter eller de mer basiske intrusiver; dette er tilfelle i store deler av Baldoaivvesynformen og den vestlige synform.

På begge sider av Botnvannet er der flere større hornblendegabbroer i nær sammenheng med, og tildels sterkt gjennomtrengt av granitt. Andre steder der hornblendegabbro opptrer er

den ikke knyttet til granitt. Bergarten danner runde til meget langstrakte legemer, opptil flere km. Mye av den er middelskornig og massiv, men dels er den mer eller mindre presset og kan være mer finkornig. De fleste av gabbroene ligger i øvre deler av Skaitiskifrene, i Rosniskifer, Stormfjellskifre og Raudtindgneis. Foruten i det nevnte området ved Botnvannet opptrer gabbro syd for Evenesdalen, i Skaiti - hvor den danner tallrike legemer, til et stykke ned i Jouksaformasjonen, syd for Blåmannsisen, og ved Sisovann.

Sulisgabbroen har, som nevnt på side 15, tektonisk kontakt mot underliggende flasergabbro i Sulitjelmagruppen. En større del av den er olivingabbro (Vogt 1927, Mason 1967, 1971). Mason kartla en sentral sone med lagdelt gabbro omgitt av massiv gabbro. Ytre deler av denne er mer eller mindre uralittisert. Omkringliggende Skaitiskifre er kontaktomvandlet. Etter Mason er det noen steder dannet en massiv hornfels i opptil 30 meters bredde. Kontaktomvandlingen er imidlertid delvis skjult ved seinere deformasjon og regionalmetamorfose. Skaitiskifrene danner tallrike inneslutninger i gabbroen.

Ved vann 1162 nord for Sorjus opptrer et 400 x 200 m stort legeme av gabbro i Linaisformasjonen. Det ligner mye på den store Sulisgabbroen med delvis primær karakter. Som denne har den sterkt rustne partier.

Et enkelt linseformig legeme, 100 x 30 m stort, av en olivinførende, ultrabasisk amfibolbergart ligger i granitt på østsida av øvre Skuorta i Baldoaivvesynformen. Amfibolen er for en større del omvandlet til kloritt.

## Joknacorrogruppen

Gruppen ligger øverst i Blåmannsis-synformen fra øst for Kvitvann til Kasakjaure i Sverige. Den kan deles inn i en sammensatt sedimentær-vulkansk enhet, Leirvassfjellformasjonen underst, og basiske vulkanitter, Messingtoppformasjonen øverst.

## Leirvassfjellformasjonen

Formasjonen er sterkt foldet, i flere faser. Og en og samme bergart kan opptre i svært ulike tektoniske nivåer. Stratigrafien i metasedimentene synes å være denne:

A. *Konglomerat*. I Norge opptrer konglomeratet bare på en kortere strekning på nordsida av synformen, og er av liten mektighet, ca. 10

m. I grunnmasse av brun kalkglimmerskifer er det opptil dm store boller, de fleste kvartsittiske. På svensk side av grensen opptrer over konglomeratet kalkglimmerskifer uten boller.

*B. Grafittskifer og brun glimmerskifer.* Enheten består ofte bare av grafittskifer. Særlig i vest er det imidlertid ofte vekslende glimmerskifer og grafittskifer, eller bare glimmerskifer. Denne er finkornig, biotittrik, sterkt skifrig. På grunn av en stor isoklinalfold kommer enheten helt oppunder Messingtoppformasjonen, hvor den fins i store mektigheter nord for Leirvassfjell.

*C. Grå glimmerskifer.* Dette er en ganske ensartet, muskovittrik glimmerskifer med rikelige mengder av små granatporfyroblaster, delvis også hornblende. Foruten i sitt opprinnelige nivå - mest i Sverige, er den også innfoldet i Messingtoppformasjonen.

*D. Kalkrike skifre.* Større eller mindre mengder av hornblendeporfyroblaster er karakteristisk for denne enheten, som ellers viser stor variasjon. Fra finkornige, lyse, brunlig forvitrede, meget kalkrike skifre (opptil ca. 50 % kalkspat) med lite hornblende, til grove, muskovittrike skifre med rikelige mengder av store hornblendeporfyroblaster (garbenskifer).

*E. Kvartsrike skifre.* Dette er finkornige, hvite til lysegrå skifre, ofte med sterkt brun forvitringsoverflate. Delvis fører skifrene ved siden av kvarts vesentlig bare muskovitt, delvis fører de også mye plagioklas. De siste kunne etter sammensetningen like godt være sure vulkanitter, men de skiller seg imidlertid i felt ikke tydelig ut fra den andre typen av skifre.

Vulkanittene fins fra underst i formasjonen og opp til de kvartsrike skifrene. De fleste steder dreier det seg om omdannede lavaer som varierer fra amfibolitter til mer intermediære bergartstyper. Syd for Kasakjaure fins en sone mektigst i Sverige - med bergarter av andesittisk til dacittisk sammensetning. De fører mye biotitt og granat. Midt i sonen opptrer en bergart med diffust avgrensede inneslutninger med en svak sonering, opptil et par dm store, sannsynligvis boller.

### **Messingtoppformasjonen**

Formasjonen består bare av basiske bergarter, amfibolitter, som for størstedelen er mer eller mindre agglomeratiske. De opptrer i stor mektighet. Amfibolittene er forholdsvis massive, og tildels ganske grove. Bollene, som er av størrelse fra cm til noen dm, kan være forholds-

vis diffust avgrenset fra grunnmassen. Som oftest er de lysere og noe grovere enn denne.

### **Dypbergarter**

Hornblendegabbro danner langstrakte leger, de fleste på svensk side av grensen. De er tildels sterkt forskifret og klorittisert.

## **Pålsfjellgruppen**

Gruppen har en lignende stratigrafisk stilling som Joknacorrogruppen, men er forskjellig fra denne. Den danner nedre del av Fauskedekket, fra Saltdalssynformen i syd til Blåfjellsynformen i nord. I allfall er den undre delen av den, i Saltdalen, i amfibolittfacies, da staurolitt her er et vanlig mineral. Lenger nord er det ikke sett mineraler som viser så høy facies. Gruppen kan deles i en undre enhet, Fallfjellformasjonen, med bare skifre, metasedimenter, og en øvre enhet, Langvadformasjon, hvor amfibolitt utgjør en større del. Hele gruppen er bare undersøkt i Saltdals- og Blåfjellsynformene, i den siste bare i et mindre område.

### **Fallfjellformasjonen**

I Saltdalen består formasjonen av ulike skifre med mektighet opptil ca. 1500 m. Grå til brunlige, forholdsvis finkornige, tildels rustne, kvartsrike glimmerskifre er mest utbredt. Som oftest er biotitt det dominerende glimmermineral; det danner tildels mindre porfyroblaster. Granat er et vanlig mineral, og ellers kan skiferen inneholde staurolitt eller lys amfibol. Både staurolitt og amfibol er finkornige og derfor lite iøynefallende i felt. Sterkt rustne grafittskifre fins i flere tektoniske nivåer, hvorav den øverste er mest utholdende. En lys brunlig, skifrig, kalkrik metasandstein, opptil 300 m mektig, danner en utholdende sone i den midtre del av formasjonen. En mektig marmor i den nordlige del av området - med granittintrusjoner opptil 700 m - ligger noe under kalksandsteinen. Den smalter sterkt av mot sør, og forsvinner sør for Vassbotnvann. Marmoren er forholdsvis mørk grå, og er ofte rik på tremolitt. En tynn og lite utholdende, båndet hvit/grå marmor ligger noe over kalksandsteinen. Mellom dem opptrer - mest utholdende i syd - en lys, godt oppspaltende kvartsitt.

Ved Øvrevann og videre nordover til Blåfjellsynformen opptrer en grå, forholdsvis grov, kvartsrik granatglimmerskifer. Den når helt opp til amfibolitten, og er således formasjonens eneste bergart.

### Langvadformasjonen

Amfibolittsonen i Saltdal har maksimal mektighet, 600 m, ved Nes. Den fins ikke på vestsida av synformens ombøyning i syd, over Bleiknesmo; sannsynligvis er den avsluttet her. Amfibolitten er finkornig og sterkt skifrig. Mes-teparten synes å være lava, men har innslag av tuffittisk materiale. Den kan være rik på tynne, lyse, feltspatrike bånd, og tildels fører den mye biotitt. Granat er ganske vanlig, og noen steder er den kalkførende. Foruten mørk amfibolitt fins også en noe lysere bergart av grønnskiferkarakter. I amfibolitten er det en del bånd av glimmerskifer, noen steder sammen med kvartsitt. I nedre del av sonen opptrer lokalt tynne graffittskifre.

Nordligst i området, nær Rognan, opptrer en opptil 200 m mektig sone som består av følgende 3 ledd over amfibolitten. a) Nederst grov glimmerskifer med tettsittende øyne, 1-10 mm, av feltspat og kvarts. b) Mørk hornblendegneis, muligens en vulkansk bergart. c) Grå til grønnlig, båndet porfyroblastskifer. Dette er en glimmerskifer med kvartsittiske bånd, som har muskovittrik grunnmasse og porfyroblaster av biotitt og granat. Bergarten er godt blottet i vei-skjæringer på nordsida av Saksenvika. Her ses tynne bånd - de fleste cm til dm brede - av grønn, skifrig amfibolitt. Den vulkanske virksomheten har således også vært tilstede i denne øverste enheten.

På Lilleverråfjell opptrer det i Blåfjellsynformen basiske vulkanitter i to ulike tektoniske nivåer, den nederste opptil 800 m mektig. Det er iallefall helt overveiende metalavaer, varierende fra ganske massive til sterkere skifrige, noen steder med porfyrisk tekstur. De er tildels noe kalkførende. En større del av vulkanittene, spesielt den øvre sone, er forholdsvis lyse, av grønnsteinskarakter.

Mellom de to vulkanittene fins varierende skifre. De er sterkt foldet, også isoklinalt. Over større bredde veksler ulike enheter sterkt. Nær begge amfibolittene er det kalkrik garbenskifer. Lenger vekk fra disse opptrer grå, fyllittiske skifre med biotitt, delvis også granat og/eller hornblende som porfyroblaster. Mørk, graffittisk skifer er mindre utbredt. Nær garbenskiferen opptrer en forholdsvis glimmerrik kvartsitt som bare er noen få meter mektig. De to vulkanittene danner tydeligvis en stor isoklinalfold. Helt øverst i formasjonen fins en ganske uren marmor med en forholdsvis glimmerrik metasandstein.

Bergartene i Langvadformasjonen, særlig i nord, gir inntrykk av å ha en lavere metamorfose enn underliggende Skaitiskifre. Disse bærer Kølbergartenes typiske preg.

### Dypbergarter

I den nordlige del av Saltdalsområdet sør- over til Vassbotnvann, er undre deler av Fallfjellformasjonen, i likhet med de underliggende Skaitiskifrene, sterkt gjennomtrengt av granitt. Granitten, som er grå til rødlig og forholdsvis finkornig, er tildels tydelig foliert. Den er følgelig yngre enn skyvningen av Fauskedekket, men eldre enn foliasjonen. I den undre amfibolitt er det helt nordligst på Lilleverråfjell et større, uskarpt avgrenset legeme av hornblendegabbro. Yngre trondhjemitganger er tildels gjen-nomskjærende.

### Fauskegruppen

I Blåfjellsynformen er bare gruppens aller nederste ledd, et konglomerat i Rognanformasjonen, undersøkt. I Saltdalsynformen opptrer marmor av Rognanformasjonen underst og en heterogen enhet, Potthusformasjonen over. Denne fins bare i området syd for Røklund. I allefall en del av denne gruppen opptrer i amfibolittfacies.

### Rognanformasjonen

Konglomeratet på Blåfjell har grunnmasse av kalkrik hornblendeporfyroblast-glimmerskifer. Bollene, for en større del kvartsittiske, er sterkt uttrukne og opptil et par dm lange.

Fauskemarmoren i Saltdal er av meget stor mektighet; en større del av den ligger i det ikke kartlagte området vest for dalen. Den varierer fra grå til båndet grå/hvit, fra forholdsvis ren til ganske glimmerrik. Glimmeren er delvis muskovitt, delvis flogopitt (lys biotitt). Lys grønn amfibol, sannsynligvis jernfattig aktinolit, er mindre utbredt. Årer og linser med lys, rekrystallisert kalkspat er stedvis ganske utbredt. På vestsida av synformen mellom Storalmenningen og Russånes opptrer en vakkert båndet og småfoldet marmor. Tynne bånd av glimmerskifer eller amfibolitt er noen steder innleiret i marmoren.

### Potthusformasjonen

Denne formasjonen består av ulike porfyroblastskifre, kvartsitt og basiske vulkanitter, de siste i nedre del av formasjonen. Området er meget sterkt foldet, og kraftige utpresninger er

karakteristisk. Det øverste leddet, kvartsitten, kan således komme helt ned på marmøren. Disse forhold i kombinasjon med mange tynne soner og mangelfull blottlegging gjør området vanskelig å kartlegge. Følgende ledd er blitt utskilt:

*A. Staurolittgneis.* Dette er en forholdsvis massiv bergart som har en begrenset utbredelse på en ca. 1 km lang strekning på vestsida av synformen nordøst for Russånes, og er lite mektig, ca. 50 m. I en grunnmasse av vesentlig muskovitt og kvarts opptrer meget rikelig med porfyroblaster: plagioklas, staurolitt - opptil 1 cm, granat og biotitt. Staurolitten, som er rødbrun, utgjør opptil ca. 30 % av bergarten. Dette er således en meget aluminiumrik bergart.

*B. Hornblendeklorittbergart.* Også denne bergarten er forholdsvis masseformig, og fins vesentlig på vestsida av synformen. Den har en sliret, uensartet struktur etter veksling mellom mørkt og lyst materiale.

*C. Amfibolitt.* Mest utbredt er en finkornig og skifrig, tildels biotittrik amfibolitt. En grovere og mer massiv bergart, muligens en intrusiv, er imidlertid også ganske utbredt. På nordsida av Vasselva opptrer det i tilknytning til amfibolitten en sur vulkanitt av liten mektighet. Den er grå, massiv og har tettsittende porfyrokorn av plagioklas i en finkornig grunnmasse.

*D. Granathornblende-porfyroblastskifer.* Skiferen er mørk grå og ofte noe forvitret. Tildels er den utviklet som garbenskifer, med lange horn

blendeprismer på opptil 10 cm som ofte opptrer i nekkform. Båndvis er det lite eller ingen hornblende, mens granat er en dominerende porfyroblast. Biotitt danner mindre porfyroblaster. Skiferen er tildels kalkførende.

*E. Grå biotittporfyroblastskifer.* Dette er en ensartet glimmerskifer som fører noe kalkspat. I finkornig, muskovittrik grunnmasse er det tettsittende, mindre biotittporfyroblaster.

*F. Lyse biotitt (-granat) porfyroblastskifer.* Denne enhet er mer varierende. Mest utbredt er en sterkt skifrig bergart med hvit grunnmasse og biotitt som dominerende porfyroblast. Skiferen har en sterkt rusten overflate. Mindre utbredt er en noe mørkere og mer massiv bergart. I tillegg til biotitt har den rikelig med granat, tildels også hornblende som porfyroblaster. I denne enheten opptrer det også glimmerskifer uten utpreget porfyroblasttektstur. Disse bergartene opptrer bl.a. i veiskjæringer ved Russånes og ved Røklund.

*G. Kvartsitt.* Bergarten er lys grå og sterkt skifrig, varierende fra ganske ren til forholdsvis glimmerrik. Tildels har den rusten overflate.

### Dypbergarter

Bare et enkelt legeme av ultrabasitt er registrert. Den danner en langstrakt linse, 300 x 50 m, i en lys porfyroblastskifer øst for Russånes. Etter Steenken (1957) er dette en antofyllittbergart.

## Tektonikk

Sulitjelmafeltet har gjennomgått følgende fire deformasjonsfaser:

*D<sub>1</sub>-fasen* har utviklet en regional skifrighet og lineasjon, og tette isoklinale folder. Skyvninger.

*D<sub>2</sub>-fasen* har etterlatt varierende folder, tette til åpne, som oftest med hellende akseplan.

*D<sub>3</sub>-fasen* har dannet åpne folder med loddrett akseplan.

*D<sub>4</sub>-fasen* har dannet sprekker og forkastninger.

## Foldninger

Alle bergartene i feltet er sterkt foldet. Grovt sett kan det skilles mellom to ulike slags foldetektonikk. I den største delen av feltet er det overveiende flate til middels steile lagstillinger. Bare mer lokalt er det her steilt fall. Foldningsakser og lineasjoner fra den tidlige deforma-

sjonsfasen er - med større variasjoner - orientert omkring øst-vest. I likhet med fallet er stupningene for det meste mindre steile.

I området vest for Vatnfjellantiformen - til omkring Sisovann i nord, og i et mindre område i øst, Duoldagop-Skagmadalen, har deformasjonen vært mer intens. Det er her steilt fall, med for en større del overfolding mot vest i det vestlige område. Tidlige strukturer har blitt bøyd om, og har omtrent samme akse som de seinere, nordøst-sydvest til nord-syd. Stupninger av de tidlige strukturer er de fleste steder steile; 50°-80° er vanlig. Også seinere folder har tildels steile akser.

### Tidlige folder, F<sub>1</sub>

Etter undersøkelser i området omkring Sulitjelma skilte Wilson (1968) og Henley (1970) ut

en tidligste deformasjonsfase,  $D_1$ , da de tidligste folder ble dannet, og bergartene utviklet skifrighet. I en seinere, gjennomgripende deformasjon,  $D_2$ , fant den endelige utforming av skifrighet og lineasjon sted.

Under dette regionale arbeidet ville det imidlertid ha vært vanskelig å skille ut en tidligste foldefase fra den seinere deformasjonen. Akseretning av tidlige folder synes å falle sammen med lineasjonen. Årsaken kan være at foldene ble så sterkt deformert i den andre fasen. De tidlige foldene deformerer skyveplan, men det er vel mye sannsynlig at skyvning og tidlig foldning fant sted omtrent samtidig. Etter Mason (1970) fins det imidlertid folder i inneslutninger i Sulisgabbroen. Disse foldene må følgelig være eldre enn skyvningen av Gasakdekket.

De tidlige foldene er spisse og tilnærmet isoklinale. Lineasjonen, som har samme retning, ses i mineraler, boudiner, boller i konglomerater og agglomerater. Kartleggingen har vist at tidlig isoklinalfoldning også i større stil har en langt videre utbredelse enn en tidligere har regnet med. I det følgende omtales noen områder

hvor en må regne med slike foldninger, eller iallfall at det er sannsynlig at de foreligger.

På sørsida av Skaitisynformen, over Junkerdalen, gjentar mange steder Sulitjelma-amfibolitten og Furulundskiferen eller Stormfjellskiferen seg. Bare et par av disse folder er kommet med på kartet (Fig. 6 og 7). På nordøstsida av synformen, øst for Skaitibukta, synes det også å foreligge store isoklinalfolder - på begge sider av Gasakdekkets skyvefront (Fig. 8). Under skyveplanet ligger Sjonstågruppen isoklinalt foldet. Mot vest spisser den ut 2 km fra Skaitibukta. Her foldes ei stripe fra hovedmassen av brun Furulundskifer under isoklinalt inn i grønnstein. Som nevnt under bergartsbeskrivelsen er det innen Jouksaformasjonen to ensartede og like staurolittskifer på begge sider av en sone hvor båndet staurolittskifer veksler med hornblendeglimmerskifer. Den nedre ensartede staurolittskiferen går mot vest inn i underliggende Skaitiskifer, hvor den spisser ut nær Skaitibukta.

Lenger innover i Skaitisynformen er det noen steder sterkere isoklinal veksling av bergarter, for eksempel mellom Rosnskifer og Stormfjellskifer. Det samme er tilfelle mellom kvartsiitt og kalksilikatskifer av Rosniformasjonen nordvest for Salefjell. På nord- og østsida av dette fjellet veksler Stormfjellskifer og Raudtindgneis i noe bredere soner på grunn av isoklinal foldning. Denne foldningen er muligens tidlig. Noe lenger syd, i nordkanten av Slaipa, er der sterk veksling mellom konglomerat av Stormfjellgruppen og Raudtindgneis.

Den vestlige synformen, som kuttes ut av Fauskedekket, er en meget stor  $F_1$ -fold. Det viser opptreden av folierte granitter på begge sider av skyvefronten. I Saltdalssynformen sy-

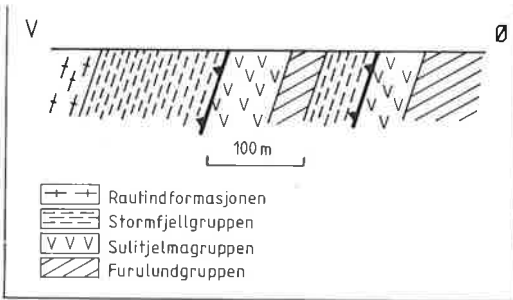


Fig. 6. Profil ved Gasakdekkets skyvefront 1,5 km sydvest for Solvåggtind.

Section across the Gasak thrust 1,5 km southwest of Solvåggtind.

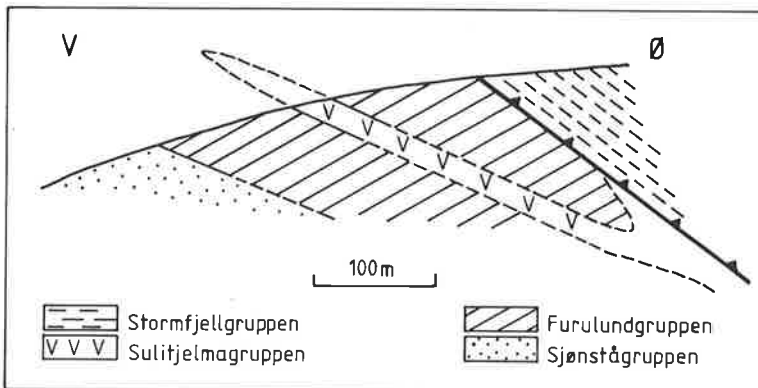


Fig. 7. Profil ved Gasakdekkets skyvefront 1,5 km vest for Tjærisdalen.

Section across the Gasak thrust 1,5 km west of Tjærisdalen.

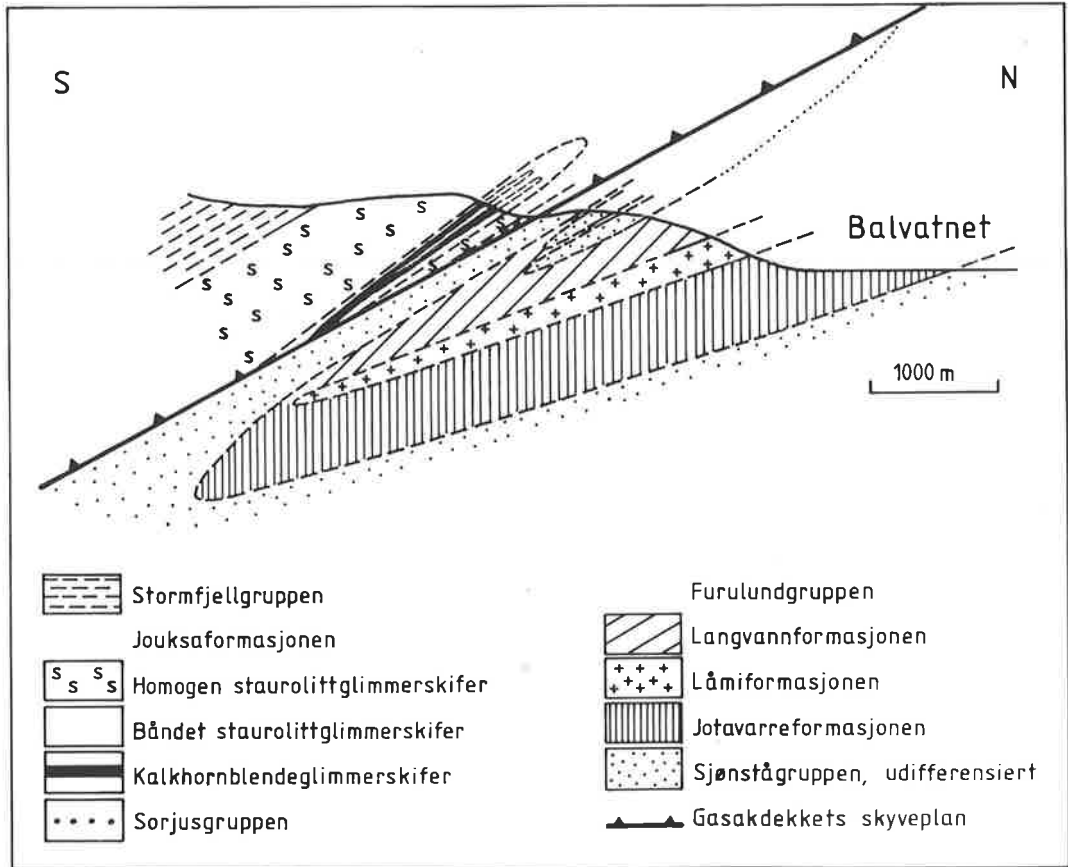


Fig. 8. Isoklinalfolding syd for Balvann. Profil over Klaravann (1054).  
Isoclinal folding south of Balvann. Section across Klaravann (1054).

nes det iallefall innen Fauskegruppen å være sterk isoklinalfolding.

I Knallerdalsvinduet, innen Vatnfjellantiformen, danner Krågakompleksets granittiske gneis og glimmerskifer muligens en stor isoklinalfold, da gneisen fins i et høyt nivå, nær Pieskimarmoren. Eventuell gneis sentralt i vinduet kommer ikke fram i dagen. Lenger syd, i Krågdalsvinduet, veksler kvartsitt og Pieskimarmor isoklinalt et større antall ganger vestligst på midtre Storfjellet. Lenger øst på fjellet, og på nordre Storfjellet, kommer isoklinalfolding fram bl.a. ved Storfjellformasjonen's grafittskifer. På østsida av antiformen er det sterk veksling mellom Barfjellgneis - eller amfibolitt, tilhørende granittisk gneis og underliggende Vatnfjellskifer.

I Baldoaivvesynformen ligger bergarter tilhørende Sulitjelmagruppen, vesentlig klorittskifer, ofte innen Lapphellarskifer. Enkelte steder i nord er disse bergartene foldet inn i underligg-

ende Furulundskifer. Fig. 9 viser et profil fra nordvest-sida av synformen der det noe vest for Store Tverråa opptrer tre nærliggende klorittskifer, alle med Kobbtoppgranitt over, stjørt om stjørt, fra midt i Lapphellarskifer i øst til hovednivået i vest. En må anta at det har funnet sted skyvebevegelser sammen med isoklinalfoldingen.

Mellom Balvann og Låmivann er der over store områder sterk isoklinal veksling mellom Metskifyllitt og grafittskifer, mellom Muorkiskifer, grafittskifer og metasandstein.

Som påpekt under bergartsbeskrivelsen danner Sulitjelmagruppen fra Sulitjelma og østover, og videre nordover gjennom Sverige, en meget stor isoklinalfold, der oversida er invertert. Nær Sulitjelma er isoklinalfoldingen påvist av Boyle (1980) og Søyland-Hansen (1980). Mellom Bursi og Låmivann danner også underliggende Furulundskifer flere store isoklinalfolds inn i amfibolitt. Hovedfolden gjen-

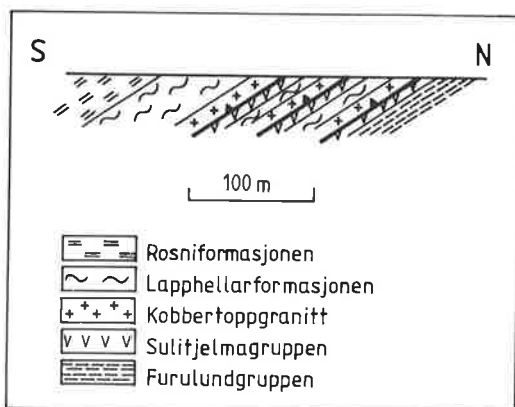


Fig. 9. Profil ved Gasakdekkets skyvefront 1 km vest for Store Tverråga.

Section across the Gasak thrust 1 km west of Store Tverråga.

nom Sverige og videre vestover over nordlige deler av feltet er igjen meget sterkt isoklinalfoldet fra meget små til meget store dimensjoner. Hvor langt ned dimensjonene går, kan være vanskelig å avgjøre. Som nevnt går vekslingen av de ulike bergartene ned til dm bredde. Det bør imidlertid påpekes at da det er et fåtall distinkte bergartstyper får en det inntrykk at isoklinalfoldningen har vært meget intens.

I Duoldagop danner Skaitiskifre en stor isoklinal synstruktur med akse nord-sør, og med Rosniskifer øverst. Det er også rikelig med folder av mindre dimensjoner, også småfolder. Marmoren under den rustne Duoldagopskifer gjentar seg noen steder innover i skiferen. Lapphellarskiferen danner flere langstrakte drag i Duoldagopskiferen, de spisser ut i endene. Også på sidene av Duoldagopbassenget er det større isoklinalfolder. Den sterke foldningen fortsetter videre nordøstover til Skagmadalen, med stadige gjentakelser av bergarter. I dette området er isoklinalfoldningen meget sterk innen den høyereliggende Stormfjellgruppen. Lavere i sekvensen er der flere drag av breksje innen Linaisformasjonen. Den er av samme karakter som breksjen i Sorjusgruppen, og antas å være isoklinalt innfoldete deler av denne.

Lenger vest, på Skoffedalsfjell, danner Raudtindgneisen og den overliggende Skoffedalsfjellskiferen flere store isoklinalfolder.

På nordsida av Blåmannsisen er Joknacorrogruppen i kjernen på den store synformen kompleks foldet. I den største isoklinalfolden kommer sørøst for Kvitvann den nest underste enheten, grafittskifer, helt opp til den øverste, basisk agglomerat.

I området omkring vestlige deler av Veiskivannet er det flere større isoklinalfolder i Skaitiskifrene. På vestsida av Gieddoarveijkna danner skifer og amfibolitt i Stormfjellgruppen store folder. Isoklinalfoldningen fortsetter ned gjennom Sisvasstindskiferen, Lapphellarskiferen og Sorjusgruppen. I Løytadalen er det isoklinalfolder mellom Sorjusgruppen og Sulitjelma-amfibolitten. Syd for Flatkjølen viser opptreden av lys metasandstein i Sjonstågruppens Flatkjølformasjon at det her foreligger store isoklinalfolder. Sandsteinen fins som nevnt under bergartsbeskrivelsen i mange ulike tektoniske nivåer. Et øverste drag, like under Furulundskiferen, kommer mot nord helt ned til den underliggende Muorkiskifer.

I Lappfjellsynformen er Stormfjellskifer og overliggende Raudtindgneis meget sterkt isoklinalt sammenfoldet. Gneisen er flere steder gjennomslutt av småfolder. Akseretningen er som i området Duoldagop - Skagmadalen; nord til nordøst. Den faller omtrent sammen med akseretningen til de foldene som er dannet etter at skifriheten ble utviklet. I Blåfjellsynformen er deler av Pålsfjellgruppen sterkt isoklinalfoldet. Her danner andre og øvre amfibolitt ytre deler av hovedfolden. Innenfor er det sterk veksling av bergarter, med garbenskifer og kvartsitt nær begge amfibolittene.

### Seinere folder, $F_2$ og $F_3$

Det er minst 2 faser av postskifrige folder (folder som er blitt dannet etter skifrihetsutviklingen). I en tidligere fase (muligens flere), her kalt  $F_2$ , ble det dannet høyst varierende folder, fra tette til åpne. De kan gå ned til mm størrelse. Foldene har som regel skrått akseplan. Mest utbredt er folder med retning nordøst-sydvest til nord-syd. Men det er også mange folder med akser omtrent loddrett på disse, eller med mellomliggende retninger. Ved et par lokaliteter i Siso-området ble tverrfolder observert foldet om igjen av lengdefolder. Men dette er ikke tilstrekkelig til å trekke noen generell slutning.

I en seinere foldefase,  $F_3$ , ble det dannet meget åpne folder med omtrent loddrett akseplan. De har størrelser fra 1 m og oppover. Overveiende har de akseretning nord til nordøst; tverrfolder ses sjeldnere. De er vanligst i sentrale delene av feltet, fra de nordlige delene av Skaitisynformen til Blåmannsisen. Over store deler av Baldoaivvesynformen er disse de mest framtrepende foldene. De antas å ha spilt en avgjørende rolle ved dannelsen av feltets

åpne hovedstrukturer. I områder med steile strukturer, i de vestlige synformene og på østsida av Blåmannsisen er slike  $F_3$ -folder ikke registrert. Feltets hovedstrukturer er vist i Fig. 2.

Vatnfjellantiformen kan følges fra helt sydligst i feltet, i Solvågli, hvor bergarter helt ned til Mierkenisgruppen er påvirket av denne strukturen. Den fortsetter retning nordnordøst over det mindre Galagalvinduet. Videre over Krågdals-, Knallerdals-, Sjønstå- og Sisovinduene, med depresjoner imellom. Fra Krågdalsvinduet og videre nordover er større deler av antiformen meget sterkt foldet, med akseretning parallelt med hovedstrukturen. Østover fra Krågdals - Knallerdals - vinduet går en stor tverrantiform over Balvann, fra Sjønståvinduet går en tilsvarende over Langvann.

I sør danner Skaitisynformen en meget stor depresjon, der den høytliggende Raudtindneisen dekker store områder. Synformen er komplekst oppbygd med flere større delstrukturer. Disse har varierende akseretninger fra nord-sør til øst-vest. En antiform retning nord-sør over Slaipa deler synformen i en østlig og en vestlig del. Evenesdalsvinduet med Furulundskifer danner en tverrstruktur østover fra Vatnfjellantiformen. Vest for denne antiformen er det flere store folder, og Saltdalssynformen er meget intens foldet; akseretningen er i hele dette området nord-sør.

Baldoavvesynformen, som har akse nord-sør, er en mindre depresjon, og er enklere oppbygd enn Skaitisynformen. Større folder kommer best fram i grenseområdet mellom Rosniskifer og overliggende Stormfjellskifer. De har akser nord til nordøst. I det tilgrensende kulminasjonsområde i øst har foldene samme akseretninger. En hovedantiform øst for Balvann med grå Metskifyllitt under Muorkiskifer har nordøstlig akse. Et grunnsteinsdrag nord for Dorrovann er sterkt påvirket av den seineste foldefase  $F_3$  med akseretning mot nord.

I den sydligste delen av Blåmannsis-synformen har de største foldene akse omkring øst-vest. Det gjelder en antiform i Skoffedalen med tilgrensende synformer, lenger øst en synform på Raudtind. I Duoldagop er den tidlige nord-sør synformen blitt foldet om igjen av en øst-vest synform, med en tilstøtende antiform nordfor, over Småsorjus. Lenger nord er de fleste foldene orientert nord til nordøst.

Tilgrensende strukturer vest for Vatnfjellantiformen er Lappfjell- og Solvåg fjellsynformene. Innen Fauskedekket ligger Blåfjell- og Saltdals-

synformene, mens basalgranitten i Rishaugfjellvinduet danner feltets nordvestligste struktur.

## Skyvninger

Både ved Vasten-, Gasak- og Fauskedekket er det klart at skyvningene har funnet sted i den tidligste deformasjonsfase,  $D_1$ . Ved Gasak- og Fauskedekket er det intrusjoner ved grensen som seinere er forskifret. Skyvefronten ved Vasten- og Gasakdekke ses å være deformert av tidlige folder. Som tidligere nevnt kan det tenkes at skyvningen og denne tidlige foldningen har funnet sted i omtrent samme fase. Om forholdene ved basis av det store Seve-Køli-dekke kan bare sies at skyvningen fant sted før de seinere foldninger.

## Pieskidekket

Gjentagelsen av sekvensen: granittiske bergarter, kvartsitt, grafittskifer og glimmerskifer ved Nasafjellvinduet er meget påfallende og synes klart å tyde på en skyvning dem imellom. Lignende forhold er det i deler av Krågdalsvinduet, men her uten grafittskifer. Over Kristendalneset i Saltdalen er det et markert skyveplan, med en tynn skifer av Mierkenisgruppen mellom granittiske bergarter. Tektonisert skifer over basalgranitt ses også ved Stornes lenger syd i Saltdalen. Ellers følger skyvegrensen for det meste overdekte søkk. Nord for Solvågli er det større diskordanser mellom grafittskifer og Krågakompleksets gneisgranitt. Her mangler det øverste leddet av Mierkenisgruppen som er en glimmerskifer. Ved Krågdalsvinduet er det også tektonisering ved grensen. Bevegelser har også foregått i et høyere nivå. I Skaitidalen er en overskjøven granitt i Krågakomplekset helt øverst omvandlet til en lys, muskovittrik, sterkt skifrig bergart.

Ved Rishaugfjellvinduet er ikke Mierkenisskifer påvist med sikkerhet. Basalgranitten er presset nærmest grensen; på Lappfjellet ses også sterkere tektonisering. Tysfjordgranitten er, som nevnt ovenfor, ikke nærmere undersøkt.

Et vesentlig spørsmål er om det foreligger et hovedskyveplan høyere opp i Seve-Køli sekvensen- og lavere enn Vastendekket. En må anta at Mierkenisskiferne, og dermed også Krågakompleksets skifer, er av kambrisk alder (Kulling 1982). Videre må en anta at de ligger rett vei. I motsetning til dette synes bergartene nærmest under Sulitjelma-amfibolitten å være



invertert. Metamorfosen synker fra Langvass-skiferen og ned til Muorkiskiferen. Skifrene er av forholdsvis ung alder. Av de fossiler som er funnet i området øst for Sulitjelma har som nevnt koraller øverst i Muorkiskiferen alder innen perioden mellom overordovicium og midtre silur, (J. Harrison, rapport 1976, N. Hanken pers. medd. til J. Bugge). Fossilene i Låmiformasjonen har også som nevnt en ubestemt alder, men den ligger sannsynligvis innen tidsperioden fra midtre ordovicium til inn i silur (N. Spjeldnæs, pers. medd. i Wilson 1971).

Gode opp/ned kriterier er ikke vanlig i Furulundgruppen. Men forholdsvis godt utviklet gradert lagning er funnet flere steder i Langvass-skiferen i området syd for Hellarmo. De viser inversjon. Også Wilson (1968) og Geis (1978) fant slike strukturer ved spredte lokaliteter. Inngående undersøkelser av W. Kirk (rapport fra 1982) bekrefter sannsynligheten for inversjon. Videre har som tidligere nevnt Kekwick (rapport fra 1982) funnet inverterte putestruktur i grønnstein i Låmiformasjonen øst for Calmebælle (Fig. 3).

Et sted mellom de øvre, inverterte bergarter, og Krågakomplekset skulle en anta det måtte gå en tektonisk grense. Ingen større bergartsenheter gjentas, og en kan derfor ikke regne med folder av store dimensjoner. Andre steder i Kaledonidene, f.eks. i Grongfeltet, er det vanlig med markert tektonisk grense mellom Seve- og Kølibergarter.

Et mulig hovedskyveplan er basis av Pieskimarmoren. På vestsida av Tjårrisdalen er det skarp og tektonisert grense til underliggende glimmerskifer i Krågakomplekset. Et tegn på skyvning er det også at glimmerskiferen tildels mangler over Solvågli. I veiskjæringer i Skaitidalen ses ved grensen mellom de to bergartsenheter - over ca. 10 m - vekslende bånd av marmor, glimmerskifer og kvartsitt. Det kan her være en overgangsmessig grense. Grensesonen er imidlertid noe tektonisert, og båndingen kan tenkes å skyldes isoklinalfoldning. Lignende forhold er det også øst for dalen. På nord- og østsida av Knallerdalsvinduet opptrer en tynn glimmerskifer mellom Pieskimarmoren og granittisk gneis. Ved nordøsthjørnet av vinduet er glimmerskiferen mylonittisert. Som nevnt under bergartsbeskrivelsen opptrer glimmerskifer og gneis også på nordsida av vinduet, og det er store mektigheter av glimmerskifer under gneisen. Det kan således synes som det her foreligger en stor isoklinalfold, hvis overside nesten er

skåret bort. Findlay (1980) mente også det var tektonisk grense under Pieskimarmoren. Han antok imidlertid at skiferen tilhørte Sjonstågruppen, i en struktur som er overfoldet mot vest. Skiferens karakter, og dens videre utbredelse lenger vest i vinduet viser imidlertid at den tilhører Krågakomplekset.

Et hovedskyveplan som skiller de bergartene som ligger rett vei opp og de som er invertert må en imidlertid anta ligger høyere oppe. Metamorfosen i Junkerdalen og Vatnfjellantiformen øker fra Muorkiskiferen igjen nedover, til de formasjonene som er regnet til underste i Sjonstågruppen. I et dekke med inversjon måtte en tenke seg at skyveplanet ville ligge der metamorfosen er lavest, altså ved Muorkiskiferen. Under Muorkiskiferen er det imidlertid ikke sett noe som tyder på en skyvegrense. Et mer sannsynlig nivå synes å være grensen mellom Sjonstå- og Furulundgruppen. Ved Kong Oscar sørøst for Sulitjelma er det en del oppknusning mellom Muorkiskifer og Jotavarreskifer, samtidig som grensen her er meget markert (Fig. 10). Likeledes er det en tektonisert grense mellom Barfjellgneis og Langvass-skifer omkring Sjonstådalen. Et tegn på skyvning er det også at hele Sjonstågruppen (Muorkiskifer) mangler nordvestligst i feltet, på strekningen Lappfjellet - Røirvassheia. Her ligger Langvass-skifer direkte på Krågaskifer. På Røirvassheia er Muorkiskiferen tilstede, men innfoldet i Langvass-skifer. Den synes således å være kuttet ut i sitt egentlige nivå.

Et mer lokalt, men markert skyveplan går innen Sjonstågruppen på Vatnfjell. Det følger over en lengre strekning øvre grense av metasandstein i Vatnfjellformasjonen. Nordligst synes skyveplanet å kutte av Muorkiskiferen.

### Vastendekket

Mellom Sulitjelmagruppen og underliggende skifre går en markert tektonisk grense fra Sorjusområdet i Sverige og nordover. Over lange strekninger er det sterk tektonisering, således mellom Kapasjaure og Tukijåkkå. Grensen er også ofte meget markert topografisk. Som oftest er Furulund (Langvass)skiferen mer tydelig tektonisert enn Sulitjelma-amfibolitten, her utviklet som grønnstein. Skiferen viser i slip sterkt kataklastisk tekstur. Grønnsteinen er også stedvis sterkt tektonisert, med kraftig forskifring og laminering. Det synes også å foreligge diskordanser, selv om slike ikke ble observert direkte ved grensen. Under grønnsteinen er det

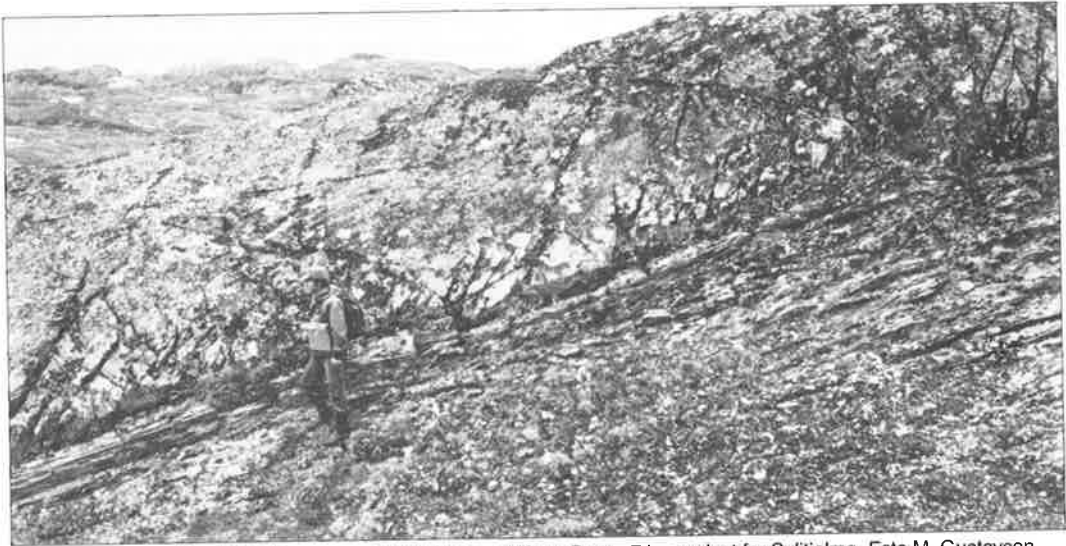


Fig. 10. Grense mellom Sjonstå- og Furulundgruppen ved Kong Oscar, 7 km sydøst for Sulitjelma. Foto M. Gustavson.  
Boundary between the Sjonstå- and Furulund Groups at Kong Oscar, 7 km southeast of Sulitjelma. Photo M. Gustavson.

overalt Furulundskifer. Begge bergarter kani- midlertid opptre med meget liten mektighet; grønnsteinen mangler tildels helt ved nordenden av Kapasjaure, hvor marmor ligger umiddelbart over skiferen. På strekningen Kapasjaure - Kailajåkåtj har både Kautsky (1953) og Kulling (1972) tegnet store diskordanser opptil  $100^\circ$  - under det som de har tatt for basis av Vastendekket. Selv om øst-vestgående strukturer noe under grønnsteinen er tydelige nok, er slike store diskordanser ved bergartsgrensene ikke virkelige. Og begge har valgt skyveggen her i et for lavt nivå, Kulling innen Furulundskiferen, Kautsky helt ned i Sjonstågruppen.

Vestover fra Virijaure avtar den tektoniske deformasjonen under Sulitjelma-amfibolitten. Slik deformasjon forekommer imidlertid, bl.a. i Sisovinduet. Det er meget klare tegn på skyvninger i området fra Flatkjølen til Lappfjellet. Disse ble allerede påvist av T. Birkeland (rapport fra 1967). Noen av dem er riktignok overdrevet. Han har f.eks. tegnet amfibolitten på Lappfjellet helt ned mot basalgranitten. Såvidt jeg kunne bedømme i bratthenget over Litle Værvatnet er Krågaskiferen sammenhengende. Etterat først Furulundskiferen og deretter Muorkiskiferen fra øst kiler ut vestligst på Flatkjølen, ligger Sulitjelmagruppens bergarter direkte på Krågaskiferen over en 2 km lang strekning. Raske utkilninger av ulike soner

nærmest underliggende skifre ses vestligst på Flatkjølen. Underste amfibolittsone mangler over lange strekninger.

Litt syd for Fagerbakkdalen er det også diskordanser, Furulundskifer med innfoldet Muorkiskifer mot Sulitjelma-amfibolitten. Grensen følger et meget markert søkk i terrenget, og amfibolitten er tydelig tektonisert. Den blir sydover etterhvert meget tynn, ned til få dm - noe som selvsagt kan skyldes skyvningen av Gassakdekke.

Som nevnt innledningsvis godtok verken Mason (1967, 1971), Henley (1968, 1970) eller Wilson (1968) eksistensen av Vastendekket i det området de studerte, omkring Sulitjelma og østover. Det gjorde heller ikke Boyle mfl. (1985) eller Søyland-Hansen (1980, 1982). Selv kjenner jeg ikke området øst for Sulitjelma. Et tegn på skyvninger er det at Vaknahellarskiferen, som danner kjernen i en stor isoklinalfold tildels ligger direkte på Furulundskifer (Boyle 1980). Videre mangler de undre delene av ofiolittkomplekset, ganger og dypbergarter, på sørsida av folden, og den store isoklinalfolden som er omtalt ovenfor innskrenker seg til Sulitjelmagruppen. Som nevnt er det sannsynligvis inversjon fra Furulundskiferen nærmest amfibolitten og nedover. Enkelte opp/ned kriterier i Skaitiskiferne (se under) viser rett vei opp. I området vest og syd for Sulitjelma har jeg ikke sett noen direkte tegn på skyvebevegelser.

### Gasakdekket

Den høyere metamorfose i Skaitiskifrene sammenlignet med underliggende bergarter er et tegn på overskyvning av disse. Over store deler av feltet kan det være lite med isynefallende trekk som tyder på bevegelse. Fullstendig konformitet ved kontakten er det vanlige, og de fleste steder er det lite eller ingen tektonisering. En må imidlertid regne med at omfattende rekrySTALLISERING har funnet sted.

Tektonisering er det mye av i sydvestlige deler av feltet: både på sør- og nordsida av Skaitisynformen, på vestsida av Baldoaivvesynformen og ved den vestlige synformen. Ved de to sistnevnte er grensen meget markert topografisk, idet Skaitiskifrene står opp i rygger. Direkte diskordans på ca. 10° ved kontakten er påvist på et sted ved den nordligste delen av Store Storfjellet. Større diskordanser synes å foreligge på sørsida av Skaitisynformen. Ved Tjårrisdalen forsvinner både Sulitjelma-amfibolitt og Langvass-skifer mot øst.

På nordøstsida av Skaitisynformen - fra litt øst for Skaitibukta, ligger som tidligere nevnt Skaitiskifrene direkte på Sjonstågruppen. Den kan således synes som hele Furulundgruppen her er kuttet vekk. Tydelig tektonisering ble bare sett spredte steder på denne strekningen. Mot vest forsvinner både Sorjusgruppen og Jouksaformasjonen i Skaitibukta.

Ved Duoldagop er det som nevnt tektonisert grense mellom Sulisgabbro og flasergabbro (Fig. 5). I Sorjus er det sterk tektonisering under ultrabasitten på Hammeren. Mellom Sorjus og Tukijåkka (i Sverige) opptre breksje og grafitiskifer, som begge tilhører Sorjusgruppen, gjentatt flere ganger ved isoklinalfoldning. Tildels er det grafitiskifer som hører til et stratigrafisk høyere nivå enn breksjen direkte på Sulitjelma-amfibolitten, noe som er et tegn på skyvning.

Lenger nordvest er det tildels sterkere tektonisering på begge sider av Sisovinduet. I øst står Skaitiskifrene opp i en skrent. På Lappfjellet er det enkelte mindre diskordanser, således kommer et sted den lyse gneisen i Sulitjelmagruppen helt opp til Skaitiskifrene. Østligst på fjellet ligger Raudtindgneisen tildels direkte på amfibolitt. Det er i det hele påfallende når en ser hele nordfeltet under ett at så høyst ulike enheter av Skaitiskifrene grenser til amfibolitt, fra Sorjusgruppen og helt opp til Raudtindgneisen. I den forbindelse bør det imidlertid påpekes at store diskordanser Kautsky (1953)

har tegnet på sitt kart fra området syd for Virijaure ikke er virkelige, og må bygge på ganske overflatisk kartlegging.

Innen Skaitiskifrene fins det i et par områder tydelige tegn på bevegelse mellom Stormfjellgruppen og overliggende Raudtindgneis. Det ene er området Slaipa - Båtfjellet, hvor skyvegrensen ble iaktatt av B. Vasshaug (rapport 1970?). Sterkere tektonisering er iaktatt på flere steder, og topografisk er grensen meget markert. Lignende forhold er det mellom Skofedalsfjell og Galmi. Stormfjellgruppen er her påfallende tynn og mangler tildels helt. Dette viser stor kontrast til nordvestsida av Sjonståvinduet, hvor gruppen er av meget stor mektighet. Skyvninger kan muligens også være årsaken til at Stormfjellgruppen mangler i et nordlig område, mellom Fonndalen og Rundvassfjell.

De opp/ned kriterier som er funnet i Skaitiskifrene viser stort sett alle rett vei opp: 1) Som nevnt under bergartsbeskrivelsen har M. Billett (rapport fra 1980) funnet mange putestrukturer i amfibolitter i Stormfjellområdet som viser rett vei opp. Amfibolittene tilhører en øvre del av Stormfjellgruppen. 2) I Rosniskiferen i Duoldagop er der etter R. Manson og J. Williams (rapport fra 1980) kriterier som viser det samme. Det er gradert lagning og små isoklinale dragfolder. 3) Breksjen i Sorjusgruppen inneholder fragmenter av underliggende bergarter.

Da Boyle mfl. (1985) tydeligvis overså den tektoniske kontakten mellom Sulisgabbroen og den underliggende Sulitjelmagruppe, og da gabbroen har magmatisk kontakt til Skaitiskifrene, kunne de ikke godta eksistensen av Gasakdekket. I stedet framsatte de en teori om et stort foldedecke, som de mener omfatter bergarter helt fra Pieskimarmoren og opp til Fauskemarmoren. Tatt i betraktning de helt forskjellige bergartssekvenser på begge sider av den tenkte folden, synes imidlertid en slik tolkning urimelig.

### Fauskedekket

Fauskedekket eksistens bygger på det faktum at de to øverste enhetene av Skaitiskifrene, Raudtindgneisen og Stormfjellgruppen, som ellers opptre i den vestlige synformen, mangler under Pålsfjellgruppen. Denne ligger helt ned på Rosniskiferen. En antiform mellom vestlige synform og Blåfjell/Saltdals - synformen er tydeligvis kuttet av. Det er også en påfallende

sterk avsmalning av Skaitiskifrene som helhet i området nord for Vassbotnvann. Det er ofte lite eller ingen tektonisering å se ved grensen. Tydelig tektonisering er det på Langvassheia, dessuten noen steder på vestsida av Blåfjellsynformen, hvor grensen forøvrig følger et markert søkk.

## Sprekker og forkastninger

Sprekker og forkastninger er dannet i den siste deformasjonsfasen, D<sub>4</sub>. Den mest markerte sprekkeretningen er tvers på den kaledon-

ske, østsørøst til øst-vest. Bl.a. følger de større tverrdaler Junkerdalen, Evenesdalen, Knalldalen, Storforsdalen og Sjønstådalen denne retningen. En annen sprekkeretning er sørsørvest, som bl.a. Saltdalen (nedre del) og Skaitidalen - Balmidalen følger.

Det er få forkastninger i feltet. Forkastninger av noe større dimensjoner fins i området øst for Gikenelva, innen Boyles felt (kart fra 1980). De har retning sørøst-nordvest med sprang opptil ca. 100 m. På Wilsons kart (1968) er flere av dem tegnet fram til Duoldagop. Det viste seg imidlertid at ved de fleste av dem er det åpne folder og ikke forkastninger.

## Mineraliseringer

De fleste mineraliseringer som har vært av økonomisk betydning er knyttet til Sulitjelma-amfibolitten. Helt fra J.H.L. Vogts dager har det stått strid om malmens dannelse, og flere ulike teorier er blitt satt fram. Nå synes en exhalativ-sedimentær dannelse å være alminnelig akseptert. Også mineraliseringer i andre stratigrafiske nivåer har tildels tydelig forbindelse med vulkansk virksomhet. Nedenfor er de ulike mineraliseringene plassert stratigrafisk. En mer inngående undersøkelse har ikke vært endel av dette arbeidet.

Under Sulitjelma-amfibolitten er det forekomster både i Sjønstå- og Furulundgruppen. Ved Kong Oscar, sørøst for Sulitjelma, er det tidligere drevet ut et mindre prøveparti kis. Forekomsten ligger i keratofyr helt øverst i Muorkiskiferen. Malmen er tildels kompakt. Den er imidlertid lite utholdende og består mest av svovelkis, med bare små mengder kobberkis og sinkblende. I flere nærliggende keratofyrer er det mindre mineraliseringer, med lite eller ingen kobberkis. I omtrent samme nivå er det ved Jouksa, øverst i isoklinalfolden syd for Balvann, fattige impregnasjoner i sure vulkanitter og tilgrensende Muorkiskifer. Boringer viste helt ubetydelig innhold av kobberkis. I et tredje område, Graddis øst for Skaitidalen, er det skjerpet på fattig mineralisering i samme nivå. Den opptrer i sericittskifer som har grønne tuffbergarter under.

I Furulundgruppen ligger øst for Botn to kiserførende soner i samme nivå på hver sin side av Vatnfjellantiformen. Også disse mineraliseringene synes å være knyttet til vulkanske berg-

arter. Ingeborg malmsone i sørvest kan følges ca. 3 km og Stålberget i nordøst henimot 1 km. På forekomstene er det en lang rekke skjerp. I ligger er det begge steder gabbro - som er sammenhengende i det mellomliggende område. Over malmene er det en karakteristisk klorittgranatfels. Ved Ingeborg er det tildels en tynn amfibolitt over granatfelsen; ved nordenden av sonen er det sericittskifer. Malmen er av samme type i begge soner, vesentlig magnetkis med noe kobberkis. Litt lenger syd, i Rauflåget sørøst for Vassbotn, er det en annen mineralisert sone i Furulundskiferen. Det er her en mektig rustsone i bratthenget av fjellet mot nord. Ved østenden av sonen ses umiddelbart under malmen en tynn, lys, rusten bergart, sannsynligvis keratofyr. Under denne igjen opptrer det en større gabbro. Den kompakte malm har magnetkis og mye sinkblende. Både underliggende keratofyr og Furulundskiferen over er kisimpregnert. Forekomsten bør undersøkes nærmere.

Sulitjelmamalmene består av svovelkis, magnetkis, kobberkis og sinkblende i sterkt varierende mengdeforhold. På nordsida av Langvann ligger de store malmene på en 7 km lang strekning mellom Bursi og Ny-Sulitjelma, med mindre forekomster øst og vest for dette. Malmene ligger i klorittiserte og brekksjerte bergarter i lavere deler av den store isoklinalfolden; de fleste på sørsida av den. Her ligger de ved grensen til underliggende Furulundskifer, eller et stykke inni denne. Etter Søyland-Hansen (1980, 1982) er malmene knyttet til sure tuffer, keratofyrer. De har en langstrakt plateform, lig-

ger stjørt om stjørt, i gradvis høyere tektoniske nivåer mot vest. Sannsynligvis tilhører de et og samme stratigrafiske nivå som er blitt gjentatt ved isoklinalfoldning. Svakere mineraliserte soner opptrer i sentrale deler av vulkanittene.

På sørsida av Langvann er det flere forekomster på Furuhaugen som er et sterkt foldet område. Også her er malmen knyttet til keratofyr, nær grensen til Furulundskifer (Geis, kart fra 1977). Sonen fortsetter, svakere mineralisert, mot sørøst (H. Buvik, rapport fra 1980).

Et sterkere mineralisert parti fins over en 4 km lang strekning fra Sagmo over Jakobsbakken til Anna. Området er undersøkt av bl.a. Kirchner (1955). Fra Anna og sydover er det etter Raith (rapport 1966) sammenhengende, men svakere mineraliseringer fram til Beritelv, og enkelte mindre forekomster sønnafor. Over hele denne strekningen er det mellom klorittskifer og Furulundskifer en tynn (ca. 10 m mektig), båndet rustskifer, antatt Lapphellarskifer. Malmen ligger nær grensen mellom klorittskifer og rustskifer, eller på tynn klorittskifer innen rustskiferen. På vestsida av Baldoaivvesynformen går det en mineralisert sone fra Akselskar og sydover ca. 3 km, også her i en tynn klorittskifer i rusten Lapphellarskifer, ved eller nær grensen til overliggende øyegneis. Sonen er av liten mektighet og har lavt kobberinnhold. Ganske omfattende boringer har ikke påvist drivverdig malm.

Spørsmålet om hva som kan skjule seg av malmer på større dyp i den store Baldoaivveskål ble forsøkt besvart ved boringer på Gjertrudfjell vest for Sagmo - Jakobsbakken. Boringene viste imidlertid bare svakere mineraliseringer. Seinere seismiske målinger i samme område har imidlertid gitt enkelte kisindikasjoner (Søyland-Hansen, pers. medd.).

I andre deler av feltet er det lite å se av mineraliseringer i Sulitjelma-amfibolitten. På nordsida av sørlige Storfjellet er det en rustsone med svovelkisimpregnasjon. Innerst i Skoffedalen er der enkelte steder rikere svovelkisimpregnasjon i klorittskifer (Roberts & Taylor, rapport fra 1974). Litt kobberkis er observert på spredte steder. Området er sparsomt blottet, og da det i tillegg her er en større foldestruktur, burde det vært nærmere undersøkt. Området helt i nord, Siso - Veiski - Lappfjellet er interessant pga. de store mektighetene med amfibolitt. Geofysiske målinger bør foretas for å påvise eventuelle malmer på større dyp.

Øst for Sulitjelma er det som nevnt jernmanganmineralisering i Vaknahellarskiferen (Boyle 1980). I ultrabasitten i Hammeren er det litt impregnasjon, svovelkis og kobberkis ses bl.a. ved nordenden. I serpentinit litt lenger nordøst, i Sverige, fant M. Cooper mfl. kromitt og kobolt-sulfid. De fleste serpentinitene er små, men øst for Veiskivannet er der et større legeme, 800 x 800 m. Det burde vært nærmere undersøkt med hensyn på krommineralisering.

I Sulisgabbroen burde det være muligheter for å finne større mineraliseringer. I Sorjusområdet er det en del felt med sterkt rusten gabbro, bl.a. en mektig sone sydvest for Øvre Sorjusvann. M. Cooper mfl. (1979) har funnet impregnasjon med magnetkis, kobberkis og koboltpentlanditt. C.M. Lindbay (rapport fra 1980) fant et håndstykke med kobberkis helt i utkanten av massivet. Ved seinere befarung ble det imidlertid ikke påvist interessant mineralisering langs gabbrogrensen i dette området.

I Skaitiskifrene fins det, i ulike deler av feltet, rustsoner med noe kisimpregnasjoner på grafitiskifre og på lysere kvartsrike skifre, hvorav noen steder sericittskifer. Disse fører svovelkis og/eller magnetkis; bare sjeldnere er det funnet kobberkis. De fleste synes å ha liten økonomisk interesse. I Skaitifeltet er det rikere svovelkisimpregnasjon på sericittskifer i Sorjusgruppen øst for Skaitibukta. De fleste andre rustsonene ligger i Stormfjellgruppen. Av disse kan nevnes flere soner i nordkanten av Salefjell i omtrent samme nivå, litt over Rosniskifer. I et noe høyere nivå ligger soner som er fulgt opp av J. Cunningham og R. Badkar (rapporter fra 1977): syd for Salefjell og på sørvestsida av Storengdalen. Den sistnevnte mineraliseringen opptrer på en lys, feltspatrik bergart, sannsynligvis keratofyr, opptil ca. 50 m mektig. Impregnasjonen er imidlertid meget fattig. En rustsone er blottet i Rykkjedalselva, i et sterkt overdekt område. Syd for Tausafjell med fortsettelse over til vestsida av Skaitidalen er det flere impregnerte soner (B. Vasshaug, rapport fra 1970?). I et myrområde ved passet i Skaitidalen er det i Raudtindgneis blottet sericittskifer med en forholdsvis rik kisimpregnasjon. Sydligst i den vestlige synformen fins det i området sørvest for Solvågfjellet flere steder rustsoner i den øverste delen av Stormfjellgruppen. Over Saltdalen syd for Bleiknesmo er det kjent en molybdenforekomst.

I området syd for Blåmannsisen, mellom Sorjus og Skoffedalsfjell, opptrer det også en-

del rustsoner i Skaitiskifrene. Nord for Nedre Sorjusvann er det kisimpregnasjon i keratofyr innen de basale, sure vulkanittene i Sorjusgruppen. Innen gneisene i samme gruppe er det lenger syd, ved Småsorjus, flere rustsoner. Andre ligger i Linaisskifer og antatt Lapphellarskifer vest for Øvre Sorjusvann.

Av større interesse er en ganske rik svovelkisiimpregnasjon over større mektighet i lys gneis øverst i Rupsidalen, beskrevet av M. Billett (rapport 1980). Gneisen tilhører Stormfjellgruppen. Som nevnt under bergartsbeskrivelsen har gneisen delvis små porfyrokorn av feltspat og kvarts, og er således en sur vulkanitt. Mineraliseringen bør undersøkes nærmere.

I granathornblendegneiser lenger nordvest er det flere rustne sericittskifre. I samme gneis er det på Austtind en markert, utholdende sone i en mørkere kvartsskifer. En annen mineralisert sone ligger helt øverst i Stormfjellgruppen i Rupsielva vest for vann 803, mellom amfibolitt

og Raudtindgneis. På Skoffedalsfjell er det flere steder rustsoner øverst i Raudtindgneisen, ved grensen til Skoffedalsfjellskifer.

I Siso-området opptrer en del rustsoner i Sorjusgruppen. Nord for Sisovann fins de i kvartsrike skifre i en stor amfibolitt. Nær vannet er det i meta-andesitt funnet rik kobbermineralisering med bornitt og covellin. Den viste seg imidlertid å ha en meget begrenset utstrekning (R. Badkar, rapport fra 1972). Syd for vannet, til Laksådal, er det flere utholdende rustsoner på lyse skifre, med mektigheter opptil 100 m. Impregnasjonen er imidlertid overveiende meget fattig, og iallefall det meste av den er i arkoseskifer.

I Joknacorrogruppen har de kvartsrike skifrene ofte en forholdsvis rik svovelkisiimpregnasjon. En sterkere mineralisert sone, med magnetkis i tillegg, går i nordskrånningen av Joknacorro. I Pålsfjellgruppen er det ved Siriheim nord for Evenesdalen skjerpet på impregnasjon i grafittskifer.

## Sammenligning med Grongfeltet

Da jeg har foretatt en tilsvarende undersøkelse i Grongfeltet (Kollung 1979) ligger det nær å trekke noen sammenligninger mellom de to områdene. I likhet med Sulitjelmafeltet danner Grongfeltet en stor depresjon innen Kaledonidene mellom de prekambriske massivene med granittiske bergarter, Børgfjellvinduet i nord og Grongkulminasjonen i syd. De øvre delene av Grongkulminasjonen er forøvrig ikke basal, men tilhører et dekke (Ofstedahl 1956: Oldendekket, Gee 1974: Offerdaldekket). Begge feltene er bygd opp av flere store dekker. Flere større tektonisk-stratigrafiske enheter kan korreleres, men det er også vesentlige ulikheter mellom de to feltene.

Tabell 4 viser den oppbygningen av Grongfeltet jeg kom fram til. Det ble trukket sammenligninger med tilgrensende områder i Sverige, og med Trondheimsfeltet. Pilene viser den antatte orientering i stratigrafien. Sevedekket og et underste Kølidedekke ligger rett vei opp, mens det høyere liggende Limingendekket er invertert. Det samme ble også den gang antatt å være tilfelle i det mellomliggende Rantserdekket. Til Sulitjelmafeltet er føyd områder vestenfor til Beiarn (Nicholson & Rutland 1969).

Dærgafjellgruppen, som består av meta-sandstein og kvartssitt, tilsvarer svært sannsyn-

lig Juronkvartsitten. De meget store mektighetene Dærgafjellgruppen har på nordsida av Grongfeltet står i kontrast til den tynne Juronkvartsitten. Men etter Kautsky (1953) er kvartsitten meget mektig lenger øst. Og Dærgafjellgruppen mangler - iallefall de fleste steder - på sørsida av Grongfeltet.

Som nevnt ovenfor opptrer det i Grongfeltet en markert skyvegrense mellom Seve- og Kølibergarter. Bergartene under skyveplanet, Hartkjølengruppen, har amfibolittfacies metamorfose og undre deler av den er sterkt granittisert. Disse bergartene har en påfallende likhet med bergartene i den tektonisk høytliggende Nam-sengruppen - i Helgelandsdekket. Kølibergartene er i en noe lavere metamorf facies. Disse forholdene er anderledes enn de som foreligger i Sulitjelmafeltet, hvor det ikke er påvist høyere metamorfose i Krågaskiferen enn i de nærmest overliggende bergarter. Nordliggruppen er helt forskjellig fra Pieskigruppen, med ulike porfyroblast-skifre, kvartssitt, konglomerat og mektige vulkanitter.

Store deler av neste enhet, Rønsølvanngruppen, har derimot så store likheter med deler av Sjønstå- og Furulundgruppen at det kan være liten tvil om at de stratigrafisk kan korreleres. Det gjelder de tre øverste av ialt fem enheter av

GRONGFELTET			SULITJELMAFELTET	
Helgelandsdekket	Namsengruppen		Beiarndekket	Valnesfjord marmor Venset gneis
Limingen- dekket	Gjersvikgruppen ↓ Limingengruppen		Fauske- dekket	Holstadgruppen Fauskegruppen Pålsfjellgruppen
(Rantser- dekket)	Røyrvikgruppen Huddingsdalgruppen		Gasak- dekket	↑ Skaiti supergruppe
Undre Kølidekke	↑ Renselvanngruppen Nordligruppen	Seve - Køli	Vasten- dekket	↓ ↑ Sulitjelmagruppen
Sevedekket	↑ Hartkjølengruppen Dærgafjellgruppen			↓ ↑ Furulundgruppen
				↑ ↓ Sjonstågruppen Pieskigruppen
				↑ ↓ Krågakomplekset
	Granittiske bergarter		Gargatis- dekket	↑ Mierkienisgruppen Granittiske bergarter

Tabell 4. Tektonostratigrafien i Sulitjelmafeltet sammenlignet med Grongfeltet. Pilene viser antatt orientering. NB: Skaiti supergruppe heter nå Skaitiovergruppen.

*The tectonostratigraphy of the Sulitjelma region compared with that of the Grong region, Nord-Trøndelag. The arrows show the supposed orientation.*

Renselvanngruppen, fra underst til øverst: 1. Brun, kalkrik, båndet fyllitt/metasandstein. Tilsvarende bergart i Sverige er kalt Blåsjö eller Lövfjällfyllitt. De fleste opp/ned kriterier viser rett vei opp. 2. Brun, mer ensartet og massiv kalkrik fyllitt. 3. Grønn, kvartsrik og mindre kalkrik fyllitt, som (2) forholdsvis ensartet og massiv. De to første ligner meget på de brune Furulundskifrene i Langvassformasjonen, henholdsvis den båndete og mer massive. Enhet 3 har en slående likhet med Muorkiskiferen. I Grongfeltet opptrer altså de tre enhetene i omvendt rekkefølge av det som er tilfelle i Sulitjelmafeltet, nok et tegn på at det foreligger en inversjon her. Også i Grongfeltet er rikelig med gabbrointrusjoner karakteristisk for kalkfyllittene. Fossiler fra bergarter som ligger under Lövfjällfyllitten i tilgrensende områder i Sverige skriver seg fra øverste ordovicium - i Slätdalskalk, og undre silur - i Brokenserien nærmest fyllitten (Kulling 1933).

Huddingsdalsgruppen, med vulkanske bergarter som en vesentlig bestanddel, kan jvnføres med Sulitjelmagruppen. Videre inntar Røyrvikgruppen samme stratigrafiske stilling

som Skaitiovergruppen. Sammenlignet med denne er Røyrvikgruppen enklere oppbygd, og har lavere grønskiferfacies metamorfose. Den ble regnet til Køli, og plassert sammen med Huddingsdalsgruppen i Rantserdekket. Det kan imidlertid være tvilsomt om dette er riktig. På nordsida av Grongfeltet er en kalk over Huddingsdalsvulkanittene delvis mylonittisk ved grensen. Denne mylonittsonen kan tilsvare Gasakdekkets skyveplan, og kalken vil dermed tilhøre Røyrvikgruppen. (Kalken ble i 1979 regnet til samme gruppe som vulkanittene). I Trondheimsfeltet er Gulagruppen, enheten i samme nivå som Røyrvikgruppen, av sterkt vekslende metamorfose, delvis grønskiferfacies, delvis amfibolittfacies. Den blir antatt å danne et eget dekke (Gale & Roberts 1974). Et sammenhengende dekke sentralt i Kaledonidene med Skaitiovergruppen, Røyrvikgruppen og Gulagruppen, synes således å være sannsynlig.

Limingendekket (eller Gjersvikdekket), som består av Gjersvikgruppens vulkanitter og Limingengruppens metasedimenter, hvorav størstedelen utgjør Grongfeltets lavest metamorfe

bergarter, ned til klorittsonen, er korrelert med Størensdekket i Trondheimsfeltet. Til sammenligning har Fauskedekket, med sine store mengder av porfyroblastskifre, en lignende karakter som Køli.

Namsengruppen tilhører Helgelandsdekket og består av høymetamorfe bergarter, mest

metapelitter, med marmor og amfibolitt. Gruppen kan følges til kystdistriktene, med svære masser av dypbergarter, bl.a. Bindalsgranitten. Den har stor likhet med Beiardekkets bergarter, og bør vel, som også Nicholson & Rutland (1969) gjorde, korreleres med disse.

## Sammenfatninger

1. Sulitjelmafeltet, et depresjonsområde mellom to basale vinduer, har et meget stort antall stratigrafiske enheter. Metasedimenter viser stor variasjon: pelittiske til psammittiske, kalkpelittiske til - psammittiske, og renere kalkbergarter. Vulkanitter opptrer i mange ulike nivå, mest av basiske, med intermedieære og sure i noe mindre mengder. Sulitjelma-amfibolitten er sammen med basiske ganger og flasergabbro et ofiolittkompleks.

2. Bergartene tilhører flere store tektoniske enheter: Gargatis-, Seve-Køli-, Gasak- og Fauskedekket. Øverst i Kølibergartene danner Sulitjelma-amfibolitten iallfall i nordlige deler av feltet en egen tektonisk enhet, Vastendekket. Sulisgabbroen er skilt fra ofiolittkomplekset ved en tektonisk grense og tilhører derfor det høyere liggende Gasakdekket. Flere forhold tyder også på skyvninger lavere i Seve-Køli, men dette spørsmålet er ikke blitt tilstrekkelig klarlagt. Skyvningene (ikke påvist under Krågakomplekset) fant sted i en tidligste deformasjonsfase,  $D_1$ .

3. I Seve-Køli er det lite med sure dypbergarter, derimot - i øvre deler - mye basiske, noen steder også ultrabasiske bergarter. Til forskjell er det meget rikelig med sure dypbergarter i Gasakdekket, sammen med intermedieære og basiske. De sure bergartene fins på begge sider av Fauskedekkets skyvefront, og er følgelig yngre enn skyvningen.

4. Metamorfosen i Seve-Køli er for det meste i granat og biotittsonen, mens mindre områder tilhører klorittsonen. Stratigrafisk er den lavest i øvre deler av Sjønstågruppen og undre deler av Furulundgruppen, og øker fra disse nivåene nedover og oppover. Regionalt er metamorfosen lavest i østlige og sydlige deler av feltet, og øker derfra mot vest og nord. Gasakdekkets bergarter er omdannet i amfibolittfacies. I allfall deler av høyere liggende bergarter er også i amfibolittfacies, men stort sett har de et lavere metamorft preg enn Gasakbergartene. Forholdene er ikke nøyere undersøkt.

5. Isoklinale folder av  $D_1$  fase har - også i større dimensjoner - en langt videre utbredelse enn tidligere antatt. De er dannet samtidig med skiffrighet og den mest utbredte lineasjonen. De fleste dypbergartene er påvirket av denne fasen. Vastendekkets og Gasakdekkets skyveplan ses å være deformert av  $D_1$  folder. I nordøst, for en større del i Sverige, danner Sulitjelma-amfibolitten en meget stor isoklinalfold. Etter Søyland-Hansen er også malmene isoklinalt foldet, noe som har betydning for prospekteringen.

6. Foldeteknikken ble endelig utformet i to eller flere seinere faser,  $D_2$ - $D_3$ , da det ble dannet åpnere folder. Et system av store syn- og antiformer med kaledonsk retning ble utviklet, skilt av tverrstrukturer.



## Engelsk sammendrag - English Summary

The Sulitjelma region in the Norwegian Caledonides occupies a large depression between the Nasafjell window in the south and the Tysfjord window in the north. It contains important ore mineralizations, and has been the subject of comprehensive studies since the end of the 19th century. The map presented is a compilation of work from a large number of contributors, mostly during the 1960's and the 1970's, and my own work during the years 1970-71 and 1977-80 (Fig. 1). The main tectonic features, folds and thrusts, are shown in Fig. 2 and the tectonostratigraphic succession in Table 1. Above the 'basal' Precambrian granites occur, in the south, schists of the Mierkenis Group. Then follow rocks of the Seve-Køli Nappes, the Gasak Nappe and the Fauske Nappe. The Seve-Køli sequence is divided as follows: 1. The Kråga Complex. 2. The Pieski Group. 3. The Sjønstå Group. 4. The Furulund Group. 5. The Sulitjelma Group. The Gasak Nappe comprises the Skaiti Supergroup, while the Fauske Nappe has been divided into two groups: 1. The Pålshjellet Group. 2. The Fauske Group. In the northeast the Joknacorro Group has a similar position as the Pålshjellet Group. It is uncertain how much of the succession is the right way up and how much is inverted. Age determinations are few. Rb/Sr datings of the Precambrian granite from inner parts of the Nasafjell window have yielded an age of  $1780 \pm 43$  m.y. Fossils in the Sjønstå Group indicate an age within the period from Late Ordovician to Middle Silurian. Fossils in the Furulund Group show a similar age range.

### Structural succession

#### The 'Basal granite'

Granitic rocks appear in the Nasafjell window in the south, in the small Krågdal window, and in the Rishaugfjell and Tysfjord windows in the north. The granite is pink or grey, medium-grained or relatively fine-grained and partly foliated. The term 'basal' is used in a comparative sense, as studies have shown (Thelander et al. 1980) that the rocks of the Nasafjell window are mostly allochthonous.

#### The Mierkenis Group

This group is exposed continuously in Junkerdalen - Saltdalen, above the Nasafjell window. The rock succession is as follows: 1. Grey

Juron quartzite. 2. Black graphite schist. 3. Brown mica schist. The mica schist is the most extensive unit, while the quartzite is thin and impersistent. In the other windows the group is either thin or lacking.

#### The Kråga Complex

This comprises a repetition of the rocks below, as follows: 1. Gneiss-granite. 2. Gneisses. 3. Juron quartzite. 4. Graphite schist. 5. Mica schist. Only in the area from Junkerdalen to Saltdalen all of these rock units are present, the gneiss granite and the mica schist being the most continuous. Only the mica schist is present in the northern parts. The gneisses are fine-grained and mostly of granitic composition. The mica schist is garnetiferous, rich in quartz and contains bands of quartzite.

#### The Pieski Group

The Pieski marble, which is thickest in southern parts of the region, is often rather impure and has transitions to calcareous mica schist. Quartzite occurs in the Vatnfjell antiform. A thin limestone near the Tysfjord window has been called the Titir limestone (Kautsky 1953).

#### The Sjønstå Group

The group has been divided into formations (Table 2). It is most complete in the Vatnfjell antiform, with four formations. Pelitic to psammitic, partly calcareous sediments predominate, but volcanic rocks also occur.

*The Storfjellet Formation.* A grey to brownish-grey, quartz-rich garnet-mica schist is the main rock type. Metasandstone, graphite schist and amphibolite constitute the remainder of the formation.

*The Graddis Formation* occurs in Junkerdalen. It is composed of grey biotite-porphyroblast schist with bands of metasandstone, and with a grey phyllite at the top.

*The Metski Formation* consists of grey phyllite with graphite schist and is found east of Balvann in a similar stratigraphical position.

*The Muorki Formation.* This is the most widespread formation, occurring in most parts of the region. The main rock type is quartz-rich and rather hard and massive, clearly showing the effect of differing grades of metamorphism. In the east, between Låmivann and Balvann, and in the south, Junkerdalen, it is developed as a

green phyllite, rich in chlorite and with little or no garnet. Farther west and north, where the metamorphism is of higher grade, grey rocks rich in biotite and garnet varying from mica schist to more feldspathic rocks occur. Other lithologies in the Låmivann - Balvann area include metasandstone, conglomerate, quartzite, graphite schist, greenstone and agglomerate. Metatuff occurs in Junkerdalen. Acidic volcanic rocks, metadacite and sericite schist, are mostly restricted to the upper part of the formation. There is also a coral-bearing limestone, the age of which may be from Late Ordovician to Middle Silurian.

*The Vatnfjellet Formation*, which is restricted to the Vatnfjell antiform, consists of brown mica schist with transition to metasandstone. A lower, calc-rich schist is generally separated from an upper, garnet-rich schist by a metasandstone unit.

*The Flatkjølen Formation* occurs south of Flatkjølen in the northeast. It is composed of heterogeneous calcareous mica schists, with highly variable amounts of calcite and quartz. Pale metasandstone of rather similar appearance occurs at many tectonic levels within the formation.

*The Barfjellet Formation* occurs only in the Vatnfjell antiform. Dark, fine-grained, biotite-hornblende gneisses grading into biotite amphibolite are the main rock types, with a marked zone of pale granitic gneiss. There are indications of a volcanic origin for the dark rocks, the high biotite content suggesting the presence of tuffitic material.

### **The Furulund Group**

Three formations, the Jotavarre (lower), the Låmi and the Langvatnet (upper), are recognized in the Låmivann - Balvann area, with increasing metamorphism upwards. In most other areas only the Langvatnet Formation is present.

*The Jotavarre Formation.* This unit consists of grey phyllite. Near Balvann there are intercalations of greenstone.

*The Låmi Formation.* Two different facies are present: a) The area from Låmivann towards Balvann is underlain by grey to greenish biotiteporphyroblast schist and brown calcareous mica schist with thick effusives varying from greenstone to dacite and rhyolite. b) East of Låmivann and on both sides of Balvann occur dark, graphite phyllites, at Låmivann with a fos-

sil-bearing limestone. The fossils, which include crinoids and bryozoa indicate an age range from Mid Ordovician to Early Silurian. Green metatuffs and agglomerates also occur in the same area.

*The Langvatnet Formation* consists of brown calcareous mica schists, with garnet and hornblende porphyroblasts. In southeastern areas the schist is fine-grained and has a strongly banded pelitic-psammitic composition. Towards the west and north occurs a coarser and less banded schist underlying the fine-grained one and this becomes dominant, probably due to the combined effect of increasing metamorphic grade and facies changes.

Hornblende gabbros are common in the Furulund Group, strongly concentrated in some areas as, e.g., between Låmivann and Balvann. They vary from lens-shaped or circular bodies to sills.

### **The Sulitjelma Group**

This group is thickest in an arcuate syncline with inverted inner limb, from around Sulitjelma and eastwards, continuing through Sweden to the northern area of Veiskivann-Lappfjellet. It also occupies most of the Siso window. The lower volcanic Otervatnet Formation has been separated from the sedimentary Veiski Formation. In other areas, where only the volcanites are present, the group is much thinner and may be completely absent.

*The Otervatnet Formation.* The volcanic rocks are mainly amphibolites, with metalavas and tuffs occurring in highly variable proportions, and with agglomerates subordinate in some areas. At Sulitjelma, tuffites are situated at the top of the formation. Well-preserved pillows are found east of Sulitjelma. Parts of the volcanites, including abundant keratophyre, are strongly chloritized and brecciated; at Sulitjelma this is the case on both limbs of the syncline. East of Sulitjelma a sheeted dyke complex with a stratigraphically underlying flaser gabbro occupies the northern, inverted part of the syncline. Boylo et al. (1985) also included the large Sulis Gabbro as the lowest member of an ophiolite complex. They disregarded, however, a tectonic contact between the flaser gabbro and the Sulis Gabbro (Fig. 5).

*The Veiski Formation.* East of Sulitjelma a mica schist with garnet-rich bands, the Vaknahellaren schist, is situated above the volcanites. In northern areas, including Sorjus, the forma-

tion is more complex. A lowest member, augen mica schist, is mostly absent on the norwegian side of the border. The higher members are marble, with calcareous phyllite on top in Sorjus, Sweden, and mica schist and quartz-diorite gneiss in the far north.

In the northern areas parts of the volcanites and sediments are penetrated by abundant small trondhemite bodies. Ultramafic intrusions are also present; most of them are serpentinites, while a large body at Hammeren, Sorjus, is mainly an amphibole rock.

### The Skaiti Supergroup

This very thick sequence occupies about a half of the Sulitjelma region. Metasediments vary from pelitic to psammitic, from calc-pelitic to calc-psammite, and also include marbles. Volcanic rocks occur at many levels, but are subordinate in amount to the metasediments. The metamorphic grade is higher than in the underlying rocks, with staurolite, kyanite and diopside as characteristic minerals. Acidic intrusions and pegmatite veins are far more abundant. The supergroup, which is most complex in the Blåmannsisen synform, has been divided into the following groups and formations, from bottom to top (Table 3).

### The Sorjus Group

This unit occurs in three areas: Løytavann-Sisovann, Sorjus-Duoldagop and southeast of Balvann. At Sorjus four formations have been recognized, from bottom to top: a) Volcanites, mostly acidic; b) Garnet (-hornblende) gneisses and breccias, with basic to dacitic volcanites subordinate. c) Amphibolite. d) Graphite schist and mica schist. The volcanites (a), which occur only north of Nedre Sorjusvann, are overlain by a trondhemite. An overlying coarse breccia above contains clasts of the volcanites and the trondhemite. A more or less in situ brecciation of the gneisses is quite characteristic. In the two other areas only formation (b) seems to be present. Garnet(-hornblende)-mica schists in the Løytavann - Sisovann area grade into arkosic schists, indicating a sedimentary origin. Volcanic rocks are abundant; these are mostly basic in composition.

### The Småsorjus Group

*The Linaisen Formation.* This is a lensoid calc-silicate schist, only locally developed; from the Sorjus area, where it is very thick, and south-westwards, and south of Sisovann. The compo-

sition of the schist is pelitic to psammitic, at Sorjus partly conglomeratic. Hornblende + diopside  $\pm$  garnet  $\pm$  calcite are concentrated into metasomatically formed lenses.

*The Lapphellaren Formation.* In most areas this formation consists of strongly banded, more or less rusty schists, pelitic to psammitic, with quartzite and graphite schist. Garnet is a common mineral, locally also kyanite. At Duoldagop there is a grey, rather homogeneous schist which becomes gneissose towards the north. An augen gneiss in southern parts of the region, earlier known as the 'Furulund Gneiss' occurs in the upper part of the formation. This unit is thought to originate from psammitic sediments, and should not be confused with the gneissose Kobbetoppen Granite, earlier called the 'Furulund Granite', with which it has earlier been mapped. Basic volcanites (amphibolites), including agglomerates, are abundant around Veiskivannet.

*The Jouksa Formation.* In eastern parts of the Skaiti synform, where the Lapphellaren Formation is missing, other types of schists occur in a similar stratigraphical position. Some are rich in staurolite. In the area north of Graddis appear three main members, from bottom to top: a. Homogeneous, fissile garnet-mica schist; b. Banded garnet-mica schist, partly staurolite-bearing; c. Homogeneous, rather massive staurolite-mica schist. Both the two upper schists pinch out rapidly westwards. South of Balvann occur homogeneous staurolite schists both at the structural bottom and top of the formation. The banded schist in between has more staurolite and less garnet than in the southern area and includes a dark, partly calcareous garnet-hornblende-mica schist.

*The Duoldagop Formation* is restricted to the southeastern part of the Blåmannsisen synform. It consists of a rusty-weathering biotite-quartz schist underlain by marble. The schist is similar to the quartzite bands in the Lapphellaren Formation, and may possibly have been deposited during the same period of time.

*The Rosni Formation* is mainly a calcareous mica schist, ranging in thickness from about 1500 m in the Baldoaivve synform to being very thin or absent. Calcite, diopside, hornblende and epidote occur in varying proportions. The schist usually shows a marked mineralogical banding depending on the contents of biotite, calc-silicates and calcite. Quartzite and marble occur locally.

*The Sisvasstind Formation.* This rather homogeneous unit appears in three areas within the Blåmannsisen synform: on its northern side from the Swedish border to Sisvasstind, at Linaisen north of Sorjus, and south of Skoffedalsfjell. It consists of a rather massive and resistant muscovite-rich mica schist with garnet and staurolite.

### **The Stormfjellet Group**

This is a thick and complex unit which is absent only in some areas on the western side of the Blåmannsisen synform, probably due to thrusting.

*The Siso Formation* forms the lower and most widely distributed part of the group. The main constituents are heterogeneous, mostly rusty-weathering mica schists, commonly garnetiferous, in the southwest partly with staurolite, with bands of metasandstone, quartzite and graphite schist. More locally developed rocks in the upper parts of the formation are mica gneiss and calcareous mica schist, and a marble is commonly situated at the very top. A polymict conglomerate occurs above the marble north of Slaipa in the Skaiti synform.

*The Rupsi Formation* consists of basic lavas (amphibolites) which are thickest in the area south of Blåmannsisen. Some of the lavas are porphyritic, and pillows and hyaloclastic structures are common.

*The Galmi Formation* occurs only in the area south of Blåmannsisen, in a similar position to the Rupsi Formation and mostly where this is missing. It is composed of garnet-hornblende gneisses and pale, quartz-dioritic gneisses. Some of the pale gneisses are porphyritic, indicating a volcanic origin.

### **The Blåmann Group**

*The Leirvatnet Formation* occurs only in a small area on the northeastern side of the Blåmannsisen synform. It is composed of a lower, homogeneous garnet-mica schist and an upper, banded, garnet-kyanite-mica schist. The lower schist attains a great thickness farther north, in Sweden.

*The Raudtind Formation* is a thick unit with a wide distribution. It consists of a fairly massive and homogeneous garnet mica-gneiss, but the feldspar content is variable and locally quite low so that the composition grades into that of a schist. Staurolite is rather common, kyanite is developed locally. A kyanite-rich mica schist occurs at Skaiti.

*The Skoffedalsfjellet Formation* is the uppermost unit on the mountain of that name. It is composed of a calc-silicate mica schist which, as in the Linaisen Formation, contains hornblende + diopside + calcite ± garnet concentrated into lenses. As with the Rosni Formation it is often strongly banded, depending on the content of biotite, calc-silicates and calcite.

*The Kvitvatnet Formation.* A second area of rocks occurring in this high position is around Kvitvann north of Blåmannsisen. The rock is a rather homogeneous, strongly porphyroblastic mica schist, with garnet and hornblende.

A few acidic intrusive rocks occur within the lower units: a gneiss-granite in the Sorjus Group east of Duoldagop and the Kobbertoppen porphyric gneissgranite in the Lapphellaren Formation. Most of the acidic intrusions appear in higher units, the Rosni Formation, the Stormfjellet Group and the Raudtind Formation, and are strongly concentrated in some areas, e.g. in the Baldoaivve synform. They may be associated with more basic rocks. Diorite, quartz diorite, grey granite and white granite or trondjemite form a continuous series in descending age of intrusion. Unlike the older intrusions, the white granite and trondjemite are non-foliated. Most of the hornblende gabbros also occur within the above-mentioned three units. They may be intruded by granite, but most of them are not associated with the acidic intrusive rocks. The very largest intrusion is an olivine gabbro northeast of Sulitjelma, the Sulis Gabbro, at the bottom of the supergroup. A central zone of layered gabbro is surrounded by massive gabbro, whose outer parts are more or less uralitized. The adjacent Skaiti schists, which also occur abundantly as xenoliths, are contact-metamorphosed.

### **The Joknacorro Group**

This group is situated structurally on top of the Blåmannsisen synform east of Kvitvann. It has been divided into the lower, volcano-sedimentary Leirvassfjellet Formation and the upper volcanic Messingtoppen Formation.

*The Leirvassfjellet Formation.* The metasediments consist of five members, from bottom to top: a. Conglomerate; local and thin. Most of the clasts are quartzitic. b. Graphite schist and brown mica schist. c. Grey mica schist with garnet porphyroblasts. d. Calcareous hornblende porphyroblast schist. e. Quartz-rich

schists, with varying amounts of plagioclase, usually rusty weathering. The volcanites, which occur at different levels, are lavas varying from metabasites to intermediate rocks.

*The Messingtoppen Formation.* This consists of amphibolitic basic volcanic rocks, most of which are more or less agglomeratic.

### The Pålshjellet Group

This group, which occurs in the lower parts of the Saltdal and Blåfjell synforms, has a similar position to, but is different from, the Joknacorro Group. In the lower Fallfjellet Formation only metasediments are present, while the upper Langvad Formation is composed of both basic volcanites and metasediments.

*The Fallfjellet Formation.* In the Blåfjell synform garnet-mica schist is the only member of this formation. In Saltdalen parts of the schist are staurolite-bearing. Other lithologies here are graphite schist, calcareous metasandstone and marble. In a northern part of the Saltdalen area the schists are cut by the same granite as in the underlying Skaiti schists.

*The Langvad Formation.* Basic lavas vary from dark amphibolites to somewhat paler rocks of more greenstone character, indicating a lower metamorphism than in the Skaiti Super-group. In Saltdalen the amphibolite is overlain by: a) Augen mica schist. b. Dark hornblende gneiss. c. Biotite-garnet porphyroblast schist. In the Blåfjell synform amphibolite (greenstone) appears at two different tectonic levels, probably due to the presence of an isoclinal fold. Metasediments in between are calcareous hornblende porphyroblast schists and, centrally, phyllitic schists with biotite and garnet porphyroblasts. A marble is situated at the top of the formation.

### The Fauske Group

This group of rocks consists of two formations:

*The Rognan Formation.* This comprises a thick marble which varies from grey to banded grey/white, and from rather pure to more mica-rich. At Blåfjell a conglomerate occurs at the base of the unit. The matrix is calcareous hornblende porphyroblast schist, and the clasts are mostly of quartzite.

*The Potthus Formation.* The following 7 members are present from bottom to top: (a) Garnet-staurolite gneiss. (b) Fairly massive hornblende-chlorite rock. (c) Amphibolite. (d)

Garnet-hornblende porphyroblast schist. (e) Grey biotite porphyroblast schist (f) Pale biotite (-garnet) porphyroblast schist. (g) Quartzite, commonly rusty weathering. Both (b) and (c) are considered to be volcanic rocks.

## Tectonic structures

Four main phases of tectonic deformation have been recognised:

D<sub>1</sub>. Schistosity and lineation. Tight to isoclinal folds (F<sub>1</sub>). Thrusts.

D<sub>2</sub>. Variable folds (F<sub>2</sub>), tight to open with mostly inclined axial planes

D<sub>3</sub>. Open folds (F<sub>3</sub>) with vertical axial planes.

D<sub>4</sub>. Joints and faults.

### Folds

Over the greater part of the region dips are predominantly gentle to moderate. Axes of F<sub>1</sub> folds and lineations of the same age have trends about E-W though with great variations. Plunges are fairly gentle. In two peripheral areas, west of the Vatnfjell antiform and at Duoldagop - Skagmadalen in the east, earlier structures have been deformed during D<sub>2</sub> and their axial trends are subparallel to those of the later folds, NE-SW to N-S. Dips and plunges are steep.

*Early folds, F<sub>1</sub>.* The early deformation, with development of the regional schistosity, has been very extensive, resulting in a pronounced isoclinal repetition of lithologies in many areas. The very largest F<sub>1</sub> structures are the steep western synform and the synformal arc Sulitjelma - Sorjus (in Sweden)-Lappfjellet (Fig. 2). The early age of the western synform is shown by the occurrence of the same type of foliated granite on both sides of the Fauske thrust, by which the synform is deformed. In the Sulitjelma-Sorjus synform, which contains the Sulitjelma Group, small-scale folding has been very intense, with repetitions of rock units down to about one metre or less. Early folding has also been prominent in many areas higher in the Blåmannsisen synform, and in the Lappfjellet and Blåfjell synforms in the west with amplitudes up to about one kilometre.

Around the Baldoaivve synform, F<sub>1</sub> folding, combined with thrusting, affects the Furulund schist, the Sulitjelma amphibolite and the Lapphellaren schist (Fig. 9). Strong isoclinal folding has also affected the lower rocks to the east and west, the Sjønstå Group between Låmivann and Balvann, the Sjønstå Group, the Pieski

Group and the Kråga Complex in the Vatnfjell antiform. In the Knallerdalen window the granitic gneiss of the Kråga Complex may well represent the upper limb of a large  $F_1$  fold whose lower limb is not exposed.

Farther south, extensive isoclinal folding can be seen near Balvann on the northeastern side of the Skaiti synform. Near the Swedish border the Sjønstå Group forms a large fold between Furulund schist (below) and Skaiti schists (Fig. 8). On the south side of the synform relations are similar to those in the Baldoivve synform with isoclinal folds affecting the Sulitjelma amphibolite and the overlying and underlying schists (Figs. 6 & 7). Finally, some of the rocks in the Saltdal synform are strongly influenced by  $F_1$  folding.

*Late folds,  $F_2$  and  $F_3$ .* A principal axial trend of post- $D_1$  folds is N-S to NNE-SSW, with cross-folds normal to this trend. In many areas  $F_2$  and  $F_3$  folds are nearly coaxial, it is difficult to determine more closely the distribution of the two phases. In general, however,  $F_2$  folds dominate over greater parts of the region; the role of the  $F_3$  folding increasing towards the central Baldoivve synform.

Fig. 2 shows the main folds. The Vatnfjell antiform crosses the entire region from north to south. To the east of this the three main synforms, Blåmannsisen, Baldoivve and Skaiti, are transected by two antiformal cross structures, the Langvann and Balvann antiforms. To the west of the Vatnfjell antiform are the minor Lappfjellet and the Solvågjellet synforms, while the Blåfjell - Saltdal synform occurs within the Fauske Nappe. In the north the Rishaugfjell window forms the westernmost large antiformal structure.

Late folding on a mesoscopic scale is very strong in many areas, as in large parts of the Blåmannsisen synform, and in neighbouring areas within the Vatnfjell antiform and the western synform. An antiform on Slaipa divides the Skaiti synform into an eastern and a western part. Cross-folds are prominent in two areas: between Blåmannsisen and the Langvann antiform, and in the western part of the Skaiti synform. North of the Balvann antiform a cross-synform separates the Knallerdalen and the Krågdal windows.

### **Thrusts and nappes**

Within the region, several major nappes can be recognised, e.g. the Pieski Nappe and the

Vasten Nappe within the Seve-Köli sequence, and the higher Gasak Nappe. The Vasten Nappe, however, is difficult to trace into southern parts of the region. In addition, one has to assume the existence of at least one major thrust somewhere between the Pieski and the Vasten thrusts. The highest tectonic unit is the Fauske Nappe. In the northwest, near the Rishaugfjell window, the nappes show a marked tendency to thin westwards. A greater part of the indications for thrusting become evident only by extensive mapping. Thrust planes are usually not exposed, and where they are, tectonization may be weak or absent due to subsequent recrystallization. An alternative interpretation has been put forward (Boyle et al. 1985) envisaging the presence of a large-scale fold nappe embracing rocks from the Pieski Marble and up to the Fauske Marble. To satisfy such a hypothesis, however, it is necessary to connect quite different rock successions.

*The Pieski Nappe.* The repetition of the sequence of granitic rocks, quartzite, graphite schist and mica schist around the Nasafjell window is striking. North of Solvågli in Junkerdalen there are major discordances between graphite schist of the Mierkenis Group and gneiss-quartzite above. Strong tectonization is present above Kristendalneset in Saltdalen, with a thin mica schist occurring between granitic rocks.

The reason for assuming the presence of an additional major thrust higher up is an inversion of the Furulund Group. The inversion is expressed by decreasing metamorphic grade downwards from the Langvatnet schist. Also, most way-up criteria found in the Langvatnet schist show inversion. Pillows in a greenstone in the Jotavarre Formation also indicate the same (Fig. 3). There is no large-scale repetition of the Köli units which would provide a reason for connecting lower, assumed normally younging rocks with the inverted ones by major fold structures. How far down the inversion goes is uncertain.

A major thrust is possibly present at the base of the Pieski marble. The Kråga schist below is partly lacking north of Solvågli, and clear tectonic contacts are exposed at several localities, including the northeastern side of the Knallerdalen window. Here the Kråga schist is mylonitic and very thin, situated above granitic gneiss.

A more probable thrust level, however, for dividing rocks with normal attitude from those which are inverted appears to be the boundary

between the Sjønstå and the Furulund Groups. The metamorphism of the Sjønstå Group rocks decreases upwards, at least up to the Muorki schist. Southeast of Sulitjelma there is tectonized contact between the Muorki schist and Furulund schist, which is strongly expressed in the topography (Fig. 10). There is, likewise, tectonization between gneiss of the Sjønstå Group and Furulund schist around Sjønstådalen.

*The Vasten Nappe.* There are three main criteria for placing a thrust below the Sulitjelma Group:

1. The  $F_1$  synformal structure Sulitjelma - Sorjus, demonstrated by the rock sequence in Sorjus, Sweden, and by the orientation of pillow structures east of Sulitjelma, is restricted to this group. As mentioned above, the Furulund Group is in all probability inverted. Way-up criteria in the Skaiti schists are scarce, but those which have been found show a normal attitude: (a) Clasts of underlying rocks in a breccia in Sorjus, belonging to the lowest unit, the Sorjus Group. (b) Graded bedding and drag folds in the Rosni schist at Duoldagop. (c) Pillows in amphibolite in the Stormfjellet Group east of Stormfjellet.

2. The contact is often tectonized. This is most prominent in Sweden, with strongly schistose (mylonitic) and laminated greenstone at several localities.

3. Abundant evidence of discordances, especially in the north. Going west-wards to Lappfjellet, first the Furulund Group and then the Sjønstå Group disappears, so that the Sulitjelma Group here rests on Kråga schist over a short distance. In the same area different units of the group are in contact with the underlying rocks. East of Sulitjelma the Vaknahellaren schist is in contact with the Furulund schist near Låmivann, and basic dykes and gabbro are lacking on the south side of the synform.

*The Gasak Nappe.* The indications favouring thrusting are as follows:

1. The metamorphic grade is higher than in the underlying rocks.

2. Although in many areas there is little or no visible tectonization at the sole of the nappe, this may be different in other areas. Fairly strong tectonization is common in southwestern parts of the region, and around the Siso window in the north. In the east the flaser gabbro of the Sulitjelma Group is mylonitic at the contact to the Sulis Gabbro (Fig. 5), and there is also strong shearing above the ultramafic body at Hammeren, Sorjus.

3. Discordances. The largest discordance is southeast of Balvann, where the Skaiti schists rest on the Sjønstå Group. Also, large portions of the Skaiti schists, the Sorjus Group and the Jouksa Formation, disappear westwards from here. On the southern side of the Skaiti synform both the Sulitjelma amphibolite and the Langvatnet Formation are cut out at Tjårrisdalen. In the extreme northern part of the region different units of the Skaiti schists are in contact with the Sulitjelma amphibolite, from the Sorjus Group and up to the Raudtind Formation; and different units of the Sulitjelma Group occur along the contact.

*The Fauske Nappe.* The existence of this nappe is shown by the fact that two thick units of the Skaiti schists, the Stormfjellet Group and the Raudtind Formation, are missing below the Pålsfjellet Group. An antiform between the western synform and the Blåfjell - Saltdal synform has obviously been cut out. The supergroup as a whole also thins markedly in the area north of Vassbotnvann. Distinct mylonitization is present on Langvasseheia north of Rognan, and on the western side of the Blåfjell synform.

## Mineralizations

The Sulitjelma ores, which occur within the Sulitjelma amphibolite on both sides of the Langvann antiform, are considered to be of exhalative sedimentary origin. The ore minerals are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite. The northern ores occur in brecciated and chloritized rocks, associated with keratophyre, in lower parts of the Sulitjelma synform, most of them on its lower limb, in contact with or close to the Furulund schist. Ore bodies at different tectonic levels probably belong to the same stratigraphical horizon, repeated by isoclinal folding (Søyland-Hansen 1982). Non-economic mineralizations in the Sulitjelma amphibolite are found farther south on the eastern side of the Baldoaivve synform, and on its western side. Pyrrhotite-chalcopyrite mineralizations in the area east of Botn are located within the Furulund Group on both sides of the Vatnfjell antiform. Mineralizations in the same group farther south, east of Vassbotn, are rich in sphalerite. Another level of mineralization is the upper part of the Muorki schist, Sjønstå Group, with the richest occurrence southeast of Sulitjelma, containing pyrite with minor chalcopyrite and sphalerite. In the Skaiti Supergroup only poor mineralizations have been found.

## Comparison with the Grong region

Table 4 shows a tectonostratigraphical comparison between the Sulitjelma region and the Grong region, situated farther south in the Caledonides (Kollung 1979). Although there are substantial differences between the two regions, it is fairly clear that many tectonostratigraphical units can be correlated. In 1979 the author overlooked the thrust corresponding to the Gasak thrust. A thrust was recognised between a limestone and underlying volcanite of the Huddingsdalen Group which can probably be correlated with the Sulitjelma amphibolite. The thrust, however, was not considered to be a major one, and the limestone was placed in the same group as the volcanic rocks. By considering the limestone as the lowermost member of the Røyrvik Group, which corresponds to the Skaiti Supergroup, the thrust will correlate with the Gasak thrust.

### ETTERORD

Fra 1970 til 1978 ble min egen og de fleste andre geologers kartlegging i Sulitjelmafeltet finansiert av A/S Sulitjelma Gruber og Elkem-Spigerverket A/S. Mot slutten av 1978 inngikk Elkem-Spigerverket A/S og Norges geologiske undersøkelse en avtale om slutføring av kartleggingen. Etter denne avtalen finansierte NGU min avsluttende kartlegging i 1979 og 1980, og den endelige sammenstilling av kartene i målestokk 1:50.000 i 1981. Disse kartene er alle tilgjengelige som svart-hvitt utgaver. Det komplette fargetrykte kartet i målestokk 1:100.000, samt denne beskrivelsen er således det endelige resultat av samarbeidsprosjektet mellom Elkem-Spigerverket A/S (v/ A/S Sulitjelma Gruber) og Norges geologiske undersøkelse. Jeg har hatt nyttige diskusjoner med T. Søyland Hansen, A. Boyle, R. Mason, M. Gustavson, E. Zachrisson og M. Stephens. Søyland-Hansen og Gustavson har ydet verdifull kritikk av manuskriptet, S. Gjelle, E. Sigmond og F.C. Wolff av tegnforklaringen og profilene på kartet. B. Øydegard har rettegnet kartet. D. Roberts har rettet den engelske teksten. Min beste takk!



## Litteraturliste

- Barkey, L.A. 1957: Voorlopig Kaarteringsverslag Noorwegen 1956. Amsterdam?
- Boyle, A.P. 1980: The Sulitjelma amphibolites, Norway: Part of a lower palaeozoic ophiolite complex? *International Ophiolite Symposium*, Cyprus 1979.
- Boyle, A.P., Griffiths, A.J. and Mason, R. 1979: Stratigraphical inversion in the Sulitjelma area. Central Scandinavian Caledonides. *Geol. Mag.* 116, 393-402.
- Boyle, A.P. Mason, R. & Søyland Hansen, T. 1985: A new Tectonic Perspective of the Sulitjelma Region. *The Caledonide Orogen*. John Wiley & Sons.
- Cooper, M.A. 1978: The Tectonic Evolution of the Sørfold Area. *I Tectonic Evolution of the Scandinavian Caledonides*.
- Cooper, M.A., Bliss, G.M., Ferriday, I.L. & Halls, C. 1979: The geology of the Sorjusdalen area, Nordland. *Nor. geol. unders.* 351, 31-50.
- Farrow, C.M. 1978: The Geology of Skjerstad, Nordland, Norway. *I Tectonic Evolution of the Scandinavian Caledonides*.
- Findlay, R.H. 1980: A regional lithostratigraphy for southern and eastern Sulitjelma, north Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 60, 223-234.
- Geis, H.-P. 1978: Structural control of stratiform deposits with a new example from Sulitjelma. *Econ. Geol.* 73, 1161-1167.
- Gjelle, S. 1978: Geology and Structure of the Bjøllånes Area, Rana, Nordland. *Nor. geol. unders.* 343, 1-37.
- Henley, K.J. 1970: The structural and metamorphic history of the Sulitjelma region, with special reference to the nappe hypothesis. *Nor. Geol. Tidsskr.* 50, 97-136.
- Henley, K.J. 1968: The Sulitjelma metamorphic complex. Upublisert. Ph.D. avhandling, Univ. of London.
- Holmquist, P.J. 1900: En geologisk profil öfver fjällområdena mellan Kvikkjokk och Norska kusten. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 22.
- Holmsen, G. 1917: Sulitjelmatrakten. *Nor. geol. unders.* 81.
- Kautsky, G. 1953: Der Geologische Bau des Sulitjelma-Salojaure-Gebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden. *Sveriges Geol. Unders. Ser. C.* 528.
- Kirchner, G. 1955: Geologie und Tektonik des Sulitjelma Südgrubengebietes. Upubl. Dipl. avhandl. Montanistische Hochschule, Leoben.
- Kollung, S. 1979: Stratigraphy and Major Structures of the Grong District, Nord-Trøndelag. *Nor. geol. unders.* 354, 1-51.
- Kullung, O. 1933: Bergbyggnaden inom Bjørkvatnet - Virisen området i Västerbottenfjällens centrala del. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 55, 167-422.
- Kullung, O. 1972: Berggrundskarta över Norrbottensfjällens södra del. *Sveriges Geol. Unders.*
- Kullung, O. 1982: översikt över södra Norrbottensfjällens kaledonberggrund. *Sveriges Geol. Unders. Ser. Ba.* 26.
- Mason, R. 1966: The Sulitjelma gabbro complex. Upublisert Ph.D avhandling, University of Cambridge.
- Mason, R. 1967: The field relations of the Sulitjelma gabbro, Nordland. *Nor. Geol. Tidsskr.* 47, 237-248.
- Mason, R. 1971: The chemistry and structure of the Sulitjelma gabbro. *Nor. geol. unders.* 269, 108-141.
- Nicholson, R. 1966: On the relations between volcanic and other rocks in the fossiliferous east Lomivann area of Norwegian Sulitjelma. *Nor. geol. unders.* 242, 143-156.
- Nicholson, R. 1971: The sedimentary breccias of the Sorjusvann Region on the Norwegian - Swedish border north of Sulitjelma. *Nor. Geol. Tidsskr.* 51, 149-160.
- Nicholson, R. 1973: The Vatnfjell Fold Nappe complex of Saltdal, north Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 53, 195-212.
- Nicholson, R. and Rulland, R.W.R. 1969: A section across the Norwegian Caledonides: Bodø to Sulitjelma. *Nor. geol. unders.* 260.
- Rekstad, J. 1917: Fjeldstrøket Fauske-Junkerdalen. *Nor. geol. unders.* 81, pt. IV.
- Rekstad, J. 1929: Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. *Nor. geol. unders.* 134.
- Sjögren, H. 1900a: Enkrinitfynd i fjällskiffarne vid Sulitelma. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 22, 105-115.
- Sjögren, H. 1900b: öfversikt av Sulitelma-området geologi. *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 22, 437-462.
- Steenken, W.F. 1957: Geology and petrology of the region south of Russånes, Saltdal, Norway. *Medel. Geol. Inst. Univ. Amsterdam* 244.
- Søyland-Hansen, T. 1980: Some guide-lines to ore in the Sulitjelma orefield. *Nor. geol. unders.* 235.
- Søyland-Hansen, T. 1982: En geologisk undersøkelse av Nordgruvefeltet. Doktoravhandling, Norges Tekniske Høgskole.
- Thalenhorst, H. 1968: Stratigraphische, petrographische und tektonische Beobachtungen in den Kaledoniden Nord-Norwegen. Doktoravhandling, Universität München.
- Thelander, T., Bakken, E., & Nicholson, R. 1980: Basement-cover relationships in the Nasafjället Window, Central Swedish Caledonides. *Geol. Fören. Stockh. Förh.* 102, 569-580.
- Vogt, J.H.L. 1890: Salten og Ranen. *Nor. geol. unders.* 3.
- Vogt, Th. 1927: Sulitelmafeltets geologi og petrologi. *Nor. geol. unders.* 121.
- Wilson, M.R. 1968: An investigation of the supposed nappe structure of the north side of Langvann, Sulitjelma, North-Norway. Upublisert Ph.D. avhandling. Univ. of Manchester.
- Wilson, M.R. 1971: The timing of orogenic activity in the Bodø-Sulitjelma tract. *Nor. geol. unders.* 269, 184-190.
- Wilson, M.R. 1973: The geological setting of the Sulitjelma ore bodies. Central Norwegian Caledonides. *Econ. Geol.* 68, 307-316.
- Wilson, M.R. & Nicholson, R. 1973: The structural setting and geochronology of basal granitic gneisses in the Caledonides of part of Nordland, Norway. *Journ. geol. Soc. London* 129, 365-387.

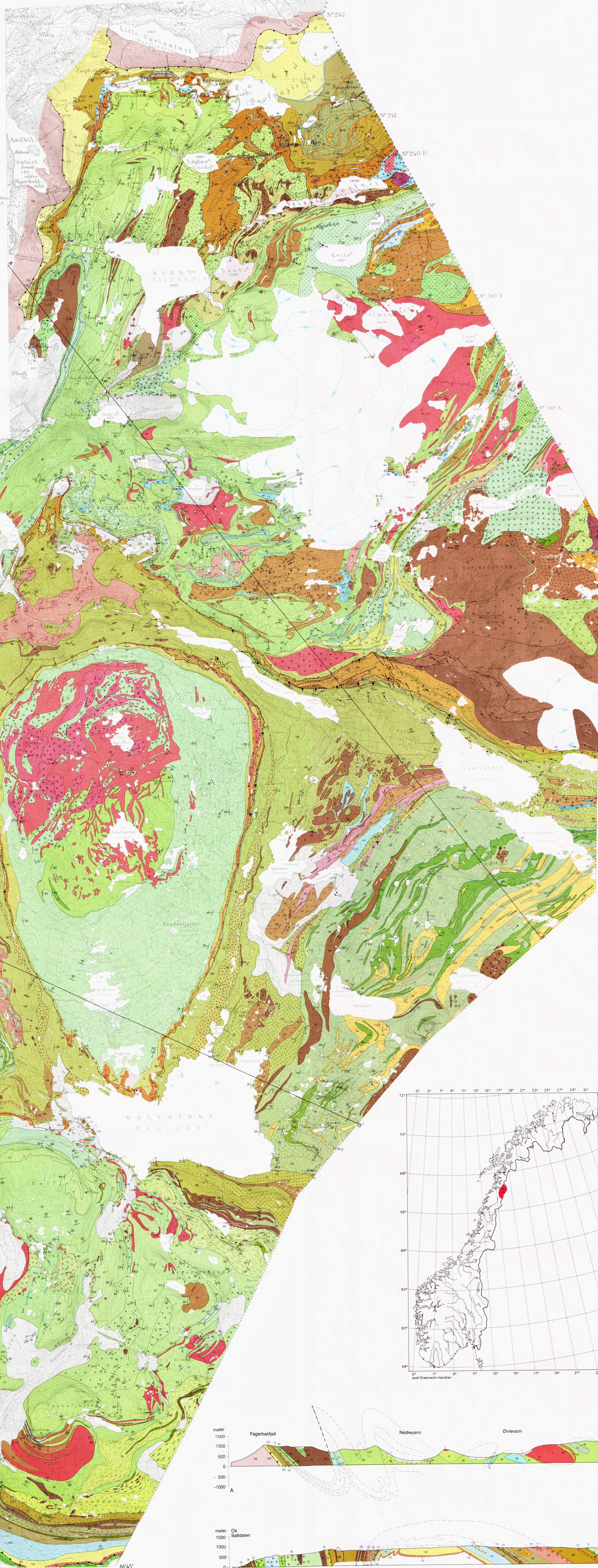
Diverse rapporter og kart i Sulitjelma Grubers arkiv.



# BERGGRUNNSKART OVER SULITJELMAFELTET

Sigbjørn Kollung

Målestokk 1:100 000



## TEGNFORKLARING

### SEDIMENTER, KVARTÆR ALDER

- Let, sand, grus, morene-etc.
- DYPPERBERGARTER, KÅLEDONSK ALDER**
- Kvartær
- Granit, delvis topograf, nordøstlig-tilfelle små legemer av granitt og tordnytt
- Tordnytt med tafte bånd av marmor
- Kvartærtorf og dorf
- Hornblendegabbro
- Basiske ganger (gangkompleks)
- Fluoragabbro
- Massiv dvinggabbro og hornblendegabbro
- Laglig olivengabbro
- Ultrabasisk amfibolbergarter
- Serpentitt

### FAUSKEDEKKEK, OMDANNEDE SEDIMENTÆRE OG VULKANSKE BERGARTER, ANTATT KAMBROSILURISK ALDER

- FAUSKEGRUPPEN**
- POTTHUSFORMASJONEN**
- Kvartær
- Lys biotittporfyrblastisk, stedsvis med granitt
- Grå biotittporfyrblastisk
- Granat hornblende porfyrblastisk
- Amfibolitt
- Klorhornblendebergart (meta-vulkanitt?)
- Staurittgneis
- ROGANFORMASJONEN**
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- Konglomerat (Eisener-tyll?) mest kvartærbolter
- FÅLDFJELLOPPEN**
- LANGVASSFORMASJONEN**
- Biotitt-garnetporfyrblastisk
- Hornblendegneis
- Oyeglimmerskifer (sone av kvart + feltspat)
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- Metasandstein
- Amfibolitt og gneiss
- Glimmerskifer
- Amfibolitt i veksling med glimmerskifer
- Kalkspatig hornblende porfyrblastisk
- Kvartær
- Fyllitt, for det meste porfyrblastisk (biotitt, stedsvis granat og eller hornblende)
- FALLFJELLOPPEN**
- Glimmerskifer (i Sattal stedsvis med stauritt)
- Grafftskifer
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- Kvartær
- Meta-kalksandstein
- JOKNAOROGROPPEN**
- Messingtoppformasjonen
- Amfibolitt Agglomerat
- LEIRVASSFORMASJONEN**
- Amfibolitt med meta-andesitt og -dioritt (orientert enhetene 40 til 43)
- Kvartærskifte
- Kalkspatig hornblende porfyrblastisk
- Grå glimmerskifer
- Grafftskifer og brun glimmerskifer
- Konglomerat med kvartærskifer

### GASAKDEKKEK, OMDANNEDE SEDIMENTÆRE OG VULKANSKE BERGARTER, ANTATT VESSENTLIG KAMBROSILURISK ALDER

- Skallovergruppen**
- BLAMANSGRUPPEN**
- SKOFFEDALSFORMASJONEN**
- Kalkspatiglimmerskifer
- KYTTVASSFORMASJONEN (JEVNFORBAR MED SKOFFEDALSFORMASJONEN)
- Hornblendeglimmerskifer
- RAUDTINDFORMASJONEN**
- Glimmergneis, stedsvis med stauritt, diatene
- Dishenglimmerskifer
- LEIRVASSFORMASJONEN**
- Båndet dishenglimmerskifer
- Ersatt glimmerskifer
- STORMFJELLOPPEN**
- GALMFORASJONEN**
- Lys, kvartsittaktige gneiser
- Uensartede granthornblende gneiser
- RUPSFORASJONEN**
- Amfibolitt, antatt metabasitt
- Vulkansk brekke (metakvartst)
- Grovkornet amfibolitt
- Agglomerat
- SISOFORASJONEN**
- Polytitt konglomerat
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- Marmor i veksling med glimmerskifer
- Uensartede, for det meste rutne glimmerskifer, stedsvis med stauritt. Med grafftskifer og kvartær
- Kalkspatig glimmerskifer
- Glimmergneis
- Kvartærskifer
- Kvartærskifte
- Hornblende gneiser
- Metasandstein
- Grafftskifer
- SMASORJUSGRUPPEN**
- SIVASSINDFORMASJONEN**
- Staurittglimmerskifer
- ROSNIFORMASJONEN**
- Kvartær
- Kalkspatiglimmerskifer
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- Ruten kvartærskifer
- DUOLLAGOPFORMASJONEN**
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- LAPPELLARFORMASJONEN**
- Båndet, for det meste rutne glimmerskifer ("Lappellarskifer") med grafftskifer og kvartær. Fører delvis diatene og stauritt nord for Duodagap for en større del gneissaktig
- Grafftskifer
- Oyeglimmergneis (tidligere kalt Funkegnis)
- Uensartede, stedsvis gabbro amfibolitt, stedsvis agglomeratisk (Veski)
- JOKSAFORMASJONEN (JEVNFORBAR MED LAPPELLARFORMASJONEN)**
- Ersatt staurittglimmerskifer
- Grafftskifer
- Båndet glimmerskifer, i nord med stauritt
- Hornblendeglimmerskifer, merk og stedsvis kalkspatførende
- Ersatt glimmerskifer
- LEIRVASSFORMASJONEN**
- Glimmerskifer med kalkspatifer, stedsvis konglomeratisk
- SORLASSGRUPPEN**
- Glimmerskifer
- Grafftskifer
- Amfibolitt
- Meta-andesitt, stedsvis agglomeratisk (Siso), ulike kvartær, metabasitt til metadioritt (Duodagap)
- Granatgneis (Soro-Duodagap), glimmerskifer-arkoseskifer (Soro-Veski) og glimmerskifer (Skatt), samtige under delvis med hornblende
- Amfibolitt og glimmerskifer / arkoseskifer i veksling, mest amfibolitt
- Amfibolitt og glimmerskifer / arkoseskifer i veksling, mest skifer
- Brekke
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- Metadioritt, kvartærtafporfyr
- Metasandstein, ullofensert

### SEVE-KOLDEKKEKOMPLEKSET, OMDANNEDE SEDIMENTÆRE OG VULKANSKE BERGARTER, KAMBROSILURISK OG PREKAMBRISK ALDER

- SULTJELMAGRUPPEN (ANTATT ORDOVICISK-SILURISK ALDER)**
- VEISKFORMASJONEN**
- Lys kvartsittaktig gneis
- Glimmerskifer
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- Oyeglimmerskifer (ved Veski med hornblende)
- OTERVASSFORMASJONEN**
- Amfibolitt og meta-fyllitt
- Amfibolitt / Amfibolitt med puter
- Hornblende og kvartærtafporfyr, stedsvis i veksling med amfibolitt
- Kalkspatig skifer
- OTERVASS- OG VEISKFORMASJONEN**
- Amfibolitt og glimmerskifer i veksling
- Amfibolitt og marmor i veksling
- FURULUNDRUPPEN (ANTATT ORDOVICISK-SILURISK ALDER)**
- LANGVASSFORMASJONEN**
- Brun glimmerskifer
- Merk grå til brun glimmerskifer, ofte ruten, med bånd av grafftskifer
- Amfibolitt
- Metasandstein
- LÅMFORMASJONEN**
- Merk, for en større del grafftskifer
- Metadioritt
- Agglomerat
- Kalkstein
- Konglomerat
- Kvartær
- Serocittskifer
- Biotittporfyrblastisk
- Brun kalkglimmerskifer
- Metadioritt
- Gneiss
- Metagabbro
- JOTVASSFORMASJONEN**
- Grå fyllitt
- Grafftskifer
- Metadioritt
- Gneiss
- SJONSTAGRUPPEN (ANTATT ORDOVICISK-SILURISK ALDER)**
- BARFJELLOPPEN**
- Merk hornblendegneis og amfibolitt
- Granittisk gneis
- VATNFJELLOPPEN**
- Glimmerskifer, stedsvis kalkspatig
- FLATVASSFORMASJONEN (JEVNFORBAR MED VATNFJELLOPPEN)**
- Båndet kalkglimmerskifer
- MJØRKNIFORMASJONEN**
- Fyllitt (i SD), for det meste grunn, og glimmerskifer
- Serocittskifer, kvartærskifte
- Kalkstein
- Kvartær
- Metadioritt
- Gneiss
- Agglomerat
- Metadioritt
- METSJFORMASJONEN**
- Grå fyllitt
- GRADDSFORMASJONEN (JEVNFORBAR MED METSJFORMASJONEN)
- Grå fyllitt
- Biotittporfyrblastisk med metasandstein
- STORFJELLOPPEN**
- Glimmerskifer med metasandstein
- Kalkglimmerskifer

### BERGARTER SOM FINNES INNEN FLERE FORMASJONER I SJONSTAGRUPPEN

- Grafftskifer
- Metasandstein
- Amfibolitt
- PRESKIFTEGRUPPEN (ANTATT UNDERORDOVICISK ALDER)**
- Kalkglimmerskifer
- Marmor, øvreleie kalkspatmarmor
- Kvartær
- KRAGAKOMPLEKSET (ANTATT PREKAMBRISK OG KAMBROSILURISK ALDER)**
- Glimmerskifer med kvartærskifte
- Grafftskifer
- Amfibolitt
- Gneiss, for det meste granittisk og kvartær (Læro-vannfall)

### GARGATISDEKKEK, OMDANNEDE SEDIMENTÆRE BERGARTER OG DYPPERBERGARTER, KAMBROSILURISK OG PREKAMBRISK ALDER

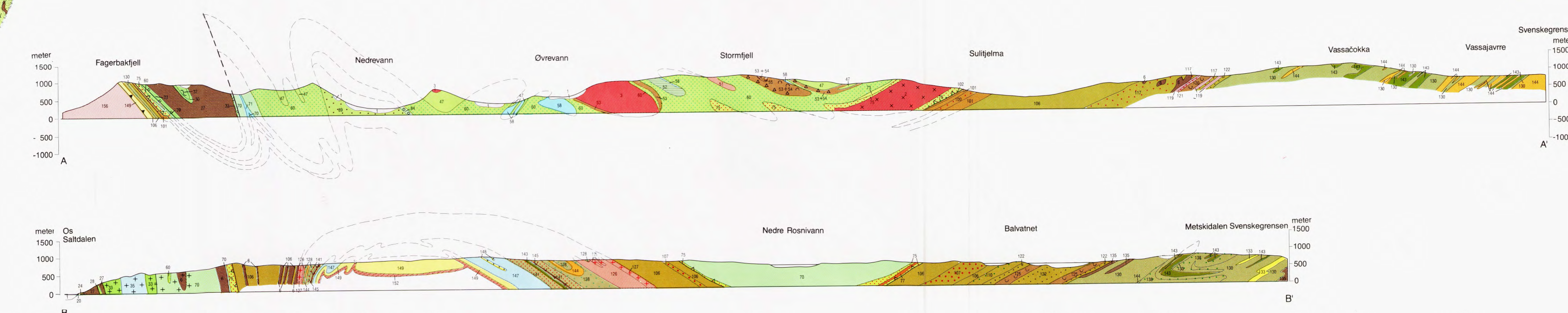
- MERKENISGRUPPEN (ANTATT KAMBROSILURISK ALDER)**
- Glimmerskifer
- Grafftskifer
- GRUNNFJELLSBERGARTER (PREKAMBRISK ALDER)**
- Granitt og gneiss
- GRUNNFJELL, PREKAMBRISK ALDER**
- Tyffjellgranitt

### ERTSFOREKOMSTER

- Lag med sulfidmineralisering (svovelkis, magnetsis, stedsvis med kobberis og sinkende)
- GRUNN OG SKJERP**
- Svovelkis, magnetsis, kobberis, stedsvis sinkende
- Sinkende
- Molybdenglans
- GRENSER OG SYMBOLER**
- Bergartsgrense, skifer / uskifer
- Skyegrense for Fauskedekket
- Skyegrense for Gasakdekke
- Skyegrense for Vastendekket
- Skyegrense for Seve-Kaldekkekomplekset
- Fokkering
- Foliasjon med planaritet heving angitt (60° S/D, ledrett=100°)
- Foldeakse, F<sub>1</sub>, med stupingsvinkel angitt (20° mot ND)
- Foldeakse, F<sub>2</sub>, med stupingsvinkel angitt (30° mot ND)
- Foldeakse, F<sub>3</sub>, med stupingsvinkel angitt (25° mot ND)
- Lineasjon, med stupingsvinkel angitt (10° mot ND-vannrett)
- Orientering av putestrukturer, plan parer i retning av yngre lag i lagfølgen
- Furuset for fossiler

Berggrunnen er kartlagt av S. Kollung, T. Brekke, R. Findlay, G. A. Johannessen, M. Blått, C. W. Carstens, C. Lyden, H. Enser, P. Wastved, P. Madigan, M. Wilson, P. Falsås, T. Sjøgaard, H. G. Øst, H. Bæk, G. Kirchner, H. Sjögren, J. Lusk, J. Wainio, T. Bæsson, N. Røth, H. Thalerhorst, R. Mason, A. Boyle, J. Sletten, R. Bækkel, J. Canningham, T. Finne. Sammenlagt i målestokk 1:50 000 av S. Kollung 1981. Endelig sammenlagt i målestokk 1:100 000 1984-85 under ledelse av M. Gustavson og S. Kollung. Redigert ved NGU av M. Gustavson og S. Gjelle. Kartmanus sammenlagt av Bina Øyegard.

Referanse til kartet Kollung S. 1990  
Berggrunnen over Sulitjelmafeltet. Målestokk 1:100 000  
Norges geologiske undersøkelse  
Blatt 10 NGU Serier 93



## INNHOLD

Sigbjørn Kollung:  
Sulitjelmafeltet  
Berggrunnsgeologisk kart  
M 1:100 000  
Beskrivelse ..... s. 1-47

Vedlegg:  
Berggrunnsgeologisk kart  
Sulitjelmafeltet

© Norges geologiske undersøkelse  
ISBN 82-7385-044-7  
ISBN 0337-8894

**Trondheim 1989**

BJÆRUM grafiske as 12/89

