

NGU - rapport nr. 92.311

**Berggrunnsgeologiske undersøkelser i
det sørvestlige Grongfeltet**

(Rosset - Godejord - Skiftesmyr - Finnbu)

Rapport nr. 92.311		ISSN 0800-3416	Gradering: <i>Åpen</i>	
Tittel: Berggrunnsgeologiske undersøkelser i det sørvestlige Grongfeltet (Rosset - Godejord - Skiftesmyr - Finnbu)				
Forfatter: Michael Heim		Oppdragsgiver: Norsulfid A/S		
Fylke: Nord-Trøndelag		Kommune: Grong		
Kartbladnavn (M=1:250.000) Grong		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) 1823-1 Andorsjøen 1823-4 Grong 1824-2 Skorovatn 1824-3 Harran		
Forekomstens navn og koordinater: Rosset [3773 71524] Godejord [3819 71502] Skiftesmyr [3851 71529] Finnbu [3935 71515]		Sidetall: 36	Pris: <i>Kr. 96,-</i>	
Feltarbeid utført: Juli 1992		Rapportdato: 30.4.93	Prosjektnr.: 67.2509.33	Ansvarlig: <i>Tageme</i>
<p>Sammendrag:</p> <p>Berggrunnsgeologisk kartlegging er utført i et ca.60 kvkm stort område sørvest i Grongfeltet, nord for Sanddøldalen.</p> <p>Det meste av området er del av <i>Gjersvikdekket</i> som dannes av flere dekkeflak med varierende intern petrografi og struktur. Dominerende er grønnstenskompleser med overliggende vulkanoklastiske/ sedimentære bergarter samt i hovedsak trondhjemitiske til gabbroide, subvulkanske intrusjoner. De fleste dekkeflak har invertert stratigrafi. Tektoniseringen under dekketransporten var penetrativ i de laveste, sørligste delene. I de nordlige delene kuttet eldre strukturer av flakgrensene.</p> <p>Senkaledonske skjærsoner og forkastninger påvirker og reaktiverer tidligere strukturer i deler av området. En sen- til postkaledonsk forkastning (Sanddøla-Sandnes-Elstad "detachment") skjærer den kaledonske tektonostratigrafien og danner Gjersvikdekkets grense i sør og vest.</p> <p><i>Rossetforekomsten</i> ligger i amfibolgneiser tilhørende en lavere tektonostratigrafisk enhet (Skjøtingsdekket?) vestenfor Gjersvikdekket.</p> <p><i>Skiftesmyrområdet</i> er del av Gjersvikdekkets hovedmasse og er rikt på sulfid disseminasjoner. De fleste ligger omtrent konkordant i laminerte, basiske, dels andesittiske til dacittiske vulkanitter. Mulige stratabundne sulfider blir påvirket av en tidlig foldefase, mens mulige yngre mineraliseringssoner har dels gjennomsettende karakter.</p> <p><i>Godejord- og Finnbumineraliseringen</i> har karakter av små, stratabundne forekomster i en sterkt og penetrativt deformert og metamorfosert vulkansk/vulkanosedimentær lagpakke med stevis rytmisk utvikling i lagrekken.</p> <p>Deler av prosjektområdet bør undersøkes nærmere i et oppfølgingsprogram.</p>				
Emneord: Berggrunnsgeologi		Kartlegging	Kaledonske fjellkjede	
Petrografi		Strukturgeologi	Malmgeologi	
Sulfid		Grongfeltet	Fagrapport	

INNHOOLD

1	INNLEDNING	5
1.1	Prosjektbeskrivelse	5
1.1.1	Hovedformål med undersøkelsen	5
1.1.2	Prosjektets omfang	5
1.2	Geologisk ramme for prosjektet	6
1.2.1	Områdets geologiske plassering	6
1.2.2	Tidligere undersøkelser og sammenstillinger	7
1.2.3	Forfatterens undersøkelser	8
1.2.4	Hvor slutter Gjersvikdekket i sørvest?	8
2	BERGARTSBESKRIVELSE	11
2.1	Gjersvikdekkets bergarter	11
2.1.1	Intrusiver yngre enn grønnsteinskomplekset	11
2.1.2	Grønnsteinskomplekser	12
2.1.3	Vulkanoklastiske og (vulkano-)sedimentære bergarter	14
2.1.4	Intrusiver av usikker stratigrafisk stilling	17
2.2	Bergarter vest for Sandnes-Elstad "detachment" og sør for Gjersvikdekket	17
2.2.1	Tømmeråsfjellkomplekset	17
2.2.2	Formofossdekkekomplekset	18
3	STRUKTURER OG TEKTONIKK	20
3.1	Fotogeologisk tolkning av området	20
3.2	Feltobservasjoner	21
3.2.1	Primære strukturer	22
3.2.2	Tektoniske enheter og deres internstrukturer	22
3.2.2.1	Gjersvikdekket	22
3.2.2.2	Tømmeråsfjellkomplekset	25
3.2.3	Sen- og postkaledoniske folder, forkastninger og skjærsoner	26
3.2.4	Sanddøla - Sandnes - Elstad "detachment"	26
4	MINERALISERINGER	29
4.1	Skiftesmyrområdet	29
4.2	Godejordforekomsten	30
4.3	Finnbuområdet	31
4.4	Rossetforekomsten	31
4.5	Andre observerte forekomster	32
5	KONKLUSJONER	34
	REFERANSER	36

FIGURER

Figur 1. Tektonostratigrafien i det sørvestlige hjørnet av Grongfeltet	9
Figur 2. Kartskisse over området med navngitte geologiske enheter	10
Figur 3. Skjematisk snitt gjennom tektonostratigrafien i områdets sentrale deler	19

KARTBILAG

92.311	-01	Berggrunnskart (1:20.000) over den sørvestligste delen av Grongfeltet (Rosset-Godejord-Skiftesmyr-Finnbu)
	-02	Fotogeologisk strukturkart (1:36.000) over den sørvestligste delen av Grongfeltet (Rosset-Godejord-Skiftesmyr-Finnbu)

1 INNLEDNING

1.1 Prosjektbeskrivelse

1.1.1 Hovedformål med undersøkelsen

Den foreliggende rapporten er resultatet av et samarbeidsprosjekt mellom NGU (Nord-Trøndelagsprogram) og Norsulfid A/S. Undersøkelsesområdet ligger lengst sørvest i Grongfeltet, nord for Sanddøldalen i Grong kommune.

I avtalen ble spesielt vist til følgende intensjoner med prosjektet:

- petrografisk-strukturell kartlegging av et område på ca.60 kvkm mellom Rosset i vest og Finnbu i øst, som grenser mot grunnfjellsdekkene i sør og trondhemittkomplekset i nord
- hovedhensikten med en mere detaljert geologisk oppfølging i regionen er om mulig å identifisere ytterligere mineraliseringer som hittil ikke er kommet frem gjennom geokjemiske og geofysiske undersøkelser
- det forventes at man får en oversikt over den lokale vulkano-sedimentologiske utviklingen, samt fordeling og lokalisering av omvandlingsfeonomener og metamorfe gradienter
- på den strukturelle siden bør hovedtrekkene i den tektoniske stilen komme frem (tidlig kaledonsk foldning/imbrikasjon versus skandiske og sen- til postkaledonske hendelser); en vurdering av hvilke sekvenser som er i normal posisjon og hvilke som er invertert er også ønsket
- skjærsoner undersøkes på anomale trekk (oppsprekning/breksjering)

1.1.2 Prosjektets omfang

Kartleggingsarbeidet omfatter 21 feltdager i juli 1992. Arbeidsforholdene var stort sett bra. Været var, som vanlig nokså skiftende. Takket være den forutgående tørken var bunnvegetasjonen mindre tett enn vanlig.

Rentegning av feltkartet og renskriving av feltdagbok samt utforming av foreliggende rapport med figurer skjedde på to regnværsdager i juni og i løpet av høsten 1992. På grunn av den

relativt kort berammede tiden (1 måned) var det ikke mulig å foreta undersøkelse av bergartene i tynnslip. Bergartsbeskrivelsen baserer seg dermed nesten utelukkende på feltobservasjoner (noen få slip av bergarter rundt Storliseter ble studert).

Feltresultatene fra undersøkelsene i forbindelse med Storliseterprosjektet ble innlemmet i prosjektet.

I tillegg til feltundersøkelsene ble det foretatt en strukturell tolkning av området, basert på flyfoto i skala 1:36.000.

1.2 Geologisk ramme for prosjektet

1.2.1 Områdets geologiske plassering

Prosjektområdets geologiske beliggenhet fremgår av fig.1. Fra Grong mot øst, langs sørsida av Sanddøldalen og videre mot sørøst over riksgrensen til Olden, har man et sammenhengende belte av prekambriske gneiser. Det er denne gneiskorridoren på tvers av fjellkjeden, også kalt *Grong-Olden-kulminasjonen*, som skiller Trondheimsfeltet i sør fra *Grongfeltet* i nord, bergartskomplekser tilhørende øvre allokton (Kølidekker).

Gneisene i Grong-Olden-kulminasjonen ansees idag for å være alloktone og sammensatt av flere dekkeflak med Oldendekket i kjernen, omgitt av Formofossdekkekomplekset. Området domineres av granittiske gneiser av både intrusiv og vulkansk opprinnelse av midtproterozoisk alder (1650 til 1550 Ma). Mens store deler av Oldendekket er lite deformert, så er Formofossdekkekomplekset mer eller mindre penetrativt kaledonisert; i og mellom flakene forekommer her også metasedimenter av til dels nokså sikker tidlig paleozoisk alder (kvartitt og svartskifer). Forholdene på sørsida av Sanddøldalen er beskrevet av Heim (1990).

Regionalt sett så følger over gneisdekkene vanligvis enheter som kan tilordnes midtre allokton (Särv- og Sevedekker). Langs nordsida av Grong-Oldenkulminasjonen mangler midtre allokton mange steder, spesielt er middelsgrad metamorfe glimmerskifer og amfibolitter fraværende.

I den vestlige Sanddøldalen overlages gneisdekkene mot nord av lavgradige, tidlig paleozoiske metasedimenter, -vulkanitter og intrusiver tilhørende Gjersvikdekket (midtre Kølidekke), en av hovedenhetene i Grongfeltet. Bergartene er sterkt deformert i et ca.2 km bredt belte med moderat og steilt nordvest til nordfallende foliasjon. Nord for denne sonen er de primære trekkene bedre bevart.

Grongfeltet er rikt på Cu-Pb-Zn malmforekomster som er eller har vært i drift. Her i dets sørvesthjørnet er det mineraliseringene ved Rosset, Skiftesmyr, Godejord og Finnbu som har vært undersøkt gjentatte ganger, uten at den geologiske sammenhengen forekomstene imellom har vært klar, dvs. detaljerte geologiske kunnskaper for hele området manglet. Foreliggende undersøkelse er et forsøk på, i det minste delvis, å tette dette hull.

1.2.2 Tidligere undersøkelser og sammenstillinger

Grongfeltets geologi ble for første gang grundig undersøkt av Steinar Foslie i 1920- og 30-årene. Dette resulterte i utgivelsen av en rekke 1:100.000 kart. Foslies observasjoner er forbausende grundige og presise, ikke minst når man tar unøyaktigheten av det topografiske underlaget i betraktning. Dessuten må man betenke hvor lite tilgjengelig regionen var på denne tiden. Området som omfattes av denne undersøkelsen ligger for en stor del på Foslies kartblad Sanddøla (Foslie 1958).

Kartlegging i forbindelse med "Grong prosjektet" i 70-årene resulterte i mere detaljerte undersøkelser i området. Det var George Gale som dekket SV-hjørnet av Grongfeltet. Hans resultater ble presentert i en rekke NGU-rapporter og publikasjoner, av hvilke NGU-rapport nr.1293 (Gale 1975) er det mest relevante i denne sammenhengen. Bjørn I. Rindstad kartla på nytt området Rosset - Godejord - Angeltjønnin i 1977. Forfatteren fikk bare tak i et kart uten tegnforklaring eller tilhørende rapport.

Grongfeltets geologi ble oppsummert av Kollung (1979). Det er en sammenstilling av resultatene av hele Grong prosjektet og den hittil mest komplette presentasjonen.

Arne Reinsbakken sto gjennom 80-årene for utgivelsen av en rekke foreløpige berggrunnskart - 1:50.000, basert på egne og andres undersøkelser. Han er også forfatter og medforfatter på en rekke publikasjoner som belyser Grongfeltets geologi, ikke minst den vulkanogene utviklingen og malmdannelse (Reinsbakken 1980, Halls et al. 1977).

David Roberts var hovedansvarlig for sammenstilling av kartblad Grong - 1:50.000, som dekker det meste av prosjektområdet (1987). Resultatene av Foslies, Gales og Rindstads undersøkelser danner grunnlag i det aktuelle området. Roberts og Reinsbakken sto også for utgivelsen av kartblad Grong - 1:250.000 (1991), som er kort beskrevet av Roberts (1989). Roberts og Tucker (1991) presenterer en zirkonalder for Møklevassgranodioritten på 456 Ma. Dateringen gir intrusjonsalderen for bergarten som definerer nordgrensen av det undersøkte område.

1.2.3 Forfatterens undersøkelser

Forfatteren er blitt fortrolig med geologien i regionen gjennom flere NGU-prosjekt (Heim 1990, 1992; Ryghaug et al. 1992).

Studiene i gneisområdet sør for Grongfeltet langs hele Sandøldalen avdekket et komplisert, senkaledonsk forkastningsmønster som påvirker den kaledonske tektonostratigrafien. Mønstret gjenspeiler regional, sinistral skjærbevegelse i nordøstdelen av Hitra - Snåsa forkastningen. Forkastningene er karakterisert ved harde kataklasitter og har horisontale sprang av opp til ca. 1 km størrelse. Dannelsen av de gullførende kvarts-sulfidårene i Lifjellområdet (Grenne 1990) ser i hovedsak ut til å ha skjedd før denne sprø fasen.

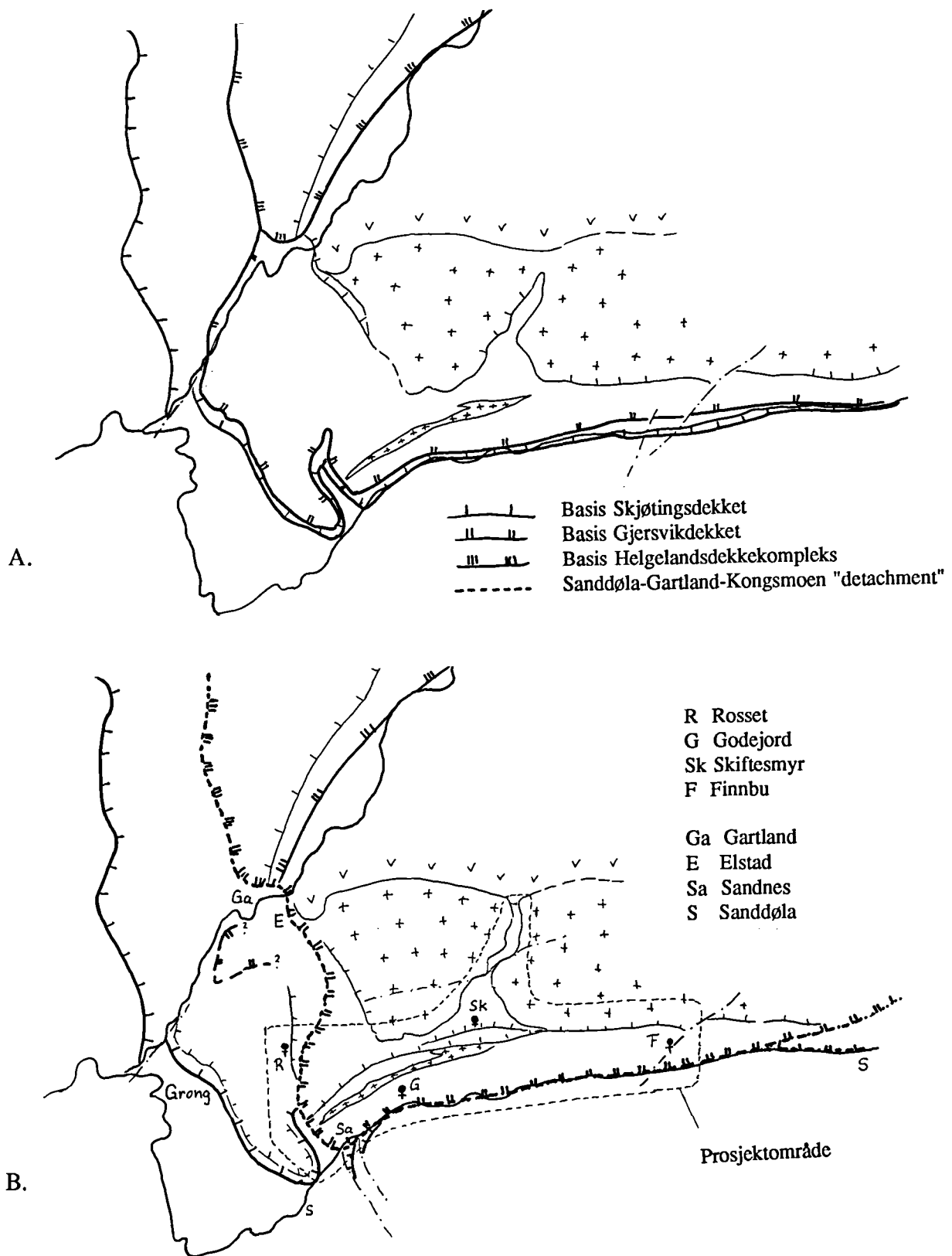
Undersøkelsene i forbindelse med gullprosjektet Storliseter viste at bare mindre forkastninger sammenlignbare med de i sør forekommer i Gersvikdekkets bergarter. Disse viser på ingen måte samme forskyvninger. Undersøkelsene avdekket også eksistensen av sjærsoner med bløte skifre/fyllonitter subparallele med den regionale foliasjonen. I slike skjærsoner nær grensen mellom metavulkanitter og trondhjemitiske intrusiver har man anomalt høye gullverdier. Gulletts mineralogiske tilknytning ble ikke avklart.

1.2.4 Hvor slutter Gjersvikdekket i sørvest?

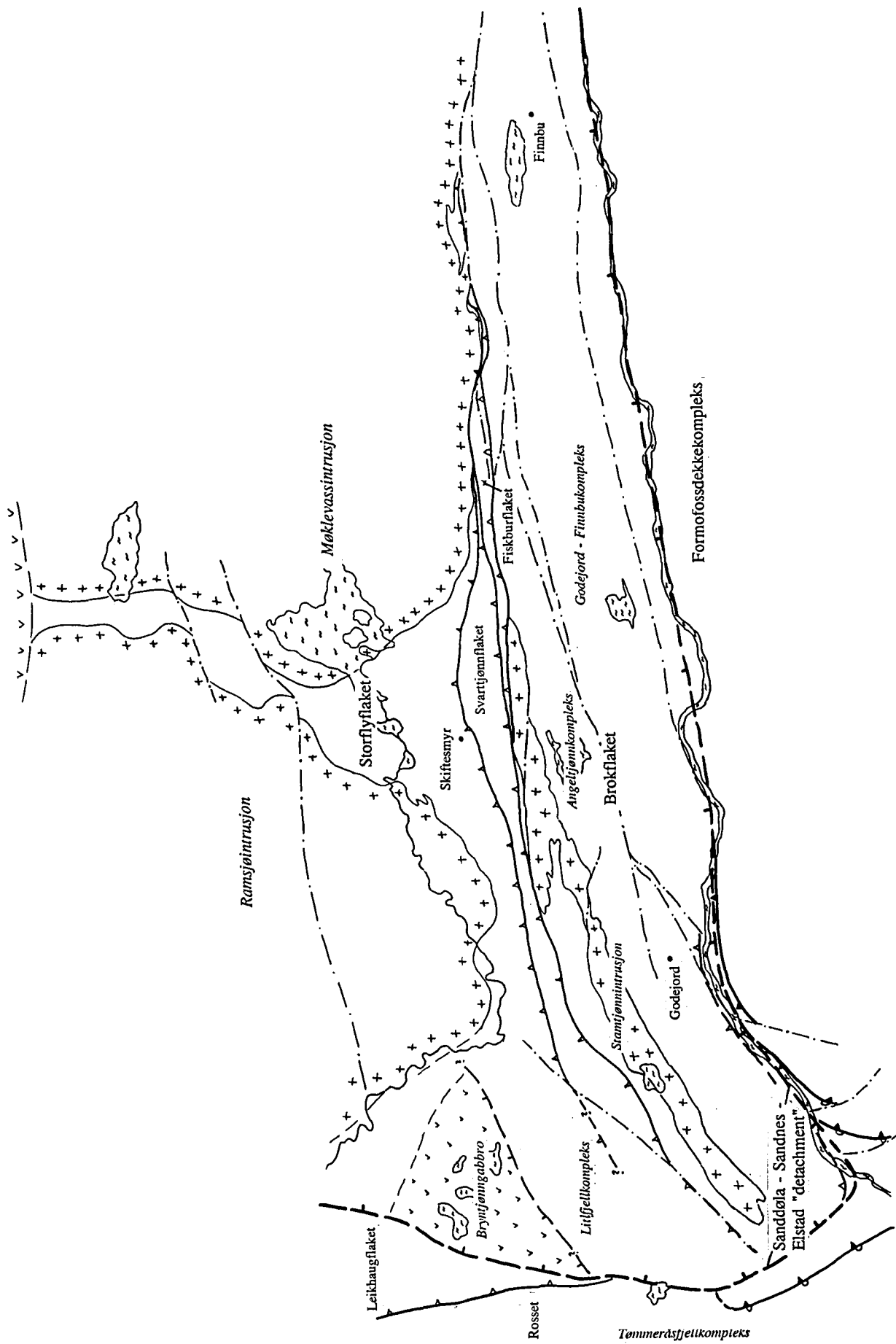
Et annet strukturelt hovedtrekk som utkrystalliserte seg etterhvert ved forfatterens regionale undersøkelser er eksistensen av en serie meget sene normalforkastninger, som danner Sanddøla - Gartland - Kongsmoen-"detachment" og i store trekk sammenfaller med dagens vest- og sørgrense av Gjersvikdekket. Siden strukturen går gjennom det undersøkte område har dette betydning ikke minst for Rossetforekomstens stilling. Dette vil bli diskutert senere.

En slik betydningsfull normalforkastning lar seg dålig forene med tidligere undersøkelser som innlemmer området mellom Elstadelva og Grong i Gjersvikdekket. Både strukturelle og petrografiske trekk av bergartene i dette området tillater tolkningen av dette området som del av midtre allokton (Seve-/Skjøtingsdekket), hvor grensen mot Gersvikdekket er dannet ved ovennevnte sene normalforkastning (detachment). Fig. 1A viser den tradisjonelle, fig. 1B den alternative tolkningen av Grongfeltets SV-hjørnet.

Prosjektområdet ligger dermed i en nøkkelposisjon av regional betydning og det var med store forventninger forfatteren gikk løs på oppgaven for å bekrefte eller avkrefte resultatene av tidligere undersøkelser.



Figur 1. Tektonostratigrafien i det sørvestlige hjørnet av Grongfeltet:
 A. Etter dagens geologiske kart (Roberts & Reinsbakken 1991)
 B. Etter forfatterens undersøkelser
 Prosjektområdet er avmerket i B.



Figur 2. Kartskisse over området med beliggenhet av de navngitte geologiske enhetene.

2 BERGARTSBESKRIVELSE

Området kan grovt sett deles inn i tre hovedkomplekser, adskilt ved tektoniske kontakter og tilhørende forskjellige tektonostratigrafiske nivåer (se tegning 1 og figur 2). Det faktum at de idag ligger tett ved siden av hverandre i et såpass begrenset område, tyder på en kompleks tektonisk historie, som vil bli diskutert senere.

Det ene av de tre, Formofossdekkekomplekset i sør, ligger egentlig utenfor prosjektområdet og skal derfor ikke beskrives nærmere her. Likevel er dets hovedtrekk vist på kartet, siden dette har betydning for den strukturelle tolkningen av området.

Gjersvikdekket, bestående av flere dekkeflak utgjør det aller meste av området og bare helt i vest finner vi det tredje komplekset, her kalt for Tømmeråsfjellkomplekset, etter fjellet langs områdets vestrand.

Som allerede nevnt dreier det seg i det følgende om observasjoner i nesten utelukkende mesoskala. Tegnforklaring til tegning 1 (se også rentegnet feltkart 1:10.000 med tegnforklaring) gir en oversikt over områdets petrografiske innhold.

2.1 Gjersvikdekkets bergarter

2.1.1 Intrusiver yngre enn grønnsteinskomplekset

Middels- til grovkornete intrusiver av granodiorittisk til trondhemittisk (leukotonalittisk) sammensetning (2) dekker store arealer nord for prosjektområdet. Det ser ut til at de danner to adskilte intrusjoner, *Møklevassintrusjonen* (Roberts og Tucker 1991) i nordøst og det som her kalles for *Ramsjøintrusjonen* i nordvest (for beliggenhet av navngitte enheter se figur 2).

Bergartene er i regel masseformet, men ofte retrograd omdannet (saussurittisert) og har da en grønnlig farge. Friske typer er lyse ($M < 15$) og dels lett feltspatporfyriske med fenokrystaller (for det meste oligoklas) av opp til ca.6 mm størrelse. Primære mineralfaser er dessuten hornblende, biotitt, titanitt, apatitt, muligens epidot; poikilittisk kvarts, albittisk plagioklas og alkalifeltspat danner grunnmassen.

De retrograde fasene omfatter bl.a. klynger av finkornet biotitt og epidot, antagelig pseudomorfe etter hornblende. Videre er finkornet sericitt, kvarts, kalkspat og albitt vanlige sekundære faser.

Stedvis har intrusivene en opp til 20 m bred randsone med avtagende kornstørrelse og dels en (?primær) laminasjon. I denne sonen finner man flere steder opp til ca.1 m store xenolitter

av omgivende bergarter, først og fremst basiske vulkanitter. Gangformede masser av samme sammensetning opptrer i sidebergarten nær intrusivkontakten. Det er liten tvil om at bergarten er intrusiv i grønnstenskompleksene. Spørsmålet om intrusjonstidspunkt i forhold til deformasjon og metamorfose vil bli diskutert senere.

Ganger og stokker av rosa granitt til granodioritt (1) ser ut til å opptre nær og i periferien av intrusjonen mot omgivende bergarter. Gangene skjærer alle bergarter og er dermed de yngste bergarter i området. De representerer muligens restsmelter av trondhemittene.

En sammenhengende, grovt sett plateformet intrusjon av lignende sammensetning som de i nord, men generelt litt mere finkornet og nesten penetrativt foliert (toglimmergneis) (2a), *Stamtjønnintrusjonen*, ligger i vulkanittene sørvest i området. Mens dens avslutning i nordøst og nord er tektonisk betinget, så er situasjonen i sørvest litt uklar pga. mye overdekning. En primær intrusivkontakt også rundt sørvestenden er sannsynlig.

2.1.2 Grønnsteinskomplekser

I dette avsnitt behandles alle bergarter som blir ansett for å være av utelukkende magmatisk opprinnelse (intrusiver eller vulkanitter) og av overveiende basisk sammensetning. Berartsassosiasjonen tyder dessuten på at det foreligger en rekke tektoniske fragmenter som hver i sær inneholder deler av pseudostratigrafien til en ofiolittsekvens. Disse fragmentene og deres innbyrdes forhold blir diskutert i kapittel 3.2.2.

Antatt laveste deler av en ofiolittsekvens foreligger i form av homogen, fin- til middelskornet gabbro til dioritt (19) (*Bryntjønngabbro*) som dekker et større område rundt Bryntjønnin, vest for Elstadelvas "kne" i områdets vestlige del. Andelen av mørke mineraler, som er idiomorf hornblende varierer og definerer lokalt en svak lagdeling. Sør i dette feltet ligger en sone med hornblendeporfyrisk gabbro med subofittisk grunnmasse. Fenokrystallene har delvis bevart pyroksenkjerne.

Beveger man seg fra Bryntjønnin mot nordøst så får gabbroen en mere ofittisk tekstur og kornstørrelsen varierer en del. Etterhvert opptrer det finkornete til afanittiske partier som definerer avkjølningsmarginer mellom enkeltintrusjoner. Nordøstorienteringen av disse og den nordøstover økende hyppigheten tyder på at man beveger seg inn i et dolerittgangkompleks (18) med gangtykkelse i meterskala. Det er ikke utenkelig at man lengst i nordøst (Andersstranda) ville treffe på overliggende putelava; området er ikke undersøkt.

Metadolerittiske bergarter med dels bevart subofittisk tekstur, dels mer amfibolittisk kornet preg og ofte varierende sammensetning (17) finnes flere plasser. Skjer skiftningen av

kornstørrelsen og tekstur i dm- til m-skala, så dreier det seg muligens om deformert, heterogent gangkompleks. Tykkere, plateformede homogene soner kan være lagerganger eller tykke lavastrømmer. Ved siden av varierende andel av mørke mineraler så observeres det enkelte plasser distinkt rusten forvitring, begrenset til dm-tykke soner. I regel er dette mørke metadoleritter med en lett kisdissiminasjon (mest magnetkis). Sulfiddisseminerte ganger er å forvente i et slikt miljø og er beskrevet av bl.a. Heim et al.(1987).

Overveiende mørk, amfibolittisk, dels også heterogen grønnstein dominerer i området nordvest for Skiftesmyr, mellom de båndete vulkanittene og Ramsjøintrusjonen og i den smale korridoren som strekker seg mellom intrusjonene nordnordøstover forbi Brusvatnet. Siden ingen putelavaer er observert her dreier det seg mest sannsynlig om et gangkompleks eller en sekvens av massive lavastrømmer. Lengst i nord har man en sulfiddisseminert lys gabbro (3) som muligens representerer dypeste del av sekvensen og tilhører et gabbrokompleks av regional utstrekning.

Vest for Skiftesmyr, sør for Sandtjønnin, har man større områder med lys grønnstein, stedvis putelava.

Rundt Angeltjønnhøgda og videre mot østnordøst forbi Storliseter har man store områder med lite deformerte grønnstener (16) (*Angeltjønnkomplekset*). Sonens begrensning i nord er tektonisk, mot sør leder den over i vulkanoklastiske serier. Følgende hovedtrekk kan nevnes:

- dominerende er finkornete, relativt lyse aktinolitt-epidot-albittfelser. Overganger til finkornet subofittisk metadoleritt forekommer.
- karakteristisk er lysegrønne, epidotrike aggregat og knoller som varierer i størrelse fra mm til flere dm. Disse ligger enten spredt i grønnsteinen, men er ikke skjeldent samlet i større aggregat eller horisonter. I det siste tilfelle definerer de muligens grensen mellom enkelte lavastrømmer, spesielt når de opptrer sammen med planare, afanittiske sømmer. Opprinnelsen til disse epidotrike aggregat er antagelig mangfoldig. Dels kan det dreie seg om variolittiske strukturer, dels er det omdannet hyaloklastittisk materiale. I enkelte tilfelle virker de som opphopninger av sterkt omvandlete plagioklasfenokrystaller. Epidotrikt materiale i uregelmessige årer kan ha epigenetisk, hydrotermal opprinnelse.
- på større blotningsflater kan man i regel observere mørke, klorittrike sømmer. Når disse omgrensner linseformete, homogene partier så foreligger antagelig deformert putelava. Godt bevarte putestrukturer ble observert nord og øst for Storliseter og indikerer her invertert lagstilling.

- flere steder på Angeltjønnhøgda (bl.a. på toppen) skjæres strøm- og putelava av dm-tykke dolerittganger som representerer tilførselsganger til overliggende lavaenheter.

Et annet hovedområde med homogen, lys grønnstein danner det meste av Litlfjellklompen og er del av *Litlfjellkomplekset*. Her er det ikke observert klare putelavaer, så det meste er nok massiv lava, stedvis gjennomsatt av ganger, med mulig overgang til gangkompleks i nordvest.

Det finnes ellers flere områder/nivåer med grønnstein, ofte sammen med vulkanoklastiske bergarter. Siden de opptrer i mindre linser er de vanligvis sterkt deformert og primære trekk som putestruktur bare unntaksvis bevart.

Småflaket, dels "uryddig" grønnstein forekommer i Angeltjønnkomplekset. Afanittiske render er vanlig i disse og bergarten kan tolkes som putebreksje eller småputegrønnstein. De ser ut til å opptre først og fremst nær grønnsteinsdragets sørøstgrense, altså høyt oppe i den antatt inverterte stratigrafien.

Noen 100 m sørøst for Angeltjønnkomplekset har man flere steder blotninger av heterogene, "flakete" bergarter, som virker som polymikt agglomerat/vulkansk breksje (15). Blotningene ser ut til å definere en sone som strekker seg fra nordøst for Godejord til bortimot Finnbuvatnet. Hvis det dreier seg om ett og samme nivå, så er dette, ved siden av kalken, den mest utholdende ledehorisonten i området.

2.1.3 Vulkanoklastiske og (vulkano-)sedimentære bergarter

Assosiert med grønnsteinskompleksene opptrer bergarter av vulkanoklastisk og vulkanosedimentær opprinnelse. Disse dekker store områder og utgjør, generelt sett, større andel mot sør.

Oppfatter man sonen sør for Angeltjønnkomplekset, *Godejord-Finnbukomplekset* (Finnbuformasjon, Kollung 1979) som en mer eller mindre sammenhengende, invertert, primær lagpakke, så kan følgende trekk nevnes:

- lagrekken karakteriseres ved raske litologiske skiftninger, både vertikalt og lateralt. Eneste utholdende ledehorisont er det allerede nevnte agglomerat og den tynne kalksonen med overliggende fyllitter lengst sør i sonen. Grå, magnetittrik kvartsitt (magnetitt ofte i lamina) og kvartsfyllitt (8) ser ut til å opptre konsentrert i et nivå som strekker seg fra Godejord til øst for Stortjønna

de raske laterale skiftninger er for en stor del sikkert primære, men siden sonen er nokså penetrativt og sterkt parallellfoliert, så spiller sekundære effekter (foliasjonsboudinage) sikkert en viktig rolle. Denne foliasjonsdannelsen har muligens også overpreget tidlige folder og imbrikasjonsstrukturer. Primære avsetningsstrukturer som ville være til hjelp i den strukturelle analysen mangler. Kartbildet tyder imidlertid ikke på at det foreligger store isoklinalstrukturer i sonen

- andelen av tuffogene bergarter ser ut til å øke mot øst på bekostning av mer massiv grønnstein
- lagpakken ligger antagelig med sterkt overpreget primærkontakt på Angeltjønnkomplekset. I de lavere delene dominerer finkornete, tuffogene grønnskifer (10) i veksel med grønnstensdrag/-linser
- kvarts-feltpatrike, intermediære til sure horisonter utgjør stedvis opp til halvparten av bergarten i karakteristisk båndete bergarter (12) i sonens sentrale del. Disse kjennetegnes vanligvis ved sterk blastese av amfibol (?aktinolit), kalkspat, biotitt og stedvis granat. Amfibol- og biotittblastene vokser ikke sjeldent tvers over båndingen i bergarten, men vekst i foliasjonen i form av garbenskifer forekommer også
- andelen av fyllosilikater, særlig muskovitt, ser ut til å øke mot sør. Dette kan ha sammenheng med et primært økende innslag av sedimentært materiale (leire), men sekundære effekter (fluidvandring fra dekkebunnen) under deformasjon og metamorfose kan også ha spilt en viktig rolle. Kalkandelen ser også ut til å øke mot sør
- den mer eller mindre sammenhengende marmorhorisonten (7) (*Løftarnkalken*) som kan følges gjennom hele området ser ut til å markere slutten på det vulkanogene innslaget i avsetningene og starten på en nesten ren sedimentær utvikling (kalkholdige fyllitter, 12). Kalksonens sterkt varierende tykkelse og deformasjonsgrad og dens diskordante posisjon i forhold til "underlaget" i nord, i området sør for Finnbuvatnet, tilsier enten et større brudd i avsetningen (?med erosjon av underlaget) eller at kalknivået faller sammen med en tektonisk kontakt (se senere)
- ved siden av de generelle trendene i hele lagpakken, har man antydninger til rytmisk utvikling innenfor lagpakken, som f.eks. i området Godejord - Stortjønn. En rytmus starter med et grønnsteinslag, i laveste delen ofte amfibolittisk, som leder over i grønnskifer med etterhvert økende andel av

sure horisonter i form av opp til m-tykke keratofyriske lag. I disse båndtuffene/-tuffittene fins det også tynne kvartsrike lag. Etter et hovednivå med tykkere linser (opp til 40m mektig) av magnetittkvartsitt følger et nytt grønnsteinsnivå, med amfibolittisk metadoleritt (massiv lavastrøm?) i bunnen. Godejordmineraliseringen ligger i kvartsittnivået like under en slik metadoleritt.

Dette er bare noen av hovedtrekkene av Godejord-Finnbukkomplekset. Datagrunnlaget og blotningsgraden er ikke god nok i alle områder for å kunne gi en entydig tolkning og kartbildet må derfor mere oppfattes som en illustrasjon av sonens sammensatte karakter.

I området nord for Angeltjønnkomplekset er de vulkanoklastiske bergartene generelt sett mere finkornet og mindre overpreget av foliasjonsdannelse og blastese. Følgende bergartstyper er dominerende:

Godt parallellaminerte vulkanitter (11) av basisk til intermediær sammensetning dominerer i området sørvest for Møklevatnet. Andelen av lyse, lag varierer. Bergarten er nokså finkornet og tolkes som asketuff/tuffitt. Gjennomskjærende dolerittganger er observert. Det er i denne serien at man finner større soner av sure til intermediære bergarter som er av antagelig avgjørende betydning for Skiftesmyrforekomsten. De båndete vulkanittene trekker som en smalnende og etterhvert avbrudt sone langs Møklevassintrusjonens rand mot øst, i sør begrenset av en tidlig tektonisk kontakt (se senere).

Nordvest for Skiftesmyr er kontakten mellom grønnstein og båndete serier ikke helt klarlagt, men et større tektonisk brudd er lite sannsynlig. Det ser ut som om man har en primær overgang fra relativt massive, mørke grønnstener til mer båndete, tuffogene serier, muligens som lateral fasies av et sentrum med bl.a. putelava lenger i sørvest. Denne modellen impliserer også i denne delen invertert lagstilling, dvs. opp mot sørøst.

Tynnlaminerte, finkornete asketuffer opptrer også i mer begrenset omfang andre steder; så i området nord og vest for Bergsetran (nord for Stamtjønn) og sørøst for Skiftesmyr.

Grovklastiske vulkanitter (13) (krystall-/lapillituff og grovklastiske tuffitter), dels polymikt med overveiende basisk matriks, forekommer nordøst for Finnbuvatn og i et større området vest for Svarttjønn. Grovere fragmenter er ofte sure vulkanitter av opp til noen cm størrelse.

Sure til intermediære vulkanitter (14) utgjør større områder bare rundt Skiftesmyr. Hovedkomplekset danner her en komplisert forgrenet masse (avslutningen mot nord er ikke avklart). Det dreier seg om finkornete toglimmergneiser, middelsgrå i fargen, stedvis med bevarte fenokrystaller av feltspat og små mørke aggregat/fragment. Inntrykket er at disse tenderer mer mot en intermediær (?dacittisk) sammensetning, i motsetning til sonene vest for

Møklevatn, som ofte er meget lys, nesten hvit kvartskeratofyr av opp til noen 10-talls meter tykkelse.

Tynne kvartsofeltspatiske lag i de båndete, basiske vulkanittene er nokså sikkert av tuffogen opprinnelse, mens tykkere soner kan være (lager-)ganger eller lavastrømmer. Den komplekse hovedmassen rundt Skiftesmyr kan tolkes som lokalt senter for sur/intermediær vulkanisme.

I området nordvest for Stamtjønn har man også flere større keratofyriske soner. Dette området har i det hele tatt mange likhetstrekk med Skiftesmyrområdet men virker strukturelt mere komplekst.

2.1.4 Intrusiver av usikker stratigrafisk stilling

Sørvest for Møklevatnet, dels i kontakt med Møklevassintrusjonen, har man et større område med kjemisk nokså heterogene, omdannede intrusiver (4). Dominerende er leukogabbroide fin- til middelskornete, granoblastiske amfibolitter. Overganger til vanlig gabbro og kvarts- og granodioritt er hyppig. Dessuten finnes det et område av ultramafisk sammensetning. Hele komplekset har som regel en tydelig utviklet lineasjon og/eller foliasjon ved parallellorienterte mørke mineraler. Større xenolitter av båndvulkanitter og gjennomsettende trondhjemit- og dolerittganger ble observert. Antagelig dreier det seg om et sammensatt (evt. lagdelt), subvulkansk intrusivkompleks.

I Godejord-Finnbukkomplekset forekommer flere linser av relativt grovkornet metagabbro (5), i et tilfelle med opp til 50% plagioklasfenokrystaller. De er utelukkende assosiert med grønnsteinsdrag og en synvulkansk dannelse i form av små lakkolitter er nærliggende. Den mere grovkornete teksturen kan skyldes vannopptak i smelten fra sidebergartene. Postmagmatiske biotittporfyroblaster kan tyde på dette.

2.2 **Bergarter vest for Sandnes-Elstad "detachement" og sør for Gjersvikdekket**

2.2.1 Tømmeråsfjellkomplekset

Disse bergarter finner vi lengst vest i området, vest for den antatt betydelige forkastningen som trekker fra Sanddøla vest for Sandnes via Rossettjønn og Mørkvedsetran mot brattskrenten øst for Elstad gård. Rossetforekomsten ligger i dette vestlige kompleks. Området er ikke undersøkt i detalj (bare 2 feltdager), men det generelle inntrykket er at bergartene, både litologisk og særlig strukturelt, har lite til felles med området i øst selv om

det er visse likheter mellom områdene (Gale 1975). Begge steder har man metasedimenter og basiske metavulkanitter med en kalksone nær grensen mellom de to. Kollung (1979) bemerker ganske riktig at området skiller seg fra resten av Gjersvikdekket ved sin høyere metamorfose (amfibolittfasies). I Leksvik har forfatteren tilordnet bergartsassosiasjoner av lignende art som de i Tømmeråsfjellområdet til Gula-/Skjøtingsdekket (Heim et al. 1993). Tømmeråsfjellkomplekset kan muligens også korreleres med Nordligruppen til Kollung.

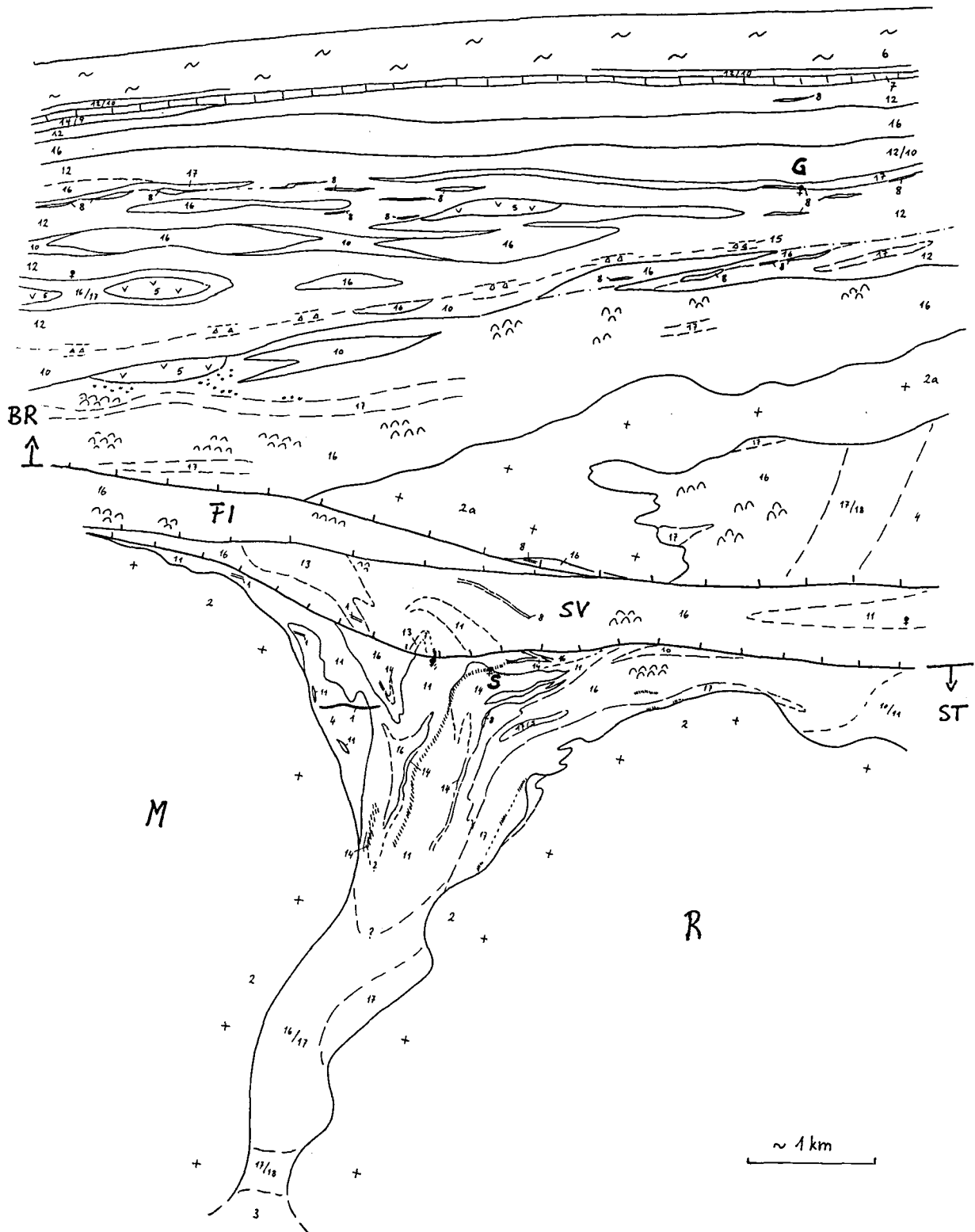
Deler av de basiske metavulkanittene, særlig finkornete, dels laminerte amfibolitter kan godt sammenlignes med bergarter i Gjersvikdekket. Det finnes derimot trekk som er begrenset til Tømmeråsfjellkomplekset:

- granat er ikke uvanlig i amfibolittene
- lyse hornblendegneiser med opp til 5cm lange amfibolblaster og grovflaket biotitt, ikke sjeldent også karbonatholdig
- lag av polymikt konglomeratgneis med sterkt deformerte boller. Disse er ofte vanskelig å se, pga. sterk blastese av ovennevnte art i matriksen
- glimmerskifre og -gneiser nord og vest for Rossetforekomsten har nokså grovkornet glimmer (muskovitt og biotitt) og stedvis granat
- marmoren i den lille blotningen sørsørvest for Rossettjønn er mer grovkornet enn Løftarnkalken i øst

Dette er bare noen få generelle inntrykk. Kartlegging av hele Tømmeråsfjellet ville være nødvendig for å avklare forholdene definitivt.

2.2.2 Formofossdekkekomplekset

Bergartene opptrer sør for Sanddøla og i en oppskjøvet kile (eller mot sørvest overbikket antiform) nord for Trangen. For nærmere beskrivelse av bergartene vises til Heim (1990).



Figur 3. Skjematisk snitt gjennom tektonostratigrafien av områdets sentrale deler, delvis korrigert for deformasjon under overskyvningen. Tegnforklaring se tegning 1. M = Møklevassintrusjonen, R = Ramsjøintrusjonen, ST = Storflyflaket, FI = Fiskburflaket, SV = Svarttjønnflaket, BR = Brokflaket; S = Skiftesmyr, G = Godejord.

3 STRUKTURER OG TEKTONIKK

Fra tidligere undersøkelser (Gale 1975) går det frem at strukturgeologien i prosjektområdet er av nokså kompleks art. Det er derfor nødvendig å belyse disse aspekter fra flere sider.

3.1 Fotogeologisk tolkning av området

Som første ledd for å få en oversikt over de strukturelle trekkene i området, ble det foretatt en tolkning av flyfoto i skala ca. 1:36.000. Resultatet er vist i tegning 2.

Foliament og lineament blir i tegningen supplert med grensen til intrusivkompleksene, posisjonen av Løftarnkalken og antatt forløp av Sanddøla-Sandnes-Elstad "detachment". Dessuten er bevegelsesretningen langs forkastninger vist hvor dette er kjent. Tolkningen er utvidet mot vest utover prosjektområdet for å klargjøre de strukturelle forskjellene i kompleksene. En fotogeologisk tolkning av strukturene, særlig foliamentene krever gode blottingsforhold. Slike har man først og fremst på Tømmeråsfjellet, i intrusivområdene i nord og sør for Sanddøla. Langs strekningen fra Trangen over Rossettjønn til Elstadelva er det mye overdekning.

Resultatet av undersøkelsen kan oppsummeres slik:

- Tømmeråsfjellkomplekset karakteriseres av et sterkt, N-S-løpende foliamentmønster med mulige tette til isoklinale ombøyninger med subvertikale akseplan og generelt N-stupende lineasjoner/foldeakser. I vest ser de enhetsinterne foliamentene ut til å bli kuttet av det antatt basale skyveplan. Selve *Rossetforekomsten* ser ut til å ligge utenfor dette hovedområde, i en sone av litt mer uklar karakter, muligens skilt fra hovedkomplekset ved et viktig lineament (skyvesone/forkastning?) med avslepning av foliamentene.
- Godejord-Finnbukomplekset og Angeltjønnkomplekset er karakterisert ved relativt godt parallelle, VSV-ØNØ-strykende foliament. *Godejord- og Finnbuforekomstene* ligger omtrent på samme strøklinjenivå, Finnbu muligens litt lenger nord. Også geologisk sett ligger de i sammenlignbare, vulkanoklastiske serier, et stykke over det massive grønnsteinskomplekset.
- Løftarnkalkens diskordante posisjon vises godt sørøst for Finnbu, mens den lenger vest ligger subparallelt med foliamentene. I dens forlengelse mot øst har man et tydelig lineament som forener seg med det som trekker nord om Finnbuvatn og skiller blokker med tydelig diskordant løpende interne foliament.

- Mellom Stamtjønn og Rossettjønn er strukturmønstret litt mere komplekst, men både foliamenter og delvis lineamenter løper sterkt diskordant i forhold til de i Tømmeråsfjellet, dvs det strukturelle bruddet langs "detachment"-sonen er åpenbart.
- Angeltjønnkomplekset med Stamtjønnintrusjonen begrenses i nord av det meget fremtredende, stedvis lett forgrenete *Bergsetran-Piprørås-lineamentet*, som ligger stort sett subparallelt med foliamentene i området sør. Lineamentet faller dels sammen med Møklevassintrusjonens sørrand. Det ser ut til å kutte både intrusivkontakten og foliamentene, i mindre grad lineamentene i de nordenfor liggende områdene.
- Mellom dette hovedlineament og *Skiftesmyrforekomsten* er foliamentmønstret nokså komplekst. Nordover løper foliamentene traktformet sammen i den smalnende sonen mellom intrusivkompleksene. Disse gjennomsettes av delvis systematisk orienterte lineamenter, men ingen foliamenter.
- Dominerende i hele området er to, sannsynligvis konjugerte sett av lineamenter med NNØ-SSV og NNV-SSØ strøk. Det første er dominerende i de godt parallellfolierte kompleksene. Disse to sett av lineamenter representerer antagelig hhv. syn- og antitetiske Riedelstrukturer i et sinistralt skjærsystem. Mer VNV-ØSØ-strykende strukturer kan være X-strukturer (Sylvester 1988). Sinistralbevegelse i størrelsesorden av flere kilometer er åpenbar langs Bergfossforkastningen lenger øst i Sanddøldalen (Heim 1990). Noen av Riedelstrukturene ser ut til å krysse Sanddøldalen, mens andre ikke finner noen fortsettelse tvers over dalen. Dette vil bli nærmere diskutert senere.
- Det stedvis nokså diskordante forløp av foliamentene i Formofossdekkekomplekset i forhold til området nord for Sanddøla vises stedvis tydelig. Dette gjenspeiler det strukturelle bruddet langs "detachment"-sonen.

3.2 Feltobservasjoner

Et utvalg av strukturdata er vist i tegning 1 (den komplette datamengden er å finne i de rentegnede feltkart). I det følgende skal noen av hovedtrekkene beskrives nærmere. Fig.2 viser på en skjematisk måte forholdene i den sentrale delen av området.

3.2.1 Primære strukturer

Noen av de allerede nevnte bergartstrekk er av primær karakter. Disse er best bevart i de mindre deformerte områdene, dvs. i hovedsak i de nordlige delene.

Dette gjelder bl.a. intrusjonens randsone med finkornet randfasies og xenolitter av sidebergater; lagdeling i gabbro; pute-, strømstrukturer i grønnstein med gjennomsettende dolerittganger; klaster, bånding/laminasjon i de tuffogene vulkanittene og sedimentene. Sistnevnte inneholder ingen primære strukturer nødvendig til etablering av en sikker stratigrafisk lagrekke.

Det er bare putestrukturene i Angeltjønnkomplekset som meget lokalt gir direkte indikasjoner på stratigrafisk opp i lagpakken. Etter disse ligger komplekset invertert, opp er altså i sør. Dette underbygges av mer indirekte indikasjoner som den beskrevne rytmiske utviklingen og sørover økende sedimentandelen i Godejord-Finnbukkomplekset.

Overgang fra mer masseformede vulkanitter til båndete typer indikerer som nevnt også i *Skiftesmyrområdet* en sekvens med opp mot sør.

For en mulig lagrekke i Tømmeråskomplekset vises til Gale (1975). Datagrunnlaget er ikke godt nok for å kunne si mer om dette. Der er også tvilsomt om det vil la seg gjøre i det hele tatt, områdets høye deformasjons- og metamorfosegrad tatt i betraktning.

3.2.2 Tektoniske enheter og deres internstrukturer

3.2.2.1 Gjersvikdekket

Siden både tektoniske grenser og hovedplanstrukturene i Gjersvikdekket i regel står nokså steilt til vertikalt, så gir kartbildet i seg selv et godt innsyn i områdets tektoniske oppbygning. Dette er vist i figur 3, som er et skjematisk snitt gjennom de sentrale deler av Gjersvikdekket i området. Figuren viser situasjonen før hele komplekset ble snudd opp ned, dvs. før overskyvningen. Dessuten ble det forsøkt å kompensere for deformasjonen i de sørlige områder. Derimot er det ikke tatt hensyn til bevegelse mellom de tektoniske flak på et senere tidspunkt. Figuren må oppfattes som nokså skjematisk og målestokken er bare retningsgivende. Se også figur 2 for plassering av de tektoniske enhetene.

For å starte med den antatt opprinnelig laveste, nå tektonostratigrafisk høyeste delen i nord, *Storflyflaket*, så danner det blokken med de to store trondhemittintrusjonene og vulkanittkomplekset rundt Skiftesmyr. Flaket begrenses i sør av noen meter laminerte

mylonitter/fyllonitter, som virker rekrystallisert. Begrensningen mot nord er ikke kartlagt; det regionale kartbildet tyder på at området er del av en sammenhengende hovedenhet i Gjersvikdekket, som danner hele strøket nordøstover mot Skorovatn.

Undersøkelsene har vist at intrusivkontaktene ligger steilt, delvis subparallelt med båndingen i vulkanittene, men klart gjennomsettende forhold observeres. I det tydelig deformerte gabbro/diorittkompleks sør for Møklevatn forekommer som nevnt større inneslutninger av båndvulkanitt og gjennomsettende granittiske og dolerittiske ganger. Møklevassintrusivene er lite til ikke deformert med stedvis godt bevart finkornet randfasies.

Gale (1975) konkluderer med at det ikke finnes noen stor foldestruktur i Skiftesmyrområdet, mens Kollung (1979) plasserer en mot sørøst overbikket antiform langs vulkanittdraget mellom intrusjonene. En nokså lukket synklinalstruktur i båndvulkanittene med et mindre grønnsteinsområde i kjernen (nedre del av Langtjønnbekken) er etter egne undersøkelser meget sannsynlig. Lengst nord er ombøyningen mer usikker, men kan være av stor betydning for bl.a. fortsettelsen av mineraliseringer på Skiftesmyrnivå. 40 til 60 grader steilt NNV-stupende lineasjoner indikerer at det dreier seg om en antiformal synklinal. En motsatt struktur (synformal antyklinal) av mer åpen karakter (flankevinkel >90 grader) foreligger i området rundt hovedmineraliseringen ved Skiftesmyr. Lineasjonene står her ofte subvertikale. Det finnes ingen penetrativ akseplanfoliasjon.

En mulig tolkning av foldemønstret i Storflyflaket er dannelse som følge av intrusjonen av de to trondhemittiske massene. Disse ligger da subparallele med hovedflankene av strukturen. Dette rimer også bra med det litt uryddige, disharmoniske bildet av foldene, dels forårsaket av heterogen litologi.

Foldestrukturene kuttet av skyvekontakten mot Svarttjønnflaket i sør, og må altså være eldre enn dannelsen av de godt rekrystalliserte grensemylonittene. Hvis foldningen i Storflyflaket er dannet i forbindelse med trondhemittintrusjonen, så må også denne kuttet avskyvekontakten i sør. Disse forholdene kan bare studeres lengst øst i området. Her interfererer sørgrensen av Storflyflaket dels med yngre skjærsoner. Dette fører til et strukturelt komplisert bilde. Større trondhemittiske intrusjoner mangler i de smale skyveflakene sør for Storflyflaket; dette støtter en intrusjon før skyvning mellom flakene og dermed også den beskrevne foldningsmodellen for Skiftesmyrområdet.

Svarttjønnflaket og det smale *Fiskburflaket* lenger øst domineres av grønnstein. Det linseformede Svarttjønnflaket har internstrukturer som ligger klart diskordant i forhold til flakgrensene. Stukturmønstret er ikke kartlagt i detalj, men flere, dels ganske tette folder ser ut til å foreligge. Hovedplanstrukturen (dels akseplanfoliasjon) løper også diskordant mot flakgrensene. Fiskburflaket begrenses av skjærsoner med bløte grønnskifre av dels flere 10 meter tykkelse. Disse er klorittrike og aktinolit, dels også biotitt ser ut til å være ustabile

faser. Dette tyder på dannelse under lavere grad enn sørgrensen til Storflyflaket. Slike bløte skifre finner man langs hele Bergsetran-Piprøráslineamentet som i vest sammenfaller med sørgrensen av de to flakene. Denne strukturen er den sørligste klart gjennomskjærende, hvor større bevegelse direkte er synlig fra kartbildet. Den kutter ikke bare Stamtjønnintrusjonen men også vulkanittstratigrafien i Angeltjønnkomplekset som derfor smalner betraktelig mot øst (jfr. figur 3).

I overgangssonen mellom Angeltjønnkomplekset og Godejord-Finnbukkomplekset og innenfor det sistnevnte finnes det også soner med bløte grønnskifre. Disse ligger subparallelt med bergartsgrensene og klart gjennomskjærende forhold mangler. Dessuten er området rikt på primære (tuffogene) grønnskifre. Det er dermed ikke mulig å si noe om sonenes betydning. Kompetansekjeller mellom bergarter kan være nok for betydelig bevegelse, ikke minst siden hele Godejord-Finnbukkomplekset har vært utsatt for foliasjonsboudinage. Siden det forekommer drag av grønnstein av lignende art som i Angeltjønnkomplekset også i Godejord-Finnbukkomplekset er det ikke urimelig å slå de to komplekser sammen i en tektonisk enhet, *Brokflaket*. En oppdeling i to enheter kunne også forsvares, særlig når man tar hensyn til den adskillig sterkere mineralblastese i de vulkanoklastiske bergartene i sør. Grønnsteinsgeokjemien vil antagelig også kunne underbygge en av tolkningene.

Hele Brokflaket, særlig dets søndre del, er nokså penetrativt foliert. Foliasjonen påvirker alle bergarter, også Stamtjønnintrusjonen og de massive grønnsteinene. I Godejord-Finnbukkomplekset ligger foliasjonen subparallelt med laminasjonen i bergartene.

Etter de metamorft dannede mineralene å dømme skjedde hoveddeformasjonen før eller samtidig med metamorfosetoppen. Blaster av amfibol, biotitt og granat ser ut til ofte å vokse over bånding/foliasjon, men i planstrukturen orientert amfibol (dels nekformet) og glimmer forekommer også. Østvergente folder, dels av en duktil/disharmonisk type, ble dannet i båndete bergarter på samme tidspunkt. Fyllosilikater og amfibol ligger dels i båndingen (følger folden), dels danner de en askeplanstruktur.

Siden hovedplanstrukturen ligger omtrent parallelt med dekkegrensen i sør er deformasjonen å se i sammenheng med den fra vest mot øst rettede overskyvningen av hele Gersvikdekket. Slik som bergartene ligger idag kan hele Brokflaket oppfattes som et dekstralt skjærbelte ved basisen av Gjersvikdekket. Noen få distinkte skjærsoner i Angeltjønnkomplekset og vest og nord for Møklevatn med dekstralforskyvning av intrusjonskontakter støtter dette. Dannelsen av den ofte utviklede, nordøststupende mineral- og aggregatlineasjon må også sees i denne sammenhengen.

I de vestligste delene, mellom Stamtjønnna og Bryntjønnin er forholdene mere komplekse. Vest for Godejord bøyer Brokflaket av i mer sørvestlig strøk. I dette området er småfolder med steile, nordnordøststrykende akseplan og moderat nordstupende foldeakser vanlig. En

akseplanstruktur i form av kruskløv er utviklet i fyllosilikatrike bergarter. Disse strukturer kan oppfattes som parasitære i forhold til en større avbøyning av foliasjonsstrøket fra øst-vest til nordøst-sørvest.

Litlfjellklompens grønnsteinskompleks danner muligens et eget flak. Det skilles fra Storflyflaket ved en sen forkastning, så deres innbyrdes forhold er ikke helt klart. Det er antydninger til en pseudostratigrafi med tuffogene bergarter (opp) i sørøst. Disse minner dels om bergartene rundt Skiftesmyr, så området kan også være en fraskilt del av Storflyflaket.

Gabbro og gangkompleks rundt Bryntjønn danner nokså sikkert et eget flak. Gangkompleksets beliggenhet i forhold til gabbroen og gangenes orientering peker, som allerede nevnt, på opp i nordøst. Flaket er dermed sterkt rotert i forhold til de andre flakene i Gjersvikdekket, men internt lite deformert.

3.2.2.2 Tømmeråsfjellkomplekset

Nordnordøst for Rossetskjerpet finnes det en tektonisk sone av antagelig stor lokal betydning. Den dannes av lavgradfyllonitter og -mylonitter som lokalt fører granat (antagelig reliktsk). Sonen skiller det både petrografisk og strukturelt nokså homogene *Leikhaugflaket* i nordøst, fra det adskillig mer komplekse området i sørvest.

I Leikhaugflaket har gneisbenkningen, som antagelig er en primær (sedimentær) lagning varierende strøk fra nordvest til sørvest med moderat fall mot nord. Den foldes om folder med ca.50 grader østsørøstfallende akseplan og flatt nordøststupende foldeakser. En akseplanfoliasjon er ofte utviklet ved parallellorienterte fyllosilikater.

Rossetområdets strukturelle oppbygning er ikke kartlagt i detalj. Ut ifra den fotogeologiske tolkningen ligger det muligens et viktig brudd i søkket vest for skjerpet. Ellers er hele østlige Tømmeråsfjellet preget av sterk foldning om subhorisontale til slakt nordstupende foldeakser. Foldene er ofte lukket til isoklinale med steile flanker og akseplan. Koaksialt foldete folder er observert. Boudinage av kompetente amfibolittlag er vanlig. Forøvrig vises til beskrivelsen av Gale (1975). En videre oppdeling i forskjellige flak er meget sannsynlig. Området virker i sin tektoniske stil nokså forskjellig fra områdene øst for Rossettjønn. Dette er en grunn mer til ikke å tilordne det Gjersvikdekket.

3.2.3 Sen- og postkaledonske folder, forkastninger og skjærsoner

Skjær- og foliasjonsstrukturer som ble dannet under den kaledonske dekkesskyvningen, ble i det minste delvis reaktivert under senere hendelser. Det gjelder spesielt soner med meget bløte klorittskifre som er observert enkelte steder. Det finnes også geometriske tegn på sinistralbevegelse, altså det motsatte av de dekstrale hovedstrukturene. Øst for Storliseter f.eks. sledes kvartsitthorisonen av på en måte som indikerer sinistralbevegelse langs den nordnordøstliggende skjærsonen. Denne sonen trekker antagelig langs sørsiden av Angeltjønnkomplekset mot vestsørvest for så å skjære i mer sørvestlig retning tvers gjennom Godejord-Finnbukkomplekset ned mot Sanddøla.

De strukturelle forholdene på begge sider av Sanddøla mellom Sandnes og Trangen, lengst sørvest i området, er nokså komplekse. Skyveplanet på toppen av Formofossedekkekomplekset foldes i stor skala. Dette fører til en inversjon av tektonostratigrafien, som nord for Trangen har karakter av en mot sørvest oppskjøvet antiformalform av gneiser over glimmerskifer. Også i sørøst (Sandnesklompen) har man to oppskyvningslignende forkastninger som skjærer tektonostratigrafien. Strukturene fører mylonittiske bergarter. Både foldning og imbrikasjon kan forklares med kompresjon i et sinistralt regime.

Fra både tegning 1 og 2 går det klart frem at området preges av forkastninger og sprekker som stedvis påvirker de kaledonske hovedstrukturene betydelig. Som allerede diskutert dreier det seg i hovedsak om to konjugerte sett av forkastninger. Spesielt i gneisdekkene sør for Sanddøldalen har man et komplekst mønster av mot hverandre forskjøvne og dels roterte blokker. Forkastningene ledsages i regel av harde, masseformede kataklasitter og mikrobrensjer (Heim 1990).

I Gjersvikdekket har man en større sinistralforskyvning langs forkastningen øst for Finnbu. Kataklasitter er blottet flere steder. Horisontalkomponenten av forskyvningen kan her måles til ca. 300 m. Ellers er forskyvninger langs de konjugerte forkastningene bare i 10 m skala. Det er spesielt Løftarnkalken som viser dette.

Også nord og vest for Stamtjønn har man flere forkastninger med kataklasitter. Disse ser stedvis ut til å kutte grensen mellom dekkeflak.

3.2.4 Sanddøla - Sandnes - Elstad "detachment"

I kapittel 1.2.3 ble eksistensen av en betydningsfull, sen forkastningsone langs sør og vestgrensen til Gjersvikdekket postulert. Både petrografiske og strukturelle argumenter i de

forgående kapitler støtter eksistensen av et betydelig brudd vest i prosjektområdet og også langs Sanddøla.

I felten er denne forkastningssonen flere steder blottet, ofte bare delvis, men det finnes også gode snitt gjennom hele strukturen. Mest påfallende er den plutselige stopp av bergartssekvensen og strukturene i Gjersvikdekket vest for Sandnes. Kataklastitter av dels betydelig tykkelse (flere titalls meter) er her blottet flere steder i brattskrenten og lengst sør i bekken, hvor også overgangen til underliggende gneiser kan studeres. Gode snitt gjennom strukturen har man også nord for Rossettjønn i Litleåa, Storbekken og langs en skogsvei sørvest for Mørkvedsetran. Det finnes et spekter av forkastningsbergarter, først og fremst fyllonitter, kataklastitter og mikrobrensjer, i mindre grad også mylonitter. Fallet av strukturen er ca.50 grader mot nordøst til øst. Avbøyning av strukturene inn mot forkastningen og kinematiske indikatorer (glidespeil, fibervekst osv.) tilsier østsiden ned. Dette kan også forklare hvorfor gneisene ligger i direkte kontakt med Gjersvikdekket vest for Trangen; mellomliggende enheter er her blitt kuttet ut langs forkastningen.

Lengst nordvest i området forsvinner hovedstrukturen under overdekning; den svinger antagelig i mer nordvestlig strøk for å dukke opp igjen i bratten øst for Elstad gård. Ved Svartfossen i Elstadelva danner en moderat østfallende mylonittsone grensen mellom metagabbro i vest og foliert trondhemitt i øst. Foliasjonen kuttet klart av mylonitten, som antagelig er en underordnet østrettet utglidningshorisont, subparallelt med hovedstrukturen i vest.

Det har lenge vært uklart hva som skjer med den relativt lavtvinklede normalforkastningen i sør ved Sandnes/Trangen. En fortsettelse videre mot sørøst er lite trolig. For det første finnes det ingen forkastning rett tvers over Sanddøla. Mot dette kan det argumenteres at senere bevegelse (sinistral?) langs Sanddøla har skjovet strukturene. Forkastningsbergarter og -geometri tyder imidlertid på at de nordnordvest-sørsørøst strykende forkastningene sørøst for dalen har karakter av sørvestrettede oppskyvninger, sannsynligvis med dekstralkomponent.

I sørvestbratten av Langmyrhaugen vest for Sandnes har man flere skjærsoner som ser ut til å kutte gjennom de kaledoneske hovedstrukturene og bøye fra sørvestlig til nordvestlig strøk inn mot "detachment"-forkastningen i sørvest. Hovedfoliasjonen er dessuten dels komplisert foldet i hele Langmyrhaugen. Det er derfor ikke usannsynlig at hele "detachment"-strukturen svinger rundt i en steil, dalparallell posisjon med nordøstlig strøk. Et videre forløp langs Sanddøla mot øst kan være forklaringen for mellomliggende enheters fravær og hvorfor det komplekse strukturelle mønstret i gneisområdet i sør stopper så abrupt. Gjennomskjærende, steilt nordfallende skjærplan med tegn på nordøstrettet nedsynkning ble observert flere steder i mylonittgneisene langs dalens sørside. Nord for og subparallelt med hovedstrukturen har man antagelig flere glidehorisonter. En av disse ligger antagelig langs sørsiden av

Løftarkalken, sørøst for Finnbuvatn og forklarer kalkens varierende tykkelse og den østrettede avbøyningen av den tidligere beskrevne forkastningen.

Sanddøla-Sandnes-Elstad "detachment" skifter altså karakter fra en moderat østfallende utglidningsforkastning i vest til en steil nordfallende normalforkastning med dekstralkomponent langs Sanddøldalen. Størrelsen av bevegelsen langs strukturen er ikke direkte målbar, men det strukturelle og tektonostratigrafiske bruddet, ikke minst i vest, tilsier betydelige sprang.

4 MINERALISERINGER

Under kartleggingsarbeidet ble en rekke av de kjente malmforekomstene besøkt. Det vil i det følgende bli gitt noen synspunkt om hvordan disse føyer seg inn i den vulkanostratigrafiske og strukturelle utviklingen av området. Det ble også registrert en rekke hittil ikke kjente, mindre mineraliseringer.

4.1 Skiftesmyrområdet

Mineraliseringene i Skiftesmyrområdet er de mest omfattende i det undersøkte område. Selve hovedforekomsten ser ut til å ligge langs et drag/nivå med varierende sterk serisitt-kvartsomvandling og sulfidimpregnasjon. Dette nivå kan følges, mer eller mindre sammenhengende, fra vest for Møklevatn mot sørsørvest, et stykke forbi hovedskjerpet, altså over en strekning på minst 2 km.

I felten vises sonen godt ved sterk rusten forvitring av bergartene. Den når en bredde på opp til 25 m, men ca.10 m er vanlig. Grovt sett ligger sonen subparallelt med lagningen/båndingen i vulkanittene og kan derfor virke som en stratabundet forekomst. Fra kartbildet og også fra feltforholdene kan man derimot få inntrykket at draget har karakter av en delvis gjennomsettende omvandlingssone.

Hovedforekomsten ser ut til å ligge der hvor sidebergartene er felsiske vulkanitter i den allerede beskrevne åpne foldestrukturen. Her virker omvandlingen av de dels sterkt lineasjonspregete bergartene i det minste delvis å være yngre en hoveddeformasjonen. Dette vises ved at sterkt lineasjonspregete kvartsfeltspatgneiser leder over i masseformede kvarts-sericitt-sulfid bergart i omvandlingssonen. Den masseformede tekturen vises spesielt godt i "svampaktige" soner hvor sulfidene er utvitret. En omvandling/mineralisering etter en første deformasjon ville også være i overensstemmelse med kartbildet som viser at mineraliseringssonen skjærer gjennom det fortykkede foldekneet i de felsiske vulkanittene.

Feltundersøkelsene hittil har ikke vist noe større tektonisk brudd langs vestsiden av Stordalen som det både geofysiske og geokjemiske undersøkelser i forbindelse med boreprogrammet i 1991 kunne indikere. Mere detaljerte feltundersøkelser vil her kunne gi et endelig svar.

Også øst for Stordalen finnes det en rekke rustsoner i vulkanittene. En av disse (Skiftesmyr øst?) ser ut til å krysse den tektoniske kontakten (kap.3.2.2.1) mellom Storflyflaket og Svarttjønnflaket. Er dette virkelig tilfelle, så indikerer dette også her en ikke stratabundet karakter og relativt sen dannelse for mineraliseringen.

Fortsettelsen av de østlige rustsonene mot nord finner man bl.a. vest og nordvest for Kristenplassen ved Møklevatnets vestende. Under forutsetning av at mineraliseringen er primær stratabundet, så kan denne sonen, som allerede nevnt, være Skiftesmyrnivåets fortsettelse på den østlige flanken av den sannsynlige synklinalstrukturen. I lukningen i nord kan mineraliseringen muligens være konsentrert/fortykket langs en steil foldeakse. Uavhengig av eksistensen av en foldestruktur, så må denne og andre soner i området nordvest for Møklevatn forventes å bli påvirket av minst en dekstral skjærsone. Dette gjør forholdene ennå mere komplisert. Selv om området har mye overdekning er en mer detaljert undersøkelse av vulkanittdraget fra Møklevatn opp mot Brusvatnet ønskelig.

Også lenger ned i lagrekken, nordvest for Skiftesmyr har man flere steder rustsoner i mindre omfang. Den mest betydningsfulle ligger rett under kraftledningen, sør for Litlsandtjønn, i en østvergent foldesone som påvirker, muligens fortykker, det mineraliserte nivå. Langs kontakten til Ramsjøgranodioritten i nordvest ligger flere rustsoner som nokså klart predaterer intrusjonen, dvs. stopper ved intrusivkontakten. Dels ligger de i et drag omtrent parallelt med Skiftesmyrnivået. Det faktum at Ramsjøintrusjonen skjærer gjennom de mineraliserte sonene åpner muligheten til å finne deres fortsettelse/kilde nord for intrusjonen, i det store gabbrokompleks, som iflg. Gale er eldre enn trondhemittene. Denne muligheten er imidlertid begrenset til en tolkning av mineraliseringene som ikke er stratabundne.

4.2 Godejordforekomsten

Under kartleggingen ble det spesielt lagt vekt på den laterale fortsettelsen av Godejordnivået, som etter tidligere undersøkelser ser ut til å være en stratabundet forekomst. Hovedskjerpet ligger like på sørsiden (stratigrafisk over) en grå kvartsitthorisont. Mineraliseringene mot vest viser lignende forekomster av magnetittkvartsitt nær minealiseringsnivået som er kjennetegnet ved kvarts-serisittomvandlede bergarter. Disse ser i hovedsak ut til å være dannet fra kjemisk heterogene, tuffogene vulkanitter. Sør for (over) det mineraliserte nivå følger en nokså utholdende, amfibolittisk matadoleritt av dels betydelig tykkelse.

Godejordnivået ser ut til å fortsette også vest for veien til Stamtjønn. Linser av grå kvartsitt og rustne skifre overlageret av amfibolitt ble funnet i lia nord for Sandnes. Siden man her er i et område sterkt påvirket av sen foldning, er en anrikning av mineraliseringen i visse soner ikke å utelukke. En nærliggende mulighet ville være dannelsen av lineære malmkropper parallelt med foldeaksene som stuper 25 til 50 grader mot nordøst.

En fortsettelse av mineraliseringen mot øst over det tydelige dalsøkket (Joseterdalen) er ikke registrert. Derimot fortsetter både kvartsittlinsene og matadoleritten. Siden man i dette

området som nevnt har rytmisk gjentakelse av lagfølgen, er den laterale korrelasjonen av de enkelte rytmene ikke uproblematisk, særlig tvers over lineamentstrukturer med mulig lateral-forkastning.

På den annen side er det mulig at det forekommer flere mineraliseringer på lignende nivå innenfor forskjellige rytmer. Oppkomme av sterkt rustent vann flere steder i dalsøkket sør for kvartsittdraget nordøst for Godejordnivået kan indikere en mulig kisse under overdekning.

4.3 Finnbuområdet

Finnbuforekomsten (hovedskjerpet) ligger i lignende båndete metavulkanitter som man har stratigrafisk under Godejordsonen. Andelen av felsiske lag ser ut til å avta fra nesten 50% sørvest for forekomsten til under 10% ca.250m lenger sør. Ingen folder er observert i området men bergartene har ofte en sterk, nordøststupende aggregatlineasjon. En mulig forsettelse av forekomsten mot øst forventes å bli forskjøvet ca.300m sinistralt langs den tidligere beskrevne forkastningen. Det kjente skjerpet øst for forkastningen ved Nordelva ligger, ut fra avstanden til de nordenforliggende rustskifre å dømme, antagelig på et stratigrafisk lavere nivå enn hovedskjerpet. Langs bekken her ser det ut til å eksistere flere nivåer med kisimpregnasjoner.

Langs skogsveien nord for Finnbuvatnet har man kisdisseminasjoner i lignende tuffskifre; disse ligger under (nord for) en sone med mer massiv grønnstein. Selv om ingen kvartsitter er observert her, så kan forekomstmåten minne om Godejord. I de stratigrafisk laveste delene har man her overveiende grovklastiske vulkanitter (dels lapillituffer/agglomerat).

Som nevnt er det generelle inntrykket at de tuffogene seriene er mer fremtredende på bekostning av massive grønnstener her i øst av Godejord-Finnbukomplekset.

4.4 Rossetforekomsten

Av det hittil fremlagte går det frem at mineraliseringene i Rossetområdet nokså sikkert tilhører en annen tektonostratigrafisk enhet enn de andre tre, som ligger i Gjersvikdekket.

Hovedskjerpet ligger i amfibolitt og amfibolgneis, nokså nær (over) kontakten til glimmerskifer. Blotningen og materialet på tippet viser intens foldning av lagningen/båndingen, også av de dels massive kislagen. Folden har karakter av en ca.20

grader nordnordøststupende S-fold med fortykning av malmen i ombøyningene og den korte flanken. Hvis det foreligger en utholdende nordnordøststupende malmkropp, så må det forventes at den kuttet av den tektoniske sonen mot Leikhaugflaket ca.400m lenger nordøst.

4.5 Andre observerte forekomster

Ved siden av de hittil nevnte observasjonene i områdene rundt og i tilknytning til de største skjerp, følger det nå en kort beskrivelse av mindre kisforekomster som kan være av betydning for et videre undersøkelsesprogram.

Vest i Svartjønnflaket, nær enden av veien til *Bergsetran* finnes det en lengre, omtrent foliasjonsparallel rustsone i heterogene, dels båndete metavulkanitter. I skjæringen langs sørsiden av veien ble det observert flere massive kislager av først og fremst finkornet svovelkis. Rustsonen er stedvis mer enn 5 m bred og antagelig godt over 100 m lang. Vulkanittene viser tette, østlukkede folder med moderat øststupende foldeakser. Muligens er man i kjernen av en større foldestruktur. Ca.700 m lenger vestsørvest, i strøkretning, finner man tynnbåndete, finkornete tuffer av typen som er vanlig i Skiftesmyrområdet. Det kan også nevnes at det over 2 km lenger øst, i strøkretning, ble observert meget tykk jernutfellingsskorpe i jordprofilen. Det er usikkert om det her dreier seg om et sekundært løsmassefenomen. Som allerede påpekt bør dette område undersøkes mer detaljert.

Ved basisen av det nedre keratofyrdrag *nordvest for Stamtjønn* ble det funnet en rustsone med stedvis semimassiv svovelkis. Stedet ligger ikke langt fra en forkastning med kataklasitt, men det ser ikke ut til at bergartene er påvirket av deformasjonen langs lineamentet.

Samme lineament er markert ved et meget tydelig søkk lenger sørvest, på *sørsida av Litlfjellet*. Fyllonittiske skifre gjennomsettes her av tallrike hydrotermale kvarts-kalkspatårer, som lokalt fører grovkornet svovel- og kobberkis. Årene ligger dels subparallelt akseplanet til mesoskalafolder som folder fyllonittfoliasjonen. Lineamentet faller her muligens sammen med nordvestgrensen for Brokflaket.

I Godejord-Finnbukkomplekset finnes det flere mindre sulfidmineraliseringer utenom området rundt hovedforekomstene:

- i Langtjønnbekken [8844 5125] sørvest for Storliseter opp til flere dm semimassiv svovelkis i platete tuffskifre
 - langs veien til Stortjønn [8818 5070] dels semimassiv svovelkis i heterogen tuffskifer
- Det er vert å merke seg at begge forekomster ligger langs samme tydelige lineament nordvest for Nyneset.

Kataklasitter med kobbermineraler (malakitt) ble funnet langs forkastningen nordøst for Finnbu.

5 KONKLUSJONER

Undersøkelsene har gitt en rekke resultater av både lokal og regional betydning. Disse berører både de tektonostratigrafiske og malmgenetiske aspektene av området. Hovedpunktene er:

- det er påvist en betydelig, sen- til postkaledonsk, kataklastisk forkastningssone (Sanddøla-Sandnes-Elstad "detachment") som deler området. Stukturen ble dannet ved nordøstrettet innsynkning av Gjersvikdekket. Rossetforekomsten på den ene og de andre forekomstene på den andre siden tilhører dermed forskjellige tektonostratigrafiske enheter med klare petrografiske og strukturelle forskjeller
- de to tektonostratigrafiske hovedenhetene (Tømmeråskomplekset og Gjersvikdekket) er hver for seg bygget opp av flere dekkeflak som skiller seg både petrografisk og strukturelt med dels sterkt diskordante forhold langs flakgrensene. Dannelsen av flak-"stabelen" skjedde dels før, dels under dekketransporten. Senkaledonsk reaktivering av flakgrensene er stedvis sannsynlig
- Gjersvikdekket består i hovedsak av to (muligens tre) dekkeflak med invertert vulkanostratigrafi (opp mot sør):
 - området i nord (med Skiftesmyr) er del av en større tektonisk blokk (Storflyflaket) og viser ingen homogen, penetrativ deformasjon. Hovedstrukturene kan være dannet i sammenheng med intrusjonen av to, topografisk adskilte trondhjemitkomplekser
 - flaket i sør (Brokflaket), særlig dets søndre deler med Godejord- og Finnbuområdene, ble utsatt for en penetrativ foliasjons- og lineasjonsdannelse under dekketransporten. Dekkeflaket kan muligens deles i to
- sen- og postkaledonske strukturer (folder, skjærsoner og forkastninger) er dannet under avtagende metamorfosebetingelser med overgang fra duktile (krusfolder, fyllonitter) til sprø (kataklasitter) forhold
- Skiftesmyrområdet er rikt på metertykke rustsoner, de fleste i båndete, tuffogene, basisk/intermediære bergarter, lokalt med betydelig andel av felsiske vulkanitter, som rundt hovedskjerpet. Mineraliseringene er stratiforme, tilsynelatende stratabundne; noen har karakter av kvarts-serisitt-

pyritt-omvandlingssoner som i ett tilfelle synes å krysse grensen mellom dekkeflak. Malmdannelsen er for en vesentlig del eldre enn trondhjemittekompleksene. Senere remobilisering og anrikning i hengselen av mulige foldestrukturer er sannsynlig. En mulig sammenheng mellom en del av mineraliseringene og det sulfidførende gabbrokompleks nord for området må også vurderes. Geologien har forøvrig mange likhetstrekk med den rundt Skorovassforekomsten

- Godejord- og Finnbumineraliseringene er mest sannsynlig primær stratabundne, forekomster i en kjemisk blandet lava/vulkanoklastittsekvens med ekshalitthorisonter (magnetittkvartsitt). Det finnes tegn til rytmisk utvikling i sekvensen. Mineraliseringene ser ut til å være lokale. Pga. den sterke deformasjonen kan en sterk strukturell kontroll av mineraliseringer (nordøststupende, langstrakte legemer) i hele Godejord - Finnbukomplekset forventes
- en oppfølging av regionen bør, etter undersøkelsens resultater prioritere:
 - det strukturelt og petrografisk komplekse område fra nordvest for Stamtjønn til nordøst for Bergsetran (ca.6 kvkm)
 - vulkanittstripen fra Skiftesmyr mot nordnordøst forbi vestsiden av Brusvatnet og videre forholdene i gabbro/diorittkomplekset i nord (minst 7 kvkm)
 - i annen rekke områdene nordvest for Sandnes (Godejordnivået) samt nord og øst for Finnbu

REFERANSER

- Foslie, S., 1958: Sanddøla. Berggrunnsgeologisk kart, M = 1:100.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Gale, G. H., 1975: Geology and sulphide mineralization in the Sanddøla-Gaizervann area. *NGU Rapport 1293*.
- Grenne, T., 1990: Malmgeologiske undersøkelser Sibirien, Grong, Nord-Trøndelag. *NGU Rapport 90.012*.
- Halls, C., Reinsbakken, A., Ferriday, I., Haugen, A. and Rankin, A., 1977: Geological setting of the Skorovas orebody within the allochthonous volcanic stratigraphy of the Gjersvik Nappe, central Norway. *Inst. Min. Metall & Geol. Soc. London, Special Paper 7, 128-151*.
- Heim, M., 1990: Berggrunnsgeologiske undersøkelser Sibirien, Grong, Nord-Trøndelag. *NGU Rapport 90.022*.
- Heim, M., 1992: The late to post-Caledonian fold and fault (lineament) pattern in the Snåsa-Grong-Namdalen area (central Norway). *Abstracts: 20th Nordic Geological Winter Meeting, Reykjavik, 66*.
- Heim, M., Grønlie, A. og Roberts, D., 1993: Leksvik. Foreløpig berggrunnsgeologisk kart, M = 1:50.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Heim, M., Grenne, T. and Prestvik, T., 1987: The Resfjell ophiolite fragment, southwest Trondheim region, central Norwegian Caledonides. *NGU Bulletin 409, 49-71*.
- Kollung, S., 1979: Stratigraphy and major structures of the Grong District, Nord-Trøndelag. *NGU 354, 1-51*.
- Reinsbakken, A., 1980: Geology of the Skorovass Mine: a volcanogenic massive sulphide deposit in the Central Norwegian Caledonides. *NGU 360, 123-154*.
- Roberts, D., 1987: Grong. Foreløpig berggrunnsgeologisk kart 1823 IV, M = 1:50.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Roberts, D., 1989: Tectonostratigraphy within the area of the 1:250.000 map-sheet 'Grong', Nord-Trøndelag, Central Norway. *Geol. Fören. Stockh. Förh. 111, 404-407*.
- Roberts, D. og Reinsbakken, A., 1991: Grong. Foreløpig berggrunnsgeologisk kart, M = 1:250.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Roberts, D. and Tucker, R.D., 1991: U-Pb zirkon ages of the Møklevatn granodiorite, Gjersvik Nappe, Central Norwegian Caledonides. *NGU Bulletin 421, 33-38*.
- Ryghaug, P., Sandstad, J.S. og Heim, M., 1992: Gullmineraliseringer i Storliseterområdet, Grong. *NGU Rapport 92.298*.
- Sylvester, A.G., 1988: Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bulletin, 100, 1666-1703*.



BERGGRUNNSKART (1:20.000) OVER DEN SØRVESTLIGSTE DELEN AV GRONGFELLET (Rosset - Godejord - Skiftesmyr - Finnbu)

TEGNFORKLARING

Alle bergarter er omdannet, foldet og skjævet under den kaledonske fjellkjedeformingen.

Gjersvikdekket:

Bergarter av antatt ordovisk alder

Intrusiver yngre enn grunnsteinskompleksene

- 1 Granitt til granodioritt; fin- til middelskornet
- 2 (Hornblende-)biotittgranodioritt til trondhjemit (lokalt med kalkfjellspat); middels- til grovkornet; ofte retrograd omdannet (saussuritisert)
- 2a ditto, fin- til middelskornet, foliert, med muskovitt og biotitt
- Finkornet randsone, ofte med grunnsteinsvepplitter

Intrusiver av usikker stratigrafisk stilling

- 3 Hornblende-kvarts(monzo-)dioritt til leukogabbro; middelskornet, lett sulfiddisseminert
- 4 Omdannet gabbro til granodioritt; granoblastisk, amfibolittisk; fin- til middelskornet
- 4a Omdannet ultramafitt og ultramafisk amfibolitt
- 5 Saussurit-uraltitgabbro; middels- til grovkornet, stedvis plagioklasporfyrisk

Vulkanoklastiske og (vulkano-)sedimentære bergarter (lateral fasies og "cover" av grunnsteinskompleksene)

- 6 Grå kvartsfyllt fylt og glimmerakifer; stedvis kalkspatiferende
- 7 Lys til middelsgrå, finkornet marmor (Løttamkalken)
- 8 Hvitt til grå kvartsitt med magnetitt, stedvis finkornet kvarts-serittskifer/fyllt med magnetitblaster; kvartskvik økehalt
- 9 Rusten seritt-kvarts-fjellspatiskvartsfyllt; 7ur tuffitt
- 10 Finkornet akinititt-kvartskifer (grønnskifer) med overgang til grågrønn kvartskifer/fyllt, ofte med kalkspat; basisk tuffitt
- 11 Finkornet, parallellaminert og bløtt vulkanitt; varierende basisk til intermedier sammensetning; metaluff
- 12 Platelaminert gneisskifer med blaster av amfibol, kalkspat og stedvis granat; lokalt garbenskifer; basisk til intermedier metaluff/tuffitt
- 13 Grovkrystall tuffittskifer og fobolter, polykitt agglomerat/tuffitt med basisk matriks

- 14 Lys, finkornet kvarts-fjellspatgneis (kvartskvartfyll) med varierende andel av glimmer; stedvis med rektifikerte lenokrystaller av fjellspat (kvarts) eller blaster av amfibol, sur til intermedier vulkanitt
- Grunnsteinskomplekser (magmatisk del av vulkanitt-afolittseksens)**
- 15a Heterogen bergart med flak og boiler (polykitt); agglomerat og vulkansk breksje
 - Småplategrunnsteinsplatebreksje
 - 16 Lys grunnstein med varierende og mørke kloritrike sermer; putelava
 - 16 Heterogen, grunnstein (aktinolit-epidot-amblyfjell), ofte med epidotaggregat (strom- eller storputelava); stedvis heterogen lys og mørk grunnstein, dels amfibolittisk, platt og lett bløtt (sva og tuff i blanding)
 - 17 Metaklorittisk grunnstein, dels med bevart subofittisk tekstur, dels amfibolitt; sill, gang eller stjernev
 - 18 Metakloritt, varierende kornstørrelse med efanittiske avkjølingsrønder; gangkompleks
 - 19 Metagabbro-/dioritt, fin- til middelskornet, lokalt med fenokrystaller av hornblende (pyroksen); statisk gabbro

Bergarter vest for Sandnes-Eistad "detachment" og sør for Gjersvikdekket:

- Tømmeråsfjellkomplekset**
Omdannede magmatiske og sedimentære bergarter av usikker, antagelig tidlig paleozoiske alder, muligens tilhørende Gula-/Slipingsdekket
- 20 cm- til dm-benket, kalkspatiferende glimmer-kvarts-fjellspatgneis med glimmerskiferlag, stedvis granatiferende; omdannet sandsteins-/kifer
 - 21 (Grunn-)hornblende-glimmerskifer-gneis, stedvis kalkspat- og kyanittiferende; omdannet leirrik sediment
 - 22 Middelskornet marmor
 - 23 Konglomeratgneis med f. skjellete boiler og hornblende-kerne matriks
 - 24 Finkornet glimmer-kvarts-fjellspat-gneis; metasiltstein/vulkanitt
 - 25 Heterogen biotitt-amblyfjell og amfibolitt, ofte med store blaster av hornblende og biotitt, stedvis også med kalkspat og granat; basisk til intermedier vulkanitt/tuffitt
- Formfossede kompleks**
Omdannede magmatiske og sedimentære bergarter av prekambriak alder
- 26 Fjellspatiferet blastomylonitt og øyegneis, dannet fra stedvis bevart fjellspatporfyrisk biotitt-granodioritt/kvartsmonzonitt; soner av rosa granitgneis
 - 27 Heterogen, laminert gneis, ofte mylonittisk (oro- og parakarater)
 - 28 Lett kalkfjellspatporfyrisk, foliert kvartsmonzonitt til monzogranitt
 - 29 Finkornet kvarts-fjellspatgneis, stedvis med små fjellspatfenokrystaller; leppittgneis (sur metavulkanitt)
 - 30 Glimmerkvartsitt/kvartsgneis med soner av polykitt konglomerat

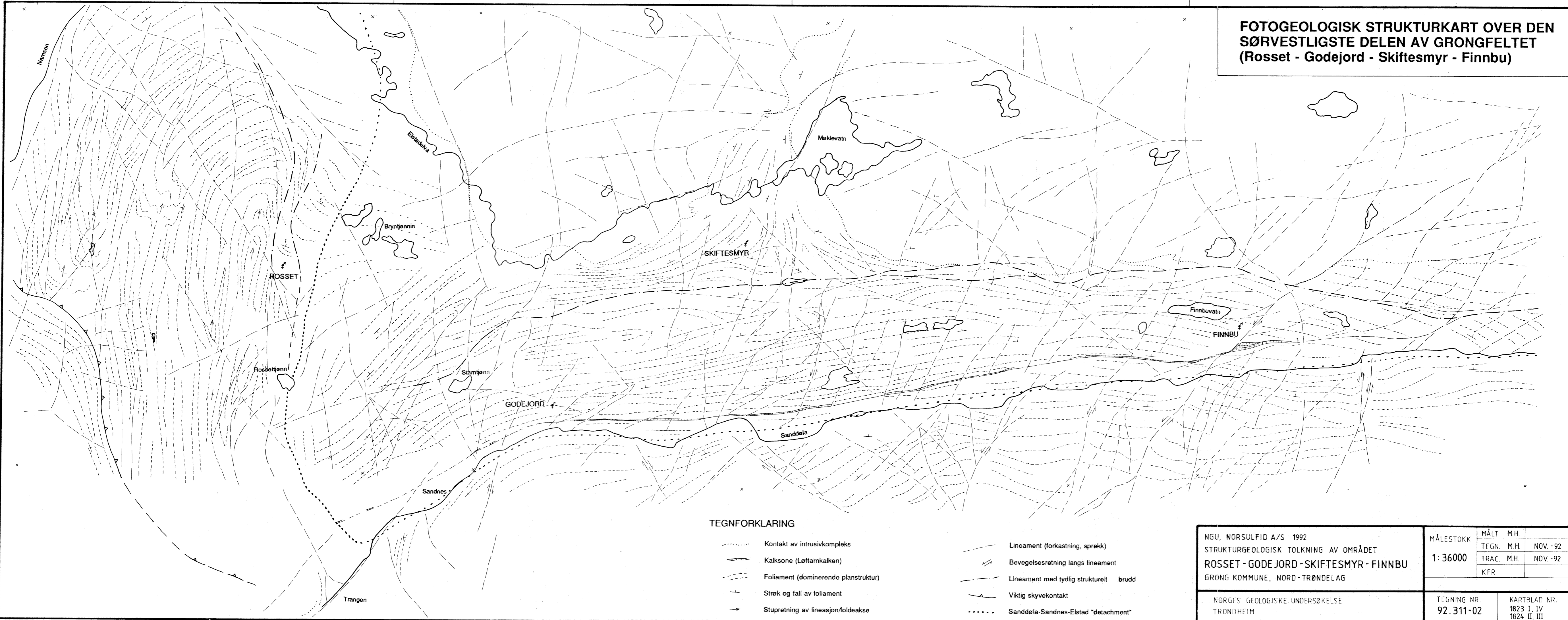


Geologiske symboler

- Primær bånding/laminasjon/slagdeling
- Viser opp i lagrekken
- Hovedfoliasjon
- Foliasjon i forkastningsbergart / med åsning
- Aggregatlongasjon / ineralinasjon
- Akseplan og akseplanfoliasjon av tidlig fold
- Foldesakse av tidlig fold
- Akseplan og akseplanfoliasjon (krusløv) av sen fold
- Foldesakse og foldeakselinjasjon (krusning) av sen fold
- Skyvekontakt på toppen av Formfossede kompleks / stedvis invertert
- Skyvekontakt mellom dekket/interne skyvetakt
- Skjærsoner/forkastning/sprekk, i regel med forkastningsbergart (mylonitt, fylonitt, kataklasitt)
- Sanddøle-Sandnes-Eistad "detachment" med forkastningsbergart, vesentlig kataklasitt
- Skjerp eller massiv sulfid av minst dm-tykkelse (bare egne observasjoner)
- Rustsoner; varierende sulfiddisseminasjon og (kvarts-seritt) omvandling av bergarten

NGU, NORSULFID A/S 1992		MÅLESTOKK	OBS. M.H.	JULI '92
BERGGRUNNSKART OVER OMRADET		1:20 000	TEGN. M.H.	NOV '92
ROSSET - GODEJORD - SKIFTESMYR - FINNBU			TRAC. M.H.	NOV '92
GRONG KOMMUNE, NORD - TRØNDELAG			KFR.	
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE		TEGNING NR.	KARTBLAD NR.	
TRONDHEIM		92.311-01	1923 I, 053 IV, 1824 III	

FOTOGEOLOGISK STRUKTURKART OVER DEN SØRVESTLIGSTE DELEN AV GRONGFELTET (Rosset - Godejord - Skiftesmyr - Finnbu)



TEGNFORKLARING

- Kontakt av intrusivkompleks
- ==== Kalksone (Løftarkalken)
- - - - Foliament (dominerende planstruktur)
- + Strøk og fall av foliament
- Stupretning av lineasjon/foldeakse
- Lineament (forkastning, sprøkk)
- ↗ Bevegelsesretning langs lineament
- - - - Lineament med tydelig strukturert brudd
- ~ Viktig skyvekontakt
- Sanddøla-Sandnes-Elstad "detachment"

NGU, NORSULFID A/S 1992 STRUKTURGEOLOGISK TOLKNING AV OMRÅDET ROSSET - GODEJORD - SKIFTESMYR - FINNBU GRONG KOMMUNE, NORD-TRØNDELAG	MÅLESTOKK	MÅLT M.H.	
	1: 36000	TEGN. M.H.	NOV. -92
		TRAC. M.H.	NOV. -92
	KFR.		
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE TRONDHEIM	TEGNING NR. 92.311-02	KARTBLAD NR. 1823 I, IV 1824 II, III	