



Bergvesenet

Postboks 302, N-7441 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering
6219				
Kommer fra arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Grong Gruber AS	NGU 90.022			

Titel

Berggrunnsgeologiske undersøkelser Sibirieg, Grong, Nord-Trøndelag.

Forfatter

Michael Heim

Dato

År

01.06. 1990

Bedrift (oppdragsgiver og/eller oppdragstaker)

NGU

Kommune

Grong

Fylke

Nord-Trøndelag

Bergdistrikt

1: 50 000 kartblad

18231

1: 250 000 kartblad

Grong

Fagområde

Geologi

Dokument type

Forekomster (forekomst, gruvefelt, undersøkesfelt)

Sibirien

Råstoffgruppe

Malm/metall

Råstofftype

Au

Sammendrag, innholdstegnelse eller innholdsbeskrivelse

Rapporten er en berggrunnskartlegging i forbindelse med Nord-Trøndelagsprogrammet i 1989.

NGU-rapport 90.022

BERGGRUNNSGEOLOGISKE UNDERSØKELSER
SIBIRIEN,
GRONG, NORD-TRØNDELAG

NGU

Rapport nr. 90.022		ISSN 0800-3416		Åpen/ Fortrolig -til	
Tittel: Berggrunnsgeologiske undersøkelser Sibirien, Grong, Nord-Trøndelag					
Forfatter: Michael Heim			Oppdragsgiver: NGU v/Nord-Trøndelagsprogrammet		
Fylke: Nord-Trøndelag			Kommune: Grong		
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Grong			Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1823 I Andorsjøen		
Forekomstens navn og koordinater: Sibirien 4059 71526			Sidetall: 26		Pris: kr. 76
Feltarbeid utført: Juni-august 1989		Rapportdato: 1.6.1990		Prosjektnr.: 67.2509.03	Seksjonssjef: <i>Angela-Li. Løder</i>
Sammendrag: Området rundt de gullførende kvartsårer ved Lifjell pukkverk i øvre Sanddøldalen ligger langs nordkanten av Grong-Olden kulminasjonen. Den moderat nordfallende kaledonske tektonostratigrafien omfatter nederst Olden- dekkets metagranittoider, overlagret av Fornofossdekkekomplekset med 5 delflak bestående av sterkt kaledoniserte metaintrusiver og suprakrustaler av overveiende proterozoisk alder (basement). Tynne soner med tidlig kaledonske metasedimenter (cover) opptrer langs skyvegrensene. Kaledonske metapelitter danner øverste enhet. Området ble utsatt for betydelig kataklastisk forkastningstektonikk, som følge av sinistralt skjær i postkaledonsk tid. En innledende fase med dannelse av en flere km bred sone med tallrike dekstrale kataklasittsoner og rotasjon av stive blokker blir etterfulgt av ca. 2.2 km sinistral bevegelse langs Bergfoss- forkastningen, en utløper av Hitra-Snåsa forkastningen. Geometri og fordeling av kvartsårene tyder på at de ble dannet i en senkaledonsk fase før bruddtektonikken, muligens i tilknytning til oppdomingen av Kolåsfjell- antiformen, den øst-vest strykende delen av Grong-Oldenkulminasjonen.					
Emneord Berggrunnsgeologi		Kartlegging		Strukturgeologi	
Petrografi		Malmgeologi		Gull	
				Fagrapport	

INNHold

Innledning	s. 3
Områdets regionalgeologiske ramme	s. 3
Tidligere arbeider	s. 6
Bergartsbeskrivelse	s. 7
Folierte dypbergarter	s. 7
Suprakrustale bergarter	s.10
Metasedimenter	s.10
Metavulkanitter	s.11
Heterogene bergartskomplekser	s.12
Strukturer	s.13
Tektonostratigrafi	s.13
Primære strukturer	s.16
Kaledonske strukturer og metamorfose	s.16
Postkaledonsk forkastningstektonikk	s.18
Kvartsårer	s.22
Referanser	s.24

Tegning 90.022-1: Geologisk kart, Sibirienområdet, 1:10.000.

Tegning 90.022-2: Geologisk kart, Sibirienområdet vest, 1:10.000.

GULL I SIBIRIEN - BERGGRUNNSKARTLEGGING

INNLEDNING

Berggrunnskartleggingen som rapporten omhandler er ledd i prosjektet "Gull Sibirien", som inngår i *Samordnet geologisk undersøkelsesprogram for Nord-Trøndelag og Fosen*. Feltarbeidet omfattet totalt 32 dager, fordelt på to perioder: fra 25. juni til 21. juli og 16. til 27. august 1989. Det kartlagte området ligger i sin helhet på 1:50000 kartbladet 1823 I, Andorsjøen, lengst nord langs riksvei 74 (se Fig. 1 og 2).

De gullførende, sulfidrike kvartsårer ble funnet høsten 1988 i Lifjell pukkverk/steinbrudd øst for Sibirien i Grong kommune (UTM-koordinater: 40599/715260). For å få en oversikt over den geologiske rammen rundt forekomsten og å lokalisere eventuelle videre forekomster, var det nødvendig å kartlegge et større område. En 2 til 3,5 km bred sone sør for Sanddøla fra Mortenslund i vest til henimot Gosen i øst ble dekket; totalt er det 30 km², hvorav 21 km² ligger i Grong og 9 km² i Lierne kommune. Kartleggingen ble foretatt på økonomisk kartverk 1:5000, i sør på flybilder i skala ca. 1:15000.

Topografisk laveste punkt, Sanddøla vest for Mortenslund ligger på 190 m; høyeste områder er fjellplatået ved Langtjørna (Fremre Lifjell) med ca. 750 m og pt. 739 nordvest for Eldbekkskardsvatn. Sistnevnte ligger på 585 m og begrenser området i sørøst. I hoveddalen ligger barskogsgrensen på ca. 420 m; i Fjellreindalen og rundt Eldbekkskardsvatnet har man bjørkeskog opp til ca. 600 m p.g.a. næringsrik berggrunn (glimmerskifer). Blotningsgraden er generelt sett bra, særlig i de høyereliggende områder, som domineres av isskuret fjell.

OMRÅDETS REGIONALGEOLOGISKE RAMME

Fig. 1 (fra Roberts 1989) viser beliggenheten av det kartlagte området og dens regional-geologiske plassering.

Fra Grong mot øst, langs sørsida av Sanddøldalen og videre mot sørsørøst 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 for Grong-feltet i nord, bergartskomplekser som ligger tektonisk over gneisene.

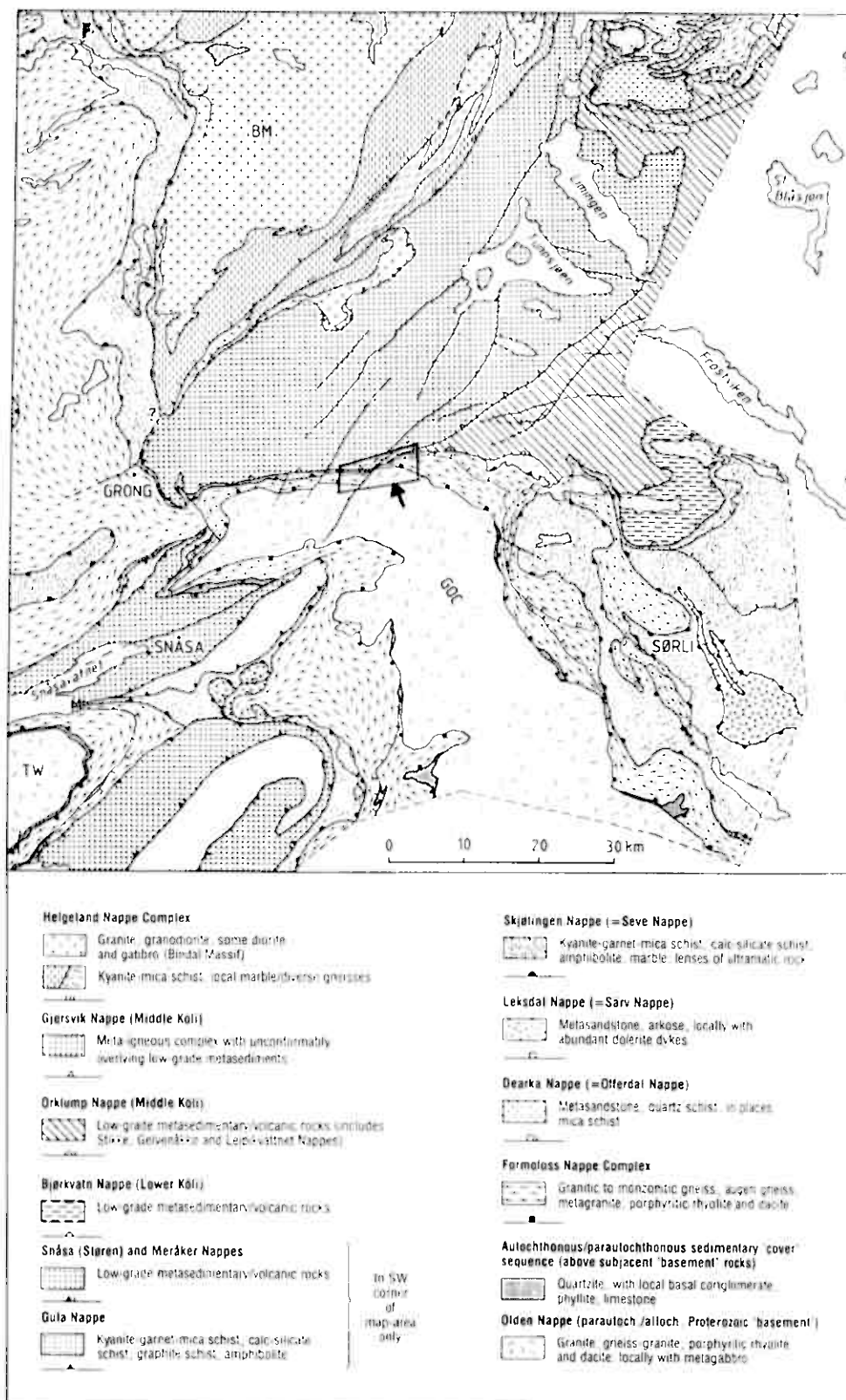


Fig.1: Tektonostratigrafisk kart (fra Roberts 1989) som viser den regionale plasseringen av det undersøkte område. GOC = Grong-Oldenkullminasjonen.

Grong-Oldenkulminasjonens stilling og betydning har vært omdiskutert i alle tider. I dette snittet er det mulig å studere den økende "kaledoniseringen" av det krystalline underlaget fra øst mot vest. En autokton/parautokton stilling har vært det mest aksepterte inntil nyere tid. Nyere tolkninger favoriserer imidlertid en allokton stilling og etter Asklund (1938) blir navnet *Oldendekket* brukt; så også på Grongkartet 1:250 000 (Roberts 1988).

Over den sentrale kjernen av Oldendekket som slutter ca. 10 km sørøst for Grong (Johansson 1986) ligger *Formofossdekkekomplekset*, bestående av kaledonsk penetrativt deformerte prekambriske gneiser. Litologisk dominerer granittgneiser, dels porfyrisk i både Oldendekket og Formofossdekke-komplekset og sure til intermediære metavulkanitter, intrudert av dolerittiske ganger. Dannelse av de sure intrusive og ekstrusive bergartene er datert til mellom 1650 to 1550 Ma. De sidestilles med det postsvekokarelske granitt/porfyr-beltet i Midt- og Sør-Sverige. Tilsvarende doleritter i disse områder har alder på ca. 1200 Ma.

Langs kontakten mellom Oldendekket og Formofossdekkekomplekset og i og mellom deldekkene i det siste, opptrer det flere steder soner med kvartsitter og fyllitter, underordnet også marmor (Johansson 1986). Stedvis hviler disse med et basalkonglomerat på det krystalline underlaget. Svartskifrene i denne serien viser geokjemiske likhetstrekk med alunskifer i det autoktone forland (Fee 1980). En vendisk til tidlig-paleozoisk alder for metasedimentene er dermed nærliggende.

I det aktuelle området, over en tynn sone med mulige ekvivalenter til midtre allokton (Sevedekke), følger Grongfeltets paleozoiske metasedimenter og magmatiske bergarter, tektonostratigrafisk del av øvre allokton (Kølidekkekompleks).

En steiltstående forkastningssone av regional betydning trekker fra Snåsa i østnordøstlig retning over til Kleiva i Lurudalen. Den finner sin fortsettelse antagelig noen kilometer lenger nord i en tilsvarende forkastning som kan følges i nordøstlig retning over Grongkulminasjonen til Bergfossen i Sanddøldalen og videre innover i Grongfeltet, muligens helt til Tunnsjøen. En sinistral forskyvning av de geologiske strukturene i størrelsesorden 3 til 5 km langs forkastningen vises på Foslies (1958) kart. Regionale studier viser at det dreier seg om en utløper av Hitra-Snåsa-forkastningen, som på sin side er del av Møre-Trøndelag forkastningssonen som har vært aktiv over et langt geologisk tidsrom (Andreasson & Johansson 1982, Grønlie & Roberts 1989).

TIDLIGERE ARBEIDER

Geologiske undersøkelser i Sibirienområdet og dens nærmere omgivelse er fåtallige. Det mest detaljerte representerer NGUs sammenstilling av Foslies registreringer fra 20- og

30-årene på 1:100 000 kartbladet "Sanddøla" (Foslie 1958). Oftedahl som sto for redigering av kartet bidro med egne observasjoner (Oftedahl 1956).

Nyere regionale undersøkelser har også streift Sibirienområdet i mindre grad. Stel (1988) tolker, først og fremst basert på fly- og satellittbilder, Grong-Oldenkulminasjonen som fremkommet ved interferens av den eldre Ø-V-strykende Kolåsfjellantiformen (opprinnelig navngitt av Roberts 1967) med den yngre NNV-SSØ-strykende Olden-antiformen. Han gir en flerfaset historie for skyvning og foldning, hvor siste trinn er dannelse av mylonitter og kataklasitter som begrenser innbyrdes roterte mylonittgneis-blokker i de lavere dekkene.

Aukes et al. (1979) beskriver den progressive mylonittiseringen av granittgneisene mot skyvekontakten til Offerdalsdekket (= Formofoss-dekkekompleks) i et snitt ca. 4 km vest for det kartlagte område. De påpeker mylonittenes likhet med det som Foslie kaller for meta-arkoser og leptittgneiser og stiller suprakrustalenes eksistens i tvil.

BERGARTSBESKRIVELSE

En grov karakterisering av bergartene fremgår av tegnforklaringen på tegning 01. I det følgende skal de fleste bergartstypene beskrives nærmere, basert på feltobservasjoner og tynnslipstudier. Modalsammensetning av prøver med tynnslip er sammenstilt i tabell 1.

Folierte dypbergarter

19:

Folierte glimmergranitter, kvartsmønsonitter til biotittgranodioritter danner store områder i sør i det kartlagte område. De fortsetter flere kilometer sørover og dekker store, petrografisk enformete fjellmassiver som Vestre Brannfjell og Gaskepraantse. Gneisene danner kjernen av Grong-Olden kulminasjonen. Bergartene er vanligvis porfyrisk med rosa til hvite, hypidiomorfe fenokrystaller av alkalifeltspat av opp til 2 cm størrelse. Avhengig av tektoniseringen er fenokrystallene deformert og/eller breksjert og gneisen får et øye-preg, med en mørk, ofte biotittrik grunnmasse. Kvartsen er polygon rekrystallisert. Aggregater av finkornet, olivengrønn biotitt, epidot og titanitt er antagelig rekrystallisert fra primær brun biotitt eller hornblende. Feltspatfenokrystallene dannes av flekkpertittisk mikroklin.

12:

Mineralogisk er disse granittgneiser nokså lik type 19, men har et klart mer heterogent preg. Dette er delvis tektonisk betinget, men primære teksturforskjeller er åpenbare. Andel og størrelse på alkalifeltspat-fenokrystaller varierer betydelig, også innenfor ensartet deformerte partier. Vanligst er tydelig porfyriske typer med opp til 50 % fenokrystaller, men homogen middelskornete typer forekommer. Dessuten finnes det

Tabell 1: Modalsammensetning av bergartsprøver med tynnslip

sp: spor av
re: retrograd dannet

bergart	1/15	3	3	5	5	5	5	5	5	5	7	7/9	9	10	10	10	11	12	12	12	12	12	13	15	19	20	7myl	
kvarts	50	75	80	25	40	<15	< 5	+	+	40	35	30	30	40	+	50	≥45	<20	20	30	15	30	≥10	20	<30		60	
alkali- feltspat										?			30				<35	40	40	35	55	>35		35	<40			
plagioklas	<10	15	15	40	10						55	<60		<20				15	15	<20	15	20	25	30	>25	15	40	<15
muskovitt	<20	10	4	8	30				+		7	10	5	6	+	45	< 2		15	≥5	+	3		10			20	
biotitt				10	6	≤20	≤20	+	+	10	sp		5	sp	>50				3	7	<5	+	≤40	4	6	4		
epidot				≤10	<2	7	<10	7	+	5			<3	15	+			5	1	5	3	2	12	2	4	4	<5	
kloritt	≤10			3 re				re	sp					<7 re?			re	re	re	re	re	3 re			re	2		
kalkspat	5				≤5	1	1						sp						<2	<1			<1					
amfibol							<10		+																	45		
granat											<1	<1		<1													<<1	
apatitt			sp	<1	1	<1				<1	sp		+	<1		4		+			+	+	+			1		
titanitt	<1	sp			<2	<1	1			1	+	+	+	<2		2	<1	1	<2	1	2	<2	2	1	2			
opake	2		1	sp							+					2	1	+		+		1			1	3		
pyritt					1			+															1					
ortitt																	sp			sp	sp	sp			sp			
zirkon																	sp	sp		sp	sp							
turmalin	sp																											
flusspat																sp				sp								
Fe-hydroksyd			sp							sp	sp											sp						

∞

gangformete masser av aplittgranitt til -kvartsmønsonitt. Inneslutninger av leptittgneis (9) og metaporfyr (7) er ikke uvanlig. Disse varierer i størrelse fra cm til 100 m skala.

Bergartene er vanligvis tydelig forgneiset, dels protomylonittisk, med en småøye-/flaser-tekstur.

De opp til 2 cm store feltspatfenokrystallene er vanligvis flekk- til nett-pertittisk mikroklin, stedvis sammenvokst med albittisk plagioklas. Opp til flere cm store, glomeroporfyriske klynger av fenokrystaller er også observert. Som i 19 så er epidot og grønnlig biotitt dannet på bekostning av primær biotitt (?amfibol). Rester av primær biotitt er observert i ett slip. Typisk er dessuten store primære titanittkrystaller.

Observasjonene tyder på at det antagelig dreier seg om subvulkanske intrusiver.

11:

Rosa leukogranittgneiser danner en relativ smal, men karakteristisk sone sør for blasto-mylonittgneisene i nord. De er gjennomgående godt folierte, sonevis mylonittisk laminerte, med mm-tynne kvartsrike laminae i veksel med feltspat-rike, og spredte porfyroblaster (> 2 mm) av mikroklin, mesopertitt og albitt. Karakteristisk er en lav andel av fyllosilikater.

Opprinnelig var bergarten en middelskornet glimmerfattig, kalifeltspatrik granitt.

13, 20:

Retrograderte basiske ganger av opp til flere 10 m tykkelse opptrer spredt i de fleste sure gneisene. De vises spesielt godt på flybilder, særlig i områder lenger sør. Svakt deformerte partier viser en relikvisk, middelskornet, subofittisk tekstur med neoblastisk uralitthornblende, albitt, biotitt og klinozoisitt/epidot som hovedmineraler. Ofte er bergartene gnidd ut til skifrige soner av finkornet epidotbiotittgneis/-skifer.

15:

Denne (blasto)-mylonittiske gneissonen danner grensesonen mot Grongfeltets bergarter i nord. Den er godt blottet i veiskjæringene vest for Mortenslund. Gneisene er karakterisert ved godt planparallel oppspaltning i cm-tynne plater langs glimmer (muskovitt)-rike horisonter. Spalteflatene viser spredte øyne av opp til over 5 cm store porfyroklaster (?blaster) av feltspatkrystaller og krystallaggregater. Lagvis har man lyse gneiser av type 11 og kvartsrike (silexittiske) mylonitter. Ellers er en småflaset tekstur karakteristisk med muskovittbånd bølgende rundt feltspatklaster i en finkornet, polygon matriks av kvarts, feltspat, epidot og biotitt.

Muskovittandelen og dermed skifriheten øker mot nord. Man har en kontinuerlig overgang til Grongfeltets glimmerskifer. Selv om primære trekk for det meste er

utvasket, så tyder mineralogien på at utgangsbergarten antagelig var et delvis porfyrisk granittisk intrusivkompleks. Tilførsel av vann fra overliggende metapelitter forklarer den høye fyllosilikatandelen. Grovklastiske, urene arkoser (sparagmitter) kan ved sterk deformasjon danne bergarter av lignende utseende. Siden ingen reliktske sedimentære trekk er observert ansees en sedimentær opprinnelse for lite sannsynlig.

Suprakrustale bergarter

Metasedimenter:

1:

Varierende grå til grågrønnlig glimmerskifer og fyllitt danner laveste deler av Grongfeltet i nord. Vanligvis er bergartene karbonatførende. Muskovitt og kloritt er dominerende fyllosilikater som omgir linser av kvarts, albitt og kalkspat.

3, 17:

Sterkt tektoniserte metapsammitter av varierende karakter opptrer flere steder som tynne soner (<75m) eller linser langs skyvegrensene mellom dekkeflakene. Finkornete, lysgrå til grønnlige, glimmerførende feltspatiske kvartsitter/kvartsskifer er vanligst. Disse fører reliktske klaster (<2mm) av mikroklin i finkornet rekrystallisert kvarts, feltspat og muskovitt.

Sterkt deformert kvartsittkonglomerat (pannekakekonglomerat) finnes nærmest "grunnfjellet" (19) øst for Bergfossen, muligens også i sedimentdraget nord og nordøst for Kjerringdalen. Det har karakter av et basalkonglomerat med overliggende sandstener.

16:

Øverst i sedimentsonen på "grunnfjellet" opptrer det over en strekning på ca. 1 km flere linser av svart, grafittisk skifer. Det dreier seg nokså sikkert om alunskifer av senkambrisk alder. Dermed er kambrisk alder for 3 og 17 nærliggende.

4:

I motsetning til 3 og 17 opptrer disse nokså heterogent tektoniserte metasedimenter som foldete masser inn i skyveflakene. Øst for Bergfossen er de blottet i veiskjæringene over nesten 1 km. Det dreier seg om i bruddet blå- til gulgrå glimmerkvartsitt med mørke, serisittrike kvartsskiferlag. Forvitringen er ofte lett gulrusten. Omgivende bergarter er leptittiske gneiser (14 og 9) og heterogene båndgneiser (10). Ingen konglomerater er observert.

Alderen av sedimentene er usikre, men kambrisk alder er mulig.

Metavulkanitter:

7:

Rhyolittiske metavulkanitter ligger med primærkontakt sønnenfor de feltspatporfyriske granittgneisene (12). De har vanligvis et porfyrpreg, karakterisert ved en tett/afanittisk ($<0.03\text{mm}$) lilla til rosa grunnmasse av kvarts, feltspat og serisitt, med spredte fenokrystaller ($<6\text{mm}$) av mikroklin, flekkpertittisk alkalifeltspat, underordnet plagioklas og kvarts.

Lavfrie forvitningsflater viser stedvis primære trekk som: bergartsfragmenter av varierende, overveiende kvartsofeltspatisk sammensetning, med dels flammetekstur, heterogen fordeling av fenokrystaller og litiske fragmenter. En benkning i dm- til m-skala, diskordant til den penetrative foliasjonen, er lokalt utviklet.

Mye tyder på at storparten er ignimbrittiske strømvsetninger og lapilli-/krystall-tuffer. Porfyrgranitten i nord ser ut til å være intrusiv i vulkanittene. Det fins apofyser, dels med, dels uten fenokrystaller av finkornet granitt til kvartsmonsonitt innover i vulkanittene. Vulkanittxenolitter i gneisene er tidligere nevnt. Det må antas at denne primærkontakten nå ligger invertert.

8:

Lokalt opptrer det horisonter med opp til 60% feltspatfenokrystaller i vulkanittene 7. Både størrelse, orientering og andel av fenokrystaller er nokså varierende. Raske vertikale variasjoner ved relativ stor horisontal utstrekning tyder på vulkanitter av "crowded porphyry" (krystallstrøm) type.

9:

Finkornete ganittiske glimmergneiser med spredte reliktske fenokrystaller alternerer med bergarter av type 5 i det sørligste skyveflak i nedre dekkekompleks. Grunnmassen er grovere enn i type 7 og feltspatfenokrySTALLene færre og mindre, delvis også rekrystalliserte. Biotitt og epidot gir bergarten også en gråere farge.

En antagelig primær benkning/laminasjon er godt synlig i de foldete partiene vest for Eldbekkskardvatnet. Bergartene tolkes som sure metavulkanitter, mest sannsynlig asketuffer.

5:

Dette er en nokså heterogen bergartsassosiasjon. Felles er en intermediær kjemi. Bergartene varierer fra småfoldet, kvartslinserik (amfibol)-epidot-albitt-glimmerskifer til dm-benket ditto gneis. Albittrik plagioklas, underordnet feltskap opptrer som tallrike, kantrundete klaster (fenokrystaller) av opp til 2 mm. Rekrystalliserte kvarts- og bergartsfragmenter er også observert. Nykrystallisert fins alltid albitt, kvarts, epidot og biotitt, delvis muskovitt, amfibol og kalkspat. En svak pyrittdisseminasjon er også vanlig. Bergartene er ofte båndet i dm-skala, vist ved skiftende minerasammensetning.

Mye tyder på at det dreier seg om intermediære metatuffer, dels krystall/lapillituff.

6:

Relativt homogene, finkornete (amfibol)-epidot-biotittgneiser innenfor de heterogene båndgneisene 10 kan tolkes som metaandesitter, muligens finkornet metadioritt. Disse er blottet i veiskjæringene like vest for kommunegrensen.

Heterogene bergartskomplekser:

18:

Innenfor porfyrgranittene 19 fins det sonevis gneiser med suprakrustalt preg. Oftest dreier det seg om finkornete kvarts-feltspatgneiser, dels laminerte, leptittaktige, dels metaporfyrisk med reliktske feltspatfenokrystaller. Amfibolittiske partier fins også. Størrelsen på sonene varierer fra noen få meter til flere 100m. Grensen til granittene er vanligvis skarp og uten tegn til økt deformasjon.

Det antas at de finkornete gneisene representerer xenolitter og rester av et eldre suprakrustalkompleks, flytende i granittene.

10:

Denne meget heterogene bergartsserien er godt blottet langs veien øst for bruddet. For det meste er det godt parallellfolierte, finkornete gneiser. Alternierende lyse kvartsofeltspatiske og mørke (amfibol)-epidot-glimmerrike lag gir ofte et båndgneis-preg. Bergartene er uten tvil meget sterkt tektonisert, dels mylonittisert.

Det faktum at det fins bare få mer grovkornete partier av muligens "orto"-karakter, samt inneslutninger av metasedimenter (vsa. kvartsitt også tynnere kalksilikatlag) tyder på en suprakrustal opprinnelse for serien. Kjemisk bimodale sure og intermediære tuffer utgjør muligens hovedparten av utgangsmaterialet. Alderen for serien er usikker, men likheten med bergarter i 18, 5 og 9 taler for prekambrium.

14:

Finkornete, rosa kvartsfeltspatgneiser, ofte laminert fins sammen med 10, vanligvis langs kontakten mot de nordenfor liggende granittgneiser 11. Det er usikkert om det dreier seg om blastomylonittiske ekvivalenter til 11, eller sure metavulkanitter. Det siste ansees å være det mest sannsynlige.

STRUKTURER

Området kjennetegnes ved en sammensatt kaledonsk tektonostratigrafi i nordkanten av Grong-Olden kulminasjonen. Metamorfosen tyder på dannelse under duktile forhold ved øvre lavgrad betingelser. Postkaledonsk forkastningstektonikk i et sprøtt regime førte til dannelse av Bergfossforkastningen og tallrike andre kataklastiske forkastningssoner som preger hele kartbildet.

Tektonostratigrafi

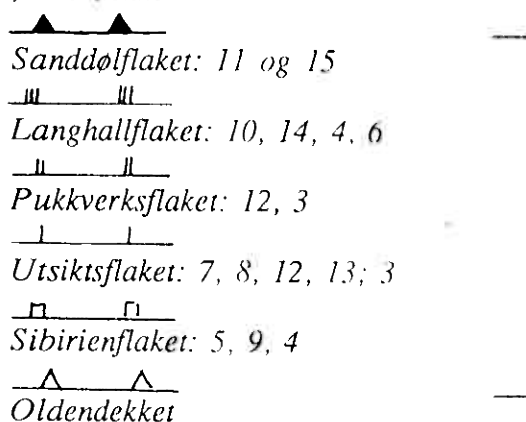
Fig. 3 viser et skjematisk snitt gjennom den kaledonske tektonostratigrafien før forkastningsdannelsen. Et påfallende trekk er den relativt store petrografiske homogeniteten innenfor de enkelte skyveflakene, som karakteriseres av i regel noen få bergartstyper.

Kriterier for plassering av skyvegrenser mellom flakene er:

- mylonitter/fyllonitter av i regel noen få meter tykkelse med gradvis overgang i normaltektoniserte bergarter
- linser og tynne soner av metasedimenter. Disse hører vanligvis med til underliggende flak, som bevarte primærkontakter og varierende tektoniseringsgrad viser

Følgende dekkeflak med dominerende litologier blir skilt ut innenfor Formofoss dekkekompleks:

Øvre dekker



Sanddølflaket: 11 og 15

Langhallflaket: 10, 14, 4, 6

Pukkverksflaket: 12, 3

Utsiktsflaket: 7, 8, 12, 13; 3

Sibirienflaket: 5, 9, 4

Oldendekket

Formofoss dekkekompleks

Generelt sett har man en fordobling i tykkelsen av hele pakken fra ca. 1150m i vest til ca. 2250m i øst. Dette vises godt i kartbildet, siden fallet av foliasjonen i de av forkastninger lite påvirkede områder er relativt ensformet 40-50° nordfallende.

Fig. 2. Skjematisk avbildning av tektonisk stratigrafi for Sandneset
av Bergfoss-furkantringsomnen ifor tegnforklaring se tegning 011

Vest

Vest for
Sjettefjella

omrentlig posisjon
av Bergfoss-furkantringen

Lirjell
plakover

Sidvickabakk-
senket

Øst

Sanddal-
flintet

Lirjell-
flintet

Plakover-
flintet

Ullstam-
flintet

Sidvick-
flintet

1:100000

1 km

2 km

Mens de fleste flak viser en lett til moderat, mer eller mindre kontinuerlig fortykning mot øst, så blir **Sibirienflaket** betydelig tykkere øst for Bergfossen. I vest består det av en tynn sone av enhet 5, i øst har vi en østvergent foldet og imbrikert serie med finkornete granittiske gneiser (9), samt en komplekst innfoldet kjerne av metasedimenter (4). Sibirienflaket består altså utelukkende av suprakrustale bergarter. Siden primære opp/ned-kriterier mangler, er det umulig å si hvorvidt stratigrafien ligger normalt eller invertert. Er metasedimentene (4) yngst, så er invertert stratigrafi sannsynlig.

På samme måte består **Langhallflaket** av utelukkende suprakrustale bergarter. Tektoniseringen er her penetrativ og betydelig. I båndgneisene opptrer det ofte isoklinale folder, dels folder av "sheath"-type, som er vanlig i mylonittiske bergarter. Båndkarakteren er produkt av tektonisk utgnidning av en primær heterogen serie. Glimmerrike bergarter har ofte preg av "button"-skifer, vist ved cm-store, runde sølvglinsende glimmeraggregat. Også dette er tegn på betydelig deformasjon. "Button"-skifer ble også observert i Sibirienflakets enhet 5. Det er i det hele tatt mange likheter mellom båndgneisen i Langhallflaket og enhetene 5 og 9 i Sibirienflaket. Dessuten opptrer kvartsitter innenfor begge flak. Det er derfor godt mulig at det dreier seg om en og samme lagpakke på forskjellig tektonisk nivå.

Plasseringen av skyvegrensen mellom Langhallflaket og Sanddølflaket er avhengig av tolkningen av enhet 14. Tolkes den som mylonittisert enhet 11, så må skyvegrensen legges i bunnen av disse. Forfatteren tolker 14 derimot som metarhyolitter og plasserer skyvegrenser dermed ovenfor.

I **Sanddølflaket** øker mylonittiseringen i enhet 15 mot kontakten til de overliggende glimmerskifrene. Mellom 11 og 15 er det flere steder en tydelig skifrig/fyllonittisk sone. En tektonisk oppdeling av Sanddølflaket kan dermed ikke utelukkes.

Toppen av **Pukkverksflaket** er veldefinert ved metasedimentdraget som kan følges over mer enn 5 km fra kartets østgrense vestover. De underliggende porfyriske granittgneiser (12) viser et økende mylonittisk preg nær skyvegrensene både på toppen og i bunnen. I bunnen opptrer det flere meter med fyllonittiske skifre, stedvis med innblanding av metasedimenter. Under forutsetning at metasedimentene ligger med primær kontakt på enhet 12 og er av kaledonsk alder, så ligger både Pukkverksflaket og **Utsiktsflaket** rett vei opp. Inversjonen av den beskrevne intrusivkontakten mellom metaporfyr og granitt i Utsiktsflaket må i så fall være av prekambrisk alder.

Gneiskomplekset i Grong-Olden kulminasjonen (**Oldendekket**) i sør inneholder antagelig også kaledonske bevegelsessoner, dels ledsaget av heterogene bergartsserier med bl.a. kvartsitter. En første slik sone ligger like sør for det kartlagte område, ca. 1.5 km under basisen til Formofossdekkekomplekset. Den er avmerket på Foslies kart som granitt-mylonitt.

Primære strukturer

En stor del av de primære petrografiske trekkene er tatt med i bergartsbeskrivelsen. Metasedimentene 16 og 17, stedvis med basalkonglomerat, hvilende på et krystallinsk underlag er det best bevarte "basement/cover"-forhold i området. Forløpet av de gjennomsettende basiske gangene i de sure gneisene i sør gjenspeiler godt både den økende kaledonske tektoniseringen mot toppen og begeglesesretningen i kataklasittsonene.

Kaledonske strukturer og metamorfose

1. Hovedfasen:

Alle bergarter i området ble utsatt for en dynamotermisk kaledonsk lavgradmetamorfose. Bergartene er i varierende grad foliasjons- og/eller lineasjonspreget.

Mikrostrukturene viser at hovedfasen førte til finkornet, granoblastisk re- og neokrystallisasjon. Kornstørrelsen er vanligvis 0.1 - 0.2 mm for kvarts, feltspat og epidot, for fyllosilikater og amfibol opp til 1.2 mm. Sure metavulkanitter har en grunnmasse med kornstørrelse ofte under 0.05 mm. Reliktiske større mineraler (fenokrystaller, klaster) skiller seg dermed klart fra grunnmassen.

Porfyroklaster av feltspat kan være brekksjert til mindre biter eller "rullet" i matriksen til en avrundet kornform. Kvarts er alltid dynamisk rekrytallisert og i opprinnelig middels- til grovkornete bergarter dratt ut til langstrakte aggregat. Fyllosilikater og epidot (amfibol) viser alltid foliasjons- (lineasjons-) parallell formorientering i matriksen. De "flyter" ofte rundt større porfyroklastar.

Mesoskopisk er bergartene dermed gjennomgående meget finkornete, med øye-/flaser-tekstur i porfyroklastrike typer som 12, 19, 15 og delvis 5. Deformasjonen er ofte ganske homogen og penetrativ, men variasjoner forekommer og vises best i de reliktrike typene.

I 12 veksler tynnere soner med matriksrik, mylonittisk småflaset preg og godt plan-parallell "fluxion"-foliasjon med protomylonittiske øye-/flasergneiser. Sigmoidale haler på feltspatporfyroklastar og SC-foliasjonsteksturer viser nokså entydig at hovedfasen har sammenheng med østrettet skjærdeformasjon med "topp to the east". Dette er i overensstemmelse med vergensen for strukturene i f.eks. Sibirienflaket (imbrikasjon og foldning), for folder i båndgneisene i Langhallflaket og i mylonitter ellers.

Lineasjoner, vist først og fremst ved mineralaggregatelongasjon styper flatt til moderat østnordøst til nordnordøst. Denne orienteringen er produkt av rotasjon i forbindelse med

oppdomingen av Grong-kulminasjonen (se under); primært må en svakt (øst-) vestfallende orientering antas, forutsatt at lineasjonen ble dannet ved enkelt skjær under dekketransporten.

Mens Formofossdekkepakken er mer eller mindre gjennomgående deformert, så avtar foliasjon og lineasjon betydelig innover i den underliggende krystallinkjernen. Således har man sør i det kartlagte område nesten massive eller svakt lineasjonspreget granittgneiser.

Hovedfoliasjon, lineasjon og folder med foliasjonsparelt akseplan ansees å være dannet under skyvefasen for dekketabellen (skandisk fase).

Metamorfosen under hovedfasen karakteriseres ved følgende parageneser:

Sure gneiser: kvarts + mikroklin + albitt + muskovitt + biotitt; $\pm$ epidot, kalkspat, granat, titanitt.
 Intermediære gneiser: albitt + kvarts + biotitt + epidot + muskovitt; $\pm$ hornblende, kalifeltspat, kalkspat, titanitt.

Albittisk plagioklas, olivengrønn biotitt, aktinolitisk hornblende, epidot og små granatporfyroblaster tilsier midtre til øvre del av lavgrad betingelser.

2. Senkaledonske strukturer:

Glimmerrike bergarter, f.o.f. i enhet 5 viser vanligvis en småfolding i mm-skala, som folder hovedfoliasjonen. Akseplan har nordøstlig til østlig strøk med fall fra 45° til steilt mot sør. Stedvis opptrer et konjugert foldsystem med vestnordveststrykende akseplan med moderat fall mot nord.

Mikrostrukturene viser at albitt, hornblende, glimmer og apatitt foldes/bøyes, dvs. småfoldingene er post-hovedmetamorfose. I foldhengslene er kvarts og dels feltspat rekrystallisert og biotitt omdannet til "strain"-fri kloritt. Også kalkspat er dannet under denne fasen.

Den regionale betydningen av småfoldningen er ikke avklart, men det er sannsynlig at den har sammenheng med en N-S-rettet innsnevring, muligens den som førte til oppdomingen av Grong-kulminasjonen (Kolås fjell antiformen etter Støl, 1988). Rotasjon av hovedfoliasjonen fra opprinnelig antagelig slakt vestlig til den moderate nordlige fall er resultat av hevingen i sør.

Postkaledonsk forkastningstektonikk

Yngste tektoniske hendelse i området er dannelsen av steiltstående forkastninger. Dette førte til en oppdeling av tektonostratigrafien i mot hverandre forskjøvne og roterte blokker som vises godt i kartbildet (jfr. Fig. 2).

Dominerende struktur er den innledningsvis nevnte SV-NØ-strykende, *sinistrale* forkastningen, som krysser Sanddøla like nedenfor Bergfossen, *Bergfossforkastningen*. Morfologisk vises den godt ved en uterodert sprekkedal, som kan følges over minst 10 km mot SV tvers over Grongkulminasjonen. Skrenten på en side, eller ofte på begge sider av sprekken, dannes av flere meter kataklastiske forkastningsbergarter (for nomenklatur se Sibson 1977). Alle overganger fra mikrobrekser over kataklasitt til ultrakataklasitt forekommer. Mørkebrune årer av antagelig pseudotakylitt er også observert. Mikrobreksejone av granittgneisen har ofte en sterk rød farge p.g.a. hematittutfellinger langs sprekker og riss; disse er dels fylt med kvarts. Kataklasittene har en varierende farge, ofte med gul- til grønngrå matriks og rød til rosa klaster.

Tallrike forkastninger, ledsaget av kataklasitter finnes både øst og vest for Bergfossforkastningen. På østsida ligger minst 10 subparallele hovedforkastninger med 1/2 til 1 km mellomrom. De stryker øst til østsørøst fra Bergfossforkastningen, etterhvert dreierende sterkere mot sørøst, for så å dø ut etter ca. 4 km. De viktigste er fra NØ mot SV (se Fig. 2):

Flatfjellforkastningen

Telelinkforkastningen

Kjerringdalforkastningen

Fjellreinforkastningen

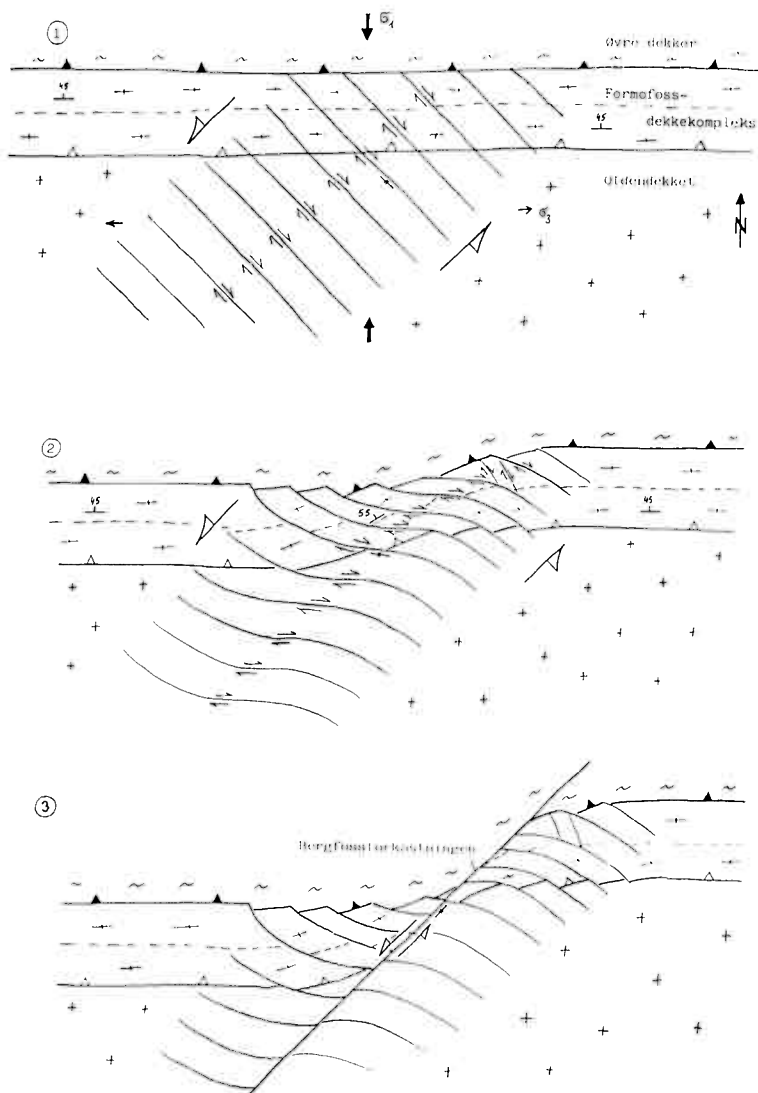
Stordalforkastningen

Nordre og søndre Sprutbekkforkastningen

Nordre, midtre og søndre Finnkruforkastningen

Mellom Telelinkforkastningen og Kjerringdalforkastningen har man i den vestlige delen noen NV-SØ-strykende andre ordens forkastninger. Også noen av de andre forkastningene har sekundære forgreninger. Forskyvningen langs forkastningene er iøyefallende og er nesten utelukkende dekstral. Det tilsynelatende horisontale forkastningssprang øker generelt sett vestover langs en og samme forkastning til maksimalt ca. 500 m. Langs Flatfjellforkastningen og lengst sørøst i Telelink- og Kjerringdalsforkastningen observeres det noen titalls meter sinistral forskyvning av bergartsgrensene.

Fig.4: Utviklingsmodell for Bergfoss-ferkastningssonen



Også vest for Bergfossforkastningen fins det en rekke forkastninger (flere vestenfor kartområdet). Hovedsettet av disse ser ut til å svare til de på østsiden. De er VNV- til NV-strykende med dekstral forskyvning. Blokken sør for Mortenslund er den lengst sørover skjøvne. Den begrenses i øst av den konjugerte, ca. N-S-strykende Fjellheimforkastningen med sinistral forskyvning.

Alle forkastninger er dannet ved *kataklastisk deformasjon* og ledsaget av harde, ofte flintaktige bergarter, som morfologisk dannet ribber og skrenter i terrenget. Forkastningsflatene ligger vanligvis subvertikale, men fall ned mot 45° forekommer lokalt.

Det er få indikasjoner på bevegelsesvektoren innenfor forkastningsplan. I Setertjønn- og søndre Sprutbekkforkastning ble glideflater med en skuringslineasjon og mineralfiberlineasjon observert. Stupningen varierer fra 30° i nordvestlig til 15° i sørøstlig retning. Fiberveksten er i samsvar med dekstral bevegelse. Selv om disse strukturer bare gir siste bevegelser, er en tilnærmet ren sidelengsbevegelse langs de fleste forkastninger sannsynlig. Det er nærliggende å se dannelsen av alle forkastninger under ett. Følgende modell kan tenkes (se Fig. 4).

1. Bevegelsen starter i en NØ-SV-rettet, flere km bred sone under påvirkning av sinistral skjærspenning. Siden kompetente bergarter dominerer innenfor Formofossdekkekomplekset og Oldendekket fører dette, etter begrenset elastisk deformasjon til brudddannelse. Det utvikles ett sett av NV-SØ-strykende "en echelon" dekstrale forkastninger i skjæresonen. Siden vinkelen mellom den regionale foliasjonen og forkastningsplanene er nokså konstant over hele området, er plane forkastningsflater sannsynlig.
2. Vedvarende sinistralt skjær i beltet blir overveiende kompensert ved rotasjon (mot klokka) av forkastningsblokkene og dekstralbevegelse langs forkastningene. Blokkinterne spenninger får delvis utløsning ved dannelsen av sekundærforkastninger, også disse med dekstral forskyvning.
3. På ett eller annet tidspunkt blir bevegelsen konsentrert på ett plan og Bergfossforkastningen utvikles; den kutter tvers gjennom mønstret av blokker og forkastninger.

Man kan også foreta noen kvantitative vurderinger av deformasjonen:

Den direkte målbare sinistralforskyvningen langs Bergfossforkastningen for de forskjellige bergarts- og skyvegrenser varierer fra 2 til 2.3 km. Ser man på områder lengst i vest og øst som er lite påvirket av rotasjon og forkastningsdannelse, så viser det regionale strøket at de vestlige delene er forskjøvet mot sør med ca. 2.5 km i forhold til området i øst. Siden Bergfossforkastningen danner en vinkel på ca. 45° med det regionale strøket blir den sinistrale totalbevegelsen på ca. 3.5 km. Av dette er altså drøye 2 km ren bevegelse langs Bergfossforkastningen, mens resten, maks. 1.5 km, er kompensert ved

blokkrotasjon og dekstralbevegelse langs de andre forkastningene innenfor skjærsonen. Gjennomsnittlig skjærdeformasjon (Γ) for hele sonen (maks. 5 km bred) er

$$\Gamma = 1,5/5 = 0.3$$

Ut fra rotasjon av forkastningssonene på opp til 45° i de sentrale delene, når Γ der opp mot 1.0. Dette tilsvarer et deformasjonsellipsoid med $X/Z \approx 3$, som er orientert i VSV-ØNØ-lig retning.

Fig. 5 viser skjematisk hvordan en slik deformasjon kan oppnås uten penetrativ deformasjon, ved kombinert rotasjon og forskyvning av stive blokker.

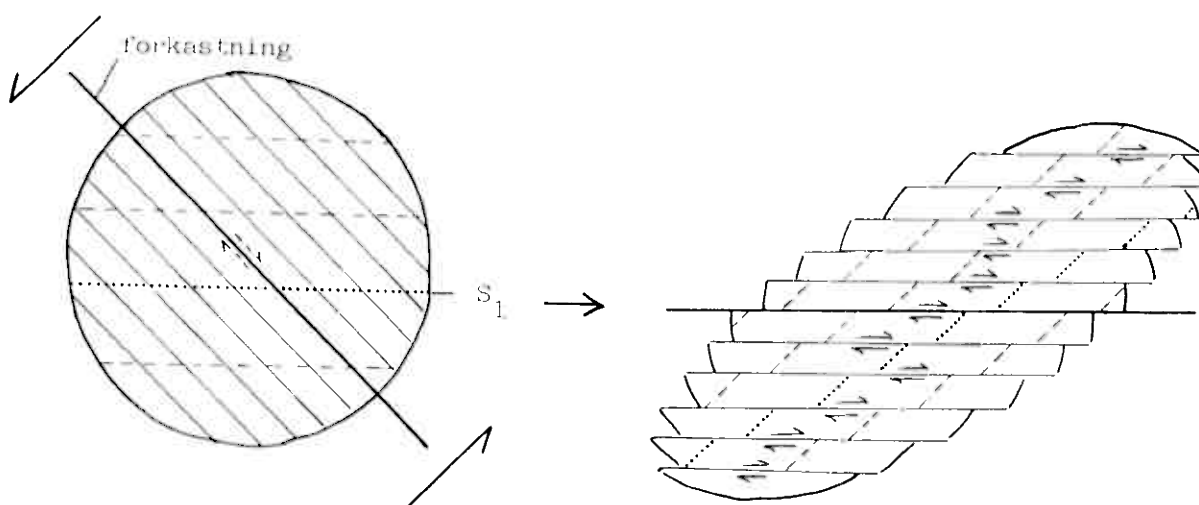


Fig. 5. Modell for homogen deformasjon ved rotasjon og forskyvning av stive plater.
 $\Gamma = 1.0$, $X/Z \approx 3$.

Kataklasitter med varierende utseende og tekstur ledsager alle forkastninger av betydning. Det dreier seg om meget harde, tette, dels flintaktige bergarter av noen få dm til opp mot 25 m (Fjellreina) tykkelse. Vanligst er 1 til 4 m kataklasitt og ultrakataklasitt, skilt fra upåvirket sidebergart ved noen dm (mikro-) breksje. En parallelepipedisk oppsprekning i cm-skala er karakteristisk for kataklasitt og ultrakataklasitt. Et sprekkesett ligger vanligvis subparallelt med forkastningsplanet, et annet steilt med ca. N-S strøk.

Mikrostrukturer: Grunnmassen av kataklasittene er meget tett (<0.01 mm) og består av knust feltspat, titanitt, epidot, dels kvarts og ny-/rekrySTALLISERT brunlig biotitt (?stilpnomelan), kvarts, opake, serisitt, muligens også feltspat og epidot. Den har vanligvis en grå farge med rødlig eller grønnlig skjær. En masseformet tekstur er regelen, men enkelte plasser er en forkastningsparallel "flyte"-bånding utviklet, dvs. man har overgang til ultramylonitter.

Klaster er både bergarts- og mineralfragmenter av varierende størrelse, men ofte mindre enn 1 mm. Kalifeltspat, epidot og titanitt viser klart sprø deformasjon ved knusning. Både glimmer og albitt er lett bøyde. Kvarts reagerte delvis duktilt med "subgrain"-dannelse og dynamisk rekrystallasjon, men oppknuste korn med sterk undulerende utsløkning er også observert. Kloritt og kalkspat danner ofte et nettverk av sendannete årer.

Ett slip fra Bergfosskataklastitten viser en 0.1 mm tynn, gjennomsettende åre av polygon, spenningsfri kvarts med underordnet lilla flusspat. Flusspatbelagte sprekker ble også funnet i blokker i Lifjell-bruddet.

En ca. N-S-strykende, steil oppsprekning er stedvis godt utviklet over hele området. Mørkgrønn kloritt er vanlig på sprekkflatene og som innfylling i 2-3 mm brede riss i samme retning. Noen få plasser observeres det tilsynelatende sinistralbevegelse i cm-skala langs slike sprekkflater.

KVARTSÅRER

Siden de gullførende sulfidene, funnet i Lifjell pukkverk høsten 1988, er knyttet til en kvartsåresverm, var registrering av kvartsårer en nærliggende del av arbeidet. Tegning 1 i NGU-rapp. 90.012 (Grenne, 1990) viser fordelingen av de observerte kvartsårene. En mer detaljert beskrivelse av mineralogien er gitt av Grenne (1990). Her skal bare mer generelle aspekter behandles.

Fra ovenfornevnte tegning går det frem at kvartsårene opptrer nesten utelukkende i feltspatporfyriske gneiser (enheter 12 og 19). Dette har nok sammenheng med at disse bergartene ble penetrativt foliert under den kaledonske hovedfasen og dermed ble mekanisk anisotrope. Dessuten gir det høye feltspatinnhold relativt kompetente bergarter.

Kartbildet og feltobservasjonene viser klart at de aller fleste kvartsårer av betydning ble dannet i tidsrommet etter dannelsen av hovedfoliasjonen men før den kataklastiske forkastningstektonikken. Det viser seg videre at årene skjærer hovedfoliasjonen vanligvis med stor vinkel.

Hovedsettet av kvartsårer har en strøkretning subparallel foliasjonsstrøket med steilt til moderat fall mot sørøst til øst. Stedvis opptrer et annet sett med kvartsårer omtrent loddrett på det første med sørøstlig strøk og moderat fall mot sørvest. Dannelsen av begge sett skjedde mer eller mindre samtidig. Mange av kvartsårene er nokså planparallelle innfyllinger i sprekker som varierer i tykkelse fra få cm til opp imot 1 m.

Enkelte plasser kan et "en echelon" mønster observeres. Årene er da tykkest i midten og tynner ut i begge retninger. Orienteringen er i de fleste tilfelle slik at sinistrale skjærespenninger må ha virket under dannelsen av tensjonssprekkene. Dette gjelder bl.a. kvartssvermen i Oldendekket sør for Sibirien (2 i Fig. 2 og A .. A i Fig. 3). Mønstre som tilsier dekstrale bevegelse er også observert. Syngenetisk lett foldete kvartsårer bekrefter dannelsen i tilknytning til skjærbevegelser.

Ofte foreligger kvartsårene i form av subparallelle, forgrenete og nettaktig sammenvevde gangsvermer. Dette gjelder bl.a. hovedsonen som strekker seg fra Lifjell pukkverk mot øst og vest (B...B i Fig. 3). Gangkvarts utgjør her stedvis opp til 30% av bergarten. Lokalt observeres det breksjeaktige soner med roterte gneisblokker av dm-størrelse i hvit kvartsmatriks.

Avslepning av gneisfoliasjonen og glidespeil på kontakten til kvartsårer ble observert noen plasser. Geometrien tyder på heving av de sørlige delene i forhold til de nordlige. Bevegelsen kan ha skjedd både før og etter kvartsinnfylling i sprekken.

Av underordnet betydning er kvartsårer, vanligvis bare mm til få cm tykke, som er dannet på andre tidspunkt. De eldste er dels pre- og syn-hoveddeformasjon i og med at de er både S- og L-preget. Årer som gjennomsetter kataklasittene ble observert flere steder. Det antas at kataklasen åpnet muligheten til lokalt remobilisering av kvarts.

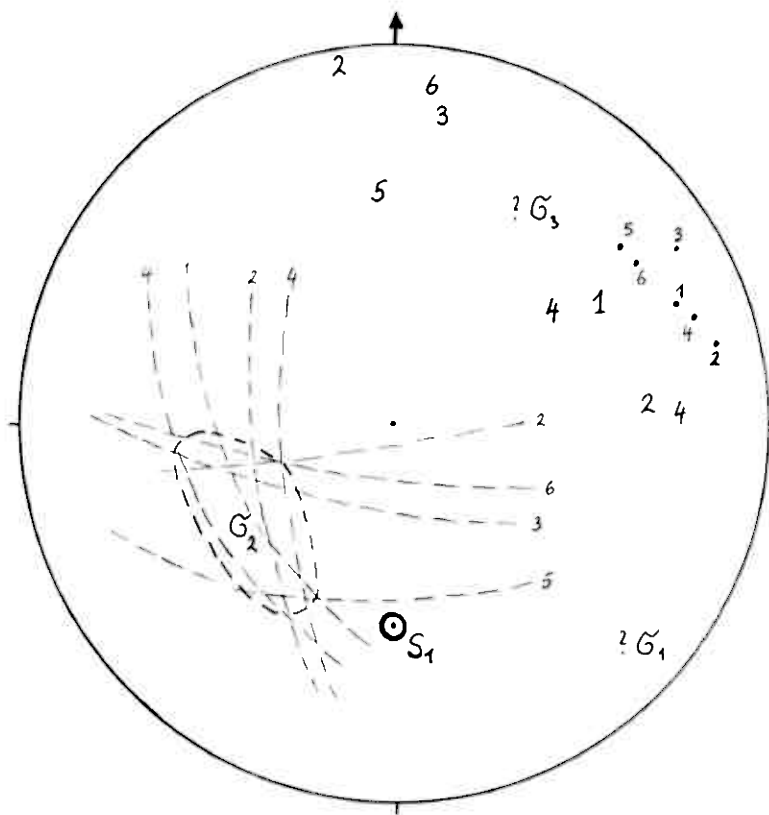


Fig.6: Stereogram med kvartsårer (1-6) fra lokalitetene i fig.2, lineasjoner (•1-•6) og mulig plassering av hovedspenningsaksene.

For å se om det finnes noe enhetlig mønster i orienteringen og om dette lar seg mekanisk tolke, ble observasjonene fra utvalgte områder plottet i stereonetet (1-6 i Fig. 2). Blokkrotasjon i forbindelse med forkastningstektonikken ble kompensert ved å velge en enhetlig orientering for hovedfoliasjonen S_1 (Fig. 6). Ser man på kvartsårene som innfyllinger i tensjonssprekker av omtrent felles alder, så må deres interseksjon tilsvare en av hovedspenningsaksene, mest sannsynlig σ_2 . I diagrammet ville den få et moderat fall i (sør)vestlig retning. Dermed kan maksimalt en av de to andre aksene ligge horisontalt. Et slikt skjevt spenningsystem er geologisk sett lite meningsfylt. Det må derfor antas at hele området ble betydelig rotert etter dannelsen av kvartsårene. En sterk heving i vest (bikking mot øst) blir som tidligere nevnt også indikert ved hovedlineasjonens østlige fall. Den skjeve orienteringen av spenningssystemet viser også klart at dannelsen av kvartsårene ikke har noen sammenheng med de kataklastiske forkastningene, som ble dannet i et spenningsystem med subvertikal σ_2 , σ_1 omtrent N-S og σ_3 Ø-V (Fig. 4).

Å få σ_2 i vertikal posisjon i Fig. 6 krever en rotasjon på 30° til 40°. Med dette vil også lineasjonen få det sannsynlige slake vestlige fall. Foliasjonen ville fortsatt ha et tydelig nordlig fall. Rotasjonen kan muligens sees i sammenheng med dannelsen av Oldenanti-formen, her på nordflanken av den eldre Kolås fjellantiformen (Støl 1988). En dannelsen av kvartsårene i forbindelse med oppdomingen av Kolsås fjellantiformen kan heller ikke utelukkes. Regionale undersøkelser ville være nødvendig for å få avklart denne muligheten.

REFERANSER

- Andreasson, P.-G. & Johansson, L., 1983: The Snåsa Mega-lens, west-central Scandinavian Caledonides, GFF, vol. 104, 305-326.
- Asklund, B., 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden, SGU C417, 1-99.
- Aukes, P.G. et al., 1979: The Geology of the Lierne district, northeast of the Grong Culmination, central Norway. NGU 354, 115-129.
- Foslie, S., 1958: Geologisk kart Sanddøla 1:100.000. NGU
- Gee, D., 1980: Basement-Cover relationships in the central Scandinavian Caledonides. GFF 102, 455-474.
- Grenne, T., 1989: Gull Sibirien - foreløpig rapport. NGU-rapport nr. 89.167. 7 sider.
- Grenne, T., 1990: Malmgeologiske undersøkelser Sibirien, Grong, Nord-Trøndelag. NGU-rapport nr. 90.012.

- Grønlie, A. & Roberts, D., 1989: Resurgent strike-slip duplex development along the Hitra-Snåsa and Verran Faults, Møre-Trøndelag Fault Zone, Central Norway. *J. Struct.Geol.* 11, 295-305.
- Johansson, L., 1986: Basement and cover relationships in the Vestranden-Grong-Olden Region, central Scandinavian Caledonides: petrology, age relationships, structures and regional correlation. Unpubl. doktoravhandling, Univ. Lund, 142 s.
- Oftedahl, C., 1956: Om Grong Kulminasjonen og Grongfeltets skyvedekker. NGU 195, 57-64.
- Roberts, D., 1967: Geological investigations in the Snåsa-Lurudal area, Nord-Trøndelag. NGU 247, 18-38.
- Roberts, D., 1988: Grong 1:250.000, utkast til foreløpig berggrunnskart. NGU.
- Roberts, D., 1989: Tectonostratigraphy within the area of 1:250.000 map sheet 'Grong', Nord-Trøndelag, Central Norway. *GFF* 111, 404-407.
- Sibson, R.H., 1977: Fault rocks and fault mechanisms. *J.Geol.Soc.Lond.* 133, 191-213.
- Stel, H., 1988: Basement-cover relations at the Grong-Olden culmination, central Norway. *NGT* 68, 135-147.

TEGNFORKLARING

MIDTRE OG ØVRE DEKKER (SEVE- OG KØLIDDEKKE)

METASEDIMENTER OG METAVULKANITTER AV KAMBROSILURISK ALDER

Fyllitt, grå og glimmerskifer (karbonatholdig kloritt-muskovittskifer)

Grønnskifer (epidot-kloritt-aktinolitiskifer) med lag av uensartet metasandstein

NEDRE DEKKEKOMPLEKS (FORMOFOSSE DEKKEKOMPLEKS)

SUPRAKRUSTALE BERGARTER

METASEDIMENTER AV SENPREKAMBRISK TIL KAMBRISK ALDER

Feltspatisk kvartsitt, serisittiskvartsitt, metakvartsittkonglomerat

METASEDIMENTER AV USIKKER ALDER

Glimmerkvartsitt (grågul) og kvartesskifer (dels mørk)

METAMORFE VULKANOCLASTISKE OG VULKANSKE BERGARTER AV ANTATT MIDTPROTEROZOISK ALDER

Glimmergneis, grønn, og glimmerskifer med talrike kvartelluser (epidot, kvarts, biotitt, albitt; muskovitt, amfibol, pyritt); antatt intermedieære metatuffer

Blottitgneis, finkornet (?amfibol); antatt meta-andesitt

Porfyr, lilla til rosa, med opptil 10 f enokrystaller (5-10 mm) av alkalifeltspat i en tett grunnmasse; metahyllitt

Porfyr, rik på store feltspatkrystaller, opp til 1 cm store; avsetning av "krystallstrøm" type

Glimmergneis, finkornet, granittisk (leptitt), med relikviske små feltspatf enokrystaller; sur metavulkanitt

BLANDETE SUPRAKRUSTALE BERGARTER AV USIKKER ALDER (ANTATT PREKAMBRISK)

Gneiser, uensartede, dels båndete; finkornet, ofte mylonittisk; sure og intermedieære lag (1 cm til 1 m) i vekslng; underordnet glimmerskifer ("button schist"), glimmerkvartsitt og kalksilikatgneis

FOLIerte DYPERBERGARTER AV MIDTPROTEROZOISK ALDER

Leukogranittigneis, rosa, fin- til middelskornet; uensartet foliert

Granitt- til kvartessyenittigneis, feltspatporfyrisk; varierende andel og størrelse på alkalifeltspat-f enokrystaller; finkornet epidot og biotitt i grunnmassen; ofte protomylonittisk smådyper- og flaserstekur; finkornete partier (xenolitter?) av Leptitt

Blottitf amfibolitt; metagabbro gang

BERGARTER AV USIKKER OPPRINNELSE OG ANTATT PREKAMBRISK ALDER

Leptitigneis, rosa; tyntfoliert, delvis laminert; metavulkanitt eller blastomylonittisk finkornet granitt

Blastomylonittigneis, muskovittrik; godt parallellfoliert, dels tyntplattet; varierende andel av opp til 5 cm store feltspatblaster; lag av silikittisk ultramylonitt; blastomylonittisk preg og økende glimmerandel nordover

BERGARTER AV GRONG - OLDENKULIMINASJONEN (OLDENDEKKET)

METASEDIMENTER AV KAMBRISK ALDER

Granittisk svartskifer (alunskifer)

Glimmerkvartsitt til meta-arkose, kvartessglimmerskifer; metakvartsittkonglomerat ved basis

SUPRAKRUSTALE BERGARTER AV ANTATT MIDTPROTEROZOISK ALDER

Gneiser, uensartede, finkornete; leptitt, metaporfyr, amfibolitt

FOLIerte DYPERBERGARTER

Blottitgranitt til -granodioritt, foliert; middels- til grovkornet, ofte alkalifeltspatporfyrisk

Amfibolitt (blottitf amfibolitt), metagabbro

GEOLOGISKE SYMBOLER

- Fallasjon / skifrlighet med planets helning angitt (40° mot sørøst)
- Fallasjon i mylonitt/kataklastitt
- Primer lagning / bånding i suprakrustalbergart
- Foldeakseplan / akseplanfallasjon
- Lineasjon: mineralorientering, aggregat-/konglomeratstrøkning
- Mylonittiske bergarter
- Forkastning med kataklastitt
- Forkastning, antatt forløp
- Skyvegrense for midtre og øvre dekker
- Skyvegrense innenfor nedre dekkekompleks
- Skyvegrense ved basis av nedre dekkekompleks
- Sone med mindre bevegelser

NGU - NORD-TRØNDELAGSPROGRAMMET 1989
GULL SIBIRIEN
BERGGRUNSKARTLEGGING
GRONG OG LIERNE KOMMUNER
NORD-TRØNDELAG

MÅLESTOKK
1:10000
OBS. M.H. JAN. -90
TEGN. M.H. JAN. -90
TRAC. M.H. JAN. -90
KFR

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
TRONDHEIM

TEGNING NR.
90.022-01
KARTBLAD NR.
1823 I



FOR TEGNFORKLARING, SE TEGNING NR. 90.022-01

NGU - NORD-TRØNDELAGSPROGRAMMET 1989
GULL SIBIRIEN
BERGGRUNNSKARTLEGGING
GRONG OG LIERNE KOMMUNER
NORD-TRØNDELAG

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
TRONDHEIM

MÅLESTOKK	OBS	M.H.	
	TEGN	M.H.	JAN.-90
	TRAC	M.H.	JAN.-90
	KFR		

1:10000

TEGNING NR	KARTBLAD NR
90.022-02	1823 I