

Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 2024	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering Fortrolig
Kommer fraarkiv Sulitjelma Bergverk A/S	Ekstern rapport nr "522120007"	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:

Tittel

En geologisk undersokelse av Nordgruvefeltet Sulitjelma (preliminër utgave og endelig utgave). Geologi. Kartlegging.

Forfatter SùYLAND-HANSEN, T.		Dato 1982		Bedrift Sulitjelma Gruber A/S		
Kommune Fylke			Bergdistrikt		1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde		Dokument typ	e	Forekom	ister	
Råstofftype		Emneord				

Sammendrag

Dr.ing.-avhandling med helhetlig skildring av Nordgruvefeltet i Sulitjelma. Geologisk oversikt, litostratigrafi, strukturgeologi, petrografi, petrokjemi og malmgeologi er grundig behandlet. Sulitjelmafeltets malmlover. (Preliminer utgave.) Geologi. Kartlegging.



DOKTOR INGENIÖRAVHANDLING

EN

GEOLOGISK UNDERSØKELSE AV NORDGRUVEFELTET I SULITJELMA

TOR SÖYLAND HANSEN 1983

UNIVERSITETET I TRONDHEIM NORGES TEKNISKE HØGSKOLE

GEOLOGISK INSTITUTT

GEOLOGISK UNDERSØKELSE

ΑV

NORDGRUVEFELTET, SULITJELMA.

Αv

TOR SØYLAND HANSEN

DOKTOR INGENIØRAVHANDLING VED NORGES TEKNISKE HØGSKOLE, TRONDHEIM DESEMBER 1983.

	INNHOLDSFORTEGNELSE	2	
	Forord	Side	6
	Sammendrag	Side	7
	Resymé	Side	10
S			
1.0 P P	GAVEREDEGJØRELSE	Side	14
1.1.	Malmgeologisk status for Sulitjelma malmfelt ved oppgaves	start	14
1.2.	Malmgeologisk hovedproblemstilling for gruveselskapet	Side	20
1.3.	Problemstilling for en Dr.Ing. oppgave	Side	22
1.4.	Gjennomføring av oppgaven	Side	23
	8		
2.GE0	LOGISK ··· OVERSIKT	Side	27
2.1.	OVERSIKT OVER ENDEL PUBLISERTE ARBEIDER	Side	28
2.2.	REGIONAL GEOLOGI	Side	32
2.2.1.	Grunnfjellet	Side	32
2.3.	LOKAL GEOLOGI (SULITJELMA MALMFELT)	Side	41
2.3.1.	Sjønstågruppen	Side	41
2.3.2.	Furulundgruppen	Side	43
2.3.3.	Sulitjelma amfibolittgruppe	Side	45
2.3.4.	Sulitjelma gabbrokompleks	Side	48
2.3.5.	Skaiti supergruppe	Side	48
	19		
3. S T	RATIGRAFI	Side	51
3.1.	TREDIMENSJONALE RELASJONER AV FORMASJONENE	Side	52
3.1.1.	Sulitjelma amfibolittgruppe	Side	52
3.1.2.	Lapphellaren skifer under granitten	Side	55
3.1.3.	Kobbertoppgranitten	Side	55
3.2.	OVERSIKT OVER TEKTONISK STRATIGRAFI	Side	59
3.3.	BESKRIVELSE AV DE TEKTONISKE ENHETER	Side	61
3.3.1.	Furulundskifer (FUS) under Giken klorittbreksjeledd	Side	64
3.3.2.	Giken klorittbreksjeledd (Giken KBL)	Side	65
3.3.3.	Leirelva skiferledd	Side	78
3.3.4.	Undre Sulitjelma amfibolittledd (UAL)	Side	80
3.3.5.	Vaknahellaren skifer	Side	90
3.3.6.	Midre Sulitjelma amfibolittledd (MAL)	Side	91
3.3.7.		Side	93
3.3.8.	Lapphellaren skifer	Side	98
3.3.9.	Kobbertoppgranitten	Side	9 9
3.4.	LITOSTRATIGRAFISK TOLKNING	Side	99
3.4.1.	Litologisk miljø	Side	99

3.4.3.	Litostratigrafisk korrelasjon	Side 107
3.4.4	Litostratigrafisk konklusjon	Side 109
5000	<u> </u>	
4.STR	UKTURGEOLOGI	Side 111
4.1.	PRIMERE STRUKTURER	Side 112
4.1.1.	Benking og bånding	Side 112
4.1.2.	Gradert lagning	Side 112
4.1.3.	Falske strømrifler (Pseudo ripple marks)	Side 114
4.1.4.	Primære diskordanser	Side 114
4.1.5.	Putestrukturer	Side 114
4.1.6.	Gangstrukturer	Side 1 1 5
4.1.7.	Tuffbreksjer	Side 116
4.2.	SEKUNDÆRE STRUKTURER	Side 116
4.2.1.	Foliasjon og skifrighet	Side 116
4.2.2.	Minerallinjasjon	Side 119
4.2.3.	Folder og foldeaksjer	Side 119
4.2.4.	Boudinasje-strukturer	Side 129
4.2.5.	Sprekker og forkastninger	Side 130
4.2.6.	Tektoniske skyveplan og mindre glideplan	Side 131
4.2.7.	Elogasjon av fragmenter	Side 134
4.2.8.	Deformasjon av bergartslegemer og malmer	Side 137
4.2.9	Krenulasjonsfragmentering	Side 142
4.3.	STRUKTURGEOLOGISK SAMMENDRAG OG KONKLUSJON	Side 144
4.3.1.	D ₀ -hendelser	Side 144
4.3.2.	D ₁ -hendelser	Side 144
4.3.3.	D ₂ -hendelser	Side 150
4.3.4.	D ₃ -hendelser	Side 150
		014-151
5.PE	TROGRAFI	Side 151
5.1.	FURULUNDSKIFER	Side 152
5.1.1.	Psamittiske skifre (Metasandsteiner)	Side 152
5.1.2.	Pelittiske skifre (Metaleirsteiner)	Side 153
5.1.3.	Rustglimmerskifre	Side 158
5.2.	HAUGHAMMEREN METADOLERITI	Side 159
5.3.	METAVULKANITTENE I SULITJELMA AMFIBOLITIGROPPE	Side 159
5.3.1.	Massive metavulkanitter	Side 179
5.3.2.	Putelavaer og grovfragmentale metavulkanitter	Side 176
5.3.3.	Finfragmentale metavulkanitter	0175 100 DTGE 110
5.3.4.	Kalkrike metavulkanitter	S100 102
5.3.5.	Albittrike metavulkanitter (sure tuffer)	Side 184

	536	Kloritt- og biotittrike metavulkanitter	Side 187
	5 2 7	Tektoniske breksjer	Side 195
	5-3-1- 5-1	VAKNAHELLAREN SKIFER	Side 197
	5.5	LAPPHELLAREN SKIFER	Side 198
	5.6	METAMORFOSE	Side 200
	5.6.1	Normklassifikasion	Side 200
	ਂ 5.6.2	Mineralomyandling	Side 202
	563	Bestemmelse av metamorfosegrad	Side 208
	57	KONKLUSJON	Side 214
3.8	5.1.		
	™ 6. PE 3	r r o k j E M I	Side 215
	6.1.	BERGARTSANALYSER	Side 216
	6.1.1.	Hovedelementer	Side 219
	6.1.2.	Sporelementer	Side 222
	6.2.	SPILLITTISERING - DIAGENETISK OMVANDLING	Side 225
	6.3.	KLASSIFIKASJON AV DE PRIMÆRE VULKANITTENE OG	
		PLATETEKTONISK MILJØ VED DANNELSEN	Side 230
	6.3.1	Klassifikasjon av eruptiv bergartstype	Side 230
	6.3.2.	Klassifikasjon av basaltserie	Side 231
	6.3.3.	Sammendrag av indisier på basalttype og tektonisk miljø	Side 237
	7.KI	SMINERALISERINGER OG MALMER	Side 242
	7.1.	MINERALISERINGSKARAKTERISTIKA	
	7.1.1.	Mineraliseringstyper	
	7.1.2.	Bergartstyper assosiert med kismineraliseringer	
-	7.1.3.	Morfologi	Side 24/
	7.1.4.	Stratigrafisk kontinuitet	
	7.1.5	Statigrafiske bergartsekvivalenter	Side 249
	7.1.6.	Sidebergarter	Side 250
	7.1.7.	Malmenes mineralogi	Side 251
	7.1.8.	Malmenes kjemi	Side 250
	7.2.	BESKRIVELSE AV MALMFOREKOMSTENE OG SENTRALE MINERALIS.	Side 205
	7.2.1.	Gudrun	Side 267
	7.2.2.	Ny-Sulitjelma	Side 260
	7.2.3.	Hankabakken I og II	Side 209
	7.2.4.	Palmberg-forekomstene	
	7.2.5.	Giken-forekomstene	Side 279
	7.2.6.	Charlotta-forekomstene	Side 281
	7.2.7	Mons Petter-forekomstene	0110 201
	7.2.8	. Bursi grube	51de 203

7.2.9.	Sigridfeltets mineraliseringer	Side	285
7.2.10	Rupsifeltets mineraliseringer	Side	287
7.2.11.	Andre kismineraliseringer i Nordgruvefeltet	Side	290
7.3.	VURDERING AV MALMDANNELSEN	Side	292
7.3.1.	Platetektonisk malmdannelsesmiljø	Side	292
7.3.2.	Vurdering av kisdannende prosess	Side	295
7.4.	HYDROTERMAL OMVANDLING VED MALMDANNELSE	Side	299
7.4.1.	Mons Petter-profil	Side	299
7.4.2.	Giken-II-profilet	Side	304
7.4.3.	Vurdering av elementinnholdet i de ulike miljøer	Side	312
7.4.4.	Konklusjon på undersøkelse av hydrotermal omvandling	Side	318
7.5.	MALMDISTRIBUSJON OG MALMPOTENSIALE	Side	319
7.5.1.	Forekomstenes kvalitative og kvantitative trekk	Side	319
7.5.2.	De generelle malmlover i Sulitjelma	Side	326
7.5.3.	Hypotetisk vurdering av primær og postgenetisk		
	malmdistribusjonshistorie	Side	327
7.5.4.	Statistisk modellering av malmpotensialer	Side	332
7.5.5.	Geologisk modellering av malmpotensialer	Side	337
7.5.6.	Konklusjon med rangering av sannsynlige malmpotensialer	Side	342
	Litteraturreferanse	Side	345

<u>BILAG</u>

2. Geologisk blotningskart over Bursimarka	*1	11
3. Geologiske enheter i Nordgruvefeltet	11	11
4. Orientering av borhull og prøver i overflaten	11	11
NØ-1, Vertikalprofil: Ny-Sulitjelma - Duoldagop	11	tt
NØ-2, " " Giken - Hankenhola	11	11
NØ-3, " " Charlotta - Kobbertoppen	11	11
NØ-4, " " Mons Petter - Kobbertopen	11	11
NØ-5, "" Glasstunes - Tuva	11	11
NØ-6, " " Bursi - Rupsi	11	Ħ
NV-1, " " Bursimarka - Furulund	11	ŧ1
NV-2, " " Rupsi - Charlotta	11	11
NV-3, " " Rupsi - Giken	11	Ħ
NV-4, " " Kobbertoppen - Hanken	11	11
NV-5, " " Fjelds grube - Ny-Sulitjelma	"	11

FORORD

Etter først å ha arbeidet som geolog ved A/S Sulitjelma Gruber i 5-6 år ble det mer og mer klart hvor nødvendig det var for den videre malmletningsaktivitet å få laget en helhetlig beskrivelse av gruvefeltets geologi. Selskapet måtte i framtiden øke aktiviteten innen dypmalmletning for å lokalisere nye forekomster og øke malmmengdene av høyverdig malm. Det var derfor også et sterkt behov for å klarlegge de malmgeologiske lovmessigheter og eventuelt kunne bruke disse til å lokalisere nye forekomster.

Personlig følte jeg behov for å utvikle min faglige kompetanse og jeg hadde samtidig en idealistisk målsetting i å finne de malmgeologiske lovmessigheter for Sulitjelmas malmer.

Ved å tilrettelegge oppgavene som et dr.ing. arbeide har mange praktiske problemer blitt løst. Samtidig har motivasjonen til å gjennomføre et kvalitetsmessig arbeide vært tilstede.

Arbeidet har hatt som overordnet målsetting å finne korrelasjonsfaktorer mellom gologi og malmfordeling for derved å kaste lys over de framtidige malmpotensialer. Det har ikke tatt sikte på å belyse de anvendte muligheter som det nye geologiske fundament gir, og det må nå være gruveselskapets interesse å søke en optimal anvendelse av resultatene.

På vegne av meg selv retter jeg herved en takk til A/S Sulitjelma Gruber ved dir. T. Blokkum, og dir. T. Christoffersen for nødvendig inspirasjon og støtte ved å tilrettelegge en avlastning fra min stilling som geolog, slik at jeg egenhendig har kunnet vie meg for dette arbeidet. Oppgaven har vært arbeidskrevende og slitsomt i lengden, men interessant og utviklende. Jeg håper at resultatet står i stil til tapet ved mitt fravær. Dir. T. Bogen og E. Halseid takkes for inspirasjon og assistanse ved avslutningen av arbeidet.

På vegne av meg selv og A/S Sulitjelma Gruber rettes i første rekke en takk til prof. F.M. Vokes for veiledning og støtte i arbeidet. Videre rettes en takk til: I. Vokes for samvittighetsfullt analysearbeid, M. Oftedahl for maskinskriving, og andre ansatte og stipendiater ved Geologisk Institutt, N.T.H., for assistanse og veiledning; ansatte ved Imperial College, London; A. Boyle og Dr. R. Mason for faglige diskusjoner i felt; N.G.U. for analytisk assistanse; C.W. Carstens, H.-P. Geis, R. Jensen og S. Kollung ved Elkem A/S og R. Fredriksen, O. Valla, P. Kaspersen, M.-L. Johansen, S. Nilsen og andre ansatte og engasjerte ved A/S Sulitjelma Gruber for avlastning, assistanse, faglig diskusjon, tusjtegning og maskinskrivning.

Arbeidet er foruten av A/S Sulitjelma Gruber vært økonomisk støttet av Norges Tekniske Naturvitenskapelige Forskningsråd, Norges Tekniske Høgskole, Nansenfondet, Norges Geologiske Undersøkelse og Elkem a/s, som herved overbringes en takk.

Til slutt rettes en takk til Randi, Agate og Stein Are for sin tålmodighet og ekstra belastning ved mitt ofte langvarige fravær.

SAMMENDRAG

Sulitjelma malmfelt er et av de viktigste kobberdistrikter innenfor de skaninaviske kaledonider og ligger ved svenskegrensen i Nordland i Nord-Norge. Malm ble første gang oppdaget i 1857. Siden gruvedriften startet i 1887 har ca. 22 mill. tonn malm vært drevet ut, og sammen med beregnet reserve på ca. 10 mill. tonn, representerer dette totalt ca.600.000 tonn kobber og 265.000 tonn sink fordelt på mer enn 17 forekomster (side 323). Samtlige forekomster ligger innenfor Sulitjelma amfibolittgruppe. Lave kobberpriser i de siste årene har tvunget gruveselskapet til å intensivere sin leting etter malmer med høyere gehalt av Cu og Zn, og som samtidig har bedre lokalisering med hensyn til transportkostnader.

En rekke geologiske undersøkelser har ført til publikasjoner eller universitetsavhandlinger. Ingen av disse arbeidene eller noe av gruveselskapets prospekteringsaktivitet har resultert i en komplett beskrivelse av malmfeltet eller dets nordlige halvdel; hverken som en generell informasjon eller som et grunnlag for en moderne dypmalmleting. Manglende geologisk kjennskap fordeler seg på en rekke disipliner. En god del informasjon fra borehullslogging, underjordskartlegging og malmprøvetaking finnes oppbevart ved gruveselskapets kontor.

Dette arbeidet representerer den første helhetlige beskrivelsen av Nordgruvefeltet i Sulitjelma og imøtekommer en lenge etterlengtet informasjon. Det gir samtidig et solid fundament for en moderne dypmalmleting. Arbeidet er basert på detaljgeologisk blotningskartlegging av den malmførende Sulitjelma amfibolittgruppe i Nordgruvefeltet. Enhetene er gruppert med hensyn til vulkanologiske trekk, samtidig som en lang rekke borehull er logget eller tolket på nytt sammen med gruvekarter. Det er konstruert 11 vertikalprofiler fordelt på to profilretninger hvorfra amfibolitten er gitt en tredimensjonal litografisk og strukturell tolkning.

Sulitjelma amfibolittgruppe ligger tektonisk plassert over Furulundgruppen som igjen ligger over Sjønstågruppen (begge som flysch-sedimenter), og ligger under Skaiti supergruppe (ulike metasedimenter og metavulkanitter). Disse gruppene er samlet tolket som deler av Sulitjelma foldedekke. Øst for Nordgruvefeltet er Sulitjelma amfibolittgruppe sammen med Sulitjelma gabbrokompleks tolket til å utgjøre en ofiolittsekvens, nylig undersøkt av A. Boyle (1982).

På basis av tektonostratigrafisk tolkning er Sulitjelmaamfibolitten inndelt i fire tektoniske ledd. De tre øverste av disse representerer en stor flattliggende isoklinal synform som løper igjennom Nordgruvefeltet fra øst mot vest og som har den synforme åpningen mot sydøst. Det laveste av disse tre ledd utgjør samtidig en antiform. Denne folder enhetene i synformens undre foldeflanke. Det fjerde ledd, rik på kloritt, er også tolket til å utgjøre en flattliggende isoklinal antiform. Denne er separert fra leddene ovenfor med en tett isoklinalt foldet synform av Furulund skifer. Den tette foldingen av disse enheter som har høy kompetansekontrast ovenfor spenninger, har ført til mindre skyveplan og breksjering.

I ulike ledd er videre inndelt i en rekke metavulkanske lagpakker (MVLP), malmsoner (MS) eller kissoner (KS). Mange av disse enheter er usedvanlig utholdene, andre opptrer mer lokalt. Alle enheter i den lavere halvdel av Sulitjelma amfibolittgruppe viser god stratigrafisk kontinuitet og er gitt en elongasjon mot nordvest; enheter i den øvre halvdel har en elongasjon mot nordøst. Kissonene består vanligvis av breksjerte metatuffer med keratofyrbånd med sterk, kraftig klorittisering som det mest karakteristiske trekk.

Beskrivelse og tolkning er utført for en rekke primære strukturelementer: Bånding, gradert lagning, trykkoppløsning, ganger, puter og agglomerater; og av deformasjonselementer mineralvekst, foliasjon, skifrighet, folding, overført lagning, boudinering, krenulasjonsfragmentering og oppsprekning, tektonisk breksjering, skyvninger, sammenpressing og elongasjon, konstruksjon av kontur/strukturkart og isopak kart. Tre hoveddeformasjonsepoker er klassifisert; D_1 er en tidlig og synskifrighet episode, D_2 er en senere postskifrighetepisode, begge som en progressiv deformasjon, den kaledonske hovedfoldefase. D_3 er en senere foldefase og har gitt større synformer og antiformer.

De ulike metavulkanittene er undersøkt med mikroskop og ved kjemisk analysering. De mafiske bergartene opptrer som både grovkornig, middelskornig og finkornig tekstur. De har en homogen karakter, men kan opptre som porfyritter. De er tolket som lavaer, putelava og ganger. Surere lavaer eller ganger er sjelden sett, men sure bergarter er noen ganger funnet som tuffer eller exhalitter. Mafiske tuffer og tuffitter er vanlige bergarter.Kloritt-og /eller biotitt-breksjer er diagnostiske bergartstyper for malmene eller kissonene. Megabreksjer opptrer i de vestlige deler av Nordfeltet.

De kjemiske analyser illustrerer en bimodal fordeling av de mafiske og de sure vulkanitter; basalter og basaltisk andesitt på den ene siden og noen få kvartsandesitter på den andre. Samtlige prøver indikerer med sin kjemi å være omvandlet ved sjøbunnsmetasomatose med spillitiseringseffekt. Metavulkanittene holder mistenkelig lite Cu hvilket indikerer ekstraksjonsprosesser. Forsiktig bruk av flere dikriminant -diagrammer klassifiserer basaltene som tholeiittiske delvis av kontinental type (rifting), delvis som spredningsryggbasalter (eventuelt som bak-øybue basseng. Basaltene kan også stamme fra en umoden øybue.

Malmforekomsten og de viktigste mineraliseringer kan klassifiseres enten på grunnlag av sulfidinnhold og tekstur ellet ut fra malmførende bergartstype.De økonomiske forekomster (ett unntak) har alltid Furulund skifer på den ene siden, og kloritt-biotittbreksje på den andre; de består alltid av massiv kis og disseminert sulfid. Marginale og submarginale malmer har vanligvis breksje på begge sider og opptrer som båndede disseminasjonsmineraliseringer.

De økonomiske forekomster (ett unntak) har alltid Furulund skifer på en og kloritt breksie på den andre siden; de består av massiv kis og disseminert sulfid. Marginale og submarginale malmer har vanligvis breksje på begge sider og opptrer som båndede disseminasjonsmineraliseringer.

Malmmineralene er svovelkis, kobberkis og sinkblende.Sporelementene representerer sjeldne sulfider eller sulphosalter. Sporelementene synes å gi en trend som kan være diagnostisk for malmsoner som som inneholder økonomiske forekomster. Overgang fra kvartsex-halitter til klorittrike tuffer synes også diagnostisk for facies- variasjon, fra oksyderende til reduserende malmdannende miljø. Disse faktorer burde bli undersøkt i detalj og synes viktig for fremtidig evaluering av malmsoner i tilknytning til borprogramm for dyphull.

De forskjellige malmsoner inneholder en eller flere forekomster og er med oppramsing fra øst mot vest: Gudrun, Ny-Sulitjelma, Hankabakken, Palmberg, Giken, Charlotta, Mons Petter og Bursi i Nordgruvefeltet; mot syd:Furuhaugen, Sagmo og Jakobsbakken og Anna i Sydgruvefeltet. Det finnes en rekke sulfidsoner både navngitte og ikke navngitte. Fra Ny Sulitjelma i øst til Mons Petter i vest klatrer forekomstene stadig høyere i den tektoniske stratigrafi. Dette tolkes som et resultat av den deformasjon som den tette isoklinalfoldningen av type D 1 har gitt. De forskjellige malm- og sulfidsoner representerer derfor repetisjoner av bare to primære mineraliserte enheter, den mindre viktige er innenfor metavulkanittene, og den andre som en hovedmalmenhet på toppen og på slutten av submarine vulkanisme.

Deformasjon av de ulike malmsoner har gitt disse en både konstruktiv og destruktiv effekt. Disse kan gjenfinnes i halvparten av de atten regler for malmmessig opptreden, og forklarer også i stor grad hvorfor malmforekomstene er arkformede.

En diskusjon om malmgenesen konkluderes med at forekomstene er av Kypros-type. Kjemisk analyse av de ulike spilittiske bergarter indikerer en hydrotermal sirkulasjonsprosess. Kvartsexhalittene tolkes som produkter fra hydrothermal aktivitet i et oksyderende miljø og klorittbreksjene representerer det lokalt reduserende miljø. Svovelkis og eventuellt kobberkis og sinkblende opptrer i sistnevnte miljø. Svovelisitopverdier gir indikasjon om stratigrafisk retning og passer overens med tolkede foldesystemer med inversjon av enkelte malmer.

En statistisk korrelasjon indikerer at mindre enn halvparten av malmpotensialene er funnet hittil. Det er også en viss samnsynlighet for at resterende metallmengder kan representeres som en større Zn-Cu forekomst. Geologiske kriterier taler derimot for at de resterende malmmengder foreligger som en større Cu- reserve i dypet av Giken-Rupsi-området. A GEOLOGICAL INVESTIGATION OF THE NORTH MINE FIELD, SULITJELMA. (RESYME)

The Sulitjelma Ore Field (p.42 and p.49) is one of the most important copper districts in the Scandinavian Caledonides, just north of the Artic Circle in Norway. Copper was first discovered in 1857. Approx. 22 mill.tonns of ore have been mined since 1887, and together with calculated 10 mill. tonns of ore reserves, this represents 600 t.tonns of copper and 265 t.tonns of zinc, distributed on more than 17 deposits (p.323) within the Sulitjelma Amphibolite. Low copperprices over the last years have forced the mining company to intensify its search for ores with higher Cu+Zn-grade and better location to reduce transport costs.

Several investigations of geological nature has led to university dissertations or publications. None of these publications nor any exploration done by the company have led to a discription of the complete ore field or its northern part; neither as a general information nor as a base for modern deep ore exploration work. The lack of knowledge has been in several aspects of the geology, but lots of informations from core drilling, underground mapping and ore sampling are kept at the mine office.

The general purpose of this investigation has been to search for correlation factors between the various aspects of geology and the distribution of the ores.

The Sulitjelma Amphibolite Group overlays tectonically the Furulund Group and the Sjønstå Group (both flysch sediments) and underlays the Skaiti Supergroup (various sediments and volcanites), all interpreted as members of the Sulitjelma Fold Nappe (p.49). East of the ore field the Sulitjelma Amphibolite Group contains a complete ophiolite sequence (p.42), newly examined by A. Boyle (1982).

In the northern part of the Sulitjelma Ore Field (The North Mine Field) (Enclosed map), the Sulitjelma amphibolite (The Otervann Volcanic Formation) has been examined by detailed outcrop mapping, aiming to separate the vulcanological units into primary products. Using the same separation philosophy on the neccessary amounts of cores, core logs and underground maps, the construction of vertical profiles in two perpendicular directions has been possible. 11 profiles are shown (Enclosed).

By use of a tectonostratigraphical interpretation the Sulitjelma Amphibolite is devided into four tectonic sub-formations. Three of these are each representing two limbs and a core of a large flatlying isoclinal synform right across the field from east to west. The lowermost of these three sub-formations also represents an antiform which refolds units of the lower synformal limb. The fourth sub-formation, rich in chlorite, is also tectonicly interpreted as a large isoclinal antiform (p.107), separated from the one above by a fight isoclinal synform of the Furulund Group. The tight folding of these units which has high competence contrasts w.r.t. strain, has lead to minor thrusting and brecciation. The various sub-formations are further devided into several metavolcanic beds (MVLP), ore-zones (MS) or sulphide-zones (KS). Many of these units are unusually extensive, others appear more local. All units in the lower half of the amphibolite show good continuity and elongation towards NW, those in the upper half towards NE (p. 139). Sulphide-zones are characterized by being rich in chlorite and consist of brecciated metatuffs with keratophyre bands. Economic ores most normally contains schists on one side.

Description and interpretation has been made for primary structural elements like banding, graded bedding, pressure-solution, dykes, pillows and agglomerates, as well as deformation elements like mineral growth, foliation, schistosity, folding, transposed bedding, boudinage structures, tention gashes, crenulation fragmentation and cleavage, tectonic brecciation, sliding, unit and fragment flattening and elongation, structural contour-maps and isopach-maps. Three main episodes of deformation have been classified; The D₁ as an early and synschistosity-folding episode, and the D₂ as a later postschistosity-folding episode, both as a progressive deformation under the main caledonian folding. D₃ is the latest folding giving large scale synforms and antiforms.

The various metavolcanites are examined by microscope and chemical analyses. The mafic rocks are both coarse, medium and fine grained. They are of a homogeneous character or less frequent porphyritic, and are interpreted as lavas, pillowlavas and dykes. Acidic lavas or dykes are hardly seen, but acidic rocks are sometimes found as tuffs or exhalites. Mafic tuffs and tuffites are common. Chlorite- and/or biotitebreccias are diagnostic rock types for the ore and sulphide zones. Mega-breccias are found in the western area.

The chemical analyses illustrates the bimodal distribution of the mafic and acidic volcanites; basalts and basaltic andesites on one hand and a few quartz-andesites on the other. They all indicate results of sea floor metasomatism with spilitization effects. The volcanites are suspiciously low in Cu-content and indicates extraction processes. Careful use of several discriminant diagrams classifies the basalts as tholeiites, partly as continental type (rifting), partly as mid ocean ridge basalts (or back-arc basin) with indications of an early island arc type.

The ores and major mineralizations can both be grouped with respect to sulphide grade and textures or their associated rock types. The most economical ores (one exception) has Furulund schist at one face and chlorite or biotite-breccia at the other; and they contain massive sulphide bands and some disseminated sulphides. Marginal and submarginal ores have most frequently breccias on both sides and are of a banded disseminated type (p. 244).

The main ore minerals are pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite. Trace elements represents rare sulphides and sulphosalts. The trace element seem to give trends which can be diagnostic for ore-zones containing economical orebodies. Changes from quartz-exhalites to chlorite rich tuffs seems also diagnostic for facies variation, from oxidic to reducing oreforming environment. These factors should be investigated in detail as they seem important to future evaluations of deep drilling programs. The various ore-zones contain one or more orebodies and are listed from east to west; Gudrun, Ny-Sulitjelma, Hankabakken, Palmberg, Giken, Charlotta, Mons Petter and Bursi in the North Field; and Furuhaugen, Sagmo, Jakobsbakken and Anna in the South Field. There are many named and unnamed sulphide zones.

From Ny-Sulitjelma to Mons Petter the ores are climbing in the tectonic stratigraphy. This is interpreted as a result of the structural deformation with very tight isoclinal folding of the D₁ and D₂ type. The various ore- and sulphidezones represent therefore repetitions of only two primary mineralized beds, one less important zone within the pile of volcanites and the second and main ore-zone at the top and the end of the submarine volcanism.

The deformation of the various ore zones, has affected these in both a constructive and destructive way and gives rules for half of the numbers in the list of 18 guides to ore, and explains also why the orebodies are sheet-shaped (p. 326).

The conclusion of the discussion on the ore genesis is that the ore is of the Cyprus-type. The chemical analyses of the various spilitic rocks indicate a hydrothermal convection cell process. The quartz-exhalites are interpreted as products from the hydrothermal activity in an oxide facies, and the chlorite breccias represent a local reducing environment. Pyrite and very often chalcopyrite and sphalerite appear in the latter. Sulphur isotope values give stratigraphic trends which fit well with the interpreted folding systems such as the invertion of the fold limbs.

A statistical correlation indicates that less than half the ore potentials are found and there is a certain possibility that the lacking amount of metal represents a large Zn-Cu deposit. Geological criterias are rather in favour of a large Cu-reserve in the depth of the Giken-Rupsi-area (p. 343).



O P P G A V E R E D E G J Ø R E L S E

1.1. MALMGEOLOGISK STATUS FOR SULITJELMA MALMFELT VED OPPGAVESTART

1.1.1. GENERELL OVERSIKT

Her skal kort oppsummeres den forståelse av malmfeltet som eksisterte ved prosjektstart. Etterfølgende sitat er hentet fra Hansen (1975):

"Sulitjelmafeltet er betegnelsen på et ca. 2 500 km² stort geologisk område fra Saltfjellet i syd til Folda i nord, fra Saltdal i vest til noe over svenskegrensen i øst. (Se fig. 1.1.).



Fig.1.1. Sulitjelmafeltet, sammentegnet av prof. J.A.W. Bugge (Bugge et al., 1977)



Stratigrafisk tolkning viser at over prekambriske og eokambriske bergarter ligger store mektigheter med kambrosiluriske sedimenter metamorft omvandlet under den kaledonske orogenese.

I et bestemt stratigrafisk intervall i den kambro-siluriske lagpakke opptrer stratabundne kobberførende sulfidmineraliseringer i tilknytning til metavulkanske bergarter; i alt vesentlig agglomerater, breksjer, klorittskifer og båndete amfibolitter. De stratabundne sulfidforekomster er tektonisk påvirket, samtidig med hosliggende og omgivende bergarter.

På noen steder opptrer mineraliseringene i en såpass mengde at de kan være gjenstand for økonomisk drift. De økonomiske grenser former oftest et ellipseformet omriss av det brytbare malm-arket på vanligvis 0.5 - 4 meters mektighet. Ellipsen er sjelden mer enn 1 km lang og 0.5 km bred.

De stratabundne mineraliseringer kan grovt grupperes til tre geologiske hovedsoner: Giken, Charlotta og Mons Petter-sonene, hvor navnet peker hen på den mest karakteristiske forekomst i hver enkelt sone. Giken-sonen fører for eksempel i tillegg mineraliseringer i Palmberg- (Hankabakken) nivå og Bursinivå (ligg). (Se fig. 1.3.). Forekomstenes produserbare arealer overlapper hverandre bare unntaksvis.



Fig. 1.3. Forenklet og samlet stratigrafisk oversikt over Nordgruvefeltet. Mektighetene er ikke reelle. Etter Hansen 1975.

Hovedmineralene er svovelkis, magnetkis, kobberkis og noe sinkblende. Malmene er både av massiv- og impregnasjonstyper, for det meste båndet og fra middels til grovkornig. Malmtypene varierer både innen samme forekomst og fra den ene forekomsten til den andre. Kloritt og biotitt er de mest vanlige bergartsmineralene innen malmen."

"Malm-mineraliseringene ligger alle i kloritt- og biotittbreksje eller kloritt- og biotittskifer. Hvorvidt breksjens struktur er pre- eller syntektonisk kan diskuteres. Alle strukturer er avrundet og delvis plastiske og synes å være primære agglomerat- og eksplosjonsbreksjestrukturer. Avsetningene er senere påvirket av plastiske sklidninger og har, som svakhetsbergart, vært et latent plan for utløsning av tektoniske spenninger av kaledonsk opprinnelse".

Det kan tilføyes at Ny-Sulitjelma ligger i samme stratigrafiske nivå som Bursi. Mot syd identifiseres Furuhaugen og Sagmo med Bursi-nivå, mens Jakobsbakken indikeres å ligge i Charlottasonen (Hansen, 1977).

Fig. 1.2. som er hentet fra det interne materiale viser foruten den arealmessige distribusjon av de enkelte forekomster, også deres totale kjente malmføring pr. 1.1.1978. Området med de brytbare malmene er således å oppfatte som Sulitjelma Malmfelt, og kan inndeles i et Nordgruvefelt og et Sydgruvefelt.

1.1.2. INTERNE ARBEIDER VED A/S SULITJELMA GRUBER

I kap. 2 er det gitt en oversikt over en del publiserte geologiske arbeider fra Sulitjelmafeltet.

Ved Verkskontoret i Sulitjelma er det lagret en lang rekke detaljerte opplysninger av varierende verdi for en malmgeologisk tolkning.

Materialet kan grupperes til to tidsepoker, en for hver av de to grubeselskaper. (Sulitjelma Aktiebolag før 1973). De kan videre grupperes som prospekterings- og malmundersøkelsesarbeider, og som driftsgeologiske arbeider. Det eldste stammer fra 1887.

Av materialet fra prospekterings- og malmundersøkelsesarbeidene kan nevnes:

- lokale geologiske kartleggingsarbeider
- geokjemiske og geofysiske undersøkelsesmaterialer
- krokier med malmene og enklere geologi samt ori-
- entering av stoller, røsker og boringer. - borehullsbeskrivelse (for ca. 200.000m bor-
- kjerner, inkl. gruvene).
- borhullsprofiler, analyseresultater, malmberegninger.
- borekjernelager
- prospekteringsplaner

Derimot er det ikke et detaljert blotningskart over de malmførende enheter i dagen. Dette er utført gjennom denne avhandling.

Av materialet fra de driftsgeologiske arbeidene kan nevnes:

- regelmessige stuffprofiler og konstruerte profiler mellom nivåene
- regelmessig driftsprøvetaking, analysedata og malmføringskarter

- horisontalprojiserte gruvekarter
- borkjernebeskrivelse (heng- og liggboring), profiler
- driftsprotokoll over malmføring, tonnasje, gehalter
- malmberegninger
- undersøkelsesstoller
- gruvegeologiske karter for ulike driftsnivåer
- konstruerte konturkarter for gehalt, mektighet, stratigrafiske nivåer, o.l.
- enkelte profiler over enkelte gruveområder

Sammenstillende beskrivende geologiske snitt av de enkelte malmplater fra ytterkant til ytterkant i to retninger fantes ikke, og ei heller fantes det komplette malmføringskarter for en forekomst. Det en savnet var en komplett konstruksjon med profiler i to retninger som dekket samtlige forekomster og geologien helt opp til dagen. Det siste er nå utført som en del av denne avhandling.

1.1.3. MALMDANNELSE

Alle som har vært på befaring i Nordgruvefeltet i Hankabakken, Giken og Charlotta gruver vil legge merke til malmenes stratabundne preg. Men hvorvidt kismineralene erstatter primære silikatmineralers testurer, eventuelt porerom, eller om kismineralene er utfelt samtidig med det bergartsdannende materialet, har fortsatt skapt diskusjonsgrunnlag. Deformasjon og metamorfose med rekrystallisasjon og nydannelse av mineraler har ikke gjort problemstillingen enklere. Men likevel, mange underlige lokaliteter til tross, forfatteren har siden 1972 aldri vært i tvil om en exhalativ-sedimentær dannelse.

Wilson (1973) har forsøkt å belyse problemet med strukturgeologisk tolkning: Tre deformasjonsfaser (D_1 , D_2 og D_3) er kartlagt i Furulundskiferen. De to første er gjennomgripende hendelser assosiert med skyvedekkedannelser og hovedmetamorfosen, mens begrenset postskifrighets-foldning hendte under D_3 . En rekke observasjoner indikerer at malmene har deltatt i D_1 og D_2 og har følgelig en dannelse før eller senest under D_2 , dvs. en premetamorf eller tidlig metamorf dannelse.

Gehrisch et al. (1975) har med bruk av svovelisotop- og sporelementdata ikke funnet bevis på å kunne motsi en exhalativ sedimentær dannelse. Stratigrafisk trend av både svovelisotop og Co-verdier tas som bekreftelse på en primær vulkanogen-sedimentær opprinnelse.

Grennes arbeider (1975) antyder at metavulkanittene stammer fra en kalkalin øybuevulkanisme, og konkluderer med en exhalativ sedimentær malmdannelse knyttet til den vulkanske aktivitet.

1.1.4. MALMDISTRIBUSJON

Tas malmfeltene i Ingeborg og Baldoivve med i en betraktning av den regionale distribusjon av malmfunn i Sulitjelmafeltet (fig. 1.1.), vil det framtre et "kobberbelte" med nordøstlig akse. Denne nordøstlige akse ble antydet allerede av Th.Vogt, ifølge internt materiale, og med en spekulativ antydning om at magnetkisrike malmer opptrer langs flankene i dette malmdraget.

De enkelte mineraliserte malmnivåer har en stor arealmessig utbredelse. Dette er også verifisert med geofysiske målinger (C.P.). F.eks. er Charlotta gruve i dagen kortsluttet langs sitt nivå helt vest til Bursiområdet, (Eidsvik, 1972), og betraktes gruveområdet og kortslutningen videre til jordingen i Charlottanivået i borhullene i Rupsifeltet nord for Bursi gruve, har man et areal på ca. 5 km².

For Nordgruvefeltet har forekomstene Hankabakken, Giken, Charlotta og Mons Petter en forekomst nummer to (II) langs sin hovedakseretning.

Hovedaksen for de samme forekomster vi endre seg fra å være VNV for Hankabakken, via NV for Giken, NNV for Charlotta til NØ for Mons Petter (Hansen, 1973). Som illustrert på fig. 1.4. gjenspeiler rekkefølgen også en forflytning fra Øst mot vest.

Betrakter en forekomstenes distribusjon i relasjon til den stratigrafiske oversikt vil en i et skjematisk vertikalprofil over Nordgruvefeltet fra Ny-Sulitjelma i øst til Mons Petter i vest se at forekomstene ligger i et "en echelon" mønster. (Hansen, 1977). Fig. 1.4. antyder sogar spekulative malmnivåer både øst og vest for Mons Petter. Som en senere vil se skal Gudrun gis en annen stratigrafisk posisjon.



Fig. 1.4. Forenklet geologisk kart over Nordgruvefeltet med malmenes stratigrafiske plassering (Hansen, (1977). Forfatteren, bl.a. med bakgrunn i et studentarbeid og samtaler med Horikosi (1971) har fram til dette arbeidet oppfattet et "en echelon" mønster i Sulitjelma som et resultat av en stadig forflytning av sjøbunnens depresjonsområde p.g.a. avsetning av vulkansk materiale. Geis (1978) trekker fram Sulitjelma som et eksempel i så måte. Et "en echelon" mønster er også påpekt av Rai (1972), men hans profil er dessverre ukorrekt på flere punkter.

Teorier med "en echelon" parallell breksjiering p.g.a. Gasakdekket (D₁) og isoklinalfoldesystemer har vært samtaleemne som mindre mulige løsninger, men det har ikke vært arbeidet seriøst med tanke på å forklare malmenes distribusjon i så måte.

Som konklusjon på en belysning av malmeologiske status ved prosjektstart, kan følgende ramses opp.

- a) Et stort internt materiale ligger disponibelt.
- b) Enkelte interne rapporter beskriver malmene i en forenklet form.
- c) De interne prosjekter har i for liten grad tatt sikte på å belyse den malmgeologiske forståelse.
- d) En samlet beskrivelse av malmene foreligger ikke.
- e) Malmene har en rekke strukturelle karakteristiske trekk som virker interessante i retning av å være malmindikasjons-"nøkler" for framtidige prospektering.
- f) Noen få moderne forskningsarbeider er utført.
- g) Svært få forskningsarbeider ved Sulitjelma har tatt sikte på å belyse seriøst de problemstillinger som er sentrale for en malmgeologisk forståelse i retning av malmleting og malmundersøkelse.

En seriøs dypmalmleting kan bare gjennomføres dersom den er forankret i en malmgeologisk forståelse hvor malmfordelingsmønstrene er belyst og forsøkt forklart så langt det lar seg gjøre.

1.2. MALMGEOLOGISK HOVEDPROBLEMSTILLING FOR GRUVESELSKAPET

Et tilbakevendende spørsmål i Sulitjelma lyder: Hvor ligger neste malm? Eller: Hvor ligger en rik dagnær forekomst? Spørsmålet er ikke ukjent for de fleste gruvesamfunn, men spørsmålet stilles kanskje oftere i Sulitjelma enn i andre gruvesamfunn siden forekomstenes størrelse bare dekker produksjonsbehovet for et visst antall år. Derfor må det i Sulitjema stadig påvises nye forekomster.

All brytbar malm med utgående i dagen ble funnet allerede på 1890-tallet. Disse forekomstene, 11 i tallet, førte til en produksjonsstart som ga Sulitjelma en plass blant de ledende kobberprodusentene i Europa.

Etter 30-40 år med oppfaring og produksjon begynte en å ane konturene av forekomstene og fikk se at de hver og en hadde sine begrensninger. På 1930-tallet startet man derfor en leteaktivitet med synker og orter.

Trettiårene ga den første "blindmalmen", Hankabakken II, ved å følge det stratigrafiske malmnivå langs fallet mot dypet. Førtiårene ga Giken II, et kjærkommet malmfunn som stoppet tankene om nedleggelse etter krigen. Femtiårene ga Charlotta II. Sektiårene forble uten de store malmfunn, stor prospekteringsaktivitet i Sydfeltet til tross. Derimot fikk man de første indikasjoner på to mindre liggmalmer i Charlotta II området.

Syttiårene med stor aktivitet i Nordfeltet har gitt malmindikasjoner i Rupsi, men hvor malmfunn i Mons Petter-området uten tvil har vært den redningsplanken som hittil har berget Sulitjelmasamfunnet fra den katastrofe de dårlige Cu-priser fra midten av syttitallet ellers ville ha skapt.

Den vedvarende lave kobberprisen har medført at det ikke nytter bare å finne "malm", slik strategien tidligere har vært. De lavgehaltige impregnasjonsforekomster, som utgjør en betydelig andel av malmmengdene i Sulitjelmafeltet, er nå uøkonomiske. Selv etablerte driftsområder er ulønnsomme, og nye marginale forekomster med investeringskostnader til adkomst og oppfaring er således helt uaktuelle objekter med nåværende kobberpriser.

Nye forekomster må derfor være av den kobberrikere typen. Malmreserver av denne typen kan trolig finnes mot dypet av Giken og Charlotta, men transportkostnadene for dypmalmene med nåværende transportsystem spiser opp den økning i malmverdi som den noe rikere malmen har. Derfor er heller ikke en rikere malm mot dypet særlig attraktivt. Malm som ligger mer transportgunstig (dagnær) er den malmreservetype som gruveselskapet i første rekke må øke mengdene av.

Selv om nye dagnære forekomster bør danne ryggraden i selskapets fortsatte eksistensgrunnlag, må en avbygging av mindre lønnsom malm foregå for å gi den produksjonsbredden som bedriftsstrukturen fordrer og derav de arbeidsplasser som samfunnet er avhengig av. Det er derfor allikevel av betydning å klarlegge hvilke reserver som også finnes av f.eks. rikere dypmalm og hvordan denne mengden og dens beliggenhet kan innvirke på eventuelle nye transportstystemer.

Problemstillingen av malmgeologisk karakter i tilknytning til fortsatt gruvedrift i Sulitjelma kan således skisseres til følgende punkter:

- For å optimalisere tolkning og styring av de fortløpende prospekteringsarbeider så som geofysikk, geokjemi (halo) og prospekteringsboring, trengs en tredimensjonal geologisk sammenstilling med beskrivelse.
- 2. Kan det ut fra en detaljert kartlegging i overflaten benyttes malmgeologiske modeller til å indikere nye malmsoner?



- 3. Kan det trekkes lignende indikasjoner ut fra en tredimensjonal sammenstilling og tolkning?
- 4. Kan det med bakgrunn i en tredimensjonal geologisk sammenstilling av de kjente malmforekomstene finnes en lovmessig fordeling av disse og deretter anvende denne til å indikere ukjente malmer?
- Er de geokjemiske karakteristika rundt en malmforekomst av en slik natur at systematisk geokjemisk under søkelse av borkjerner kan bli et prospekteringsverktøy.
- 6. Vil en detaljert kartlegging og tredimensjonal konstruksjon kunne åpenbare tektoniske brudd på kjente malmforekomster og således indikere deres fortsettelse andre steder?
- 7. Kan det ut fra en tolkning av malmfeltet indikeres hvor grensene på malmfeltet går, og herav en maksimal utstrekning på dypmalmene?
- 8. Kan det ut fra en tolkning av malmfeltet finnes indikasjoner på at rikmalmene på dypet endrer karakter med hensyn til mektighet, kvalitet, kvantitet eller strøk og fall som således kan endre kostnadsbildet for brytning av disse?

1.3. **PROBLEMSTILLING FOR EN DR.ING. OPPGAVE**

Det er gruveselskapets åtte ovennevnte problemstillinger som har initiert dette arbeidet.

Å belyse de åtte hovedproblemstillingene innenfor et dr.ing. prosjekt ville være en umulig oppgave. Derimot skulle det være mulig å belyse den geologiske situasjon som senere ville danne et fundament for selskapets videre beskjeftigelse med de nevnte problemstillinger.

Etter en del fordypning i materialet har følgende del-emner vært prioritert som vesentlig for en dr. ing. oppgave.

- <u>a</u>. Utføre en detaljert blotningskartlegging i Nordgruvefeltet over utgående av de malmførende enheter, d.v.s. bergartene mellom topp av Furulundskifer til ligg av Lapphellaren skifer.
- b. Sortere ut de ulike vulkanogene bergarter med hensyn på intrusiver, gangbergarter, putelavaer, agglomerater, vulkanske breksjer, tuffer, tuffitter og rene epiklastiske bergarter.
- <u>c</u>. Forsøke å sortere ut de ulike vulkanogene bergarter med hensyn på kjemi, d.v.s. basiske, keratofyriske, kvartskeratofyriske o.s.v., ikke minst de sulfidholdige og malmførende enheter.

- <u>d</u>. Registrere påtrufne strukturelementer som kan avklare folde- og deformasjonsmønstre.
- e. Med erfaring fra overflatekartlegging, på ny logge stratigrafiske borhull for å gjenkjenne de vulkanogene strukturer og teksturer i kjerneform.
- <u>f</u>. Med erfaring fra kjernetolkningen, tolke på ny de nødvendige borhull og gruvekarter, eventuelt om nødvendig utføre supplerende logging og gruvekartlegging for å konstruere det nødvendige antall profiler for en tredimensjonal forståelse.
- g. Utføre nødvendig mikroskopering og bergartsanalysering for å støtte tolkningen og beskrivelsen av de ulike bergarter.
- h. Vurdere de kjemiske analyseresultatene med tanke på stratigrafiske variasjoner, deformasjon og metamorfose, platetektonisk miljø, samt vulkanogene episoder.
- i. Finne en relasjon mellom bergarter og malmer og herav postulere en generell dannelsesmodell i lokal skala.
- j. Undersøke hvilke lovmessigheter som kontrollerer sulfidfordelingen innen en forekomst og hva som betinger fordelingen av de enkelte forekomstene i feltet.
- k. Postulere en genetisk modell som beskriver avsetning av de enkelte bergartsenheter og forekomster, havbunnsomvandling, metamorfose, foldinger og deformasjon fram til nåværende erosjonssnitt.

Med bakgrunn i et arbeid rundt disse delemnene har det så vært målsettingen å skrive sammen en dr.ing.-avhandling med tittelen: En geologisk undersøkelse av Nordgruvefeltet, Sulitjelma.

1.4. GJENNOMFØRING AV OPPGAVEN

1.4.1. FELTARBEIDET

Feltarbeidet kan deles i to; utendørs og innendørs. Utendørs feltarbeid har bestått av detaljkartlegging, borkjerneundersøkelse og gruvebefaringer. Innendørs "feltarbeid" har vært materialgranskning i det geologiske arkivet på Verkskontoret ved A/S Sulitjelma Gruber.

Detaljkartleggingen er utført som blotningskartlegging på flyfotoforstørrelser i målestokk 1:2500 og senere overført til fotogrammetriske karter i samme målestokk. Området ble inndelt i felter med bokstavreferanse, A-Q, fra vest mot øst. Lokalitetene (blotningsområdene) ble nummerert fortløpende innen hvert bokstav-felt. Prøver, fotos, etc. ble gitt samme referanse, eventuelt med tilleggsbokstav for flere prøver, f.eks. G-42-b. Totalt ble ca. 5.000 blotninger besøkt.

Under kartleggingen ble det forsøkt å skille bergartene med hensyn til kjemiske og strukturelle trekk, for senere å klarlegge hva bergartenes egentlige betegnelse skulle være. Her skal kort ramses opp et sammendrag av de uttrykk som er Hovedtypene var: Gabbro, lava, tuff, tuffitt, benyttet. glimmerskifer. Avhengig av mengdefordelingen innenfor en lokalitet kunne betegnelsene f.eks. lava/tuff/ m/tuffitt forekomme, hvilket beskrev eksempelvis 60 % benker av homogen grønnstein, 30 % lamellerte tuffbånd og 10 % bånd med amfibolrik biotittglimmerskifer. Hovedtypene kunne være basiske, sure (keratofyriske og kvartskeratofyriske), kalkholdige, epidotrike, amfibolrike, albittrike, granatførende, klorittiserte, rustne o.s.v. Av andre trekk kan nevnes porfyriske, grovkornig, middelskornig, tett, massiv, puteaktig, agglomeratisk, breksjert, krenulasjonsdeformert, flammeaktig, o.s.v.

Det ble ikke lagt vekt på å utføre en beskrivende eller strukturell kartlegging av Furulund og Lapphellaren skifer utover det som var nødvendig med hensyn til å klarlegge grensene for metavulkanitten.

Borkjerneundersøkelse

Samtlige borhull i Rupsifeltet og en del andre gode stratigrafiske hull, blant annet rundt Sigrig, Mons Petter og Furulundsskjerpene samt noen dyphull fra gruva ble beskrevet på nytt med samme klassifikasjonssystem som ved blotningskartleggingen. Det vle tatt prøver med referanse til borhullsnr. og meterdyp, eks. 182/576): diamantborjull nr. 182 i dagen, 576 meter ned i hullet, eventuelt Ha.II-72a/813 for borhull nr. 72a fra Hankabakken-II under jord o.s.v.

Fra Giken-II og Charlotta-II ble endel borhull nøyere gjennomgått og prøvetatt med tanke på halo- eller omvandlingseffekter, eventuelt som forsøk på å påvise muligheten av en deformert rot-sone (stringer-sone) for Giken-II under malmplaten. Likeledes ble et hull fra Mons Petter-II benyttet til å se på eventuelle halo-effekter og petrografiske variasjoner i hengen av forekomsten. Prøver for svovelisotop-undersøkelse er hentet fra dette hullet.

Gruvebefaringer

Da mesteparten av gruvene som er i produksjon er ganske godt kartlagt, har det ikke vært nødvendig med noen gruvekartlegging. P.g.a. mangelfull kartlegging av eldre områder var det påkrevet å kartlegge nivå 222 fra Giken til Gudrun og deler av Grunnstollen. Grunnlaget for de profiler som dekker Giken I, Charlotta I, Sture, Palmberg og Apofysen er noe mangelfulle, d.v.s. tolkningen er ikke underbygget med kontroll av eksisterende materiale.

Tuffitt er ikke beskrevet i tidligere materiale. Befaringer er foretatt for å sjekke partier hvor beskrivelser kan ha indikert denne typen, eller for å bekrefte "oversettelsen" av andre geologiske termer.

Alle typer feltarbeid ble utført uten assistent med noen unntak, f.eks. befaring i avsides gruveområder, etc. En del "kjernebefaring" er unngått ved å diskutere kjernebeskrivelsen med R. Fredriksen, som har beskrevet mesteparten av kjernene i 70-årene.

1.4.2. PROFILKONSTRUKSJON, ANALYSERING OG MIKROSKOPERING

Ved utarbeidelsen av et profilmønster var det tvil om en skulle legge profilretningene etter gruveselskapets lokale koordinatnett eller å legge profilene langs og vinkelrett på hovedlineasjonsretningen i Nordgruvefeltet, d.v.s. NV. Det siste ble valgt i håp om bedre å få avslørt eventuelle foldestukturer eller mektighetsvariasjoner. Profilavstanden ble satt til en km.

Konstruksjonen er basert på flg. informasjon og arbeidsmetode:

- Detaljgeologisk blotningskart, strøk og fall-registrering, borhullsdata med tilhørende projeksjoner og gruvekartlegging.
- 2. For områder med manglende stratigrafiske borhyll ble tolkning støttet med konstruerte struktur-konturkarter.
- Geologiske data fra borhull eller gruvedrift utenfor profilet ble projisert langs strøket eller fallet eller med bruk av hjelpeprofiler.
- 4. Overflatestrukturer er projisert langs hovedmektighetsaksen i NV-lig retning med unnak for øvre amfibolittledd som ble projisert etter en NNØ-lig retning.

Det ble utført flere kjemiske analyseserier med varierende målsetting. For samtlige serier er svovel bestemt av A/S Sulitjelma Gruber, v/laborant K. Navjord.

For bergartsklassifikasjon og petrokjemiske studier ble 43 prøver knust og analysert ved Geologisk Institutt av I. Vokes. Analyseverdiene for SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, CaO, K₂O, P₂O₅, Rb, Sr, og Ba, Samt Y, Zr, og Nb for 19 av prøvene er basert på metoden XRF (X-ray fluorescens), mens Na₂O, Cu, Zn, Ni, Co, Cr og Pb er basert på metoden atomabsorbsjon etter en oppslutning med fluss-syre-svovelsyre for Na₂O og Lunges væske for Cu-Pb-serien. Da beslutningen om å utføre Ni, Co og Cr-analyser ble tatt etter knusing, kan smitte fra knuseutstyret ha medført for høye verdier.

For en petrografisk undersøkelse av kjemiske karakteristikker rundt Giken-II er en redusert silikat- og sporelementbestemmelse utført på 30 bergartsprøver. Prøvene ble knust og analysert av I.Vokes ved Geologisk Institutt. De ble knust med fly-press og finmalt i wolframcarbid-kammer. Med bruk av XRF og atomabsorbsjon ble det i likhet med de forrige prøvene analysert på MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, Fe₂O₃-tot, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag og Ba. Det ble også utført bestemmelse for H₂O+, H₂O, CO₂ og glødetap. Høye verdier for både S og Fe gjør at glødetapsverdien burde vært korrigert, men en har ikke beregningsgrunnlag for dette.

For en tilsvarende undersøkelse i et profil gjennom Mons Petter-II, og for samtidig å studere statistisk variasjon av verdiene i klorittbreksjen over, ble 23 prøver knust av I.Vokes ved Geologisk Institutt, som også utførte bestemmelse på Na₂O, Co, Ni, Zn, Pb, og Ag med atomabsorbsjon. NGU's laboratorium v/Faye sto for bestemmelse av SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MgO, CrO, K₂O, MnO, på 14 av prøvene, men de 9 resterende kisrikere prøvene kunne vanskelig analyseres useparert og ble derfor annulert. NGU utførte også bestemmelse av H₂O+, H₂O⁻ og Co₂.

7 av prøvene gjennom malmen ble analysert på∆³⁴S med massespektrometer av Geochemischer Institut der Universität Göttingen v/prof. Dr. K.H. Wedepohl. Disse prøvene er borkjerneplukkede biter og representerer en visuell gjennomsnittsprøve for materialet som ble analysert ved NTH og NGU.

Totalt er det undersøkt 117 tynnslip preparert av Isachsen ved Geologisk Institutt. All mikroskopering ble utført av et Leitz orthoplanmikroskop med stereo- og fototubus og lukkerautomatikk. Fotografering ble utført på samme mikroskop med et tilhørende Leitz kamera.



2.

GEOLOGISK OVERSIKT

2.1. OVERSIKT OVER ENDEL PUBLISERTE ARBEIDER.

T. Lassen (1879) foretok de første geologiske undersøkelser av malmfunnene i Sulitjelma i 1976. Etter at driften startet i 1887 ble forekomstene igjen undersøkt av A.W. Stelzner (1891). Han satte fram klart og konsist syv purkter for å underbygge en sedimentær dannelse med bakgrunn i undersjøisk fumaroleaktivitet i et vulkanoklastisk miljø. Stelzner' s bok er for øvrig den første sådanne som beskriver geologi, malmer og produksjon i Sulitjelmafeltet.

J.H.L. Vogt befarte forekomstene i 1889 og omtaler dem som sedimentære (Vogt, 1890 og 1894), og gav etter senere befaringer en nærmere beskrivelse (Vogt, 1899).

Konsesjonsområdet for Sulitjelma Aktiebolag ble grundig geologisk kartlagt på 1890-tallet under ledelse av Hj. Sjøgren med sine medarbeidere O. Nordenskjøld og J.P. Holmquist. (Sjøgren, 1893, 1894, 1895, 1896 og 1900a). (Holmquist 1900). Sjøgrens petrografiske og stratigrafiske beskrivelser dannet grunnlaget for andre arbeider, bl.a. Th. Vogt. Sjøgren (1900b) beskriver de første fossilfunn i Furulundskiferen. NGU' s kartlegging av Nordland tok for seg Sulitjelmafeltet med geologene G. Holmsen (1917) og J. Rekstad (1917).

Th. Vogts befaringer i Sulitjelma i 1919-1921 (Th. Vogt, 1926) danner på en måte avslutningen på en lang rekke geologiske arbeider fra pionertiden. Han studerte fossilfunn på nytt, og tolket videre både gabbromassivet samt amfibolittene som en fakolitt, Sulitjelmafakolitten. Malmene beskriver han senere som dannet ved magmatisk injeksjon, og tolker lengdeaksen for de enkelte forekomster som uttrykk for "flytestrukturer. (Th. Vogt, 1935 og 1944.)

P. Ramdohr (1938) besøkte Sulitjelma i 1937. I sitt arbeide beskriver han tre antimonparageneser med i alt 23 ertsmineraler.

A. Kautsky (1953) kartla de svenske tilsluttende deler av Sulitjelmafeltet og framsatte mye av den geologiske tolkningen i lys av Tørnebohm's teorier (1896) lenger syd: Skyvedekker med tilhørende breksje-bergarter. Han delte inn den tektoniske stratigrafi iflg. dekker: Pieske, Vasten, Salo (bare i nord) og Gasak-dekket. På grensen mellom Pieske og Vasten-dekket (Furulundskifer og Sulitjelma-amfibolitten), eller tektoniske strukturer og skjærsoner utviklet i tilknytning til denne overskyvningen, mente han at hydrotermale - metasomatiske malmdannelser fant sted. Malmløsningene hentet han fra prekambrisk granitt (Tysfjord-type) og foruten strukturkontrollert utfelling, tilla han grønnsteinene en viss grad av katalytisk effekt ved utfelling av sulfidene. Områdene på svensk side er senere justert og modernisert av O. Kulling (Kulling (1960, 1964, 1972 og 1982). Han slo Vasten og Pieskedekket sammen som en del av Kölisekvens i Seve-Köli-dekket.

G. Kirchner (1955) undersøkte geologien og tektonikken rundt. malmene i Sydgruvefeltet. Basert på Kautsky's dekketeori benytter han Th. Vogt's kloritt-albittfels som glidekontakt. Malm under dekkegrensen forklarer han som kiler av det øvre dekket ned i det underliggende, som så har "banet" vei for malmløsningen.

Kullerud et al. (1955) fastslo en dannelsestemperatur for malmen i Jacobsbakken til 487 ± 25°C med bruk av sinkblende geotermometer. T.Mellingen (1961) fant lignende data for Giken, og Krause (1956) beskrev metamorfosen av malmene.

G. Anger (1966,b) utførte en svovelisotopbestemmelse for malmene i likhet med andre norske kiser, og Gehrisch (1970, 1972 og 1975) fulgte opp med mer detaljerte undersøkelser av forekomstene i Sulitjelma og undersøkte samtidig sporelementene. Sporelementene ble også undersøkt av K.L. Rai (1972, 1977 og 1978).

Mest kjent er de engelske arbeidene som startet med en undersøkelse i kystområdene, av Rutland og Nicholson (1965), og etter en del arbeider av Nicholson (1966, 1967) i Sulitjelmaområdet og med støtte i arbeider av Bradshaw i Fauskeområdet, beskrev de i fellesskap "A section across the Norwegian Caledonides, Bodø to Sulitjelma" (Nicholson & Rutland, 1969). Arbeidene benekter eksistensen av Kautsky's Vasten-Pieskedekkegrense, aksepterer Gasak-dekke-grensen som en tidlig hendelse og beskriver et Beiarn-dekke enda høyere opp.

Av andre engelske arbeider kan nevnes Wilson (1968) som undersøkte mulige dekkegrenser i Nordgruvefeltet, Mason (1966) som undersøkte Sulitjelmagabbroen og Henley (1968) som studerte områdets metamorfose.

De sistnevnte geologer har senere bearbeidet sitt materiale for publikasjoner. Nicholson (1974), Mason (1967 a og b, 1971), Henley (1970 a,b). Særlig Wilson utnyttet materialet på mange arbeider senere (1971, 1972, a,b, og c, 1973) og endelig Wilson og Nicholson (1973). Av Wilsons arbeider bør nevnes aldersdateringer av granittiske bergarter i området.

Gruveselskapets 20-årige regionale kartleggingsarbeid av Sulitjelmafeltet er fullført av S. Kollung (1970, 1977, 1978,1980a, 1980b og 1981). Arbeidene har gitt en komplett inndeling av alle litologiske enheter med detaljerte karter. På basis av tidlige arbeider i deler av området har Findlay (1980) satt opp et forslag til stratigrafi.

M. Gustavson (1978) og M. Gustavson og S. Gjelle (1981) gir en oversikt over den tektoniske stratigrafi i Nordland og Troms med korrelasjon av de ulike lokalt beskrevne dekker. Blant annet dokumenteres at Gasak-dekket ligger under Rödingfjell-dekket. Forfatteren har påpekt vesentlige feil på kartet i Sulitjelma-feltet (pers. samtale, 1981).

I 1976 begynte A. Boyle studiet av Sulitjelmaamfibolitten og Sulitjelmagabbroen, og funn av inverterte putelavaer gjorde at Boyle et al. (1979) beskrev amfibolitten som en flattliggende synform med gabbroen ovenpå den inverterte delen. Senere oppfattes den inverterte delen av amfibolitten med gabbroen over som et ivertert ofiolitt-fragment (Sulitjelma Ophiolite) (Boyle, 1980, 1982).

Mason (1980) har p.g.a. kontaktmetamorfosen indikert at Sulitjelmaofiolitten ikke kan representere en ofiolittdannelse på havbunnen og som senere er obdusert.

Boyle, Hansen og Mason (1981) beskriver Sulitjelmaområdet med malmene og demonstrerer den tektoniske stratigrafi som et større foldedekke; Sulitjelma foldedekke.

Et sammendrag av de enkelt forfatteres tektono-stratigrafiske inndelingen er gitt i fig. 2.1.

					M	
Kautsky (1953)	Nicholson og Rutland (1969)	Kulling (1972)	Gustavsson (1978)	Kollung (1981)	Boyle,Hansen & Mason(1981)	Tektono-stratigrafiske grupper
	Beiarn dekket		Beiarn-d. (Helgeland-d)			Valnesfjord marmor Venset gneis
	Gasak- dekket	Øverste dekke (Stipok og Viri)	Rödingfjell og	Fauskedekket	Fauskedekket	Holstadgruppen Fauske marmorgruppe Jocknacorrogruppen og Pålsfjellgruppen
Gasakdekket	(Rødingsfjell)	(ekv.Rødings- fjellsd.)	Gasak- dekkene	Gasakdekket	Sulitjelma	Skaiti supergruppe
Salo-d. (nord) Vasten-d.		Øvre dekke Vasten	Seve- Köli- dekkekompleks (bare Köli i	Vasten dekket	foldedekke	Sulitjelma gabbrokomp. Sulitjelma amfibolitt- gruppe
Pieske	Köli- dekket	komplex Köli-	Nordland)	Seve- Köli dekkene		Furulundgruppen Sjønstågruppen
dekket	Seve dekket	Seve			Laveste dekke	Pieskekalk Krågagruppen
		Midtre dekke	Lavere dekker			
		Undre dekke	Autoktone b a	Basalal skifon		Junkerdalsgruppen
komplex		Autoktone b.a.	Grunnfjell	Basalgranitt		Prekambrisk grunnfj.

Fig. 2.1. Tektonisk stratigrafisk oversikt over Sulitjelmafeltet. Gruppebetegnelsene er hentet fra Nicholson & Rutland (1969), Kollung (1981) og Boyle et al. (1981). I samråd med Kollung har forfatteren foreslått navnene Krågagruppen og Junkerdalsgruppen. LU.

FEGIONAL GEOLOGI

2.2.

Sulitjelmafeltet ligger nordligst i de midt-skandinaviske kaledonier. Feltet holder et godt utvalg av bergartsenheter som både er sentrale i etøst-vest-profil, i et tektoniskstratigrafisk snitt og følgelig sentrale for forståelsen av dannelsen av kaledonidene. De store kobberforekomstene har også bidratt til å trekke denne forståelse i sammenheng med malmdannelsen.

Som en har sett av det foregående har en lang rekke geologer bidratt til å få det geologiske puslespill til å falle på plass. Det er et stykke igjen og de hovedproblemstillinger som reises er i stor grad felles for de ulike deler av kaledonidene og kan grupperes som følger:

- 1. Kartlegging av de større betydningsfulle dekkeenheter
- 2. Korrellering av disse regionalt
- 3. Fastlegging av stratigrafisk retning på disse
- Fastlegging av alder og aldersrekkefølge for disse og for skyvningen
- 5. Forståelse av dekkeoppbygningen (foldedekker eller skyvedekker) og derav den tektoniske modell for dannelsen av kaledonidene.

For Sulitjelma-feltet har en i stor grad klart å bringe klarhet i de første to punkter, skjønt det strides en del om hvilke tektoniske grener som er av lokal og ikke av regional karakter (dekke-grense). Følgelig er det også uenighet om korrelasjon. For de tre siste punkter er det fortsatt lite gjort, men med utgangspunkt i detaljerte arbeider i et område har flere skissert mulige løsninger for en orogenetisk modell.

Den siste regionale beskrivelsen er av Nicholson og Rutland (1969), og det vil være naturlig å ta utgangspunkt i denne når en geologisk oversikt skal gis. Fig.2.2. er hentet herfra og viser deres korrelerte stratigrafiske oversikt over nordre Nordland og Norrbotten i Sverige. Videre viser fig. 2.3. et samsvarende profil.

Nyere arbeider er trukket inn i den grad det er sentralt. Det gjelder i første rekke arbeider av S. Kollung og A. Boyle, og et samarbeidsprosjekt hvor Boyle, forfatteren og Mason gir en ny tolkning på dannelsen av Sulitjelmafeltet. (Boyle et al. 1981).

2.2.1. GRUNNFJELLET

Som fig. 2.2. og fig. 2.3. viser, ser en at det prekambriske grunnfjell som består av granittiske gneiser, har en bølgete overflate, hvis form sannsynligvis oppsto under og i mot slutten av den kaledonske orogenese. Erosjon av de overliggende kaledonske bergarter har ført til blottlegging av det prekambriske grunnfjell ute ved kysten (Landegode) og inne i Sverige.



Fig. 2.2. Geologiske dekke-enheter i Nordre Nordland og svensk Lappland (Nicholson og Rutland, 1969, fig.17).



Fig. 2.3. Geologisk profil Bodø-Sulitjelma med dekkeinndeling (Nicholson og Rutland, 1969, fig. 15)

Lokalt hevede områder sentralt langsetter kaledonidene har ført til erosjonsvinduer, med Tysfjord-vinduet i nord og Nasafjellvinduet i syd og Rishaugfjell nordøst for Fauske. Heggmovatn-vinduet mellom Bodø og Fauske ligger mer mot vest og må sees i sammenheng med Landegode.

Gustavson og Gjelle (1981) trekker fram muligheter av at de vestlige grunnfjellsområder kan utgjøre grunnfjells-skyvedekker, men holder dette som lite sannsynlig.

De lokale antiformer i grunnfjellet går parallelt med den kaledonske hovedakse, og har tilhørende synformer. (Fig. 2.4.) De to mest markerte synformer er den som går gjennom Saltdalen og Fauskeeidet, Saltdalssynformen (Kollung 81) og Sulitjelmasynformen (Sulitjelmasynklinalen, Kautsky, 1953) som løper gjennom Sulitjelmafeltet.

Med hjelp av grunnfjellets overflateform kan man definere Sulitjelmafeltet som den geologiske provins som ligger øst for Saltdals-synformen (fig.2.4.) og begrenses for øvrig av en krans med blottlagt grunnfjell i syd (Nasafjell), øst (Sverige) og nordvest (Tysfjord). Da Sulitjelmafeltet er et mer norsk begrep enn svensk, og kanskje med tanke på malmene i Sulitjelma, bør en i praksis begrense Sulitjelmafeltet østover ikke til grunnfjellet, ei heller svenskegrensen, men til Kølidekkets grense mot Sevedekket (se fig. 2.2.). Mot nord kan Sulitjelmafeltet begrenses til Virijaure-antiklinalen (fig. 2.4.) hvor Vastendekket (øvre delen av Kølidekket) er erodert og separerer Sulitjelmasynformens nordligste del fra Stuopikområdet i Sverige (fig. 2.2.).

Innenfor Sulitjelmafeltet går det en grunnfjellantiform fra Krågdalsvinduet (øst for Saltdal) til Sjønstådal (Vatnfjellantiform). Langs denne er det nesten blottet et grunnfjellsvindu i Knallerdalen (Findley 1972, 1980) og en lignende, men mindre utpreget situasjon eksisterer i Sjønstådalen.

Vinkelrett på de nevnte NNØ-SSV-lige syn- og antiformer går det et tilsvarende sett med hovedsaklig antiformer; Balvannsantiformen og Langvannsantiformen, og disse deler Sulitjelmasynformen inn i tre bassengformede synformer: Skaiti synform,Baldoaivve synform og Blåmannsisen synform.

Alderen på grunnfjellet har gjennom tidene vært oppfattet som prekambrisk, men av hvilken eksakt alder har vært uklart. Wilson og Nicholson (1972) fastslo to Rb/Sr isokron aldre til henholdsvis 1780 <u>+</u> 43 og 1731 <u>+</u>73 mill. år.


Fig. 2.4. Sulitjelmafeltet. Bergartsgrupper og hovedstrukturer. (Etter Kollung, 1981).

2.2.2. KALEDONSKE BERGARTER

Over grunnfjellet ligger en serie sedimentære bergarter hvis alder synes å være prekambrisk og lavere palezoisk og som gjennom den kaledonske orogenese ble metamorfosert til skifrer, amfibolitter og marmorer. De prekambriske skifre kan kanskje være metamorfosert allerede før orogenesen førte til dannelse av en rekke skyvedekker. Alle dekkeenheter ha sin største mektighet i øst og som regel kiler de inn under dekkeenheter vestenfor hvor de samtidig reduserer sin mektighet. Fig. 2.1. og 2.2. viser de ulike dekkeenheters plassering, slik de er tolket av Nicholson og Rutland (1969).

Kulling (1972) deler de alloktone bergareter på svensk side inn i fem dekker. Et undre og midtre dekke og et øvre dekkekomplex, sistnevnte inndeles i et Seve (underst) - Køli (over) - dekke, samt et Vasten-dekke oppå disse igjen. Femte og øverste sekvens tilsvarer Gasakdekket. Se fig. 2.1.

De ovennevnte inndelinger danner basis for den videre beskrivelse.

2.2.2.1. Autoktone skifre

Umiddelbart over grunnfjellet ligger det i Junkerdalen (Steenken 1957), Krågdalsvinduet og Rishaugfjellvinduet (Kollung, 1981) en tynn sekvens med skifrer og kvartsitter som har en primær kontakt mot grunnfjellet. Kollung betegner enheten som basalglimmerskifrer, her kalt Junkerdalsgruppen. Se fig. 2.1. Kollung (1981) antyder at de underste fyllitter kan representere Kautsky's (1953) Hyolitthussone, og at den tektoniske grense over øverste skifer tilsvarer basis for Sevedekket over.

2.2.2.2. Seve-dekket ? (Krågagruppen)

Det undre og midtre dekket er best beskrevet på svensk side, siden mektigheten øker mot øst, og samtidig med klarere tektoniske kontakter (Kulling 1964). Det er ikke klart skilt ut lignende sekvenser i Sulitjelmafeltet.

Derimot er det påvist en tektonisk grense under Pieskekalken (d.v.s. i liggen av Køli) ved de regionale arbeidene i Junkerdalen, (Steenken, 1957), Kråga og Knallerdalen (Findlay, 1972, 1980) Kollung. (1980) bekrefter en tekntonisk grense under Pieskekalken mot hva han betegner som de underste alloktone bergarter, her kalt Krågagruppen. Han er imidlertid i tvil om betydningen av denne kontakten (pers. samtale, 1982). Det er uklart om Krågagruppen skal korreleres med Kullings undre, midtre eller med Seve-dekket. Kollung (1981) andtyder det sistnevnte. M.A. Cooper (1978) har over grunnfjellet rundt Heggmovatnvinduet (se fig. 2.3.) påvist to dekkeenheter; henholdsvis Kistranddekket, som ligger over hans para-autoctone gruppe og Sauradekket over detter igjen. Disse er imidlertid ikke påvist rundt Rishaugvinduet på grensen til Sulitjelmafeltet. Nicholson og Rutland (1969) har tidligere antydet at disse kan korreleres med Seve-Köli (fig. 2.3.).

Når Gustavson (1978) uttrykker at Seve-dekket ikke er representert i Nordland, så skyldes det at mye av dataene er av relativt ny dato og at Seve-Köli ikke har vært forsøkt skilt.

Tørnebolm (1896) antydet den gang at Sevebergartene var prekambriske. Senere har de vært holdt for å være av noenlunde samme alder som Köli, men med høyere metamorfose. Reymer et al.(1980) har gitt en Rb-Sr alder for Sevedekket i de sentrale svenske kaledonier på ca. 1200 - 1000 m.å.

2.2.2.3. Køli -dekket

Kautsky's (1952) Pieskedekke tilsvarer Kølisekvens. Han definerte videre et Vastendekke over Pieskedekket bestående av grønnsteiner og amfibolitter identiske med de malmførende Sulitjelma-amfibolitter. Wilson (1968) avskriver eksistensen av sistnevte dekke, og mener at Sulitjelmaamfibolitten bør inngå i Køli-dekket, men Kulling (1972) har beholdt ekvivalenten til Sulitjelma-amfibolitten som Vastendekket.

De deler av Sulitjelma-amfibolitten som går over på svensk side med tektonisk kontakt under, utgjør de øvre og inverterte deler av amfibolitten. Den tektoniske grensen tolkes dannet p.g.a. kompetansekontrast mot Furulund-skiferen under (Boyle et al. 1981). Kollung's (1978) arbeider på svensk side viser også sterk isoklinalfolding av undre deler av amfibolitten med Furulundskifer. Vastendekket er derfor et svensk begrep, og hvor den tektoniske grense p.g.a. deformasjonskontrast opphører like over på norsk side av grensen.

De midtre deler av Kölisekvens, representert med Furulundgruppen og Sjönstågruppen viser begge fossiler (Se fig. 2.7.)

Von Schmalensée gjorde i 1898 under kartlegging for Törnebohm og Sjøgren det første enkrinittfunn ved østenden av Lomivann (Sjøgren, 1900,b). Denne og nærliggende fossillokaliteter er senere beskrevet av Vogt (1927), Nicholson (1966) og Wilson (1971). Funnene midt i Furulundgruppen viser opptreden av enkrinitt, bryozoer, gastropoder og cystoideer. Av disse har bare bryozoene vært egnet til en bedre aldersbestemmelse. Disse er identifisert som Dianulithes petropolitanus (Vogt 1927, Nicholson 1966), men Spjeldnæs (pers. samtale i Wilson. 1971) antyder at Vogts bryozoer var mistolket. Tolkningen antyder imidlertid caradocian alder og synes sannsynlig da fossilfunnene kan korreleres med fossillokaliteter ved Ikisjaure og Vastenjaure hvor Catenipora rp. (Caradocian-Llandoverian) har vært identifisert (Wilson, 1971).

J. Harrison fant under arbeide sammen med forfatteren koraller i toppen av Sjønstågruppen ved Kong Oscar i 1975 (Hansen & Harrison, 1975). Disse ble senere undersøkt av N.-M. Hanken og N. Aarhus ved Universitetet i Oslo uten at det har vært mulig å henføre korallen til en bestemt slekt p.g.a. rekrystallisasjon.

I det etterfølgende er angitt hvilke slekter og deres stratigrafiske utbredelse som kan komme i betraktning:

Mesofavosites..... undersilur - mellomsilur Favosites.... overordovicium - mellomdevon Paleofavosites.... overordovicium - oversilur Sparsisolenia.... undersilur Priscosolenia... overordovicium Favosipora... mellomsilur Angopora.... undersilur - mellomsilur Syringolithes..... mellomsilur - oversilur

Som det fremgår av listen er det overveiende sannsynlig at korallen ikke er eldre enn overordovicium.

Grensen mellom Furulundgruppen og Sjönstågruppen viser stedvis tektonisering og er markert over store deler av feltet (Kollung, pers. med. 82).

Wilson (1971, 1972a, 1972c) har forsøkt å datere Kölibergartene i Sulitjelma med bruk av K-Ar analyser på amfibol, muskovitt, biotitt og fylitt uten å lykkes p.g.a. anormale K-Ar data. Høye Ar-verdier ble tolket som avgivelse av Ar ved avgassing fra det 1700 - 1800 m.å. gamle grunnfjellet. Således ble det indikert anormale aldrer på opp til 2724 m.å. og 1770 m.å.

Metamorfose gradienten i Köli-dekket øker både oppover og mot vest og er påvist å stå invertert i diskordant på stratigrafien i området. (Boyle et al. 1981)

2.2.2.4. <u>Gasak-dekket</u> (Sulitjelma foldedekke?)

Gasakdekket ligger over Seve-Kølidekkene og over Vastendekket dersom dette skilles ut fra Køli. Dets regionale grenser synes vanskelig å trekke i detalj mange steder. Skifrene i Gasakdekket er imidlertid kyanitt-, diopsid- og staurolittholdige og er således representanter for den inverse metamorfe sonering i området, og skiller seg godt ut fra de underliggende bergarter regionalt sett. Det kan ikke påvises noen direkte metamorfose-sprang ved grensen ved å gå opp i Skaiti supergruppe, derimot synes metamorfosegraden i tilta gradvis. Sulitjelma-gabbroens intrusive kontakt mot Skaiti supergruppe (Mason, 1966) har gjort at dekke-grensen for Gasak tidligere har vært lagt mellom Sulitjelma-gabbroen (under flasergabbroen) og Sulitjelma amfibolittgruppe og at gabbroen har vært betraktet som intrudert etter dannelsen av Gasakdekket. (Mason 1966, 1971).

Nye undersøkelser (Boyle 1980) viser at gabbroen, flasergabbroen og amfibolitten utgjør et invertert ofiolittfragment med intrusiv kontakt mot Skaiti supergruppe. Som tidligere nevnt viser Mason (1980) at fragmentet med ofiolittkarakter ikke kan oppfattes som et havbunnsfragment p.g.a. gabbroens intrusive kontakt med skifrene over.

Hvor går så den tektoniske ligg for Gasakdekket? Geis (1978) indikerer ut fra malmgenetiske kriterier at amfibolitten må være invertert.

Siste års oppdagelser av store isolinalfolder av Mason (1971), Boyle et al. 1979, Kollung 1978, 1981, og Cooper et al. 1979 og av forfatteren, gjør det derfor logisk å forklare det tidligere Gasakdekket som et stort foldedekke. (Se fig. 2.5.). Primære diskordanser, dislokasjoner og breksjesoner med årsaki tektoniske kompetansekontraster må betraktes som naturlige strukturelementer og ikke som håndfaste bevis for et regionalt skyveplan. (Boyle, Hansen og Mason, 1981).

Kollung, (pers. samt.) mener å ha kartlagt for mange sammenhengende breksjesoner og diskordanser som kan korreleres med Gasak-dekke-grensen til å akseptere et slikt foldedekke med interne skyvninger. Han velger å legge Gasak dekkegrense over gabbroens intrusive kontakt med Skaiti supergruppe. (Kollung, 1981).

I Skaiti supergruppe i Sulitjelmaområdet finnes flere basiske enheter med metavulkanitt/flasergabbro av samme karakter som Sulitjelma-amfibolittene. Disse undersøkes nå av M.Billet. Granittiske intrusiver med en rekke ganger innenfor Skaiti supergruppe har vært aldersdatert av Wilson (1971, 1972a, 1972c) til wenlockian eller ludlovian alder 447 ± 6 mill. år og 433 ± 11 mill. år med bruk av Rb-Sr analyser. K-Ar analyser av muskovitt og biotitt har indikert en lang avkjølingshistorie antydningsvis fram til 355 mill. år. Siden granittene er tolket som tidligorgene intrusiver, forblir de øvrige sedimenter like udatert. Wilsons aldersdatering på skifer gav også her anormale analysedata uten tolkningsverdi.

Gasakdekkets bergarter har tidligere vært korrelert med Rødingsfjelldekket (Nicholson og Rutland, 1969), men sistnevnte dekke er av Gjelle (1974) observert å ligge over Fauske marmorgruppens bergarter.



Fig.2.5. Illustrativt øst-vest profil gjennom Nordgruvefeltet. (Boyle et al.,1981).

2.2.2.5. Fauske-dekket

Over Gasak-dekket innfører Cooper (1978) Fauskedekket (Fauske marmor-gruppen). Dette kan korreleres med Tespfjelldekket (Gjelle, 1978) i syd (kartblad Bjøllådal). Kollung (1981) innlemmer Pålsfjellgruppen til dekket og plasserer gruppen under Fauskemarmor-gruppen. Pålsfjellgruppen er blottlagt i Saltdalssynformen som definerer Sulitjelmsfeltets vestre begrensning og løper nord syd langs Saltdalen via Fauske til Sørfold. Joknacorrogruppen (i nord) jamføres med Pålsfjellgruppen.

2.2.2.6. Rødingfjelldekket

Rødingfjelldekkets bergarter er rikholdige i Rana og inneholder bl.a. jernmalmene i sine øvre deler (Ranadekket iflg.Gustavson og Gjelle, 1981) og ligger som nettopp omtalt over Fauskedekket (Gjelle, 1974). I Salten må derfor bergartene ekvivaleres med Holstadgruppen over Fauskedekket som bl.a. fører tilsvarende jernmalmer. (Forfatterens konklusjon.)

Rødingfjelldekket i Helgeland er forsøkt datert av A.Råheim med Rb/Sr (pers. meddelt til Oftedal, 1979)(Oftedal 1980) Resultatet gav sen prekambrisk alder. Sveconorwegian alder (ca. 1030 mill. år med Rb/Sr) er referert av Reymer (1979).

2.2.2.7. Beiarndekket

Disse bergartene ligger i likhet med Rødingfjell-dekket vestenfor Sulitjelmafeltet. Beiarndekket (Helgelanddekket) er foreløpig datert med Rb/Sr til 1100 mill. år, muligens 1600 mill. år. (Oftedal, 1980)

2.3. LOKAL GEOLOGI (SULITJELMA MALMFELT)

I det følgende gis en kortere stratigrafisk beskrivelse av bergartesenhetene med referanse til det geologiske kart i fig. 2.6. Det vises også til fig. 2.5. som er et profil gjennom feltet. Bergartene regnet nedenfra er Sjønstågruppen, Furulundgruppen, Sulitjelma-amfibolittgruppen, Sulitjelma gabbrokompleks og Skaiti Supergruppe. En mer detaljert inndeling er gitt i fig. 2.7.

2.3.1. SJØNSTÅGRUPPEN

Disse bergartene er blottet sydøst for Sulitjelma, b.a. ved Muorki (Eidevann) med sine Muorkiskifre, og vest for Sulitjelma i Sjønstådalen, hvor det over Muorkiskifrer opptrer med varierende mektighet en Sjønståskifer og -amfibolitt som



Fig.2.6. Sulitjelmaområdets geologi. Nordgruvefeltet markeres med innramming. (Etter Kollung (1981) og Boyle et al. (1981).) N

en egen enhet (Kollung 1977).

Muorkiskifrene er massive, kvartsrike fyllitter i øst (Vogt, 1927: kloritt-muskovitt-skifre) og glimmerskifre i vest. I øst finnes også endel grafittfyllitter, metasandsteiner, kalkbenker, kvartsitter og konglomerater, samt flere nivåer med effusiver (Kollung 1970). I Kong Oscar opptrer flere kobberfattige kismineraliseringer i tilknytning til sure vulkanitter (kvartskeratofyrer) mot heng av Muorkiskifrene. Fossilene omtalt på side 38 opptrer her i en tynn kalksteinsbenk.

Sjønstågneis er mørke og overveiende finkornige bergarter, hornblendegneis og amfibolitt og var av Vogt ment å representere en høyere metamorfose av Muorkiskifrene, men de ligger over disse ifølge Kollung (1977). Kollung beskriver disse som typiske amfibolitter (metavulkanitter) så vel som hybride overganger i form av hornblenderike skifre. Videre opptrer det et bånd av lys finkornig granittisk gneis.

2.3.2. FURULUNDGRUPPEN

Kollung (1970) deler Furulundgruppens skifrer inn i tre enheter: undre, midtre og øvre. Fra å være en relativt homogen, bløt fyllittisk skifer i undre enhet, mister skiferen noe av sitt fyllittiske preg i den midtre enhet og er i den øvre enhet representert i en brun biotittrik og mer tykkskifrig variant.

Grafitt- eller kalkrikere varianter (med fossilfunn nord for Eidevann) er delvis kartlagt som egne petrografiske enheter av Sjøgren (1900).

I midtre del av Furulundskiferen er det forholdsvis rikelig av basiske intrusiver, av gabbroid sammensetning, men også noen diorittiske, og det er i vest påvist en ultrabasitt. Både basiske og surere effusiver er hyppigst representert i de lavere deler av midtre Furulundskifer.

Skaiti supergruppe	Stormfjellgruppen m/amfibolittformasjoner	
	Rosna kalkglimmerskiferformasjon m/Baldoaivvegranitten	
	Duoldagop rustskiferformasjon	
	Lapphellarenformasjonen m/Kobbertoppgranitten	
	Øvre Sorjusvannsformasjonen	
	Nedre Sorjusvannsgruppen	

Sulitjelma Gabbrokom- pleks	Lagdelt gabbro Massiv gabbro Flasergabbroformasjon		14	e R
Sulitjelma amfibolitt- gruppe	(I Øst) Mietjerpakte gangkompleks Otervannsformasjonen	(I ve Øvre Midtr Undre Giken ledd	st) ledd e ledd ledd klorittbre	≥ksje-
Furulund- Gruppen	"Furuhaug-skifer"(vest) - Leirelva skiferlædd Øvre del Midtre del m/Kjeldvann met Grønnstein og Undre del	Vakna (øst) adoler sure	helleren skoral koral itt effusiver	ifer.
Sjønstå- gruppen	Sjønstågneis Muorkiskifer	1	Koraller	<i>1</i> 2

•

Tektonisk stratigrafisk oversikt over Sulitjelma Malmfelt. Fig. 2.7.

44

De basiske intrusiver har linse- eller platepreget form og ligger konkordant med skiferne. Vanligvis er disse en grov og massiv hornblendegabbro med saussurittisert plagioklas, og Boyle (1980) beskriver finkornige og folierte teksturer i kontakten mot skiferen fra noen linser i Øvre Furulundskifer i Lomiområdet. Han benevner for øvrig bergartene som Kjeldvann metadoleritt.

Både i Sulitstjelma og østover mot svenskegrensen opptrer enheter tilhørende Furulundgruppens øvre del vekselvis med enheter tilhørende Sulitjelma-amfibolitten. Den mest klassiske er skiferenheten beliggende mellom Giken og Charlotta malmsoner som forfatteren betegner Leirelva skiferledd. Boyle (1978) betegner dens ekvivalent i øst som den undre glimmerskifer, med referanser til en skiferenhet høyere opp, øvre glimmerskifer, og som klart ligger innfoldet i amfibolitten. Den sistnevnte er betegnet Vaknahellaren skifer (Boyle et al. 1979) og opptrer stedvis med karakteristiske Tilsvarende sedimenter er funnet Mn-rike granatfelsbånd. over ekstrusive bergarter på Karmøy (B.Sturt et al., 1979) og er der tolket som pelagiske sedimenter avsatt på toppen av en ofiolittsekvens.

I Nordgruvefeltet er det påvist (Grenne, 1975, og dette arbeid), en feltspatrik variant av Furulundskiferen på grensen til Sulitjelma-amfibolitten og denne kan jamføres med "Furuhaug-skifer" (Hofseth, 1934). (Se fig. 1.2.)

Heretter refererer betegnelsen "Furulundskifer" seg til den øvre enhet og ofte i umiddelbar nærhet av Sulitjelma-amfibolitten.

2.3.3. SULITJELMA AMFIBOLITTGRUPPE

Denne bergartsgruppen har vært gjenstand for detaljert undersøkelse av Boyle og forfatteren siden henholdsvis 1976 og 1977.

Da de sentrale deler vil bli gjennomgått i detalj senere, skal her kort nevnes at forfatteren har inndelt amfibolittgruppen i fire ledd, med videre inndeling i metavulkanske lagpakker. Mange av de ulike tektonisk stratigrafiske enheter kan adskilles langs breksjesoner innenfor Nordgruvefeltet. Amfibolittgruppen er mektigst ved svenskegrensen og kiler kraftig sammen i Nordgruvefeltet og fortsetter videre vestover som en relativt tynn sone. Økende deformasjon mot vest visker ut primære vulkanogene strukturer og teksturer og gir samtidig en høyere frekvens av tektoniserte lag.

I øst har Boyle et al. (1979) beskrevet pute-strukturer siden hele lagpakken er relativt godt bevart. Putelava har således indikert riktig vei opp for øvre del av den underste enhet av Otervannsformasjonen (Otervatn Volcanic Formation) og invertert orientering for tilsvarende enhet over Vaknahellaren skifer. Se fig. 2.8.



Fig. 2.8. Geologisk kart over Otervannsområdet. (Boyle, 1980)

Som forfatteren senere viser lukker denne synformen seg i Nordgruvefeltet, men det opptrer ytterligere to anti- og synformer med innfoldede deler av Furulundskifer. En antiform er også spekulativt antydet av Boyle et al. (1979). Se fig. 2.9. Forfatteren mener imidlertid at denne underste antiform også er en synform, og at de to antiformer således ligger på hver side av denne. De to underste delene av Otervannsformasjonen holder således antiformenes foldeakseplan. Boyle (pers. samt.) har senere sagt seg enig i en slik tolkning.



Fig. 2.9. Observerte og spekulative foldeakseplan for tidlige isoklinalfolder. (Boyle et al. 1979).

Sulitjelma-amfibolitten inndeles i Otervannsformasjonen og Mietjerpakte gangkompleks. De tektoniske enheter i Nordgruvefeltet er hovedsaklig bygd opp av Otervannsformasjonen, men har også deler av både gangkomplekset og flasergabbroen.

Som forfatteren senere vil vise er sulfidforekomstene knyttet til amfibolittgruppens isoklinalfoldede kontakt med Furulundskifer med unntak av Mons Petter. Se for øvrig fig. 2.11. Svakere sulfidmineralisering kan spores langs kontakten både øst og vest for Nordgruvefeltet, på vestsiden av Baldoivvesynformen og et stykke sydover fra Anna.

2.3.4. SULITJELMA GABBROKOMPLEKS

Gabbrokomplekset utgjør bergartene i Sulitjelmatoppene. R. Mason (1971) deler gabbroen inn i tre hovedtyper: Massiv olivingabbro, rytmisk lagdelt gabbro og biotittførende ferrogabbro, alle med både basiske og sure ganger og pegmatitter, ferrogabbroen med fragmenter av hornfelsomvandlet skifer.

Gabbroen viser magmatiske kontakter mot overliggende skifrer, og med kontakt aureole. Som allerede omtalt skaper denne kontakten problemer for Gasakdekkets tolkning. Boyle (1980, 1982) viser at det er en naturlig overgang fra massiv gabbro til gangkomplekset og videre til putelavaene i Mietjepakteområdet. Både tidligere løsninger og senere spekulasjoner av bl.a. M. Stephens (felteskursjon, 1983) om at flasergabbroen, som opptrer lenger vest, utgjør dekkegrensen, kan derfor ikke aksepteres.

2.3.5. SKAITI SUPERGRUPPE

S. Kollung, (1981) beskriver denne skifergruppe som en heterogen supergruppe og deler disse inn i hele 10 grupper og formasjoner. Forfatteren har i samråd med Kollung satt navn på en del av disse.

Nedre Sorjusvannsgruppen

Denne består av sedimenter og vulkanitter med sure enheter (sedimenter eller vulkanitter). Gruppen er representert vest for Sulitjelmagabbroen hvor bl.a. de sure enheter av alle tidligere geologer er kartlagt som Furulundgranitt. Denne gruppen er best utviklet i Sorjusområdet ved Nedre Sorjusvann (Sorjusjaure, fig. 2.6.), og siden det mangler andre stedsnavn i området, bør Sorjusvann-navnet forbeholdes denne gruppen.

Nedre Sorjusvannsgruppen må ikke forveksles med Sorjusvann Marble Group (Nicholson & Rutland 1969), med Sorjus phyllites (Mason, 1971) og Sorjus Marble (Boyle et al., 1979).

Øvre Sorjusvannsformasjonen

Denne er representert bl.a. rundt Duoldagop, men best utviklet i Sorjus. Den er en finkornig homogen skifer med karakteristiske linser på noen centimetere med diopsid, granat, kalkspat og hornblende, eventuelt med hulrom.



Fig.2.11. Sulitjelma malmfelt med horisontalprojeksjon av de ulike malmforekomster.

Lapphellarenformasjonen ligger over Sulitjelma-amfibolitten i Syd og Nordgruvefeltet og vil således bli berørt i den detaljerte beskrivelse. Skiferen, i enkelhet betegnet Lapphellarenskifer, varierer i fra å være rusten og sterkt båndet til grovere bånd med gneisaktig karakter.

Kobbertoppgranitten viser intrusive grenser og fortsætter i Syd-feltet og vestover som en tynn og sterkt deformært enhet. Den er hittil kartlagt til å ligge som en linse inne i Lapphellaren skifer, og bør således grupperes som en del av denne. Kobbertoppgranitten erstatter herved den tidligere bætegnelsen Furulundgranitt.

Duoldagop rustskiferformasjon

Som navnet indikerer opptrer denne bl.a. ved Duoldagop (Fig. 2.6.) over Lapphellarformasjonen og er en homogen og rusten biotittrik kvartsskifer med enkelte marmorbånd, bl.a. ved Duoldagopdammen.

Rosnaformasjonen

Dette er en kalkglimmerskifer som foruten å utgjøre kjernen i Duoldagopsynformen, er best representert i Baldoaivvesynformen hvor Rosna ligger. <u>Baldoaivvegranitten</u> er intrusiv med et stort antall ganger i de øvre og vestre deler av Rosnaformasjonen og danner de høyeste fjellpartier i Baldoaivvesynformen.

Stormfjellgruppen

De overliggende formasjoner i Skaiti supergruppe bør kort refereres som heterogene glimmerskifre med staurolitt, ofte grafittiske og rustne p.g.a. sitt kisinnhold, delvis kalkførende. Flere amfibolitter med gode vulkanogene strukturer er kartlagt, bl.a. langs Rupsielva syd for Blåmannsisen av M. Billet (in press). Det har vært reist som en arbeidshypotese at disse amfibolitter representerer isoklinalfoldede deler av Sulitjelma-amfibolitten, men all tolkning hittil tyder på at de bør grupperes blant Stormfjellgruppens sedimenter.



STRATIGRAFI

2

.

NORDGRUVEFELTETS STRATIGRAFI

Gruvefeltet på nordsiden av Langvatnet betegnes Nordgruvefeltet. Geologisk er det en del av det regional Nordfeltet i Sulitjelmafeltet, og er stratigrafisk begrenset mellom øvre del av Furulundskifer til underste del av Lapphellaren skifer, og er begrenset i øst til Gudrun gruves østre grense og i vest til Bursi gruves vestre grense. Mot dypet (nord) gis det ingen begrensning, men det antydes at gruvedriften har en naturlig transport-økonomisk grense. Hovedbergartene i Nordgruvefeltet er følgelig enheter tilhørende Sulitjelma amfibolittgruppe med hosliggende skiferenheter. Ved prospekteringsboring fra dagoverflaten må en i stor grad bore gjennom overliggende bergartsenheter. Således kan Kobbertoppgranitten og deler av Stormfjellgruppens bergarter sies å tilhøre gruvefeltet, men ingen av disse bergartene blir omtalt noe nærmere her.

3.1. TREDIMENSJONALE RELASJONER AV FORMASJONENE

Med grunnlag i blotningskart, kjerneborhullslogger, strukturkonturkart for flere malmnivåer og gruvekartlegging er det konstruert struktur-konturkart for formasjonsgrensene og isopakkart for de enkelte formasjoner. De sistnevnte angir vertikale mektigheter. Innfoldete skiferledd er medtatt for angivelse av mektigheten av Sulitjelma amfibolittgruppe.

3.1.1. SULITJELMA AMFIBOLITTGRUPPE

Struktur-konturkartet for liggsiden er vist i fig. 3.1. og illustrerer bl.a. F_2 og F_3 -foldefaser i Bursi; Bursi antiform (F2) (fig.4.30) og Bursi-mulden (F3). I Giken-området sees slakke folder (F3) som er parallell med Langvannsantiformen (F3) (fig. 4.18).

Den NNØ-lige synform (F₃) i Charlotta-Mons Petter-området deler Nordgruvefeltet i to områder m.h.t. strøk og fall. Strøket illustreres av kotelinjene. Da de fleste forekomstene ligger like over ligg-grensen, illustrerer konturkartet også dypet for de enkelte forekomster.

En har få holdepunkter for å trekke kotene dypere enn $\div 500$ m. Intervallet ned til $\div 400$ er bedre dokumentert og fallet er vesentlig forskjellig i de sentrale områder i forhold til Rupsi. Fallet er i gjennomsnitt henholdsvis ca. 30^{9} og 45^{9} og er av vesentlig betydning for valg av brytningsmetode. Ved 45 graders fall vil en kunne få forenklet tilredningsarbeidene og etablert mer rasjonelle brytningsmetoder, noe som skulle gi Rupsiområdet (se bilag NØ-6) et driftsmessig fortrinn framfor Giken-området.

Struktur-konturkartet for amfibolittene heng, fig. 3.2.

(liggen av Lapphellaren skifer) viser også den slakke synformen (F_3) som løper over fra Baldoaive-synformen til Blåmannsis-synformen (fig.2.4.).



Fig. 3.1. Konturkart av liggen for Sulitjelma amfibolittgruppe.



Fig. 3.2. Konturkart av hengen for Sulitjelma amfibolittgruppe.

Sammenholdt med liggkotekartet, har de sentrale og østlige deler et vesentlig annet strøk. Dette skyldes Sulitjelmaamfibolittens sterkt økende mektighet mot øst, men med maksimal mektighet endres strøket igjen. En antiform i Rupsiområdet markerer Bursi-antiformen.

Isopakkartet (fig. 3.3.c) viser at mektighetsaksen for Sulitjelma amfibolittgruppe har en klar NV-lig retning og når sin største vertikale mektighet innenfor Nordgruvefeltet i området Fjelds grube med ca. 1200 m. Videre østover holdes denne mektigheten ved like til Otervannsområdet, hvor den ytterligere øker til ca. 1500 m for så å avta ved at de undre amfibolittledd tynner ut. Tar en strøk og fall i betraktning, har gruppen sin største mektighet allerede i området Ny-Sulitjelma - Fjelds gruve.

Enheten tynner ut til under 100 m vest for Bursi, en mektighet som også er representativ for Sydgruvefeltet. Profilene i bilag NØ-1 til NØ-6 illustrerer også mektighetsvariasjonen godt.

Det er ikke foretatt noen tilsvarende framstilling av de inndelte enheter i Sulitjelma amfibolittgruppe, men med bakgrunn i tolkning av borhullsdata i Lapphellaren - Mons Petter-området, kan det slåes fast at det er i første rekke undre og midtre amfibolittledd som utgjør de vesentligste mektighetsendringer. Øvre amfibolittledd synes å ha en relativt ens mektighet over hele feltet, dvs. 50-100 m.

3.1.2. LAPPHELLAREN SKIFER UNDER GRANITTEN

Struktur-konturkartene i fig. 3.2. og 3.4 angir henholdsvis ligg- og hengside.

Lapphellaren skifer under Kobbertoppgranitten (fig. 3.3.b) har i Nordgruvefeltet sin største mektighet på noe over 200 m og har en nordlig akseretning. Enheten tynner ut til under 100 m i Bursiområdet, hvor mektigheten over Bursi antiform er knappe 10 m. I Sydgruvefeltet er formasjonen mindre enn 100 m mektig.

3.1.3. KOBBERTOPPGRANITTEN

Kobbertopp-granittens konturkart (fig. 3.4. og 3.5) viser også varierende strøk for henholdsvis ligg- og hengside og gjenspeiler granittenhetens linseform.

Kobbertopp-granittens isopak-kart (fig.3.3.a) viser en NNØ-lig akseretning og ikke en NV-lig retning som mange ville forvente. Det er et begrenset antall borhullsobservasjoner som kan benyttes, men nøktern tolkning av konturkartene gir en maksimaltykkelse på nesten 700 m sentralt i feltet.



Fig. 3.3. a-c. Isopak-kart (mektighetskart) for Kobbertoppgranitten (a), Lapphellaren skifer (b) og Sulitjelmaamfibolitten (c).



Fig. 3.4. Konturkart av liggen for Kobbertoppgranitten.



Fig. 3.5. Konturkart av hengen for Kobbertoppgranitten.

3.2. OVERSIKT OVER TEKTONISK STRATIGRAFI

Ved undersøkelsene i Nordgruvefeltet er det p.g.a. tektonisk påvirkning på den primære stratigrafi, lagt vekt på å bygge opp en tektonisk stratigrafi. Denne vil tilslutt i dette kapittel gis en tolkning i retning av en primær stratigrafi. De enkelte enheter som beskrives detaljert i avsnitt 3.3. er derfor tektoniske enheter selv om enkelte av disse kan utgjøre en primær stratigrafisk enhet.

Nordgruvefeltets deformasjon kjennetegnes hovedsakelig av storstilte flattliggende isoklinalfolder av F₁-type av Sulitjelma-amfibolittgruppe sammen med Furulundskiferen (se fig. 2.5). Lapphellaren skifer viser ingen isoklinal innfoldning med amfibolittgruppen Nordgruvefeltet, men grensen karakteriseres med et tektonisk plan. Isoklinalfoldningen av Sulitjelma amfibolittgruppe har gitt flere tektoniske plan av større og mindre utstrekning (se fig.4.33).

Klorittisering er knyttet til de sterkest tektoniserte områder, regionalt mot sydvest innen amfibolittgruppen og lokalt knyttet til tektoniske plan. Dessuten er klorittisering knyttet til de malmførende soner.

Fig. 3.6 viser de viktigste enheter innen Nordgruvefeltet. Sulitjelma amfibolittgruppe som her er hovedsaklig representert med tektoniserte deler av Otervannsformasjon (Boyle et al. 79), er inndelt i fire tektoniske ledd. Lokalt opptrer partier som tolkes som tektoniske deler av Mietjerpakte gangkompleks og flasergabbroformasjonen (se fig. 2.7.)

Det underste tektoniske ledd er i feltet atskilt fra de tre øvre ved innfoldning av Furulundskiferen og er gitt betegnelsen Giken klorittbreksjeledd. Dette danner en sammenhengende og relativt tynn enhet i hele feltet unntatt i utgående av de sentrale deler hvor det mangler. Leddet tolkes som en antiform (se fig. 4.33). I vest i Bursiområdet splittes leddet delvis med en kile av Furulundskifer. Likeledes i Ny-Sulitjelma-området. Disse kilene tolkes som samtidige isoklinalfolder. Mesteparten av malmføringen i Nordgruvefeltet er knyttet til Giken klorittbreksjeledd.

Den innfoldete delen av Furulundgruppen som nå ligger over Giken klorittbreksjeledd (Giken KBL) er gitt betegnelsen Leirelva skiferledd (Leirelva SL). Leddet danner en naturlig del av Furulundskifer i utgående i de sentrale deler av feltet siden Giken KBL mangler her, og fører tidligere nevnte kile inn i Giken KBL i Bursiområdet. Leirelva SL tolkes som en isoklinal synform (fig. 4.33) med åpning mot sydøst.

Undre (Sulitjelma) amfibolittledd (UAL) er det underste av de tre siste amfibolittledd og utgjør volummessig en større del av feltet. UAL er karakterisert av en vulkanittsekvens med flasergabbroer, metavulkanske ganger, lavaer, agglomerater og tuffer. Kontakten til Midtre Sulitjelma amfibolittledd er ikke markert, men defineres ved at tuffittbenker eller glimmerskiferlag begynner å opptre samtidig som bergartene i Midtre Sulitjelma amfibolittledd er mer skifrige. Øvre deler av UAL folder rundt og danner direkte overgang i Øvre (Sulitjelma) amfibolittledd i Mons Petter-



Fig. 3.6. Tektonisk stratigrafisk oversikt over Nordgruvefeltet, Sulitjelma.

6.0

området. Disse to tektoniske ledd som med dette danner deler av hver sin isoklinale foldeflanke, gis en grense definert av foldeakseplanet (se fig. 4.33). Undre deler av UAL danner delvis en ikke verifisert antiform ved at deler av den hypotetiske antiforms underside synes å mangle. (se side147) UAL har lag som går diskordant inn mot Leirelva SL. Grensen er markert med et større tektonisk plan.

Vaknahellaren skiferledd (Vaknahellaren Formation, Boyle et al. 1979) er i likhet med Leirelva skiferledd en innfoldet del av Furulundskifer og har manganførende sedimenter (dyphavssedimenter?) over toppen av vulkanittsekvensen (ofiolittsekvens?) i UAL. Vaknahellaren skiferledd har sin største utbredelse øst for Nordgruvefeltet og er av Boyle tolket å utgjøre en synform mellom amfibolitten over og under.Enheten er såvidt blottlagt innen kartbladet for Nordgruvefeltet innerst i Hankenhola. Et mindre tektonisk fragment av Furulundskifer med karakteristika lik Vaknahellaren skifer, ligger ved Foldhammeren. Dette er ikke skilt ut som eget ledd, men sees på som en isoklinalfoldet del av Leirelva skiferledd p.g.a. sin tektoniske plassering (se fig. 4.21).

Midtre (Sulitjelma) amfibolittledd (MAL) som i stor grad består av forskifrede tuffitter og tuffer og porfyrittiske linser, ligger med isoklinalfoldete kontakter mot amfibolittleddet under og over. MAL markerer Vaknahellaren skiferledds synform videre mot vest til ombøyningen av deler av UAL. Herifra må synformens akseplan traces videre gjennom sterkt tektoniske deler av UAL's foldesone mot vest hvor den står diskordant mot et tektonisk plan over (se fig. 4.33).

<u>Øvre (Sulitjelma) amfibolittledd</u> (ØAL), utgjør som nettopp omtalt den isoklinalfoldete delen av UAL og silisifiserte enheter mot Lapphellaren skifer. ØAL er diskontinuerlig og atskilt av tektoniske plan. Sentralt i feltet ligger delene noe sammenstablet med diskordante kontakter mot Lapphellaren skifer. Tektoniske grenser finnes forøvrig innen leddet og langs grensen mot skiferen over. Leddet fører mindre linser av flasergabbrolignende materiale, men går øst for Nordgruvefeltet gradvis over i en flasergabbroenhet. Se fig.2.8.

3.3. BESKRIVELSE AV DE TEKTONISKE ENHETER

Før en begynner beskrivelsen av den tektoniske stratigrafien kan en først henvise til "Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur" (NGU, nr. 213), hvor det bl.a. heter: "Stratigrafiske enheter er bergartslag som skiller seg fra omgivende lag i fysiske egenskaper eller i alder". Litostratigrafiske enheter benevnes med minskende rang: suite eller kompleks, gruppe, formasjon, ledd eller subformasjon. International Subcommission on Stratigraphic Classification (Lethaia, Vol.5, pp. 297 - 323, Oslo, 1972) definerer enda mindre enheter, slik at ledd inndeles i lag.

Sone kan brukes om mindre stratigrafiske intervall, og består av flere (eller deler av) stratigrafiske enheter mellom en definert øvre og nedre stratigrafisk posisjon.

Et stratigrafisk nivå benyttes til å beskrive et som regel svært tynt lag for å definere en stratigrafisk posisjon.

Ved beskrivelsen av de tektoniske enheter i det etterfølgende benyttes disse termene og andre definisjoner slik:

- Ledd benyttes om tektoniske deler av en formasjon.
- Lag, homogen litologisk enhet innenfor et ledd.
- Lagpakke, litologiske eller tektoniske lag som klassifiseres sammen innenfor et ledd.
- Malmnivå refererer til den stratigrafiske posisjon hvor en spesifikk malm ligger eller forventes å ligge.
- Malmsone benyttes om et stratigrafisk intervall innenfor hvilket en malm opptrer eller forventes å kunne opptre.
- Kissone atskilles fra sistnevnte ved at sonen ikke hittil er representert med malm i økonomisk forstand.
- Malmlag er en økonomisk brytbar eller interessant malmplate betraktet som en stratigrafisk enhet.
- Kismineralisering er en ikke brytbar (submarginal) eller økonomisk sett uinteressant kisopptreden.
- Malmmineralisering benyttes om marginal eller økonomiske kismineraliseringer.

Tre av feltets amfibolittledd er inndelt i lokale enheter og er klassifisert som metavulkanske lagpakker (MVLP), malmsoner (MS) eller kissoner (KS). Alle enheter av denne type er gitt formelle navn, men samme stedsnavn kan forekomme på både den metavulkanske lagpakke (MVLP) såvel som for en malmsone. I slike tilfeller betraktes malmsonen utskilt fra den metavulkanske lagpakke med samme navn p.g.a. den interesse som er knyttet til dette lag særskilt.

Det vises til fig. 3.7. hvor en oversikt for de enkelte lagpakker, malmsoner og kissoner er gitt for henholdsvis Bursi-Simonsborg-området, Charlotta-Giken-Brunhammerenområdet og for Hankabakken-Gudrun-Fjelds gruve-området En litostratigrafisk tolkning gis i slutten av kapitlet.

I bilag 3 vises fordelingen av de ulike enheter og i det mer detaljrike petrografiske blotningskart i bilag 1 og bilag 2.

For en tredimensjonal orientering må vertikalprofilene i bilagserien NV 1-5 og NØ 1-6 benyttes. NV-profilene er lagt i en NV-SØ-lig retning osv. og er nummerert vestfra i feltet, vise versa. Orienteringen av profilene er gitt i fig. 3.6.

1 x 1 km er et relativt grovt nett for profilene, og vil ikke klarlegge alle tredimensjonale endringer av de ulike enheter. Enkelte mindre enheter kan bli liggende mellom

Nordgruvefeltets metavulkanske lagpakker (MVLP), Kissoner (KS) og malmsoner (MS)			Nordgruvefeltets grupper	Lomifeltets formasjoner	
Vestre Nordgruvefelt	Midtre Nordgruvefelt	Østre Nordgruvefelt	og amfibolittledd	(etter Boyle, 1980)	
Lapphellaren skifer	Lapphellaren skifer	Lapphellaren skifer	Skaiti supergruppe		
Brunhammeren MVLP	Brunhammeren MVLP	Brunhammeren MVLP		Flaserformasjonen	
			Øvre	Mietjepakte gangkomplek	
	Brunhammeren KS / Lapphellaren KS	Fjelds Grube KS	Sulitjelma		
Qualekummen tektoniske breksjelag	Fjeld MVLP	Fjeld MVLP	amfibolittledd	Otervannsformasjonen (invertert)	
Sigridfeltet KS			(ØAL)		
5	Midtre Sulitjelma amfibolit	tledd	(MAL)	"forskifret amfibolitt"	
Øvre skiferledd		Vaknahellaren skifer	Vaknahellaren skifer.	Vaknahellaren skifer	
	Mons Petter MVLP	Mons Petter MVLP	*	(rett vei opp)	
	Mons Petter MS				
	Furulundskjerpene KS	Hankenhola KS	Undre	Otervannsformasjonen	
	Charlottabekken KS		Sulitjelma		
Simonsborg MVLP	Simonsborg MVLP	Simonsborg MVLP	amfibolittledd		
	Charlotta klorittbreksje		(UAL)		
Charlotta MS	Charlotta MS	Charlotta MS		(invertert)	
	Sture MVL				
Leirelva skiferledd	Leirelva skiferledd	Leirelva skiferledd	Furulundgruppen	Undre skiferformasjon	
2		Hanken metakalktuff			
Sigrid KS	Giken MS	Gudrun MS			
Øvre Bursi MVLP	Giken klorittbreksjesone	Ny-Sulitjelma MVLP	Giken		
Leirelva skiferledd			kloritt-	Otervannsformasjonen	
	Palmberg MS	Hankabakken MS	breksjeledd		
Undre Bursi MVLP	Giken klorittbreksjesone		(Giken KBL)		
Bursi MS		Ny-Sulitjelma MS			
		Hankabakken MVLP			
Furulundskifer	Furulundskifer	Furulundskifer	Furulundgruppen		
	Haughammeren metadoleritt		Kjeldvand metadoleritt	Lomi metadoleritt	

Fig.3.7. Tektonisk stratigrafisk oversikt over Nordgruvefeltet, Sulitjelma.

.

profilene, men slike enheter eller nye enheter mot dypet blir likevel beskrevet uten referanse til bestemte profiler.

I det etterfølgende gis en feltbeskrivelse av de kartlagte enheter med referanse til blotningskartet (bilag 1) og profilene. De enkelte kis- og malmsoner beskrives i tilknytning til tilstøtende enheter. Den henvises til kap.4 og 5 hvor viktige strukturgeologiske observasjoner, henholdsvis petrografiske trekk, beskrives mer utførlig. I kap.7 beskrives malmenes petrografiske trekk.

3.3.1. FURULUNDSKIFER (FUS) UNDER GIKEN KLORITTBREKSJELEDD

Furulundskiferen, under laveste ledd av amfibolittformasjonen, (Giken KBL), er ikke kartlagt i detalj, men er visitert i profiler til og fra Sulitjelma amfibolitten. Furulundskiferen er relativt lik i hele Nordgruvefeltet. Den er representert med benkede, lagvise, middelskornige skifre med metablastisk amfibol og granat. Kvartslinser er et karakteristisk trekk (se kap.5).

Ca. 30 m under Giken KBL i den østre del er det et erosjonsmessig svakt nivå i Furulundskiferen. Dette har gitt en svært markert brink, bl.a. Hanken, som løper konkordant med skifrighet og benkning i skiferen. Furulundskiferen er i dette nivå representert med en rustglimmerskifer. Denne har øst for Ny-Sulitjelma ved VLF-målinger gitt en elektrisk leder. Da foten av brinken er dekket med rasmasse, kan det vanskelig verifiseres om en også har en mylonittisk sone. Det finnes adkommelige gruvetverrslag som kan benyttes til en slik avklaring, men i dette arbeidet er de ikke fulgt opp.

Lokalt kan denne markerte topografiske struktur følges østover til Lomi og vestover til Charlotta, noe diffust gjennom Furulund, men mer markert gjennom Glastunes igjen. En lignende brink kan også forfølges i Sydgruvefeltet fra Furuhaugen til Sagmo.

En lignende benk, også med en lem under, løper parallelt ovenfor den nettopp beskrevne. Her ved grensen mellom undre (Sulitjelma) amfibolittledd og Leirelva skiferledd danner amfibolittiske lag erosjonskontrast mot underliggende klorittbreksje og skifer. Denne brink er sannsynligvis forsterket i Giken-Charlotta-området på grunn av et nivå med rustglimmerskifer øverst i Furulundskiferen, og innenfor det en skiller ut som Leirelva skiferledd.

Rustglimmerskiferen i disse to nevnte nivåer (inntegnet på kartet i bilag 1) er begge en kalkholdig finlamellert og finskifrig bergart, og forvitrer lett med en rustbrun farve. Enkelte benker er ikke så finskifrig og er mer erosjonsbestandig, og indikerer primær veksling med mer sandig materiale (psammite) eller normal Furulundskifer (pelite).

Mellom de to rustglimmerskifre i Giken-Charlotta-området opptrer en lys sandsteinsvariant som har gode blotninger med lagnings- og foldestrukturer. Disse er benyttet til å undersøke isoklinalfoldningen (F_1) og indikasjon av orienteringen på lagstilling uten at det siste har lykkes. Se fig. 4.9. og kap. 5.1.

Foruten de to lagene med rustglimmerskifre har ikke Furulundskiferen gode lag som egner seg som markeringsenheter for å definere isoklinalfolder av F₁-typen. Enkelte kvartsrikere eller kalkrikere bånd er observert, men forløpet av disse er ukjent. Det er ikke observert tuff eller tuffitt-horisonter nedover i Furulundskiferen med unntak av et 10 cm tykt bånd (se side 157).

Derimot opptrer det to flasergabbro-lignende linser i Furulund-området, betegnet som Haughammeren metadoleritt. Disse er ca. 100 m lange og ca. 10-15 m tykke. Motstand mot erosjon gjør at de stikker ut som hammere i terrenget, henholdsvis Haughammeren og Sykehushammeren.

Om disse linsene er tektoniske rester av Sulitjelmaamfibolitten er uklart ut fra geologisk kartlegging, da de stratigrafisk sett kan ligge i Giken klorittbreksjeleddets nivå og er visuelt nokså lik grovkornige partier av Hankabakken MVLP. De kjemiske analysene er imidlertid sterkt avvikende og linsene må derfor korreleres med Lomi metadoleritt (Boyle, 1982) og Kjeldvann metadoleritt (fig. 2.7.) mot bunnen av Furulundgruppen.

Foruten folder av F_1 - F_2 og F_3 typen kan en i Furulundskiferen observere boudinasjestrukturer og endel mindre deformasjonselementer (se kap. 4.).

3.3.2. GIKEN KLORITTBREKSJELEDD (GIKEN KBL)

Som vist i fig.3.7. er Giken KBL inndelt i flere metavulkanske lagpakker og malmsoner, men bare enkelte av disse kan sies å foreligge over hele Nordgruvefeltet. I Ny Sulitjelmaområdet opptrer flere lokale lagpakker og likeledes i Bursiområdet. Mot dypet både i øst og vest er det verifisert nye lag som ikke kan korreleres med kjente lag. Giken klorittbreksjesone finnes i de sentrale gruveområder og knytter de ulike lagpakker og malmsoner i øst og vest sammen til en tektonisk enhet, Giken KBL. Giken KBL finnes ikke utgående i de sentrale deler av feltet.

I dagoverflaten er Giken KBL blottlagt fra Giken til Ny-Sulitjelma og inneholder bl.a. Giken, Hankabakken, Ny Sulitjelma og Gudrun malmnivåer. Enheten er relativt tynn i sitt utgående med unntak av Ny-Sulitjelma-området hvor mektigheten er vesentlig tykkere.

Kartleggingen viser at enheten i det mektige området har en interfingeraktig overgang til Furulundskifer langs strøket mot øst. Man har forsøkt å finne en forklaring på dette under feltarbeidet uten at det lyktes den gang. Det er mulig at de innkilede deler av Furulundskiferen kan være tuffittiske partier og tilhører derved amfibolitten. I så fall representerer overgangen en stratigrafisk faciesendring, men en kan også ane en mektighetsøkning p.g.a. tidlige isoklinalfolder (F_1).

Mot øst tynner enheten ut til intet. Siste blotning viser et 10 cm mektig rustent kisholdig lag i Furulundskifer. 1 km lenger mot øst finnes en lignende enhet, også her med en rustsone i ligg tilsvarende Ny-Sulitjelma-nivå. John (Jasper) D. Harrison kartla områdene øst for Ny-Sulitjelma i 1975, hvilket ga støtet til navnet Jasper-sonen, for rustsonen videre mot øst.

I utgående tynner leddet ut vest for Hankabakken. En tynnere del fortsetter så langt ned som forbi Giken, hvor den er representert som en 1/2 - 1 1/2 m mektig klorittbreksjebenk med massiv kis i øverste lag (Gikenmalm). Den vestligste blotning finnes på stien mot nordvest opp fra veien på vestsiden av Gikenelva, hvor enheten og mineraliseringen er sterkt redusert.

Giken klorittbreksjeledd fortsetter mot dypet med relativt ens mektighet. I Furulundskiferen under Giken malmsone i Hankabakken-Giken-området, opptrer det en tuffittisk metavulkanitt nær utgående. Denne går langs fallet rast over i en klorittskifer og klorittbreksje (NØ-2). Et stykke nedover er det ca. 10-15 m Furulundskifer mellom Giken malmsone og denne klorittskiferen, men skiferenheten tynner ut og Giken malmsone blir liggende som henglag over klorittbreksjen.

Det er i de dypere driftsområder at Giken KBL er dominert av klorittbreksje, som derved har gitt navn til leddet. Midt i klorittbreksjesonen ligger Palmberg malmsone.

I vest opptrer henholdsvis Undre og Øvre Bursi MVLP atskilt med en skiferkile (bilag 1). Bursi MS er knyttet til undersiden av Undre Bursi MVLP, men kissoner eller rustsoner er knyttet til under- og oversiden av Øvre Bursi MVLP, hvor bl.a. også Sigridskjerpene og Sigrid gruve finnes (se fig. 7.22).

Tredimensjonal tolkning gir grunnlag for å gruppere Undre Bursi og Øvre Bursi MVLP til Giken klorittbreksjeledd. I profil NØ-3 sees en situasjon hvor Giken KBL kiler ut. Utkilingen er også vist i profil NV-2 hvor man også ser hvorledes enheten fortsetter videre mot nord-vest og øker på i mektighet nord-vest for Mons Petter gruve. Leirelva skiferledd over smalner noe sammen, samtidig som det opptrer en ny klorittholdig metavulkanitt inne i skiferen. Den nye metavulkanitten og klorittbreksjeenheten under tolkes til å være henholdsvis Øvre Bursi MVLP og Bursi MVLP.

En liknende geologisk situasjon er også kartlagt østligst i utgående av disse to enheter (bilag 1). Utkilingen mot syd av Giken KBL faller således inn langs en linje med en retning på ca. 310^g mot vest. Borhull henholdsvis syd og nord for denne linjen bekrefter at denne er noenlunde rak. Profil NØ-4 røper på grunnlag av borhull utenfor profilet en mulig S-fold i Giken KBL under Mons Petter. Dette kan indikere at Bursi MVLP østenfor representerer øvre foldekile av S-folden. Tilsvarende S-foldestil kan indikeres under Charlotta-II og langs henggrensen mot Leirelva skiferledd dypere ned (NØ-4).

Apofysen malmforekomst ligger i et stratigrafisk nivå som skulle tilsvare Bursi malmnivå, dvs. på undersiden av Giken KBL (se fig.3.8.). I likhet med de østligste områder av Bursi, er det også her en kalktuff i heng. De litologiske trekk tyder på at Apofysen og Giken malmsone ligger på hver sin side av en spiss isoklinalfold, og at Apofysen er en kisanrikning knyttet til en foldetunge (Z-fold?) på undersiden av isoklinalfolden. Apofysen malmlinjal har en vestlig akseretning på ca. 310⁹, og går parallelt den sydlige begrensning av Giken KBL.



Fig.3.8. Utkiling av Giken KBL med Apofysen malmlag kan forklares som en antiform av F_1 -isoklinalfold (se profil NØ-3).

Østover endrer foldebildet seg noe ved at Apofysen går sammen med Giken og at bare en tynnere kile med Giken malmsone fortsetter mot syd (se fig.7.16.)

Den sydlige begrensningslinje for Giken KBL fra Giken til Bursi tolkes til å representere foldeaksen for Giken antiform. Se fig.3.11. Overliggende synform med Leirelva skiferledd har sin lukning i Clarabekken vestligst i feltet (se fig. 4.21). Giken KBL er derfor en sterkt flatklemt og isoklinal fold. Dannelsen er forsøkt illustrert i fig. 3.25.

Det er ikke observert nevneverdige tektoniske grenser langs Giken klorittbreksjeledd, men selve klorittbreksjen har en rekke sklideplan og er delvis sterkt breksjert. De beste stratigrafiske horisonter for å følge forløpet av denne tektoniserte del av amfibolittgruppen, er malm- og kissonene, samt kalktuffer, alle knyttet til grensen mot skiferen. I det etterfølgende beskrives de enkelte deler av Giken KBL.

3.3.2.1. Hankabakken metavulkanske lagpakke.

Mellom Hankabakken og Ny-Sulitjelma er det under Ny-Sulitjelma malmnivå kartlagt et linseformet legeme med metavulkanske bergarter. Furulundskiferen synes å folde konkordant rundt den noe stumpe liggsiden av bergartene mot øst. Intern benkning synes imidlertid å stå diskordant på Ny-Sulitjelma malmsone mot nord (heng), og en mindre diskordans kan anes mot Furulundskiferen i syd (ligg). Se bilag 1. Mot vest er det vanskelig å definere de litologiske grenser p.g.a. utkilende karakter. De diskordante strukturer indikerer at enheten er en delvis rotert tektonisk linsedel av en metavulkansk lagpakke.

Lengst i øst er enheten representert med homogene middelskornige amfibolittbenker (tuff-lava), 10-30 cm tykke, med et par benker av glimmerskifer lik Furulundskiferen. Det bør bemerkes at østenfor, ca. 5 m nede i Furulundskiferen opptrer det flere 2-10 cm tykke, lyse amfibolittlag konkordant med skifrigheten. Mye tyder derfor på en synsedimentær veksling av epiklastisk materiale og tuffbånd. (se fig.3.9.).



Fig.3.9. Giken klorittbreksjeledd ved Hankabakken i utgående. Snittet angir relative mektigheter over ca. 40 m.

Lenger opp i lagpakken opptrer det både grovkornige og porfyriske bånd, og et sprekke- og forvitringsmønster indikerer putestrukturer. Det er ikke observert linjasjoner av noen art. Fortsatt påtreffes mindre tuffittiske bånd.

Fra å ha en basisk karakter i liggen endrer de metavulkanske lag sin kjemi, idet det stadig hyppigere blant de basiske benker (N-30) finnes keratofyriske avsetninger (N-36-a), stedvis med kvartsårer. (N-30 representerer prøve nr. Se tabell 6.1.).

Mot hengen dominerer keratofyriske tuffer i form av klorittserisittskifre med kisdisseminasjon, som mot vest har en udefinerbar overgang til den overliggende Hankabakken malmsone.

Den petrokjemiske trend, hvor basiske enheter går over i det sure endeledd, som igjen kulminerer i en malmsone, tolkes som hydrotermal omvandling av de basiske bergarter mot overflaten i tilknytning til en malmdannende prosess med kisutfelling (se fig. 6.3.). De sure bergartene kan også representere en sur vulkansk opprinnelse.

Hankabakken MVLP fortsetter langs (men syd for) profilet NV-4 minst 100 m mot nordvest. Det er uklart hvor langt i vestlig retning enheten fortsetter, da undersøkelser på liggsiden av Hankabakken malmsone ikke er utført i gruveområdet. På nivå 314 i Hankabakken-I er det på liggsiden ved sjakta kartlagt homogene metavulkanske bergarter av samme natur. Disse er ikke påtruffet i borhull like nordenfor. Dette skulle indikere en utstrekning på minst 600 m i vestlig retning fra utgående med en akseretning på 350 nygrader.

Ved å følge denne aksen til man kommer i midtre Nordgruvefelt med blant annet Gikenforekomsten, viser det seg at en lignende sigarformet homogen grovkornig metavulkanitt ligger i samme stratigrafiske nivå under Giken-I-forekomsten (se fig. 7.17). Også i Bursi gruve er det påtruffet lignende bergartslinser, hvilket passer inn med samme akseretning, men her ligger linsen over Bursi malmsone.

Blotningskartet rundt Hankabakken gir en enhetsbredde på ca. 100 m. En rekke linser som ligger i et tog langs den øst-vestlige akse indikerer boudinering. Aksen faller nær parallell med sydlige begrensning av Giken KBL. Som fig.3.11 viser, så har Hankabakken "malmtog" en tilsvarende akse.

3.3.2.2. Ny Sulitjelma malmsone

Diskordant over Hankabakken MVLP i Øst ligger Ny-Sulitjelma malmsone. Det kan tenkes linseformen på Hankabakken MVLP er rotert (lik rotert granat) og får kontakten til å være diskordant (se bilag 1). Selve kontakten er ikke blottlagt. Malmsonen ligger konkordant med Furulundskifer videre Østover til sin avslutning der (side 267). Mot vest går malmsonen over i Hankabakken malmsone. Ny-Sulitjelma malmsone er representert med Ny-Sulitjelma malmlag eller malmnivå, og har Furulundskifer i ligg og et tynnere kloritt-serisitt-skiferlag i heng (se fig.3.10). Sistnevnte har sentralt det senere omtalte Ny-Sulitjelma MVLP i heng. I de vestligste områder danner Leirelva skiferledd heng. Furulundskifer kiler inn mellom Ny-Sulitjelma MS og MVLP østfra og indikerer isoklinal innfoldning av skiferleddet (se bilag 1). Metakalktuffer på begge sider av skiferkilen er med å forsterke indikasjonen om en innfoldning (synform). Denne foldekilen er i såfall en F₁-fold med NV-lig foldeakse. Se fig. 3.25.

Malmsonen har sin største mektighet like vest for Enganbekkens kryssing, hvor malmlag, klorittskiferlag, klorittiserte tufflag og serisittskiferlag samlet utgjør ca. 30 m. Østenfor utgjør malmsonen 5-10 m, og vestover minker den relativt raskt igjen til ca. 10-15 m.

Rustne serisittrike tuffbånd opptrer konkordant østover med metavulkanittpakken over fra der disse grener ut fra de mektige partiene av malmsonen (se bilag 1). Deler av malmsonen fortsetter med andre ord på den andre siden av den nettopp indikerte synform. Synformen ender således der malmsonen blir tykkest og kan forklare malmsonens fortykning som en isoklinal foldefortykning. Tilsvarende indikasjon finnes også i gruva (se 7.11.).



Fig. 3.10.

Giken klorittbreksjeledd ved Ny-Sulitjelma i utgående. Snittet angir mektigheter over ca. 100 m.

3.3.2.3. Hankabakken malmsone

Denne malmsonen er mer eller mindre identisk med Ny-Sulitjelma, da den danner en fortsettelse av sistnevnte mot vest. Derimot er sidebergartstypen det motsatte all den tid det i ligg finnes den allerede beskrevne Hankabakken MVLP, og i heng en godt lamellert finkornig og finskifrig variant av Furulundskiferen (Leirelva skiferledd). Mot vest kiler det seg inn en kalkrik enhet mellom malmsonen og Leirelva SL, samtidig som Hankabakken MVLP blir svært tynn.

I øst er malmsonen ca. 10 m mektig og øker sin mektighet til nærmere 30 m ved dagbruddet, hvor malmsonen blottlegger to malmlag, henholdsvis Hankabakken hovedlag og Hankabakken henglag. Disse kniper sammen mot vest hvor sonen igjen har én mektighet på 10 m, for så å opphøre ved hovedmalmens vestre begrensning.

Som en fortsettelse av Ny-Sulitjelma MS er de litologiske enheter identiske til å begynne med, men får gradvis et økende klorittinnhold og et minkende serisittinnhold. Samtidig øker de sentrale kismineraliserte lag sitt kobberkisog svovelkisinnhold og danner de to nevnte malmlag med en mellomliggende kismineralisert kloritt-albitt-skifer (se fig.3.9). Hovedlaget har klorittskifer i ligg og henglaget tilsvarende klorittskifer i heng. Det er gjennomgående flere albittrikere lag i den øvre halvdel av sonen enn i den undre.

Mot vest hvor hovedgangen slutter er henglagene innen sonen igjen lik forholdene i øst, dvs. med klart surere tuffer i form av serisittskifer. Sonen opphører så i utgående.

Fig.3.11. illustrerer forløpet på Hankabakken MS innen Giken KBL. Som en ser ligger det en rekke spredte områder hvor kismineraliseringen representeres med malmlag. Disse ligger alle innenfor malmsonens hovedakse som går noenlunde parallelt med Giken antiform. Mot nord-nordøst i forhold til hovedaksen er det ved boring fra -233Ø (profil NV-4) påtruffet en sulfidførende klorittbreksjeenhet som tolkes som en fortsettelse av malmsonen, men som ikke viser sulfid i interessante mengder.

3.3.2.4. Ny-Sulitjelma metavulkanske lagpakke

Over Ny-Sulitjelma malmsone er det i overflaten kartlagt skifrige benkete amfibolitter, som tolkes å være en metamorfosert lagpakke med tuffer og lavaer, se fig.3.10. (Prøve N-79 i tabell 6.1.).

Endel av lagene som tolkes som tuffer viser klart lamellert struktur, noen indikerer mulige deformerte agglomeratboller, mens de mer homogene fin- og middelskornige lavabenker viser stedvis en amfibollinjasjon (NV) parallelt skifrigheten. Oppsprekningsmønstre kan stedvis indikere putelava.


Fig.3.11. Korrelasjon mellom malmsoneakser og foldeakser.

72

Enkelte amfibolittlag er kalkspatholdige og mot toppen opptrer det rene kalkamfibolittlag og kalksteinsbreksjelag. De sistnevnte viser både agglomeratstrukturer og breksjestrukturer (kantete fragmenter), hvor kalkspat er en marmormatriks mellom boller eller fragmenter av vulkansk opprinnelse. De kalkrike lag kiler mot øst inn mellom normale tuffer og lavaer. Disse kalkholdige bergartene representerer trolig en pretektonisk forbindelse med Hanken metakalktufflag.

Langs strøket mot sydvest tynner enheten raskt ut, enten naturlig p.g.a. tidlige isoklinalfolder, diskordant mot overliggende Leirelva skiferledd, eller p.g.a. en megaboudinasjestruktur som også har atskilt Ny-Sulitjelma MVLP fra Hanken metakalktufflag.

Under beskrivelsen av Giken KBL ble enhetens østlige begrensning omtalt som isoklinalfoldeaktige utkilinger. Profil NØ-1 og NV-5 illustrerer også disse isoklinalaktige mønstre av Ny-Sulitjelma MVLP.

Gradvise overganger mellom glimmerskifer og tuffskifre i form av tuffittvarianter gjør det vanskelig å tolke mange av de gamle borhullene.

Forløpet av Ny-Sulitjelma MVLP fortsetter langs en NV-lig akse (NV-5).

Boringer mot dypet av Hankabakken malmsone fra standplass i feltort -233 øst, viser at Giken klorittbreksjeledd øker i mektighet (NV-4). Mektighetsøkningen synes i første rekke å skyldes utvikling av en tufflagpakke, hovedsakelig bestående av tuffittiske bergarter. Lagpakken har en mektighet på ca. 25-30 m, og synes å ligge relativt konkordant med skiferen over.

3.3.2.5. Gudrun malmsone

Den nest øverste av de fingeraktige utkilingene mot øst av Ny-Sulitjelma MVLP, er et kisdisseminert tufflag med keratofyriske bånd (se bilag 1). Mot øst går disse gradvis over i en surere tuffitt, fortsatt disseminert med kis i markerte tynne bånd. Furulundskifer er både i heng og ligg av den 10-5 m tykke sonen. Østenfor kartbladet danner denne kissonen utgående av Gudrun gruve i en strøk-lengde av ca. 150 m, og videre østover smalner sonen gradvis sammen forbi Valdis stoll og skjerpet østenfor i Diamantdalen.

Profil NØ-1 indikerer at Gudrun malmnivå kan repeteres ved isoklinalfoldning.

3.3.2.6. Hanken metakalktufflag

Denne enheten ligger over vestre del av Hankabakken malmsone og østre del av Giken malmsone. Konkordant over ligger Leirelva skiferledd. Sistnevnte kniper sammen over et kortere stykke, slik at Hanken metakalktufflag danner direkte kontakt med overliggende ledd av Sulitjelma-amfibolitten. Langs strøket mot vest er det en uklar overgang (blotningsmangel) til Furulundskifer som er blottet i Gikenelva. Furulundskiferen er her og videre vestover representert med et tilsvarende tykt lag med rustglimmerskifer. Mot øst kiler enheten ut, men tolkes å ha en pretektonisk forbindelse med de kalkrike bergarter, nettopp beskrevet, i Ny-Sulitjelma MVLP.

Hanken metakalktufflag viser en variasjon langs strøket som både kan tolkes som primær faciesendring eller som en tektonisering med tilførsel og anrikning av kalkspat. Østligst har enheten karakter av en skifrig tuffitt som så for liggområdene går over i tett finkornig metavulkanitt (Fig.3.9.).

Lagserien viser vestover agglomeratlignende sigarformete fragmenter. Disse tolkes som deformerte agglomerater eller puter (K-67). Mellomliggende sprekkerom er fylt med kalkspat, og mengden av kalkspat øker raskt vestover, hvor bergartene er en god kalktuffbreksje (K-99).

3.3.2.7. Giken klorittbreksjesone

Som nevnt innledningsvis (pkt. 3.3.2.) finnes Giken klorittbreksje i de sentrale områder av Nordgruvefeltet og knytter de ulike lagpakker og malmsoner i øst og vest sammen i en tektonisk enhet, Giken KBL. Klorittbreksjesonen går fra Furulundskifer i ligg til Leirelva skiferledd i heng, men som regel danner Giken malmsone hengen. Palmberg malmsone utskilles som en egen sone sentralt i Giken klorittbreksje sone. Se fig.3.12.

Charlotta kl.breksje	M	Klorittbreksje
Charlotta MS	<u></u> S	Klorittbreksje m/sulfiddisseminasjon
Leirelva skiferledd	E T	Glimmerskifer m/grafittspor
	5	Glimmerskifer (kvartsrikere)
	TIA	Massive kisbånd
Giken MS	<u>۲</u>	Klorittbreksje m/sulfiddisseminasjon
Giken kloritt-		Kloritt-biotittbreksje
breksjesone –		Klorittisert tuff
Palmberg MS	<u>ج</u>	Klotittbreksje m/sulfiddisseminasjon
Giken kloritt-	्रि	Klorittisert tuff
breksjesone		Klorittisert tuff m/sulfiddisseminasjon
Bursi malmnivå	1111	× 8
Furulundskifer		Glimmerskifer
	m	Grafittbånd på ca. 10 cm

Fig.3.12. Giken klorittbreksjeledd i Giken-II-gruva.

74

3.3.2.8. Palmberg malmsone

Denne malmsonen ligger relativt sentralt innen Giken klorittbreksjesone og er nærmere beskrevet i kap.7.

3.3.2.9. Giken malmsone

Det er i dagen ingen klare blotninger som viser Giken malmsones relasjon med Hankabakken malmsone. Kun med bruk av Hanken metakalktufflag kan en tolke seg til Giken malmsones stratigrafiske posisjon. Boredata klarlegger forholdet entydig slik det er i fig.3.7. Derigjennom kan Giken malmsone også korreleres med Gudrun malmsone.

Giken malmsone består i utgående i hele sin lengde av et tynt kislag med også en klorittisert tuff i ligg med samlet mektighet på ca. 1 m. Furulundskifer ligger konkordant over og under bortsett fra i øst hvor kalkrike bergarter danner heng.

Giken malmsone er også lite utviklet i dypet av det østre Nordgruvefelt, men nivået kan i enkelte tilfeller detekteres på hengkontakten av klorittbreksjen mot det overliggende Leirelva skiferledd. Dette er forøvrig en normal stratigrafisk posisjon for Giken malmsone i det midtre og vestre Nordgruvefelt.

Giken malmsone ellers viser relativt ensartet geologisk opptreden m.h.p. heng eller liggbergarter, unntatt i de sydøstre deler av Giken-I. Her er bergartsmiljøet noe anderledes og malmsonen har flere større utkilinger.

Giken malmsone karakteriseres av sitt massive malmlag over størstedelen av sonen og har Furulundskifer i heng.(Fig.4.32) Størsteparten av malmsonen har klorittbreksje i ligg (derav Giken klorittbreksjeledd). Under det massive malmlaget er sonen rik på båndet eller spredt sulfiddisseminasjon, men sulfidanrikningen er størst i nærheten av de massive malmlagene. Sulfidmengden avtar således fra Furulundskiferen og ned i klorittbreksjen. Giken malmsone består følgelig av massive kisbånd og disseminerte klorittrikere tuffer og breksjer. Se fig.3.12. Om generelle trekk ellers bør det nevnes at malmen har andelsvis mer massivmalm i øst og mer disseminasjonsmalm i vest.

Det vises til beskrivelsen av forekomstene i kap.7.

3.3.2.10. Bursi malmsone

Malmsonen utgjør deler av Bursi MVLP (se dette). Selve malmnivået er bundet til kontakten mot Furulundskifer, og malmtypen er en klyseaktig disseminasjonsmalm i klorittbreksje nærmest skiferkontakten. Videre oppover er kisdisseminasjonen delvis båndet og avtar gradvis. Malmsonen er således relativt fattig på sulfid i sin øvre halvdel. I de østre deler av malmsonen opptrer det keratofyriske skifre istedenfor den kisfattige klorittbreksjen. Se fig.3.13.



Fig.3.13. Giken klorittbreksjeledd i Bursi. Mektigheten for de enkelte lag er sterkt varierende. Til høyre er angitt tolkning av F₁-isoklinalfoldning.

Profilet NØ-5 illustrerer hvorledes Undre Bursi MVLP med Bursi malmnivå brått øker sitt fall opp mot syd-vest, samtidig som malmen blir tynn og fattig. Denne strukturen synes å ha en retning på 310^{g} mot vest-nordvest, og danner således Bursi-forekomstens naturlige begrensing mot syd. Strukturen utgjør kanten på Bursimulden (F₃).

Bursi malmsones stratigrafiske posisjon kan korreleres med Ny-Sulitjelma malmsone.

3.3.2.11. Undre Bursi metavulkanske lagpakke

Undre Bursi MVLP består nederst av Bursi malmsone med tilhørende klorittbreksje, med en mektighet på ca. 3-5 m, riktignok noe tynnere mot kantene. Over ligger et kalkrikt tufflag på noen meters mektighet og derover et normalt metatufflag i opptil 5 meters mektighet. Lagpakken ligger konkordant med Furulundskifer og undre del av Leirelva skiferledd, henholdsvis under og over. Lagpakken har i utgående en strøklengde av ca. 1400 meter, og er således relativt tynn med sine ca. 10 meter.

76

3.3.2.12. Øvre Bursi metavulkanske lagpakke

Denne lagpakken har Leirelva skiferledd konkordant på både ligg- og hengside. Lagpakken begynner i Øst, noe vestenfor Undre Bursi MVLP, og har direkte kontakt med denne mot vest. Ved Bursi hoppbakke utgjør således Undre- og Øvre Bursi MVLP en samlet lagpakke. Mest sannsynlig er Øvre Bursi MVLP en isoklinal fold av Undre Bursi MVLP. Dette vil også forklare en repetisjon av de litologiske enheter som opptrer i lagpakken og disses likhet med litologiske lag i Undre Bursi MVLP. Imidlertid opptrer ikke lagene overalt og med den symmetri en bør forlange som feltevidens for en isoklinalfold, men dette kan skyldes både samtidig og senere deformasjon. Dette er illustrert i fig.3.13.

Som fig.3.13 indikerer, er det en relativt god symmetri om den kalkrikere metatuffen i Øvre Bursi MVLP, mens sekvensen er delvis mangelfull i Undre Bursi MVLP. I tabellen er også antydet de mulige anti- og synformers foldeakseplan (F_1).

Mot vest synes de fleste nederste lag innen Øvre Bursi MVLP å butte diskordant mot underliggende skifer eller kile ut mot denne før denne selv kiler ut.

Like vestenfor opptrer igjen øvre halvdel av øvre Bursi MVLP og undre del av Undre Bursi MVLP. Den noe reduserte opptreden av den tolkede synforme lukning skyldes trolig boudinering av lagene p.g.a. den sterkere F_2 -foldning av enhetene i dette området.

De to laveste rustsoner er klorittiserte tuffer med sulfiddisseminasjon i små mengder. Den øvre rustsonen er imidlertid rikere på kis og betegnes som Sigrid kissone.

Deler av Undre og Øvre Bursi MVLP fortsetter vestover fra Clarabekken som en samlet lagpakke, men er til å begynne med sterkt tektonisert. Det er derfor vanskelig å påvise noen klar grense mellom disse. Hengbergartene er den klorittrike, tektoniserte ØAL som derover danner kontakten mot Lapphellaren skifer. Disse to enheter fortsetter vestover til Rupsifossen, og er bare delvis blottet p.g.a. ur.

For nærmere tolkning av Øvre og Undre Bursi MVLP's forhold i Clarabekk-området henvises til fig.4.21.

To isolerte synformer med Bursi MVLP ligger blottlagt mellom hoppbakken og området ved fylkesvei-skjæringen øst for Clarabekken i Bursimarka. Kontakten mot underliggende Furulundskifer er tildels klorittisert og rusten, og skulle således representere Bursi malmnivå (bilag 2).

Profil NØ-5 illustrerer delvis hvorledes Undre og Øvre Bursi MVLP fortsetter mot nordøst. Undre del av Leirelva skiferledd opphører, likeledes øvre del av skiferen for et begrenset område (se pkt. 3.3.3.).

Giken KBL har en mektighet på rundt 50-60 m det første stykke innover, men øker så mektigheten til rundt 100 m, hvor enheten begynner å falle bratt ned mot nord-øst (NØ-6). Mektighetsøkningen skyldes i første rekke at en lagpakke er utviklet i heng av de opprinnelige. På grensen mellom disse to enheter ligger det til å begynne med en tynn skiferbenk, som gradvis går over i tuffittiske skifre for så å forsvinne.

Den nye lagpakken (NØ-6) kan deles i to deler. Underst finnes homogene tuffbergarter, bare delvis klorittisert, og mot dypet opptrer i tillegg gabbroide, grovkornige bergarter. Den øvre delen er en klorittbreksje med delvis tuffittisk og keratofyrisk preg i toppen mot skiferen, og fører samtidig såpass mye sulfid på grensen til skiferen at den kan korreleres med Giken malmnivå.

Nede i den underste lagpakken som kan jamføres med Øvre og Undre Bursi MVLP, er bergartene for det meste klorittiserte tuffer som mot ligg-grensen viser utvikling av en tynnere kalktuff. Centimetertykke massive kisbånd på grensen mot underliggende Furulundskifer markerer Bursi malmnivå. Midt inne i lagpakken er det biotittrike breksjer med svovelkisdisseminasjon, og i de sentrale partier foreligger kisdisseminasjon av lignende type som Hankabakken, og representerer en fortsettelse av Hankabakken malmtog i vestnordvestlig retning (Fig.3.11).

3.3.2.13. Sigrid kissone

Kissonen er sterkt foldet ved Sigrid gruve og flammeaktige foldespisser fortrenger overliggende tuff og kiler inn i overliggende skifer. Foldene er tolket som F₁-folder. Leirelva skiferledd har også F₁-folder like over. Kissonen i stollene her viser båndet sulfidmineralisering i keratofyraktig tuff, delvis klorittisert og serisittisert.

En sammenfoldet kile av Sigrid kissone med tuffskifre over, ligger midt inne i øvre enhet av Leirelva skiferledd fra Clarabekken og ca. 200 m sydover. Kissonen er undersøkt med en stoll som har gjennomslag til Sigrid feltort innenfor og viser at enheten opphører relativt raskt under dagoverflaten.

Sigridsonen følger skiferenheten i Clarabekken og blir liggende invertert i heng av skiferen med kontakt med klorittiserte breksjer (Øvre Sulitjelma amfibolittledd (ØAL).

3.3.3. LEIRELVA SKIFERLEDD

Denne betegnelsen gis på den delen av Furulundskiferen som tektonisk ligger over Giken klorittbreksjeledd. Den er en typisk finkornet Furulundskifer og markert båndet med lysere og mørkere lag og lameller, uten klart graderte lagningsstrukturer. Vest for Giken er det vanskelig å skille leddet fra den øvrige del av Furulundskiferen under, siden Giken klorittbreksjeledd mangler i utgående her. I den øvre halvdel har Leirelva skiferledd en rustglimmerskifer. I Charlottaområdet er kontaktbergarten mot Undre Sulitjelma amfibolittledd en 20-80 cm arkoselignende skiferbenk. Den er homogen og grovkornig med metablastisk feltspat med noen få aktinolittnåler. Grensen er konkordant både under og over. Det kan kanskje diskuteres hvorvidt enheten tilhører Furulundskifrene eller metavulkanittene, men er klassifisert som en variant av Furulundskifer. Skiferbenken kan korreleres med Furuhaugskifer (Vogt, 1927) i Sydfeltet.

Mot vest splitter Øvre Bursi MVLP Leirelva skiferledd i en Øvre og undre del. Undre del kiler ut vest for Bursi gruve mens Øvre del foldes (F_2) og kiler ut i Clarabekken mot Øvre Sulitjelma amfibolittledd.

Som antydet i innledningen ligger det en midtre skiferenhet ved Foldhammeren i ca.300 meters strøklengde østover. Denne øverste skiferenhet ligger i likhet med de andre konkordant med de metavulkanske lag og har forøvrig et utseende som minner om Furulund skifer og dens feltspatrike variant (Furuhaugskifer). Imidlertid opptrer det i et par-tre blotninger en rekke centimeter tykke granatfelsbånd, som forøvrig er karakteristisk for Vaknahellaren skifer. Se fig.3.16.

Skiferenheten kan oppfattes å ligge på grensen mellom Undre og Øvre Sulitjelma amfibolittgruppe siden Qualekummen tektoniske breksjelag opphører samtidig som skiferenheten på en måte overtar. Fig. 4.21 illustrerer dennes tektoniske plassering med utgangspunkt i en del av Leirelva skiferledd. Mot nordøst kiler skifer raskt ut (NØ-5).

Leirelva skiferledd, som ligger over Giken malmsone, viser foruten ett unntak, en relativt ens mektighet mot dypet selv om mektighetsvariasjoner forekommer. Unntaket er at enheten mangler totalt eller har en mer tuffittisk karakter i et område som samtidig definerer det submarginale partiet mellom Giken I og Giken II. Dette illustreres godt i profil NØ-3 og i profil NV-3.

Mangelen av skiferenheten og at Giken malmnivå bare er representert i form av en diffus disseminasjon kan tyde på at disse to enheter er deformert av de overliggende enheter av Sulitjelma amfibolitten. En brudd i Leirelva skiferledd er også kartlagt i utgående mellom Hankabakken og Giken, og skiferenheten mangler også i flere borhull nord for Bursi gruve (NØ-5 og NØ-6). Dette definerer igjen en vestnordvestlig akse.

Profil NØ-3 illustrerer utkilinger av Charlotta-sonen ned i Leirelva skiferledd øst for Charlotta-II. Disse utkilingene består av klorittførende tuffittisk skifer. Forløpet er ikke nærmere undersøkt.

3.3.4. UNDRE SULITJELMA AMFIBOLITTLEDD (UAL)

UAL består av lagpakker med hovedsaklig grovkornige og finkornige lavaer og tuffer av ulike varianter. I østre del av kartbladet har UAL en strukturell mektighet på rundt 400-500 meter, men mektigheten reduseres vestover til 200 meter i Giken-Mons Petter-området. Vest for Mons Petter reduseres mektigheten til 100 m i utgående og tynner gradvis sammen for så å opphøre ved Clarabekken. Mot slutten står UAL diskordant mer mot overliggende tektoniske plan. De underste deler (Simonsborg MVLP) er i Mons Petter-området avknepet (mega-boudinasje) men fortsetter i Simonsborgområdet.

Som nevnt i innledningen foldes (F1) de øvre deler (Mons Petter MVLP) opp i øvre Sulitjelma amfibolittledd ved Mons Petter. (Se bilag 1 og 3). Som bilag 1 viser, blir de tuffittiske bergartene tilhørende Midtre Sulitjelma amfibolittledd liggende som en slags hjerne i denne isoklinale F1-folden.

Betraktes UAL i profil NØ-6, vil mektigheten variere fra 0 m i utgående til ca. 250 m ned mot dypet. En lignende mektighetsøkning for de samme lagserier finner en mellom Simonsborg og Mons Petter, og er best illustrert i profil NV-2 foruten på kartet i bilag 1.

Som profil NØ-6 illustrerer, skyldes mektighetsøkningen utvikling av nye metavulkanske lagpakker, et trekk som også passer inn i Simonsborg – Mons Petter-området, hvor Mons Petter MVLP fører til mektighetsøkningen. Mektighetsøkningen av korrelerbare lagpakker i de to områder gir en NNV-lig mektighetsakse (ca. 375⁹) og er overensstemmende med retningen på linjene i isopakkartet (fig. 3.3.c.) Som omtalt i innledningen går det et tektonisk plan (klorittbreksje) langs undersiden av UAL. Videre går det også ett mellom Simonsborg MVLP og Mons Petter MVLP i Charlotta-Simonsborg-området og ett vestligst over UAL.

Fig.3.14 og 3.16 viser i hovedtrekk UAL's oppbygning i to deler av feltet.

3.3.4.1. Sture metavulkanittlag

Bare i ett tilfelle er det i utgående påvist et grovkornig legeme under den klorittiserte breksjen. Det er et ca. 200 m langt og 20 m tykt linseformet legeme mellom Gikenelva og Stureforekomsten og har store likhetstrekk med flasergabbroene i Simonsborg MVLP. Enheten har interne gabbroide linser atskilt med deformerte forskifrede ganger. (Se fig.5.5.). Lagningen innen flasergabbroen ligger konkordant skifrigheten i Leirelva skiferledd. Over ligger Charlotta malmsone med bl.a. Sture malmlag. Se fig.3.14.



Fig.3.14. Undre Sulitjelma amfibolittledd i Charlotta-området.

Sture MVL synes å ha en markert begrensning mot nord, noe som kan tyde på en vestlig akseretning for enheten i likhet med Hankabakken MVLP. I profil NV-3 og profil NØ-4 er det i dypet illustrert en metavulkansk lagpakke som ligger i samme stratigrafiske posisjon som Sture MVLP. Tolkning av borkjerner kan tyde på identiske bergarter.

På mange måter er det store likhetstrekk med Hankabakken MVLP gjennom geologisk feltopptreden og assosiert kismiljø. Årsaken til dette er ikke forstått.

3.3.4.2. Charlotta malmsone

Denne enhet danner grensen mot det underliggende Leirelva skiferledd, unntaksvis mot Sture metavulkanittlag. Malmsonens breksjebergarter er også med på å markere Charlotta tektonikkplan (se side 131).

Klorittisert og breksjert tuff eller tuffbreksje er den vanligste enheten mot Leirelva skiferledd. Stedvis har enheten kvartskeratofyrisk preg både i form av tuffskifer

81

(kvarts-albitt-serisitt-skifer) og med linseformete fragmenter (flaser) av sistnevnte i en klorittrik grunnmasse (flaserig klorittbreksje). (Se petrografisk beskrivelse og fig. 5.23 - 5.25).

Klorittbreksjens sulfidinnhold, ofte i form av spredte svovelkisterninger opp til 2 cm i sidekantene, gjør enheten rusten i utgående og markerer Charlotta malmnivå som derfor kan følges i hele kartområdet. Økonomiske sulfidanrikninger finnes vest for Gikenelva i Stureforekomsten. Kvartsalbittskifer med sulfiddisseminasjon danner her de laveste lag, mens de øvre deler er mer klorittbreksjeaktig med kisdisseminasjon i form av sulfidklyser. Tektonikkplanet går med andre ord over malmnivået, noe som kan ha bevart dette nettopp her.

Lenger mot vest tiltar sulfidmengdene igjen og kan forfølges som en markert kisrikere sone i 800 m, hvorav de sentrale deler utgjør utgående av Charlotta-I forekomsten. Enheten har den omtalte arkoselignende skiferen i ligg, og består selv av klorittiserte benkede tuffer disseminert med kis og med mellomliggende massive kisbånd. Bortsett fra enkelte keratofyriske bånd på 5-15 cm i ligg, er enheten langt mer basisk enn for både Sture og sonen lenger mot øst. Hovedbreksjen går like over malmen.

Mot vest i utgående dekkes sonen av ur. Øst for Sture går også sonen i ur, men spredte blotninger viser rusten klorittbreksje. I området mellom Giken og Hankabakken har sonen grener som kiler inn mellom "linser" i den overliggende lagpakke. Disse 1-3 meter tykke utkilingene er sjelden blottlagt lengre enn hundre meter, enten som keratofyriske benker eller som klorittbreksjer. Se fig.3.15.

Ved Hankabakken har sonen igjen et klart keratofyrisk preg, og mellom Hankabakken og Ny-Sulitjelma er det et kvartsalbitt-serisitt-skiferlag som inneholder granat i registrerbare mengder.

Mot vest er Charlotta malmsone blottlagt i Mons Petter-ura ovenfor Gartnermyra som en ca. 3 m mektig klorittbreksjesone. Den er delvis rusten. Klorittbreksjesonen fortsetter videre vestover og danner grenseenhet mellom øvre del av Leirelva skiferledd i Bursiområdet og den overliggende Simonsborg MVLP. Sonen viser svakere og svakere grad av kismineralisering mot vest, samtidig som sonen selv blir gradvis tynnere og smalner etterhvert sammen til ca. 1 m i Bursi-området. Den klorittiserte breksjebergarten har fragmenter som indikerer tildels sterk tektonisering langs denne bergartsenhet. Følges denne sonen videre vestover, vil man til slutt havne i kissonen i Clarabekken (se side 78).

Charlotta malmsone kan forfølges inn i Rupsiområdet (profil NØ-6). Malmsonen er sydvestligst representert med en kobberrik, tynn og tildels massiv eller klyset disseminasjonsmalm, men øker på i mektighet mot nordøst, og særlig etter at fallet er markert brattere mot nordøst. Her går malmsonen over i å være en disseminasjonsmalm med enkelte desimetertykke massive sulfidbånd (Rupsi-forekomsten). Videre mot dypet grener sonen seg opp i flere disseminasjonssoner i en klorittbreksje for til slutt å tynne ut.

I d.b.h. 181 og d.b.h. 182 er det på heng og liggside av malmdisseminasjonen, og da særlig mot dypet der hvor denne opphører, påvist almandinførende metavulkanittlag. Slike almandinbånd er også tidligere, men relativt sjelden, registrert og da nesten alltid i tilknytning til Charlotta malmnivå. Dette underbygger muligheten av at den beskrevne malmmineralisering (Rupsi-malmen (fig.7.23) er oppbygget ved isoklinalfoldning av Charlotta malmnivå. Dette synes også å være en naturlig forklaring på hvorfor en i borhull 181 har hatt en unik skjæring gjennom 28 m mektig klorittisert metavulkanitt med kisdisseminasjon. Vurdering av geologien i andre borhull i dette nordøstlige område av Rupsi-feltet, indikerer at denne mektighetsstruktur har en nord-nordvestlig akseretning.

3.3.4.3. Charlotta klorittbreksjelagpakke

Over Charlotta-sonen ligger det en klorittisert og breksjert tuff- og klorittbreksje. Charlotta malmsone er utskilt p.g.a. sitt kisinnhold eller keratofyriske preg, men det eksisterer også i denne delen spredte kiskorn, og det finnes likeledes fragmenter eller lag av keratofyrisk materiale.

Lagserien er begrenset mot øst til å dekke det samme området som Charlotta-forekomsten, og har en mektighet på opptil 30-40 m over forekomstens midtpart. Den kissterile klorittisert enhetens vestre begrensning er ikke blottlagt p.g.a. ur.

Den øvre halvdel av lagpakken holder flere kvartskeratofyriske og keratofyriske breksjestykker og oppbrudte tuffbenker (fig.3.14). Denne øvre dels stratigrafiske fortsettelse mot øst går gradvis over i en tufflagserie med keratofyriske benker (linser i et overgangsområde, fig.3.17) og synes å være en tektonisert gren ut fra den overliggende lagpakke.

3.3.4.4. Simonsborg metavulkanske lagpakke

Simonsborg MVLP består hovedsakelig av tektoniske linser med grovkornige, middelskornige, finkornige og porfyriske benker med boudinasje-strukturer sammen med relativt jevnt tykke benker og tufflag, fig.3.14. Mange av benkene er også middelskornige eller porfyriske, andre er finkornige. Hvorvidt disse er parallelt orienterte lagerganger eller lavabenker kan ikke avgjøres.

Mellom Hankabakken og Gikenelvas utløp fra Hankenhola utgjør lagpakken ca. 200 meter, og tilsvarende mektighet har lagpakken lenger mot øst ved Ny-Sulitjelma, men her synes de for lagpakken karakteristiske grovkornige gabbroide linsene å mangle. Mot vest tynner lagpakken ut til intet ved at de enkelte lag kniper sammen som linser pseudo-diskordant mot underliggende Charlotta malmsone. Se fig.3.15. Det underste lag opphører derfor østenfor laget over. Strukturen kan betraktes som et "en echelon"-mønster. Det er inne mellom disse linsene at Charlotta-sonen har sine utkilinger.



Fig.3.15. Klorittbreksjekiler inn mellom lag i Simonsborg MVLP.

En megalinse på f.eks. 200 x 30 m har underst interne gabbroide benker med interne linsestrukturer (boudinering) atskilt med enkelte finkornige og lamellerte bånd (flasergabbro). Oppover blir megalinsens ulike lag gradvis mer middelskornig og porfyrisk i sin tekstur, samtidig som andelen av de lamellerte benker øker. Enkelte av disse kan også være porfyriske. Så opphører det gabbroide partiet ganske markert, mens de overliggende lag består av tufflignende lamellerte benker og homogene benker. De sistnevnte er både porfyrisk og grovkornig til å begynne med, og opphører deretter gradvis (se fig. 3.15).

Markert begynner nå en ny sekvens med en ny gabbroid megalinse som har tilsvarende utvikling. Om dette primært er separerte vulkanogene avsetninger eller tektoniske repetisjoner er ikke entydig, men mye tyder på det siste. Den beskrevne sekvens innen en megalinse synes å representere en kontaktsone mellom gabbro og et gangkompleks som senere er tektonisk atskilt fra gabbroen med utvikling av en flasergabbro. Senere er laget brukket i deler og skjøvet inn over hverandre med en imbrikasjonsstruktur. Imbrikasjonsstrukturen forklarer også kilene av klorittbreksje mellom de enkelte megalinser. Sture metavulkanittledd kan muligens tilhøre linsene innen Simonsborg MVLP og senere være atskilt p.g.a. Charlottasonens tektonikkplan.

Vestover blir lagpakken tynnere p.g.a. de enkelte lags utkiling mot underliggende enhet. Vest for Giken mangler enheten de karakteristiske megalinsene, og er forøvrig vanskelig å skille fra den overliggende lagpakke, men mye tyder på at enheten opphører for så å dukke opp igjen over Charlotta klorittbreksjelag i Charlotta-området. Her er enheten langt mer massiv og gabbrolignende i de sentrale deler, og har en gradvis overgang til enheten under og over. En analyse fra dette området (F-11) viser en markant basaltisk

1

kjemi, mens en prøve fra de gabbroide linsene i Hankabakkenområdet viser mer andesittisk kjemi (K-85-a), hvilket analyser av en homogen benk (L-19) også viser. En lamellert metavulkanitt (tuff?) viser også basaltisk kjemi (N-90-a).

Simonsborg MVLP er avknepet mellom Charlotta og Mons Petter (Mega boudinasje-struktur?). Borhull i dette området mangler for å kunne avsløre en lignende avknipning i en gitt akseretning mot dypet. En skissert avknipning i profil NØ-4 er derfor basert på en antagelse av en nordvestlig akse. Profil NV-2 indikerer også en avknipning langs en NV-lig En annen mulig tolkning er at sammenknipningen akseretning. skjer langs en vestlig akse, dvs. med en begrensning mot syd slik at enheten mangler rundt Charlotta-hammeren. En tredje akseretning, mot NNØ, synes mindre aktuell selv om mindre boudinasjestrukturer vanligvis har denne retningen. Ved Mons Petter-ura øker mektigheten igjen til rundt 50 m, en mektighet som bibeholdes til vestlige del av Simonsborg. Der kiler lagpakken ut, og viser en diskordant kontakt mot overliggende tektoniske plan (se fig. 4.33). Et stykke lenger vest, dvs. vestenfor Bursi antiform og nordvestover til Clarabekken, er det bevart en større tektonisk linse av lagpakken.

Lagpakken har relativt konkordante kontakter mot klorittbreksjen i ligg og Leirelva skiferledd under og mot klorittiserte og tektoniserte breksjer i heng i Mons Petter-Simonsborg-området.

I det vestre Simonsborg-området er hengbergarten den øverste skiferenhet som ble beskrevet for Leirelva SL. (Vaknahellaren) Tektonisering av Simonsborg MVLP gjør det vanskelig å vurdere om enheten butter diskordant inn mot denne skiferenhet. Skiferenheten har imidlertid en foliasjon som ligger relativt konkordant med grensen mot Simonsborg MVLP, og likedan mot den tektoniserte lagpakken i heng. Fig. 3.16.

Bergartene i Simonsborg MVLP er stort sett de samme som de i Hankabakkenområdet, men har gjennomgått en langt sterkere deformasjon og klorittomvandling. I den nedre halvdel og særlig i de sentrale deler av lagpakken, finnes mest grovkornige boudinerte benker av gabbroid karakter (fig.5.2.).

I de øvre deler synes tuff og tuffbreksje å være relativt hyppigere. Et lokalitetsområde i den østre del av Simonsborg viser at benker med tuffer og lag med klare fragmentale strukturer går lateralt gradvis over i en mer grovkornig tekstur og ender som gabbroid masse etter et strøkforløp på ca. 100 meter. En slik feltobservasjon er vanskelig å forklare som primære strukturer og indikerer at området har vært utsatt for sterk tektonisering.

I heng av lagserien i Mons Petter-området er det en sterkt klorittisert tuff med tildels kraftig tektonisering (Mons Petter tektonikk-plan, se side 132). Denne opptil 10 m tykke klorittbreksjen synes å gå konkordant med den beskrevne lagserien, og er samtidig liggbergart for Mons Petter malmsone (se side 89). Mons Petter malmsone er derfor i vestlige områder sterkt tektonisert. Klorittbreksjen fortsetter som hengbergart for Simonsborg MVLP vestover til den nettopp omtalte skiferenhet hvor breksjen synes å gå diskordant inn mot overliggende tektonikkplan. (Fig. 4.33.)

Det er ikke påvist kissoner i lagserien, som forøvrig heller ikke viser spredte svovelkiskorn. To steder er det lokalt påvist et 1 meter tykt lag med rusten metatuff.

Noen svake rustsoner ligger konkordant de metavulkanske lag i det østre Simonsborg-området. Rustsonene kan ha en viss sammenheng med de vestligste deler av Mons Petter malmsone,men det synes lite sannsynlig.

I vestre Simonsborg-området er det en svakere kismineralisering på kontakten mot den øverste skiferenhet, særlig i en synformstruktur virker kissonen noe anriket. Kissonen er en rusten klorittisert tuff, med disseminerte svovelkiskorn. Sonen er blottlagt i en strøklengde av ca. 150 m, men kan ha en forlengelse både øst- og vestover. Sonen representerer utgående av Sigridfeltet kissone (se side 285).

3.3.4.5. Mons Petter metavulkanske lagpakke

Den øverste lagserie i Undre Sulitjelma amfibolittledd er en lagpakke med hovedsakelig metamorfe tuffer og agglomerater (delvis kalkholdige), samt noen lavabenker og breksjesoner. (Se fig.3.14). Grensen mot lagpakken under viser som regel en gradvis overgang og kompliseres ytterligere ved tektonisering ved foldning (F1), se nedenunder. Dominansen av metavulkanitte med vulkanoklastiske strukturer over homogene metavulkanitter markerer forskjellen. Flere kissoner er skilt ut og vil bli omtalt separat. Lagserien er ca. 150-200 m mektig i øst, men blir noe tynnere vestover.

Ved å studere det geologiske kartet i Hankenhola - Mons Petterområdet (bilag 1) finner en at lagpakken ikke ligger særlig konformt lagpakkene under og over. Grensene mot disse danner en lang rekke Z-former, porfyriske linser og keratofyriske benker ligger i et "en echelon" mønster i likhet med flasergabbro-linsene i lagpakken under. I Sture-området kiler deler av lagpakken ned under lag en vil klassifisere til Simonsborg MVLP. Her ligger det en rekke keratofyriske linser i et belte som grener ut fra to keratofyrbenker lenger øst. Se fig. 3.17.

Den beskrevne feltopptreden synes ikke å gjelde for Hankenhola hvor de fleste lag synes å ligge relativt konformt. Mot vest danner Mons Petter MVLP en pileformet foldeavslutning med tuffittiske bergarter i kjernen.

De beskrevne observasjoner kan tolkes som en rekke strukturer dannet ved F₁-isoklinalfoldning av Otervannsformasjonen (fig.) som nå er inndelt i Undre, Midtre og Øvre Sulitjelma amfibolittledd. Dissetre tektoniske ledd danner henholdsvis undre, delvis midtre til øvre og øvre del av

den nå flattliggende fold. Folden markerer sin foldesone med den nettopp beskrevne pileformete avslutning av Mons Petter MVLP. De Z-formete bergartsgrenser og "en echelon" distribusjon av enkelte bergartslag er således dannet ved Z-foldning av lagene på foldens undre flanke (se fig.4.33.).

Det er funnet flere mindre strukturelementer som harmonerer med denne tolkning. Disse er beskrevet nærmere i kap.4. Se forøvrig fig.4.30 og 4.31°. Folden betegnes som Vaknahellaren synform (se side 147). D.b.h. 191 fra dagen (NØ-4) viser skjæring av porfyriske benker i Mons Petter MVLP. Den underste av disse tolkes til å være korrelerbar med porfyriske enheter i utgående, og en sydvestlig feltbegrensning av disse vil således falle langs en nordvestlig akse.

3.3.4.6. Qualekummen tektoniske breksjelag.

Denne inneholder de mest deformerte bergartene i amfibolitten, om en ser bort fra klorittbreksjene. Enheten fortsetter vestover fra de mindre deformerte deler av Mons Petter MVLP og representerer sterkt deformerte tuffer og tuffbreksjer (tektonisk breksje) Fig.3.16. Enheten tolkes som en sterkere deformert del av foldespissen for Mons Petter MVLP. Bergartene over og under er de samme som over og under Mons Petter MVLP, dvs. en klorittbreksje som enkelte steder viser rustne blotninger. Mot vest kniper enheten sammen mellom de to klorittbreksjene (tektonikk-plan, se fig.4.33).

Det tektoniske breksjelaget er så sterkt deformert at en kan bare såvidt ane de primære tuff og lavalag. De enkelte lag er flatklemte eller utstrukne og i stor grad slitt av. Sterkere deformasjon gjenspeiles i en grovfragmental breksje, hvor de enkelte fragmenter er over 1 m store i diameter.

Lapphellaren skifer	\mathbb{M}	glimmerskifer
	25m	sure klorittiserte tuffer
Brunhammeren MVLP		klorittiserte tuffer og lavabenker
	5	klorittbreksje
Qualekummen tektoniske	न्द	klorittiserte tektoniserte metavulkanitter
	Hot Hot	stedvis mindre deformerte tuff- og lavabenker
breksjelag Mons Petter MS		klorittbreksje
Vaknahallaren sk.		glimmerskifer i vest
	三	klorittiserte tuffer og lavabenker
Simonsborg MVLP	E	flasergabbro
	2 2	putebreksjer og lavabenker
Charlotta kl.br lag Leirelva skifer- ledd	B	tektonittbreksje
		glimmerskifer
	\mathcal{M}	

Fig.3.16. Undre og Øvre Sulitjelma amfibolittledd i Simonsborg-området.

3.3.4.7. Kissoner i Mons Petter MVLP

Hankenhola kissoner

På nordsiden av Gikenelva i Hankenhola går det to parallelle klorittiserte og kvarts-albittførende tuffbenker med varierende rustutvikling p.g.a. sulfiddisseminasjon. Sonene fortsetter østover utenfor kartbladet og vestover ned til Giken-området. Her går sonene i oppløsning, men i de tektoniserte tuffbergartene videre mot vest ligger det en rekke kvartskeratofyriske linser, ca. 1-3 m lange og 1/2 -1 m mektige. Disse er tolket til å være tektoniske relikter fra de to sonene. Se fig. 3.17.



Fig.3.17. Kvartskeratofyriske linser blant basaltiske metavulkanitter. Disse tolkes som sterkt deformerte (D_1/F_1) tuffbenker.

Sonenes videre forløp vestover kan muligens være representert i form av enda sterkere deformerte bergarter i den allerede omtalte Charlotta klorittbreksjelagpakke.

Hankenhola kissone er mest utviklet der den sneier Gikenelva i vestenden av Hankenhola. En mindre rustsone opptrer her mellom de to hovedsonene og en fjerde underst på grensen mot Simonsborg metavulkanske lagpakke. De to hovedsonene er adskilt med ca. 10-20 m mellomliggende metatuffer og metalavaer, og har en mektighet på 2-6 m for den underste og ca. 2-3 m for den øverste. Den underste er også mer rusten enn den øverste.

Hittil er det ikke påvist interessante mengder av sulfider i utgående av disse kissonene. Med sine 2 kilometers strøklengde er de en av de lengste kissonene i Nordgruvefeltet hvor en hittil ikke har påvist malm.

Charlottabekken kissone

Denne sonen ligger på grensen mellom de to store lagpakkene i Undre Sulitjelma amfibolittledd, og har en blotningslengde på ca. 1 km før den forsvinner i Charlotta-ura. Sonen ligger konkordant med metatuffer i ligg, består av klorittbreksje i den undre halvdel og har i øvre halvdel en klorittholdig agglomeratisk keratofyrisk tuff. Sistnevnte har en rusten mektighet på 1-4 m (fig.3.14.). Kisdisseminasjonen er i flere blotninger noe mer konsentrert mot heng.

Like vestenfor og over Charlottabekken kissone er det blottlagt en kvartskeratofyrbenk på ca. 3 m mektighet over ca. 400 m strøklengde bl.a. i Charlottaflåget før den forsvinner i ura vestenfor.

Furulundskjerpene_kissone

Kissonen er 750 m lang og smalner av til intet mot øst, men grener seg i større bredde vestover og ned mot Charlottaflåget. De 5-6 skjerpeåpningene og noen gjengrodde røsker dekker hele forekomsten. Sonen omgis av en metavulkanitt med agglomeratiske strukturer i ligg og flammetuff (se kap.5) og benker av homogen metavulkanitt i heng (fig.3.14.). Selve sonen er en 2-3 m keratofyrisk tuff med ujevn, men svakbåndet kisdisseminasjon i den nederste del, og 1-2 m med agglomerataktig keratofyr med mellomfylling av kis i den øvre del. Kobberkisandelen er lav. Sonenes mektighet mot vest øker ved at de agglomeratiske tuffer i ligg blir kisholdige og klorittiserte. Samlet mektighet er her ca. 10 m. Videre mot vest mangler blotninger p.g.a. ur og overdekke, men sonen tolkes å ha sammenheng med Sulitjelma Stoll østligst i Mons Petter malmsone.

3.3.4.8. Mons Petter malmsone

Agglomeratiske metavulkanitter utgjør bergartene over Mons Petter malmsone, mens klorittiserte og breksjerte tuffer utgjør liggbergartene med Mons Petter tektonikkplan (se fig.4.33). Selve malmsonen er en sulfiddisseminert klorittisert kvartskeratofyrisk breksje med tildels uregelmessige massive kisbånd med fragmenter av de omliggende metavulkanitter. Sonen kan følges i over 800 m fra Sulitjelma Stoll i øst til Simonsborg i vest hvor terrengdepresjoner med overdekke skjuler dens eventuelle videre forløp.

Massive kisbånd opptrer bare i de sentrale deler av sonen, og representerer det første malmfunn i Sulitjelma, da Mons Petter i 1858 fant blokker fra malmsonen i ura nedenfor. Malmsonens tykkelse er ca. 2-10 m inkludert kisdisseminert klorittbreksje i de underste lag.

Sonen er i sin vestre del sterkt tektonisert. Denne tektoniseringen kamuflerer sonens tilbakefoldning opp i Øvre Sulitjelma amfibolittledd. Her er sonen i overflaten en rusten keratofyrsone i en strøklengde av ca. 400 meter. Mot øst splittes keratofyrsonen opp i to parallelle soner, begge på et par meters mektighet, og der de møtes i den sentrale delen, ved Kvithammeren, er mektigheten ca. 10 m for så å smalne sammen videre mot vest.

I sin sentrale del representerer denne sonen utgående av Mons Petter I, og er således tolket til å være den overfoldede delen av Mons Petter gruve. Se fig.7.21. Sonen er lite rusten og bærer lite preg av at det bare 100 meter innenfor har pågått gruvedrift. 5 meter ovenfor er det en lignende sur tuff med feltutstrekning på 200 m.

Også i de øvre deler av amfibolitten i Rupsifeltet opptrer det mot nordøst nye metavulkanske lagpakker. Dette er i første rekke porfyriske tuffer og lavaer og svakt klorittførende tuffer som opptrer mellomlagret i de klorittholdige breksjene som danner denne øvre metavulkanske lagpakken. De klorittholdige breksjene mellom Simonsborg MVLP og de nye lagpakkene (Mons Petter MVLP?) har kismineralisering i sine biotittrike partier. Disse er spredt over en relativt stor mektighet, dvs. 10 til 30 m, og er alt for fattige til å kunne betegnes som en malmsone. Disse er assosiert med keratofyriske tuffer langs sin liggside. Nordligste skjæring med denne sulfidrike bergarten viser et relativt høyt innhold med magnetitt, anslagsvis 5%. Som en kurositet for malmene i Sulitjelmafeltet er det også påvist lokale magnetittlag i de tektoniserte vestlige deler av Mons Petter. Magnetittopptreden og de øvrige litologiske og tektoniske forhold indikerer at disse mektige mineraliseringene i Rupsifjellet tilhører Mons Petter-sonen.

3.3.5. VAKNAHELLAREN SKIFER

Denne skiferen er såvidt påvist i det beskrevne området, og er representert med et to meter tykt grått, sandig granatførende glimmerskiferbånd. Det er blottlagt i Gikenelvas sving mot nord, dvs. i utløpet av Kobbertoppjuvet. Vestenfor mangler det blotninger. Østenfor utvider enheten seg relativt raskt og er beskrevet av Boyle (1980).

Liggbergarten er en 1/2 m mektig klorittbreksje som både er rusten og svakt kisførende, og markerer vestover grensen mellom Undre og Midtre Sulitjelma amfibolittledd. På hengsiden er det en ½ m mektig rusten kisførende grafittskifer (fig.3.18). Denne markerte grafitt-rustsonen går videre østover, men blotninger mangler vestover. Selve Vaknahellaren skifer viser god gradert lagning for flere bånd, og indikerer en invertert lagstilling. Det vises til pkt. 4.1.2. Granat opptrer i enkelte centimetertykke soner, men ikke med en såpass rikhet som tilsvarende bergart i øvre skiferledd i Bursi har.

En lignende 30 cm tynn skiferbenk er påvist ca. 30 m lavere nede i metavulkanittene under, også her med rustne soner over og under. Denne kan representere isoklinale innfoldede deler av samme primære stratigrafiske nivå.



Fig.3.18. Midtre og Øvre Sulitjelma amfibolittledd i Fjelds gruve-område.

3.3.6. MIDTRE SULITJELMA AMFIBOLITTLEDD (MAL)

Over den nettopp omtalte grafittiske rustsonen ligger det skifrige metavulkanitter med varierende tilslag av epiklastisk materiale. De enkelte lag kan bestå av skifrige metatuffer, men også metamorfoserte mer homogene benkede lavabergarter, deformerte putelavaer, porfyriske linser eller lagerganger og tuffittiske lag med varianter i retning av rene gråvakker. Et skredvasket bekkeprofil i Kobbertopplia gir et perfekt snitt gjennom leddet.

I øst har leddet en mektighet på ca. 400 m, som bibeholdes i Kobbertopplia ned til utløpet av Hankenhola. Herifra smalner leddet sammen etappevis, for således å opphøre ovenfor Furulundskjerpene. Den nedre grensen, som beskrevet på side 86 tolkes til å gjenspeile store isoklinale Zfolder (se bilag 1). Den øvre grensen mot øvre Sulitjelma amfibolittledd er langt mere plan. Her burde kartet vise tilsvarende S-former langs grensen. Nå viser den øvre halvdel av MAL en langt sterkere grad av sammenpressing eller strekking av lagene. Både utflatingen og isoklinalfoldningen er samtidige hendelser (se kap.4.3). Orienteringen av maksimal hovedspenning i forhold til de to flankene kan forklare hvorfor denne ledd-grensen ikke har gitt de forventede S-former (se fig.3.19).



Fig.3.19. Orientering av en isoklinalfold i forhold til hovedspenningsretning vil for øvre flanke gi større utflatning og strekking, mens undre flanke har større grad av fortykning og dannelse av Z-folder.

I d.b.h. 191 er det bare påtruffet tynnere enheter av Midre Sulitjelma amfibolittledd. (Bilag NØ-4). Ved å sammenholde dette med dagkartlegningen vil leddet få en sydvestlig begrensning langs tilsvarende nord-nordvestlig akseretning.

MAL er ikke inndelt i lagpakker da det har en relativt jevn fordeling av lava, tuff, tuffittbenker og eventuelt små benker av mer rene epiklastiske sedimenter. Muligens er tuffittinnholdet hyppigere høyere opp, samtidig som flammetuffen har mer langstrakte strukturer p.g.a. sterkere elongasjon (fig. 3.18).

De porfyriske intrusive lagerganger (en skal ikke utelukke at de er lavabenker) ligger riktignok konsentrert i den øvre halvdel og østligst i området, men manglende blotninger p.g.a. tykt bunn- og sidemorenedekke kan skjule en sverm videre vestover et stykke. Hyppigheten av de porfyriske enhetene øker mot øst hvor de tidligere er beskrevet av Kautsky (1953) og Mason (1966) som en metaporfyrisk amfibolitt-enhet. Mietjerpakte lagergangkompleks er rikt på porfyritter. De porfyriske intrusivplatene kan derfor være av samme genese som i dette komplekset.

I den nedre del av leddet kan en like vest for Gikenelva finne deformerte putelavaer. Enkelte puter viser inversjon, mens andre p.g.a. deformasjon, kan indikere det motsatte, se fig.5.10. Putelavaene må jamføres med den øvre og inverterte delen av Otervannsformasjonen, hvor mindre deformasjon i øst har gitt klarere inversjonskriterier (Boyle et al., 1979).

En rekke mindre og uinteressante rustsoner opptrer i finkornige skifrige tuffittiske lag, ofte av keratofyrisk utseende. Spredte finkornige svovelkiskorn kan sees, men kan ikke gi grunnlag for betegnelsen kissone. Rustbredden er vanligvis 1-2 m, og sonene synes ikke å være stratigrafisk utholdende, skjønt det er mangelfullt med blotninger. Sonene i de 20-talls blotningene kan representere samme primære stratigrafiske nivå som senere er gitt sin form og distribusjon p.g.a. isoklinalfoldning.

3.3.7. ØVRE SULITJELMA AMFIBOLITTLEDD (ØAL)

De øverste ca. 100 m av Sulitjelma amfibolitten består av metavulkanske tuffer og agglomerater, keratofyriske metatuffer, klorittiske og breksjerte metavulkanitter og kissoner. Grensen mot den overliggende Lapphellaren skifer er stedvis konkordant, men flere av de litlogiske enheter innenfor leddet butter diskordant mot skiferen og kiler ut til intet ettersom en går østover. Dette er særlig tydelig i området Mons Petter - Lapphellaren. (Se bilag 1, ved Brunhammeren). Grensen mot Lapphellaren skifer er tolket til å representere et markant skyveplan. (Se side 134.)

I det samme området er det likeledes interne diskordanser og tektoniske grenser (fig.3.21), og leddet kan derfor best oppfattes som flere tektoniske benker som ligger over hverandre vestover, men butter diskordant mot overliggende Lapphellaren skifer. Dette tolkes som imbrikasjonsstrukturer og er dannet før siste bevegelse langs Lapphellaren skifer siden denne synes å ha erodert de underliggende imbrikerte lag.

Ved et tilfelle står Lapphellaren skifer med sin lagning diskordant inn mot ØAL (fig. 3.20). I et par tilfeller viser øverste lag av ØAL nær skiferen en sterkt foliert og båndet amfibolitt med sliregneisaktig utseende og representerer muligens en mylonittisk tuff. Selve kontakten viser ingen sterk breksjestruktur, men de silisifiserte krenulasjonsdeformerte tuffene under kan delvis oppfattes som tektonisk breksjering.



Fig.3.20.

Lapphellaren skifer (øverst til venstre) står med sin bånding diskordant inn mot silisifisert agglomeratisk keratofyrisk metatuff (nederst til høyre). (En klorittspalteflate i metatuffen forstyrrer bildet).



FIg.3.21. Intern diskordans innen Fjeld MVLP. De overliggende lag går diskordant inn mot laget underst.



Fig.3.22. Kontakten mellom keratofyrisk Brunhammeren MVLP (hammeren) og Fjeld MVLP (forkant) er en lett eroderbar klorittbreksje (kløft). Grensen representerer samtidig et tektonisk plan. Grensen til Lapphellaren skifer er i de vestlige områder blottlagt på noen få steder og viser ingen markert tektonisk forstyrrelse eller diskordans. Både lagene i metavulkanitten og skifrigheten i Lapphellaren skifer synes å løpe parallelt langs grensen. I et par blotninger kan en vanskelig definere en eksakt grense innenfor en sone av ca. 1 m. Dette skyldes trolig en delvis silisifisering av tuffen.

ØAL kan i hovedsak inndeles i to lagpakker. Underst en metavulkansk lagpakke bestående av metatuffer og lavaer med keratofyriske lag og kissoner. Over ligger det en lagpakke med breksjerte og klorittiserte metavulkanitter med en relativt større andel av keratofyriske bergarter, se fig.3.22. Også her er det kissoner. Mange av de øverste breksjerte metavulkanittene viser relikter av gabbroide linser (flasergabbro) av samme type som i Simonsborg MVLP. Østover hvor klorittiseringen avtar, går den øverste lagpakken lateralt over i Masons (1966) flasergabbroenhet. Her er hengbergartene ikke lenger Lapphellaren skifer, men andre formasjoner av Skaitigruppen.

Vestover korreleres den undre lagpakken med Mons Petter MVLP og opphører i Mons Petter der denne folder. Den øvre lagpakken fortsetter videre mot vest så langt en har kartlagt. Undersiden av den øvre lagpakken representerer også et tektonisk plan. Dette er bl.a. vist i fig. 4.21. og fig.4.33.

De to delene av ØAL inndeles i Fjeld MVLP og Brunhammeren MVLP. To kissoner finnes også i området.

3.3.7.1. Fjeld metavulkanske lagpakke.

Som allerede antydet, har imbrikasjon av lagpakken delt den ca. 10-40 m tykke enheten opp i tre deler.

Lagpakken består i hovedsak av skifrige og kalkholdige flammetuffer (se side 178). Stedvis opptrer også skifrige tuffer med porfyrisk feltspat. Se fig.3.18. Homogene benkede metavulkanittlag er i minoritet. Mellom de imbrikerte deler av lagpakken opptrer det klorittbreksje, f.eks. ved Brunhammeren.

I tilknytning til lagpakken opptrer det tre rustsoner eller keratofyrsoner; en i ligg, en sentralt i lagserien og en mot heng av lagserien. Den øverste fører kissonene ved Fjelds gruve. Liggsonen er relativt godt blottlagt mellom Fjelds gruve og Giken elv, og har en godt utviklet rustsone i en strøklengde av ca. 600 meter. I de sentrale deler av denne ligger det en ca. 3 m mektig kvarts-keratofyrbenk konkordant langs rustsonens ligg-grense. En tilsvarende rustsone fortsetter øst for Giken elv i over 1 km's lengde. Mot vest, nedover Kobbertopplia, er det mangelfullt med blotninger. Nivået er imidlertid påtruffet i enkelte blotninger som en tynnere keratofyrisk tuff. Blotningene kan imidlertid representere en eller flere andre soner.

Midt i lagpakken ligger det like under Fjelds gruve, en ca. 3 m tykk kvarts-keratofyrbenk i over en 1/2 km's lengde. Nivået opphører mot øst, og mot vest mangler det blotninger. Midt i lagpakken fra Lapphellaren til Brunhammeren opptrer det også en rustsone i en strøklengde av ca. 700 m. Denne keratofyrsonen er rusten over en mektighet på ca. 2 meter.

3.3.7.2. Fjeld kissone

Rustsonen langs heng av Fjeld MVLP kan også betegnes som Fjeld kissone. Ved Fjelds gruve er det flere parallelle kissoner, men disse representerer sannsynligvis en og samme sone som er sterkt isoklinalfoldet. Klorittbreksjen danner hengbergart, og videre mot øst, hvor klorittbreksjene er erodert, ligger det en mindre snøbre som skjuler eventuelle blotninger av kissonen. Ved Fjelds gruve representeres kissonen med en båndet svovelkisdisseminasjon med noe kobberkis i en par meter tykk sur tuffbergart. Klorittbreksjen i heng inneholder også svovelkisterninger og klysete kobberkis.

Mot vest mangler det blotninger, men kissonen korreleres med kissonen i Lapphellaren, se fig. 3.23. Sonens fortsettelse lenger mot øst er representert med en 10 m mektig keratofyrtuff. Øst for Kobbertoppjuvet fortsetter kissonen som en rusten klorittbreksje i over 3 km's lengde inn mot foten av Vardetoppen.

3.3.7.3. Brunhammeren kissone

Mellom Lapphellaren og Brunhammeren opptrer det langs hengen av Fjeld MVLP, en keratofyrisk rustsone stedvis med klorittbreksje. Denne sonen bør jamføres med Fjeld kissone, og viser kobberholdig disseminasjon ved Lapphellaren. Her er bergarten i sonen en klorittbreksje, mens hengen består av delvis klorittiserte og tektoniserte metavulkanitter. Klorittbreksjen opphører imidlertid like vest for Lapphellaren, men opptrer igjen som en 1 m tykk breksje i Brunhammerenområdet. Rustsonen er her representert med en sulfiddisseminert surere tuff i en 300 m strøklengde, og er gitt betegnelsen Brunhammeren kissone. Samlet utgjør kissonen fra Lapphellaren til Brunhammeren ca. 900 meter.

Betraktes hele kissonen under ett (Fjelds kissone inkludert) er den representert med keratofyrisk tuff mot vest og øst, mens de sentrale partier holder mer klorittbreksje.

Kobbertopp- granitt	granitt
-	Øyegneisaktig skifer
Lapphellaren	porfyroblastisk skifer
	tuffittisk skifer
Kobbertopplia KS	magnetkisbånd, rustsone
	tuffittisk skifer
	pelittisk skifer
	psammittisk skifer
	svakt rusten skifer
	silisifisert tuff og breksje
Brunhammeren MVLP	klorittisert tuff og flasergabbrolinser
	tektonisk breksje
Lapphellaren KS	klorittbreksje m/sulfiđ
	tuff og lavabenker
Fields MVLP	keratofyrbenk m/sulfid
- 1000	tuffer
Midtre S. amf.ledd	tuffitt, tuff

Fig.3.23. Øvre Sulitjelma amfibolittledd og Lapphellaren skifer ved Lapphellaren.

3.3.7.4. Brunhammeren metavulkanske lagpakke

Over Fjeld MVLP er det gjennomgående lyse albittrike, og tildels kvartsrikere metavulkanitter (fig.3.23). Det er ikke påtruffet rustne blotninger langs kontakten mellom Lapphellaren skifer og disse felsiske vulkanittene. De keratofyriske metavulkanitter har stedvis stor mektighet, f.eks. ved Brunhammeren, hvor de utgjør rundt 20-30 m. Dette tolkes som et resultat av imbrikasjon i dette området.

I hengen mot Lapphellaren skifer vest for Furulundsbekken, hvor det også opptrer surere bergarter, er det påtruffet et par blotninger med svakere kismineralisering. De sure bergartene her synes å være primære ekshalitter, eller sure tuffer. De surere metavulkanittene ellers langs kontakten mot Lapphellaren skifer er sannsynligvis silisifiserte metavulkanitter.

Det bør nevnes at der linser av mer eller mindre klorittiserte tuffer (Fjelds MVLP) ligger inn mot Lapphellaren skifer er det ingen tilsvarende grad av SiO₂-anrikning. Dette indikerer at imbrikeringen har skjedd etter at bergartene har nådd sin kvartsrikere karakteristikk. Enten har tuffene vært trondhjemittrike i utgangspunktet; de har vært utsatt for en betydelig havbunnsmetasomatose med silisifisering eller omvandlingen har skjedd i tilknytning til et tidlig tektonisk plan. Den sterke tektoniseringen knyttet til lagpakken (flasergabbro) sannsynliggjør det siste. En havbunnsmetasomatose konsentrert til dette nivået passer også vanskelig langt nede i vulkanittsekvensen.

Brunhammeren MVLP har i likhet med andre enheter en sterk tektonisering vestover i Simonsborg-området (fig. 3.16).

3.3.8. LAPPHELLAREN SKIFER

Blotninger med Lapphellaren skifer er visitert med tanke på å klarlegge grensen mot amfibolittformasjonen. I området mellom Fjelds gruve og Mons Petter er selve kontakten påtruffet i kun 5 blotninger, resten er overdekket. I en rekke tilfeller er grensen nær blottlagt, og i samtlige tilfeller synes skifrigheten i Lapphellaren skifer å gå konkordant med grensen mot amfibolitten. Ved Fjelds gruve viser en blotning at lagning og foliasjon i amfibolitten går parallelt denne grensen, mens i et tilfelle ved Brunhammeren er amfibolitten representert med en agglomerataktig breksje, og noe øst for Mons Petter går amfibolitten diskordant inn mot grensen. (Fig.3.20). To blotninger i Simonsborg-området har en diffus overgang. (Se side 95). Tilsvarende overgang kan sees i borhull i Rupsi-området.

Lapphellaren skifer synes i hele området å være representert med en finkornig, svak rusten og godt skifrig bergart (se fig.3.23). Høyere opp, dvs. lengre fra grensen, er Lapphellaren skifer representert med en mer sandig variant, hvor et par bånd med gradert lagning er observert. Her ligger båndene invertert.

Lapphellaren skifer viser svært liten grad av amfibolittnåler i sin lavere halvdel, mens den øvre halvdel opp mot Kobbertopp-granitten, inneholder amfibolnåler i varierende monn. De sure deler av Lapphellaren skifer kan delvis tolkes til å representere tuffitter og kanskje rene tuffer (se side 198).

I Kobbertopplia ovenfor Lapphellaren er det ved Sandnesbekken i Lapphellaren skifer, en markert rustsone blant de mer tuffittiske bergarter. Denne rustsonen inneholder stedvis tynne bånd med massiv magnetkis, og gis navnet Kobbertopplia kissone.

Høyere opp viser Lapphellaren skifer tendens til porfyroblastisk tekstur (dvs. tildels en øyegneisutvikling) i kontakt mot Kobbertoppgranitten.

Lapphellaren skifer har imidlertid en relativt stor mektighet opp til Kobbertoppgranitten ovenfor Simonsborg (200 m). Mektigheten avtar imidlertid raskt vestover, slik at avstanden fra amfibolitten til granitten i Clarabekk-området er ca. 10 m, men øker imidlertid noe vestover.

Verken Lapphellaren skifer eller Kobbertoppgranitten er kartlagt i detalj.

3.3.9. KOBBERTOPPGRANITTEN

Kobbertoppgranitten slutter ovenfor Fjelds gruve og har som kartet viser, sin største mektighet mellom Tuva og Kobbertopplia, i et område som her betegnes Granitten. Enkelte steder nede i Lapphellaren skifer finnes det linser av granittisk materiale (profil NØ-4), men om dette representerer tektoniserte grener av Kobbertopp-granitten eller andre intrusive ganger er ikke undersøkt.

Kobbertoppgranitten kniper raskt sammen i Tuva-området og vestover, og har i Clarabekk-området en mektighet på rundt 20 m, en mektighet som vedvarer videre mot nordvest. Små linser av granitt finnes nede i Lapphellaren skifer og over granitten i Bursihola. Se profil NØ-6.

3.4. LITOSTRATIGRAFISK TOLKNING

3.4.1. LITOLOGISK MILJØ

3.4.1.1. Vulkanisme.

De undersøkte bergarter innen Sulitjelma amfibolittgruppe i Nordgruvefeltet representerer en sammenhengende vulkansk episode hvor aktiviteten fra starten av dominerte fullstendig over andre bergartsdannende prosesser, men avtok gradvis for til slutt å dø ut.

Opptreden av putelavaer tas som et indisium på at avsetningen av de vulkanske produktene har skjedd under vann. Ved avsetning av større tuffmengde må vulkanismen ha skjedd såvidt grunt (<1500 m) at vanntrykket ikke har vært nok til å stabilisere et indre vanndampstrykk i lavaen. Lavaen har således eksplodert til stadig mindre partikler (aske).

Oppbygging av en vulkansk avsetningskjegle vil skje under stadig grunnere havdyp. Det er derfor naturlig at de senere vulkanske produkter eksploderer med dannelse av pyroklaster (hyaloklaster) p.g.a. magmaets naturlige vanninnhold.

Ved vulkanske utbrudd i grunnere havområder kan massene slynges i været og konsolideres både på land og i sjøen. Det foreligger ikke noe indisium som kan si hvor tuffene er konsolidert. Det holdes for mest sannsynlig at all vulkansk aktivitet har skjedd under havets overflate.

Moore (1965) illustrerer at hulrom (dampmengden) i friske basaltprøver er en funksjon av havdypet.P.g.a. metamorfose er det vanskelig å påvise hulrom i de undersøkte metavulkanitter, men mikroskopiundersøkelser tyder på at hulrom har eksistert, men at de nå er gjenvokst med kalkspat og kvarts. Disse utgjør ikke mer enn noen få volumprosent idag. Ved forvitring av kalkspat kan tilsvarende hulrom unntaksvis sees i putelavaer. Ifølge Moore skulle hulrom på noen få volumprosent indikere et havdyp på ca. 2 km. Nå er teoretisk vannoppløselighet i basalt langt høyere enn det Moore påviste. Det kan derfor hende at de vannrikere magma-utbrudd har resultert i tuffer, mens de vannfattigere faser er avsatt som lavaer. I så fall er spørsmålet om havdypet fortsatt delvis ubesvart, dvs. ≤ 2 km.

Undre Sulitjema metavulkanittledd inneholder enheter som kan ekvivaleres med flasergabbroen i ofiolitt-komplekset. Stratigrafisk over disse er det i hovedsak benkede homogene vulkanitter som enten utgjør lavabenker eller eventuelt intrusive ganger i et gangkompleks. De homogene vulkanitter viser imidlertid sjelden eller aldri diskordanser. Over disse er det statistisk sett en utvikling i retning av putelavaer, agglomerater og tuffer, dvs. en gjennomsnittlig stadig økende fragmenteringsgrad dersom man ser de vulkanske lag under ett. Midtre Sulitjelma metavulkanittledd markerer en gradvis avtagende vulkanisme med vekselvis vulkansk aktivitet og epiklastisk sedimentasjon og bergartene klassifiseres derfor i hovedsak som tuffitter.

Opptreden av kalkrikere tuffer nære kontakten mot Furulund skifer tyder på at de siste tuffavsetninger har skjedd i et relativt grunt hav og synes derfor å bekrefte den konklusjon som kan trekkes ut av økende tuffinnhold oppover i sekvensen, dvs. stadig grunnere havdyp. I en rekke områder opptrer kalkspat som matriks mellom fragmenter og i hulrom, men enkelte kalksteinslag er såvidt klart sedimentære i sin opptreden at de må utgjøre primære avsetninger. Disse opptrer stratigrafisk sammen med de yngste tuffer og er derfor avsatt noenlunde samtidig med malmene. Hvorvidt kalksteinslagene er kjemiske utfellinger eller fossile rester av kalkdyr vites ikke. Fossiler er ikke funnet.

Malmdannelsen har hovedsakelig skjedd etter at vulkanismen har stagnert (se kap.7). Malmene opptrer i stor grad med kontakt mot skifer på en side og klorittrike metavulkanitter på den andre siden. Med utgangspunktet i en exhalativ utlutnings- og avsetningsprosess, vil den lokale geologiske sekvens med metavulkanitt-malm-skifer kunne benyttes som et indisium på rett vei opp.

Mn-holdige bånd innenfor den postvulkanogene Vaknahellaren skifer kan sammenlignes med dyphavssedimenter (se side 46). men de kan også sees i tilknytning til en oksydasjonsfacies i det ellers reduserende miljø med dannelse av sulfid. Beskrivelsen ovenfor illustrerer godt en naturlig utvikling av en vulkansk episode. Sammen med "Sulitjelma-gabbroen" og den noe mer velutviklede flasergabbro og gangkompleks i øst, har man alle de utviklingstrinn som kan sees i tilknytning til en eruptiv prosess. Den påviste bergartssekvens er også karakteristisk for ofiolitter. På bakgrunn av disse bergartstrekk, hvilke er mindre deformert i grenseområdet mot Sverige og av klassifikasjonen av vulkanittene til havbunnstholeiitter, er det derfor naturlig å klassifisere Sulitjelma amfibolittgruppe og Sulitjelma gabbrokompleks som et ofiolittfragment. Det må likevel gjøres visse reservasjoner m.h.t. en ofiolitt-tolkning. Her kan nevnes gabbroens intrusive kontakt med Skaitigruppen og tuffittiske avsetninger som indikerer epiklastisk tilslag under eller mot slutten av vulkanismen. Det sistnevnte er ikke et kjent trekk fra modne spredningsrygger.

Sulitjelma-gabbroens intrusive kontakt mot "overliggende" bergarter innen Skaiti skifergruppe (Mason 1980), tyder på at vulkanismen har skjedd med kontakt mot eldre suprakrustaler, og en slik kontakt kan utelukkende ha skjedd ved en begynnende spredningsrygg, for eks. en intrakontinental rift i likhet med Rødehavet. Denne kan eventuelt senere ha utviklet seg til en større havbunnsplate (Proto-Skaiti skifergruppe kan representere kontinentrand-Atlantic). sedimenter som så er gjenstand for intrusjon under den Senere har sedimentasjon av Furulund vulkanske aktivitet. skifer og orogenese funnet sted. Det skal derfor ikke utelukkes en variant av kontinental vulkanisme i tilknytning til en begynnende riftfase. Dette vil også forklare opptreden av tuffitter.

Muligheten for at Skaitigruppens metasedimenter er dannet noenlunde samtidig med vulkanismen skal ikke avskrives. I så fall forsterkes muligheten av en tidlig øybueutvikling. På bakgrunn av diskriminantplot av metavulkanittenes kjemi virker øybuevulkanisme noe tvilsom (se side 238). Derimot er en riftsone med vulkansk aktivitet i et bak-øybue basseng også sannsynlig.

3.4.1.2. Sedimentært miljø

Furulundskiferen overlagrer de beskrevne tuffer om en tar den inverterte stratigrafi i betraktning (se side 46). Deler av Furulundskiferen veksler sterkt i karakter, fra de nesten rene grafittbenker, via rustskifre, pelittiske skifre, psamittiske skifre til de rene kvartsittbenker. Kvartsitt- og grafittbenkene er sjeldne enkeltobservasjoner og finnes trolig kun i de observerte lag. Både disse sjeldnere enkeltlag og de rustne pelittiske skifre og de psamittiske skifre finnes innenfor de nærmeste 200 meter fra metavulkanittene. Deretter synes de benkende pelittiske skifre å dominere, riktignok med isolerte metadolerittkropper. Kalkspatinnholdet i de pasmittiske og pelittiske enheter tolkes som diagenetisk dannet.

I havbassenget etter at vulkanismen har stagnert og for det meste stoppet opp, har det vært et reduserende miljø en stund fremover. Dannelsen av de sulfidholdige organiske pelittiske skifre (rustskifre) tyder på dette. Dette kan skyldes en gradvis avtagende hydrotermal aktivitet.

På grunn av isoklinalfoldningen er det vanskelig å tolke en eksakt primær stratigrafi ut fra de ulike lag i Furulundskiferen. Forutsetter man at den feltmessige opptreden gjenspeiler de primære utviklingstrinn i grove trekk, kan de konkluderes med at sandsteinsbenkene markerer slutten på de reduserende forhold der rolig sedimentasjon med mye leirmateriale og organiske rester dominerte. Sandsteinsbenkene indikerer i seg selv et mer aktivt havmiljø m.h.p. strømmer. Etter sandsteinsperioden kommer hovedperioden med flysch-sedimentasjon og denne utgjør hovedparten av Furulundskiferen.

Kollung (1981) trekker sammenligningen med Grongfeltets formasjoner hvor enheter tilsvarende Furulundgruppen innenfor Renselvanngruppen viser omvendt stratigrafi samtidig som opp/ned kriteriene viser riktig lagstilling. Dette tas som indikasjon på at Furulundskiferen er invertert i Sulitjelmafeltet.

I de midtre deler av Furulundskifer opptrer det fossilførende svartskifer og kalksteinsbenker (Vogt, 1927) og mot bunnen av midtre del av Furulundskifer opptrer det en rekke basiske, intermediære og sure metavulkanitter. Den store petrografiske variasjon på disse indikerer en kalk-alkalin vulkanittserie, dvs. et øybuemiljø.

Hvor langt nedover i Furulundskiferen man skal gå for å komme til yngste enhet, vites ikke, men ifølge Kollungs korrelasjon med Grongfeltet, bør gruppens yngste enhet finnes på grensen til Sjønstågruppen. Grensen mellom Furulundgruppen og Sjønstågruppen er sterkt tektonisert og kan markere bunnen av et dekke med Furulundgruppen og Sulitjelma amfibolittgruppe. På kalksteinsbenker langs denne har forfatteren observert korallfossiler med nokså stor likhet med de som ble undersøkt fra Kong Oskar ca. 100 m nede i Sjønstågruppen (se side 38). Sistnevnte har lignende alder som fossilene i Furulundskiferen.

Like innenfor Sjønstågruppen opptrer det sure metavulkanitter som fører små kis-legemer (Kong Oskar) og korte rustsoner i et 1 km langt "en echelon" mønster.

Dette nivået kan forfølges mot syd og inn i Sverige til Jervasforekomsten ved Ikisjaure, ifølge Kollungs nye geologiske karter (Kollung 1981) og geologisk kart av L. Carlsson (1969) ved Boliden AB.

M.Stephens (1981) viser at metavulkanittene i Jervasfeltet også er kalk-alkaline. Ut fra det foregående kan derfor Kong Oskar malmfelt og Jervas-feltet også være invertert.

Da Furulundskiferen danner en naturlig avsetning over Sulitjelma-amfibolitten, er metavulkanittene mot toppen av Furulundskiferen med å markere en utvikling i retning av en øybue. Sulitjelma-amfibolittene kan således representere en basal-ofiolitt som denne øybuen hviler på.

3.4.1.3. Svovelisotopundersøkelser som inversjonskriterium

Svovelisotopundersøkelser kan benyttes til å indikere avsetningsrekkefølgen for sedimentære kismalmer. Fraksjoneringsgraden Δ^{34} S mellom isotopene 32 S og 34 S kontrolleres av kismineraltype, temperatur, svovelinnhold og pH. Bakteriell oksydasjon og/eller reduksjon i et sedimentært miljø kan også gi sterk fraksjonering hvor sjøvannet gradvis anrikes på det ene isotop, noe som ved fortsatt sedimentasjon gir stratigrafisk endring i Δ^{34} S. Endring av alle de forannevnte parametere er med på å gi stratigrafiske variasjoner. I Sullivan, Canada (Campell et al. 1980) og Rødehavet (Kaplan et al. 1969) anrikes 32 S opp i stratigrafien.

Gehrisch (1970) utførte svovelisotopundersøkelser i stratigrafiske profiler gjennom malmene i Hankabakken, Palmberg, Giken, Charlotta, Bursi og Jakobsbakken. Forfatteren har i tillegg undersøkt Mons Petter (fig.7.29). På grunnlag av disse dataene og med grunnlag i en anrikning av ³²S opp i den primære stratigrafi i likhet med Rødehavsundersøkelsene kan følgende tolkning framsettes:

Hankabakken-I hengmalm	:	rett	vei	opp
Hankabakken-I, øvre del	:	н		11
undre del	:	invertert		
Palmberg	:	rett	vei	opp
Giken	:	rett	vei	opp
Charlotta	:	rett	vei	opp
Mons Petter, øvre del i gjennomsnitt og undre de	: :	rett inve	vei cteri	opp
- jj-mener og mare af				
Buisi	÷	mver	LLEI	
Jakobsbakken	:	invei	cter	-

Både Hankabakken I og Mons Petter har isoklinalfoldete partier (se side 271 og 283) og prøvene tolkes derfor til å representere et foldesnitt. For Hankabakken harmonerer dette med Giken antiform. For Mons Petter stammer prøvene fra det mektige partiet i Mons Petter II med S-folder. Gjennomsnittet indikerer imidlertid inversjon. Prøvene er for få til å indikere foldebildet da flere analyseverdier bør slåes sammen for å gi en god statistisk trend.

Befaring av prøvetakingsstedet i Charlotta viser at prøvene er tatt i et område med sterk tektonisering (se side 279). Prøvene er heller ikke tatt tilsvarende opp i heng i likhet med ligg-siden, hvor innfoldete stratigrafiske ekvivalenter er prøvetatt. Betraktes isotopverdiene gjennom malmen isolert, viser denne en trend som i likhet med listen ovenfor vil indikere inversjon. For å rydde all tvil i veien burde forekomsten være prøvetatt på nytt i et tektonisk stabilt område.

Med unntak av Charlotta (hvor tvil kan reises) stemmer listen helt med det geologiske foldningsbilde og viser samlet en regional inversjon.

3.4.2.

DISKUSJON AV ULIKE OROGENETISKE MODELLER

Den kan i prinsippet settes fram fem hypotetiske modeller for oppbygging av malmfeltet:

Modell a:

Vekslende sedimentasjon og tiltakende vulkanisme med malmdannelse som avsluttes med lengre vulkansk aktivitet. Kaledonsk orogenese med skyvedekker og gabbrointrusjon. Ingen inversjon.

Modell a har vært den aksepterte forståelsen i 60-årene selv om den ikke direkte er dokumentert. Wilson (1973) tar ingen stilling til noen modell, men konkluderer med at malmdannelsen er av tidlig eller førtektonisk natur. Mason (1968) tolket gabbroinstrusjonen etter en slik modell før, men har gått bort fra den (Mason, 1980).

Modell b:

Vulkanisme vekslende med sedimentasjon og malmdannelse mot slutten, påfølgende inversjon av hele serien under kaledonsk orogenese.

Forfatteren har tidligere sådd tvil til modell a til fordel for modell b, da det ville være mer naturlig å knytte gabbroen til de metavulkanske bergarter og å gå ut fra at malmene var avsatt mot slutten av den vulkanske periode. Dette ville være i tråd med undersøkelser av relativt unge kobberholdige kisforekomster (Kinkel 1966), (Horikoshi, pers.samt., 1971). Geis (1978) favoriserer også modell b.

Tidligere var det ikke funnet gode og holdbare inversjonskriterier og modell b er derfor først på grunnlag av dette arbeidet og Boyles kartleggingsarbeider (Boyle, 1982) noenlunde verifisert.

Vekslende skiferenheter og metavulkanittlagpakker i Nordgruvefeltet reiser endel komplikasjoner, men modellen forklarer dette som vekslende vulkanisme og epiklastisk sedimentasjon. Modellen harmonerer derimot dårlig med opptreden for Giken-forekomstene.

Modell c:

Vulkanisme med malmdannelse til slutt før sedimentasjon, mindre skyveplanutvikling, dvs. innkiling av vulkanittlag i sedimentene over og deretter inversjon av hele lagserien, eventuelt inversjon før skyveplandannelse. Modell c er her stilt opp av forfatteren som en hypotese for evaluering.

Vekslingen med vulkanitt og glimmerskifer kan tenkes primær som ved modell b, men opptreden av klorittbreksje ofte langs grensen mellom de to bergartstyper gjør at Kautsky's hypotese (1953) om at subparallelle deler av vulkanittserien er skjøvet inn i skifrene, kanskje kan anvendes. Også ved modell c vil de fleste forekomstene med skifer i ligg få riktig orientering. Igjen er Giken,Nordgruvefeltets største malmsone, et problem med skifer i heng da den ikke vil passe inn i modellen. Et tredje problem er om styrken av f.eks. Giken klorittbreksjeledd vil være stor nok til å overføre de spenninger som måtte til for å kile det relativt tynne bergartsleddet inn i skiferpakken.

Distribusjon av de enkelte malmsoner med årsak i flere mindre bergartskiler synes lite aktuelt, og ikke noe i disse arbeidene kan indikere og underbygge en slik teori.

Modell d:

Vekslende sedimentasjon og tiltakende vulkanisme med malmdannelse som avsluttes med lengre vulkansk aktivitet. Kaledonsk orogenese danner en stor flattliggende fold (foldedekke) hvor øvre foldeflanke er invertert (med gabbromassivet). Dette har også vært en av forfatterens arbeidsmodeller.

Modell d ligner modell a, men introduserer en stor fold istedet for en gabbrointrusjon. Den fordrer også at Lapphellaren skifer og Furulundskifer er samme formasjon. Dette er det ingen umiddelbar feltevidenser som taler for.

Boyle et al. (1979) fant orienterte putelavaer i 1977 og fastslo samtidig likhetstrekk med en ofiolitt. Observasjonene indikerer at Sulitjelma-amfibolitten utgjør en større liggende fold. Forfatterens arbeider indikerer samtidig samme fold i Nordgruvefeltet (se kap.4). Det er derfor naturlig å framsette modell d. Men denne modellen plasserer malmene på den primære liggsiden av vulkanittene siden undre flanke i folden er indikert å ligge riktig vei, (Søyland Hansen, 1980). Man er delvis tilbake med modell a og dennes problemer m.h.t. malmenes genese og lokalisering under amfibolittene.

Modell e: Figur 3.24. A-E.

Vulkanisme med sulfidutfelling til slutt, deretter epiklastisk sedimentasjon, kaledonsk orogenese med dannelse av en rekke isoklinalfolder samtidig med en større inversjon. Foldekonsentrasjonen av kisene (se fig.3.24.C.) med påfølgende flatklemming ved overlagring av invertert stratigrafi. Denne modellen anser forfatteren som den mest sannsynlige.

Den eneste modellen som ivaretar de stratigrafiske kriterier, malmfordeling, litostratigrafiske trekk og strukturgeologiske observasjoner på en noenlunde helhetlig måte synes å være modell e. Som vist i kap.4 består Sulitjelma-amfibolitten ikke bare av en større isoklinalfold, men av en rekke slike i stil av S-folder (fig.3.24.E.). Modellen har to primære stratigrafiske malmnivåer med Mons-Petter-forekomstene i det ene, og de resterende malmforekomster i den andre. Det er vanskelig å finne eksakte feltbevis for denne modellen i detalj, men de geologiske og strukturgeologiske indisier er såvidt mange at modellen ikke kan være fjernt fra virkeligheten.

Fig.3.24 A-E illustrerer i enkle trekk hvorledes forfatteren tenker seg modell e fra en syngenetisk til nåværende situasjon.



Fig.3.24.A. viser pretektonisk stratigrafi.



Fig.3.24.B. viser begynnende tilting på grunn av obduksjon av yngre lagserier og ofiolittfragmentet.



Fig.3.24.C er hentet fra tidlig i inversjonsfasen og viser begynnende sterk isoklinalfoldning og intrusjon av Kobbertoppgranitten.



Fig.3.24 D illustrerer situasjonen sent i inverteringsfasen der de to underste isoklinalfolder, Giken klorittbreksjeledd, ikke er så utvalset og mer tydelig viser sin foldeoppbygging med flere parasittfolder (S og Z-folder).



Fig.3.24 E viser nåværende situasjon med invertert lagstilling.

Som fig.3.24 D og E viser, har deformasjonen av Giken klorittbreksjeledd stor betydning for opptreden av malmene i denne tektoniske enhet. I figurserien 3.25 A - E er det illustrert hvorledes forfatteren forestiller seg deformasjonsutviklingen av Giken antiform (se side 72). Det vises forøvrig til tilsvarende figurserie 7.37 som illustrerer malmdistribusjonen.

3.4.3. LITOSTRATIGRAFISK KORRELASJON

Det er ingen gode litologiske enheter som kan benyttes for å tilbakeføre den tektoniske stratigrafi til en primær litostratigrafisk oppstilling. De petrografiske enheter som kan benyttes til en viss grad er: flasergabbrolegemer, malmsonene, granatfelsbånd i kontakten til Furulund skifer og kalktuffhorisonter. Kontakten amfibolitt-Furulundskifer markerer isoklinalfoldningen, men kan være forstyrret p.g.a. tektoniske plan. I lokal skala kan kissoner, kvarts-keratofyrbenker og porfyriske benker til en viss grad benyttes som stratigrafisk kontroll, men de


Fig.3.25 A-E. Modell for dannelses- og deformasjonsutvikling av Giken antiform.

samme bergartstyper kan også markere tektonisk deformasjon i form av oppbrutte lag.

Flasergabbrolegemer.

Disse befinner seg i utgangspunktet som en enhet mellom Mietjerpakte gangkompleks og Sulitjelma-gabbroen (Boyle, 1980). Mot vest tynner enheten ut og vest for Giken-elva er det bare observert to linser som kan sies å tilhøre fortsettelsen innenfor Brunhammeren MVLP. Disse to finnes henholdsvis ved Fjeld gruve og Lapphellaren. Resten av flasergabbroenheten er trolig representert i form av klorittbreksje.

Simonsborg MVLP er karakterisert som en egen enhet p.g.a. partier med flasergabbro som markerer enhetens forløp gjennom feltet. Derimot er det uvisst hvorledes disse skal korreleres med flasergabbroformasjonen i øst. En naturlig korrelasjon kan imidlertid søkes gjennom en antiform med flasergabbroenheten som en kjerne. Se fig.3.24 C og fig. 4.33.

Malmsonene

Som vist i fig.3.24 kan Bursi, Ny-Sulitjelma, Gudrun, Giken og Charlotta malmsoner knyttes sammen til et primært stratigrafisk nivå beliggende ved skifergrensen. I fig.7.43. er det skissert mulige pretektoniske lokaliseringer for de enkelte malmsoner og forekomster i planet ved å brette ut F_1 -folder og tilbakeføre deformasjonen som ble påført malmene under D₁. Dette primære stratigrafiske nivå representerer samtlige forekomster i Nordgruvefeltet med unntak av Mons Petter. Korrelasjon med Sydgruvefeltet viser at malmene der også er dannet i samme nivå.

Mons Petter malmsone er ikke knyttet til noen skifergrense, men forløpet av malmsonen kan korreleres videre til Furulundskjerpene, Charlottabekksonen, Brunhammeren, Lapphellaren og Fjeld kissoner. Det er bare Mons Petter av disse som ligger i tilknytning til en vesentlig foldestruktur, dvs. foldningen av Mons Petter MVLP. Det synes derfor naturlig foruten å gi Mons Petter MVLP en betydelig mektighet, at folden også øker mektigheten på nevnte malmsone.

Granatfelsbånd

Disse Mn-anrikede granatfelsbånd er påvist i øverste skiferenhet av Leirelva skiferledd og innenfor Vaknahellaren skifer og tolkes til å representere samme primære stratigrafiske horisont.

Metakalktuffer

Metakalktuffene i tilknytning til Bursi malmsone og F_1 -foldede ekvivalenter av denne i Bursi, tolkes som samme primære nivå. Dette korreleres videre til Ny-Sulitjelma- området hvor både metakalktuffene over Ny-Sulitjelma malmsone, kalksteinsbreksjene og metakalktuffene innenfor Ny-Sulitjelma MVLP og Hanken metakalktuff representerer et liknende stratigrafisk nivå. Distribusjonen av de sistnevnte harmonerer med F_1 -foldedeformasjon.

3.4.4. LITOSTRATIGRAFISK KONKLUSJON

Som det går fram i tabellen i fig. 3.26 kan en sette opp en primær litostratigrafi og sammenholde denne med de ulike tektoniske enheter.

Det er visse laterale varianter innenfor et stratigrafisk nivå. Malmavsetningene er sjelden overlappende med kalktuffer, men kan ligge like ved siden av hverandre. Likeledes er ikke sett opptreden av malmavsetning i områder med tuffitter. Det bør tilføyes at det er gradvise overganger mellom de ulike vulkanittvarianter.

Primær litostratigrafi		Representert i enhet/område
Sedimenter Basiske og intermediære vulkanitter (Kalkskifre, svartskifre) Flyschsedimenter Sandsteiner Rustskifre Sedimenter Dyphavssedimenter	FURULUND-GRUPPEN	(Lomivann - Kjeldvann) (Lomivann) Furulund skifer Giken, Glasstulemmen Leirelva skiferledd, Charlotta-Lomivann Leirelva skiferledd Leirelva SL (Foldhammeren) Vaknahellaren sk.
Malmavsetninger Kalktuffer Tuffitter Tuffer, tuffbreksjer Putelavaer, lavaer Malmavsetning Gangkompleks Flasergabbro Gabbro	SULITJELMA AMFIBOLITTGRUPPE	Bursi, Ny-Sulitjelma, Gudrun, Giken, Hankabakken og Charlotta malmsoner + Sigridskjerpene, etc. Giken KBL (i Bursi, Hanken og Ny-Sulitjelma) (Giken KBL?), Midtre Sulitjelma amfibolittledd Mons Petter MVLP, Fjeld MVLP, Giken KBL Brunhammeren MVLP Mons Petter, Lapphellaren, Brunhammeren, Fjelds gr., Furulundskjerpene og Charlottabekken malm- og kissoner Simonsborg MVLP Simonsborg MVLP, Brunhammeren MVLP Sulitjelma gabbrokompleks (Sulitjelmatoppene)

Fig.3.26. Primær stratigrafi sammenhold med tektoniske ledd og/eller område for opptreden.

For en bedre dokumentasjon av distribusjonen av de enkelte tektoniske enheter henvises til kap.4 i helhet og fig.4.33.

110

KAPITTEL 4

101

STRUKTURGEOLOGI

1.1

1

-

4. STRUKTURGEOLOGI

4.1. PRIMÆRE STRUKTURER

4.1.1. BENKNING OG BÅNDING

Benkene med finkornet til middelskornet homogen metavulkanitt kan enten tolkes som primære lavastrømmer som er størknet på havbunnen, eller som intrusive lagerganger. De ligger alltid konkordant over- og underliggende lag av homogen, båndet eller agglomeratisk metavulkanitt (fig.5.14). Ved dannelse som lagerganger mellom de omgivende lag,burde det forekomme mindre diskordanser nå og da. Det har ikke vært mulig å påvise gode diskordanser i de blotninger hvor benkene klart trer fram, men dette kan skyldes at eventuelle svakere diskordanser er vanskelig å se på grunn av den reduksjon av primære mektigheter som enhetene har vært utsatt for ved senere deformasjon. Fig. 5.6. illustrerer en benket lokalitet som også har en diskordans, men denne er av senere tektonisk art.

Det er ikke observert hulrom verken på benkenes over- eller underside med tanke på rett vei opp kriterier.

Både tuffene og de epiklastiske skifrene gjenspeiler primær bånding med sin lagning og lamellering og gir uttrykk for endring av de sedimentologiske forhold): materialvariasjon og/eller sorteringsbetingelser. Det vises til den petrografiske beskrivelsen der de enkelte lameller eller lag er dokumentert med mineralogiske variasjoner.

Innenfor de grovkornige metavulkanitter finnes finkornige lag med vekslende mørk og lys bånding, ofte med en symmetri rundt lagets midtplan (fig. 5.2.). Økende kornstørrelse, farvetone eller porfyrisk karakter inn mot midten av laget gjenspeiler størkningsbetingelsene for intrusive ganger. Flere lokaliteter viser klart at ny intrusjon har skjedd langs lagets midtplan flere ganger. Feltopptreden av svermer av de nevnte ganger innen de gabbroide massene er imidlertid like konkordante og utholdende som tuffbånd og har likeledes en bånding som minner om tuffavsetninger.

4.1.2. GRADERT LAGNING

Rytmiske endringer i de sedimentologiske forhold gjenspeiles ofte i en gradert lagning. Minkende strømningshastighet for transportmediet gir avsetninger av gradvis finere fraksjoner. Det er mer uvanlig at økende hastighet fører til avsetning av gradvis grovere fraksjoner. Statistisk kan derfor gradert lagning anvendes som opp-ned kriterier i bergarter uten for sterk deformasjon. For bergarter med flattliggende isoklinalfolder må en knytte registrering av gradert lagning til foldetolkningen (Z-, M-, eller S-folder, evt. skifrighetlagningskriterier). De sandige enheter innenfor de epiklastiske skifrene viser alle varierende grad av gradert lagning. Denne gjenkjennes som henholdsvis lysere (kvarts-feltspat) bånd og mørkere (glimmerrikere) bånd, men hvor kornstørrelsen er noenlunde den samme. En må imidlertid anta at de lysere bånd representerer primære silt-fraksjoner, mens de glimmerrikere gjenspeiler primære leirfraksjonavsetninger. Den graderte lagningen er derfor identifiserbar gjennom en gradert mineralogisk variasjon, eller en gradvis variasjon fra lysere til mørkere mineralbånding.

Selv om det foreligger flere blotninger i Furulundskiferen med gradert lagning er ikke graderingen god nok til å skille hva som er opp og ned (fig. 4.1.) for de få lokaliteter der en kan skille mellom S og Z-fold. I andre tilfeller omvendt.



Fig. 4.1. F₁-fold av psammittisk skifer med gradert lagning. To ulike bånd viser hver sin retning for avsetningsrekkefølgen.



Fig.4.2. Til venstre modell over synskifrig foldning av heterogene lag med utvikling av Z-, M- og S-folder og skifrighet. Til høyre typelokalitet for F₁foldekne med to tolkningsmuligheter i midten. Den større folden (eks. modell) kan igjen representere et foldekne av en enda større fold. Størsteparten av de tilfeller i Furulundskifer hvor gradert lagning indikerer avsetningsrekkefølgen har man inverterte lag. Men som nettopp indikert kan ikke lokalitetene representere områder ut over sin egen lille blotning.

Gradert lagning er også påvist i Vaknahellaren skifer (2 m mektig) i Gikenelva hvor en invertert lagstilling er indikert (se kap. 5.4.). Et par steder i et profil langs Sandnesbekken kan en ane gradert lagning i Lapphellaren skifer (se kap.5.5.), men også her er trolig isoklinalfoldning en kompliserende faktor. Isoklinalfoldning (F₁) er også her et vanlig strukturtrekk. (Befaring med Kollung, 1980).

4.1.3. FALSKE STRØMRIFLER (PSEUDO RIPPLE MARKS)

Den eneste lokalitet med strukturer som minner om bølgeslagsmerker eller strømrifler, er påtruffet i Furulundskiferen umiddelbart under Bursi malmnivå. Lokaliteten sees svært godt på den vestre liggflate i nordre del av dagbruddet i Bursi.

De påviste strukturer ligger med glimmerfoliasjonen konkordant lagflaten, og må tolkes som F_2 -foldning (se fig. 4.13) av skifrigheten. Foldene har horisontal akse med retning 30° NØ, bølgelengde på ca. 10 cm og amplitude på ca. 1 cm. Strukturen er svært symmetrisk og indikerer ingen klar Z eller S-form.

Den er lokalisert i den store boudinage-nedsynkning av Bursimalmen i Furulundskiferen (se fig.4.19), og det er mest logisk å forklare det observerte som medslepningsfolder.

4.1.4. PRIMÆRE DISKORDANSER

Kryss-skiktning eller primære diskordanser er ikke observert. Riktignok kan man både i skifrene og i metavulkanittene påtreffe en lang rekke diskordanser, men disse er enten i tilknytning til boudinage-strukturer eller isoklinalfolder med trykkoppløsning (se fig.4.10) eller i tilknytning til de glideplan som er utviklet under den senere tektoniske påvirkning (fig. 5.6.).

4.1.5. PUTESTRUKTURER

I flere blotninger kan man ane putestrukturer, dog kraftig deformert. Ved lokalitet P-18 i utløpet av Kobbertoppjuvet sees deformerte putestrukturer, hvor en V-struktur indikerer inversjon, mens en annen indikerer rett vei (fig.5.10.). Putestrukturene viser imidlertid ingen etset flate med en mørk metamorfosert glassring som bekrefter pute-eksistensen, men formen på fragmentene er typisk for putelavaer. En av de to V-strukturene må derfor være et resultat av deformasjon.

Lokalitet P-18 kan stratigrafisk jamføres med Boyles inverterte

putelavaer (Boyle, 1980). Deformasjonsgraden avtar østover og putelavene er derfor mindre deformert der.

Fig.5.11. - 5.13. viser lokaliteter med gode putestrukturer. En har ikke klart å finne hulromsstrukturer innenfor noen av putelavastrukturene som kan benyttes som indikasjon på inversjon eller ei.

4.1.6. GANGSTRUKTURER

Som omtalt i pkt. 4.1.1. er det vanskelig å skille lagerganger fra lavabenker og tufflignende benker.

Ganger som klart viser diskordans med de andre metavulkanske enhetene er observert, men hører til sjeldenhetene. Disse er alle observert innenfor Mons Petter MVLP.

Fig. 5.7. viser en gang som går diskordant på foliasjonen og fragmentenes lengderetning som ellers ligger parallell med all benkning. En annen finkornet gang er observert å skjære gjennom Z-formede puter av lignende type som i fig. 5.12. Gangen er derfor yngre enn putedeformasjonen.



Fig. 4.3. Z-foldet intrusivgang i Mons Petter MVLP.

Fig. 4.3. viser en Z-foldet gang hvor foldeakseplanet faller sammen med foliasjonen (F₁). Denne observasjonen er den eneste hvor en ser en metavulkansk gang eller benk foldet på denne måten. Lokaliteten ligger i samme området hvor Z-formede puter kan observeres. Fig.4.3. illustrerer økt gangtykkelse i foldeknærne. For blotninger med ganger med liten vinkeldiskordans med foliasjonen er gangtykkelsen liten, 0,1 - 5 dm, mens der den står loddrett på foliasjonen er gangtykkelsen over 2 m (eks. øst for Kvithammeren).

Disse omtalte deformasjonene av gangene sammen med observasjoner av homogene benker med boudinagestrukturer lenger øst illustrerer alle et spenningsbilde som indikerer en foldning av Mons Petter MVLP med åpning mot øst. Jfr. Ramsay, 1967, p. 119 - 120.

4.1.7. **TUFFBREKSJER**

1

Det finnes innen Mons Petter MVLP en rekke tuffbreksjer med både kantede og runde fragmenter. I Mons Petter-området synes fragmentene i være svært lite flattrykt. Derimot har både de kantede og bollelignende fragmenter en sigarformet opptreden med et tverrsnitt fra 20 cm og ned til lapilli. Matrix mellom fragmentene er en middels til finkornig masse. P.g.a. blokker, sprekkeplan, og en blotning med lav vinkel i forhold til strøket,er det mulig å indikere en akseretning mot N-NØ.

Agglomeratboller eller puter lenger øst er mer flattrykt og særlig i Øvre Sulitjelma amfibolittledd er de svært flatklemte.

Deformasjon av nevnte fragmenter indikerer i likhet med ovenfor et spenningsbilde som står i stil med en foldning av Mons Petter MVLP. Se forøvrig kap. 4.2.7.

Breksjering av surere tuffbenker ved krenulasjonsdeformasjon (se fig. 4.29) kan gi breksjelignende strukturer (se fig. 5.20 - 22) og kan gjøre det vanskelig å skille disse fra primære tuff-breksjer.

4.2. SEKUNDÆRE STRUKTURER

4.2.1. FOLIASJON OG SKIFRIGHET

For både skifrene og de tuffogene bergarter er kornveksten orientert med skiktflaten parallelt de primære sedimentære lamelle-plan (S_0) . Den vekslende opptreden av glimmerkornene bundet til anrikede lameller, er med på å gi bergarten dens skifrige karakter hvor skifrighetsplan og sedimentasjonsplan således synes parallelle.

Ved nærmere analyse av tette, spisse, flatliggende isoklinalfolder (recumbent folds), kan en i foldekneområdene se at biotitt og muskovitt har vokst diskordant på lagplanet. Mineralveksten er derfor samtidig eller senere enn første foldefase (F_1), og uttrykker denne foldefases akseplanskifrighet (S_1). Siden de flattliggende isoklinalfolder (F_1) har et akseplan som ligger tilnærmet parallelt med lagplanet, kan foliasjonen (S₁) opptre som å være parallelt med lagflaten for de sedimentære lag, noe den i teorien og i endel tilfeller ikke er (S₁ \pm S₀). Se fig. 4.7.

Også i de mer homogene vulkanitter sees en svakere foliasjon parallelt lagplanet. Den nevnte foliasjon kontrollerer skifrigheten.

Graden av skifrighet varierer med i hvor stor grad skiktmineralene er anriket i spesifikke bånd eller lameller. Glimmerrike primære lameller danner således lett spalteflater for skifrigheten, for eksempel rustglimmerskiferbenkene i Furulundskiferen som er svært tettskifrig. Selv metatuffer med godt foliert hornblende kan vise skifrighet, men langt svakere enn normal skifrighet. Skifrigheten er således sterkt kontrollert av den primære lamellering eller lagtykkelse.

Den beskrevne foliasjon og skifrighet betegnes S_1 . Strøk og fall-registrering av S_1 gir, nesten uten unntak, samtidig lagenes strøk og fall. Da enten lagningen eller skifrigheten er godt framtredende i hele feltet, er det innsamlet et stort antall målinger av disse.

I fig.4.4. foreligger endel registrering av S_1 angitt ved projeksjon av plannormalen. Strøk og fall er også angitt på kartet, og som en ser er det variasjoner fra øst til vest, og stedvis lokalt på grunn av post-skifrighetsfolder (postschistosity folds). Strøk og fall varierer også noe med stratigrafien i den østre halvdel. S_1 er derfor plottet for tre områder av feltet.

Som fig. 4.4.a og 4.4.b viser, har de to stratigrafiske områdene et mindre avvik i orienteringen av S₁. Dette sees også visuelt av kartet og er en annen måte å uttrykke den diskordanslignende måte lagene i Undre Sulitjelma amfibolittledd løper inn mot underliggende enheter.

Som en senere skal komme inn på, er det utviklet en svakere foliasjon og lokalt en svakt utviklet skifrighet i tilknytning til krenulasjonsfolder (S_2). Denne står skjevt på lagflaten og faller mot øst.

Lokalt mellom Giken og Lapphellaren er det også utviklet en skifrighet (S_3) . Denne står steilt på lagflaten, men er orientert parallelt de NV-gående akseplan for åpne folder av F_3 -type i dette området.

Som omtalt i kap.5, finnes listeformete muskovittkorn i skifrene som er orientert parallelt de sistnevnte krenulasjonsplan. 118

a) S₁-normalplott for
 Nordgruvefeltets østre
 halvdel.

Registreringer fra nedre del av stratigrafien opp til 50 m inn i Undre Sulitjelma amfibolittledd.

b) S₁-normalplott for Nordgruvefeltets østre halvdel.

> Registreringer fra øvre del av stratigrafien.

- c) S₁-normalplott for Nordgruvefeltets vestre halvdel.

Stor spredning gjenspeiler F_2 -foldninger i NNØ og Ø-lig retning.

Fig. 4.4. a-c. Plott av skifrigheten (S₁) med bruk av normalen til flaten.



N

4.2.2. MINERALLINJASJON

Hornblendenålene i Furulundskiferen viser vanligvis ingen særskilt foretrukken vekstretning foruten et par områder (se fig.4.5.). I Bursimark-området er kornene orientert hovedsakelig øst-vest og er parallelle F_2 -folder i samme område (se fig.4.13.). I Gikenområdet er V også en hyppig retning, særlig for de tuffogene enheter. I tuffene inne i de sentrale deler av Sulitjelma-amfibolitten, er NV dominerende for de enhetene den kan finnes i. NV er hovedretning for F3 (se fig. 4.17).



Amfibollinjasjon

- Sulitjelma amfibolitt, øst
- Sulitjelma amfibolitt, Bursi
- + Furulund skifer, Giken
- x Furulund skifer, Bursi

Fig. 4.5. Amfibollinjasjoner registrert på skifrighetsplanet.

Granat viser rotasjon under dannelsen (se kap.5) og har i enkelte lokaliteter gode skyggesoner som gir en linjasjon parallelt med amfibollinjasjonen. De skulle således ha et noenlunde samme dannelsestidspunkt. Dette harmonerer med maksimal metamorfosegrad (kap.5) hvor både hornblende og granat er diagnostiske mineraler.

4.2.3. FOLDER OG FOLDEAKSER

Både Wilson (1968) og Henley (1968) har studert de ulike deformasjonstrinn i Sulitjelmafeltet. Da Wilsons strukturregistrering i Bursi-området og Furulundskiferen forøvrig dekker det samme området som delvis er undersøkt her, er en rekke observasjoner også beskrevet av ham. Tolkningen vil heller ikke avvike nevneverdig for de enkelte strukturelementer. Derimot grupperes de enkelte foldefaser med forskjellige symboler, og dette er illustrert i fig. 4.6. Det bør tilføyes at Wilsons registreringer fra andre deler av Nordgruvefeltet ikke er tatt med her.

I Nordgruvefeltet kan en klassifisere tre hovedfoldefaser $(F_1 - F_3)$. De enkelte har sine karakteristiske trekk, men varianter kan gjøre en identifikasjon vanskelig og bekrefter ofte at de er et resultat av en fortløpende prosess hvor særlig varianter av F_2 foldefaser griper inn i hverandre.

Akse- retning	Strukturelement	Wilson 1968	Henley 1968,70	Dette arbeid
	Primære lameller og lagflater			s ₀
Ø–V	Isoklinale syn-skifrighets-folder i Furulundskifer	D ₁ /D ₂ ?	D 1	D ₁ (F ₁)
	Skifrighet	D ₁	D1+D2	D ₁ (S ₁)
Ø-V	Amfibollinjasjon i Furulundskifer		D2	D ₂ (L ₂)
	Granat-vekst	D2++	$D_1 \rightarrow D_2$	D ₁ ->D ₂
(Ø) NØ	Tette post-skifrighetsfolder i Bursiamrådet	D3	5	D ₂ (F ₂)
(N) NØ	åpne post-skifrighetsfolder i Bursiområdet	D ₃	D ₃ -c	D ₂ (F ₂)
(N) NØ	Boudinasjestrukturer	D1-D1?		D ₂
NV	Milde bølgete post-skifrighets- folder i Furulundskifer	?		D ₃ (F ₃)
NV	Langvannsantiklinalen	-	D ₄ -b	D3 (F3)
NNØ	Baldoaivvesynformen		D ₄ -a	D ₃

Fig.4.6. Sammenligning av hovedstrukturelementene i dette arbeid med Wilson (1968) og Henley (1968, 1970).

Det er gjort få observasjoner av folder i Sulitjelma-amfibolitten. De observasjoner som er registrert, er i stor grad hentet fra Simonsborg-Bursiområdet. Her har post-skifrighets-foldning av amfibolittlagene vært mer intens. Syn-skifrighets- og også post-skifrighetsfolder er best utviklet i Furulundskifer.

De større folder (F₃) framkommer best ved tredimensjonal studie og tolkning av stratigrafiske konturkart.

4.2.3.1. F₁-folder (syn-skifrighets-folder).

De eldste folder er representert med spisse isoklinalfolder med et akseplan parallelt med skifrighetsflaten. Både foliasjon og skifrighet (S_1) kan observeres å skjære gjennom foldekneet der disse kan sees. Foldene er derfor dannet enten samtidig eller tidligere enn S_1 . Se fig. 4.7. Skifrigheten er mindre markert gjennom foldeknærne enn der de enkelte lamell-lag ligger parallelt med akseplanet.

Lac	flate	
	Foliasjon	 -0
 		 Aks
		pla

Fig.4.7. Isoklinalfold (F₁) med foliasjonsutvikling.



- Furulundskifer, Giken
- + Leirelva skifer, Bursi
- o Lapphellaren skifer
- **G** Giken antiform
- H Hankabakken og Ny-Sulitjelma gruve

Fig. 4.8. F₁-foldeakseplott fra en del områder.

Typisk F₁-fold sees på fig. 4.1.

De beste blotningene av F₁ sees mellom Giken og Charlotta i Furulundskiferen, hvor det kan observeres en rekke "Mfolder" og en tvilsom S-fold umiddelbart ovenfor i samme enhet. Blotningene tilhører her en sandsteinsenhet, og ligger vest for vestligste lokalitet av Giken malmsone, og er identisk med de lokaliteter som viser gradert lagning.

Det har ikke vært mulig å finne gode nok blotninger hvor Z-, M- eller S-folder i kombinasjon med gradert lagning gir pålitelige opp-ned kriterier. Se fig. 4.9.



Fig. 4.9.Skisse av området vest for Giken med indikasjon av F₁-folder i stor og liten målestokk, d.v.s. Giken antiform med f.eks. M-folder.

121

De observerte F_1 -folder i Gikenområdet har en foldeakseretning på 310^g - 320^g, d.v.s. vestlig. Det har ikke vært mulig å fastslå verken amplitude eller bølgelengde, da observasjonene som regel har omfattet bare ett spisst foldekne. Enkelte Z- og S-folder indikerer å ha halv bølgelengde på 0.5 - 1 m.

De observerte F_1 -foldeakser er parallelle den begrensning som Giken klorittbreksjeledd har mot syd ved en tredimensjonal tolkning. Begrensningen har en retning på 320^g og denne retning tolkes som hovedretning for Giken antiform (se fig.4.9.) gjennom Nordgruvefeltet, og de observerte F_1 -folder i sandsteinsenheten må være parasittfolder til denne store gjennomgående og flatvalsede F_1 -folden (se fig.3.8. og 3.11).

 F_1 -folder i Leirelva skiferledd ved Bursi-antiformen har en nordlig akse, muligens rotert under F_2 , mens F_1 -folder i Lapphellaren skifer i Simonsborgområdet har vestlig akse. Små folder i Hankabakken og Ny-Sulitjelma har VNV-lig akse. Det er uklart hvorvidt disse er F_1 eller F_2 .

Det bør nevnes at tektoniske sklidninger parallelt skifrigheten trolig har utviklet seg langs foldenes aksialplan, og samtidig har dannet front for trykkoppløsning. Mange lokaliteter i Furulundskiferen viser klart diskordante trekk hvor båndingen butter inn mot mindre sklide- eller sprekkeplan, ofte med opptreden av kvarts. En rekke av disse dislokasjonsflater kan også være dannet p.g.a. boudinasje-tektonikk. Se fig.4.10.



Fig.4.10. Trykkoppløsnings-diskordans etter F₁ akseplan med kvartsanrikning.

4.2.3.2. F₂-folder (post-skifrighets-folder).

I øvre enhet av Leirelva skiferledd i Simonsborgområdet (Vaknahellaren type) er det tette folder som til en viss grad er lik syn-skifrighetsfoldene. Se fig.4.11. Imidlertid folder disse klart skifrigheten selv om skifrigheten ligger nær parallelt med akseplanet, og kan gi inntrykk av å være en akseplanskifrighet. Foldene har en Ø-V orientering, kanskje noe mer ØNØ.



Fig.4.11. Tette F₂-folder i Simonsborgområdet.

I enheter av Furulundskiferen under øvre enhet (Leirelva skiferledd), har de tilsvarende folder en NØ-retning og harmonerer med hovedretningen for foldene i "Foldhammeren", en større karakteristisk fjellhammer med en liggende Mfoldestruktur og som begrenser øverste enhet av Furulungskiferen mot vest. Se fig. 4.12.



Fig. 4.12. Foldhammeren med F₂-isoklinalfolder.



 Furulund skifer og Leirelva skiferledd i Bursi

- o Leirelva SL, øverste del
- **B** Bursi antiform
- C Clarabekkfolden
- F Foldhammeren
- x Bursimarkfolden

Fig. 4.13. F_2 - foldeakseplot fra endel områder.

Ligg-grensen på den øvre enhet av Furulundskiferen (Vaknahellaren type) beskriver to synformer med en mellomliggende antiform, og tolkes som en dobbel Z-fold sett i akseretning mot øst eller øst-nord-øst. Denne Z-folden sees i sammenheng med M-folden i Foldhammeren, og sammen beskriver de en større flattliggende isoklinalfold av Furulundskiferen med åpning mot sydøst. Denne skiferen inneholder karakteristiske granatfels-lameller som viser M-folder av minste orden. (Se fig. 5.27.).

De beskrevne tette folder er de mest sammenstuede innenfor denne gruppen av coaksiale post-skifrighetsfolder. De etterfølgende F_2 -folder er mer åpne og har et varierende fall på akseplanet. Folder med skråttstilt akseplan (mot syd) i Bursimarkområdet, hvor akseretningen også er Ø-V, tolkes som parasittfolder til større syn- og antiformer i det samme området. Disse sees best ved å studere kartet i bilag 2.

Leirelva skiferledd danner åpne postskifrighets folder sammen med amfibolittleddene over og under mellom Simonsborg og Bursi. Best sees en anti- og synform rett nord for Glasstunes, nedenfor Foldhammeren, og en større anti- og synform nord for Bursi gruveinngang. Foldeaksene stuper svakt med fallet mot NØ. Videre mot vest folder Furulundskiferen halvt rundt (Clarabekken synform) med NØ-lig foldeakse (30^g), og kiler ut oppe i Clarabekken.

I denne sistnevnte fold av skiferenheten er det en innkiling av underliggende amfibolitt-ledd (mineralisert Sigrid feltort, fig. 7.10) i form av en spiss foldekile. Denne ligner synskifrighets-foldene og sammenholdes derfor med F_1 -foldene og har her NNØ akseretning. F2 folder altså F_1 på dette sted. Nord for Bursi gruveinngang sees på kartet en rekke lignende Z-strukturer, som også synes å være syn-skifrighets-innfoldninger av amfibolittenheten med Sigrid kissone opp i samme skifer (Sigridskjerpene, fig.7.22.). Fortsatt innenfor Leirelva skiferledd finnes folder av chevron type like vest for Sigrid, se fig. 4.14. I et tilfelle danner disse foldene en markert Z-fold. I disse blotningene kan en tydelig se at en senere generasjon av S_1 -foliasjonen skjærer den primære lagning, men er foldet av F_2 .



Fig. 4.14. F2-fold av chevron type.

Mindre krenulasjonsfolder som sees på lagflaten, synes å være parasittfolder til F2, og enkelte amfibolnåler og granatkorn (med skyggesone) viser N-NØ-lige linjasjonsretninger. Det bør bemerkes at lagflatens krenulasjonsfolder er av minste orden, chevronfoldene av andre orden, og den større folden (Bursi antiform) av tredje størrelsesorden innenfor F_2 -foldefase.

Furulundskiferen under laveste amfibolittledd har også lignende åpne folder med NØ-lige akseretninger. Også her finnes krenulasjonsfolder og stedvis velutviklet krenulasjonsskifrighet stupende mot SØ. Enkelte blotninger viser tendens til overført lagning (transposed bedding) parallelt krenulasjonsskifrigheten eller akseplanet for krenulasjonsfoldene (fig. 4.15.).

Som det skulle framgå av beskrivelsen av det komplekst foldete område mellom Simonsborg og Bursi, er det en variert utvikling og retning på F2-folder. De synes å danne en nær forbindelse med F_1 -folder i både stil og retning, men en har nettopp omtalt klare eksempler på at F_2 folder F_1 .

I Nordgruvefeltet forøvrig er det ikke noen klare eller gode lokaliteter for F_2 , men det bør tilføyes at det ikke er noe klart skille mellom F_2 og F_3 . Det finnes imidlertid en rekke mindre krenulasjonsfolder i Furulundskiferen som har NØ-lig retning og stedvis amfibolnåler med samme linjasjonsretning. Listeformete, porfyriske muskovittkorn er orientert



Fig.4.15. F2-folder i Furulundskifer med tendens til overført lagning. Diffust kan man samtidig skimte isoklinale F1-folder.

parallelt med krenulasjons-akseplanet, mens krenulasjonsfoldene bøyer skiktmineraler som er orientert langs skifrighetsplanet (S₁).

4.2.3.3. F₃-folder.

F₃-folder er som tidligere nevnt åpne folder med et relativt steilt akseplan med NV-lig akseretning. Både amplitude og bølgelengde varierer fra regional til detaljert skala, d.v.s. henholdsvis fra ca. 1 km til ca. 1 m for amplituden og anslagsvis en tidobling for bølgelengden. Se fig. 4.16.



Fig. 4.16. F₃-foldestil. Antydet målestokk for F₃-folder i Furulundskiferen.



- L Langvannsantiform
- Giken gruve
- x Charlotta-II
- **B** Bursimulden
- △ Sprekkeplans-normal.
- Forkastnings-normal

Fig. 4.17. F₃- foldeakseplott for endel områder.

De spenninger som har skapt F_3 , har i liten grad utviklet en foliasjon og skifrighet (S₃). En rekke lokaliteter har en krenulasjonsskifrighet som viser NV-orientering, men er ikke så steiltstående. Lokalt er det som allerede nevnt utviklet en akseplanskifrighet, S₃ (se pkt. 4.2.1.), i tilknytning til en mer markert F_3 -fold av middels størrelse i Lapphellaren-området. Denne NV-folden med steiltstående akseplan er med på å endre strøket gjennom hele stratigrafien bl.a. i Giken-I-gruva. Ved nøyere eksaminasjon av strøkvariasjonen i feltet, finner en en rekke svake S-foldefleksurer på 50-200 meters bølgelengde i området Kobbertopplia -Mons Petter (se bilag 1).

De store foldene framkommer best ved studium av de konstruerte strukturkonturkart (kfr. 3.1.1.), f.eks. av liggen for Sulitjelma amfibolittgruppe. Også de mindre folder er godt iøynefallende på gruvekarter p.g.a. horisontale feltorter bundet til et malmnivå. Den åpne Langvannsantiklinalen (Se fig. 4.18.) stuper ned mot nordvest med et sannsynligvis steiltstående akseplan. Foldeaksen flater imidlertid ut i Bursi-Furuhaug-området for å stige igjen videre mot nordvest, og denne foldning av F_3 's foldeakse skyldes den større åpne synform som krysser Langvanns-antiklinalen i Bursi-området. Sistnevnte fold går sentralt gjennom Baldoaivve-synformen og inn i Blåmannsis-synformen langs en NNØ-SSV akse. Samhørende antiform i øst finnes inne i Sverige og i vest i Vatnfjell antiform.

Det er uklart hvilke av disse to folder som folder hverandre ved dannelse av den sadel-lignende fleksur mellom Syd- og Nordgruvefeltet, men de er muligens forårsaket av samtidige episoder av sen- eller post-kaledonsk alder.

127



BOUDINASJE-STRUKTURER

4.2.4.

Boudinasjestrukturer er et svært vanlig strukturtrekk blant de kartlagte enheter. De har variabel dimensjon avhengig av de kompetente enheters mektighet. Boudinagestrukturer er tensjonsstrukturer som oppstår under store vertikale trykkpåkjenninger, og med laterale utflytninger av de trykkpåkjente enheter. Varierende kompetanse ovenfor strekkspenninger fører til at f.eks. sandsteinsbenker eller amfibolittbenker slites av med påfølgende innpressing av enhetene over eller under (Ramsay 1967).

Opptreden av en større boudinageinnsynkning (post-skifrighets) sees i Bursi gruveinngang hvor hele malmsonen med de nærmeste deler av Furulundskiferen under er sunket ned i et boudinasjebrudd i en sandsteinsenhet i Furulundskiferen under. Denne nedsynkning utgjør ca. 10 m og har en retning 30_g NNØ. Innsynkningen opphører etter ca. 100 m mot NNØ. Se fig. 4.19.



Fig.4.19. Bursi dagbrudd. Boudinasjedannet innsynkning av Bursi malmsone ned i Furulund skifer. Skisse basert på bl.a. blotning i en stor fjellhammer.

Furulundskiferen har kvartslinser som et karakteristisk kjennetegn. En tolker disse dannet ved kvartsfylling av tensjonssprekker i skiferen. Deformasjon har senere rotert disse og formet linser hvis elongasjonen ofte er orientert i nordøstlig retning og indikerer at disse er dannet under samme spenningstilstand som boudinasjestrukturene. En rekke kvartslinser har imidlertid diskosform uten noen eksakt målbar lengderetning.

I Lapphellaren skifer er det ikke uvanlig å se foldede kvartslinser, eller relikte foldeknær av foldede kvartsårer. Disse linsene er som regel helt lukket, med akseplanet parallelt foliasjonen. Også disse linsene tolkes å være deformerte kvartsfyllinger i tensjonssprekker i skiferen.

Innenfor de mer grovkornige flaseraktige linsestrukturer i enkelte enheter av amfibolitten, f.eks. Simonsborg MVLP, er tykkere lag bygd opp av en rekke boudinerte grovkornige linser mellom finkornige og folierte bånd. Se fig. 5.2. Hvorvidt dette er boudinasjestrukturer fra et tidligere og mer plastisk/viskøst deformasjonstrinn er vanskelig å Foliasjonen avbøyes imidlertid konkordant med de grovsi. kornige linsers overflateform. Dette kan imidlertid skyldes lokale distribusjonsretninger for de påtrykte spenningene under mineralveksten og således ikke utelukke en pre- eller syn-skifrighets-dannelse av linsene, selv om en postskifrighetsdannelse er mest sannsynlig. Det har ikke vært mulig å fastslå noen akseretning for linsene, men flere lokaliteter i Simonsborgområdet kan tyde på diskosform, mens enkelte lokaliteter i Hankabakken-Giken-området (fig.5.4) indikerer NØ-lig akse.

I Sulitjelma amfibolittgruppe er det ikke uvanlig å finne boudinasjeparterte benker, hovedsakelig av homogene metavulkanittbenker. Der registrering har vært mulig,viser tensjonsbruddene NØ-lig retninger. I flere tilfeller viser benkene bare tensjonssprekker uten at benkestykkene er separert eller utviklet til gode boudinasjestrukturer.

De metadolerittiske linsene i Furulundskiferen tolkes som boudinasje-linser sannsynligvis dannet under D_1 eller tidlig under D_2 .

4.2.5. SPREKKER OG FORKASTNINGER

Endel registrering av sprekker og forkastningsnormaler er plottet i fig.4.17 sammen med F_3 -elementer.

De fleste fjellhamrer i Nordgruvefeltet er definert av den steiltstående hovedsprekkeretning varierende mellom $\emptyset S \emptyset - VNV$ og SS \emptyset -NNV. Mindre sprekkeplan observeres nær vinkelrett på de førstnevnte, steiltstående med SV-N \emptyset -lig str \emptyset k. Vogt (1927) og Holmqvist (1900) har gode sprekkeroseregistreringer for de omtalte sprekker. Sprekkem \emptyset nster må sees i sammenheng med F₃-foldefase og Langvannsantiklinalens mindre parallelle knekkfolder. Sprekkem \emptyset nsteret danner således et m \emptyset nster henholdsvis parallelt (radiære sprekker) og vinkelrett (a-c-sprekker) på den NV-lige foldeakse. (Jfr. Hobbs, B.E. et al., 1976 p. 294).

Ofte sees både den mer $\emptyset S \emptyset - VNV$ -lige sprekkeretning utviklet samtidig med en S \emptyset -NV-lig. Dette gir l \emptyset sblokker som har en relativt spiss romboederform, i motsetning til de vanligvis mer rektangulære.

Et mønster med NV-SØ-lige forkastninger kan observeres i Brunhammeren-Tverrfjellområdet. To større forkastningsplan sees vel utviklet på flyfotos i området mellom nordøst av Fjelds grube og Gudrun. Den vestligste av disse to har påskyndet elveerosjonen slik at Gikenelvas utløp fra Storelvvannene (Douldagop) har formet et NV-SØ-gående canyon-aktig juv, Kobbertoppjuvet. Begge forkastningene har ført til en relativt horisontal SØ bevegelse av Østligere blokker. Ved platået Øst for Fjelds grube er horisontalforskyvningen ca. 50 m.

En rekke blotninger langs forkastningen viser klassiske medslepningsstrukturer hvor lagdeling med foliasjon er bøyet av til å ligge tilnærmelsesvis parallelt med forkastningsplanet. Selve forkastningsplanet viser en velutviklet foliasjon. Denne tolkes i hovedsak å være den avbøyde foliasjonen, men med en sterkere forskifring. Det har ikke vært mulig å finne medslepningsretningen eksakt, men blotningene med medslepningsstrukturer tyder på at den er mer horisontal enn vertikal.

Vest for hovedforkastningen sees ofte mindre parallelle forkastningsplan, men hvor horisontal forskyvning sjelden overstiger et par meter. Et par av disse kan forfølges over en rekke blotninger i området ved Fjelds grube, hvor det er god blotningsfrekvens. Småforkastningene kan påtreffes med de samme strukturkjennetegn.

Flere slike mindre forkastninger eller sprekker ligger fra O meter til ca. 40 m vest for østre malmbegrensning i Ny-Sulitjelma gruve. Disse ble av Wilson (1968) tolket som en større forkastning som adskiller Gudrun og Ny-Sulitjelma malmene fra å være samme malmplate. Denne misforståelse er senere oppklart ovenfor Wilson, som i hovedsak hadde sin informasjon fra de lokale driftsfolk. (Pers. med. 1980).

4.2.6. TEKTONISKE SKYVEPLAN OG MINDRE GLIDEPLAN

4.2.6.1. Charlottasonen tektonikkplan.

Det mest markerte regionale skyveplan eller tektoniske breksjeplan som er observert utgjøres av Charlotta klorittbreksjesone. Denne synes gradvis å utvikle seg fra Gudrun og Ny-Sulitjelma-området, hvor breksjestrukturen er relativt godt markert, til de sentrale deler av feltet hvor breksjesonen er relativt mektig, og videre mot vest for Simonsborg hvor den avtar i mektighet igjen. En vil i første rekke tro at den økte breksjemektighet skyldes den mer kompetente og gabbroide Simonsborg MVLP. Breksjesonen går langs liggen av Undre Sulitjelma amfibolittledd og kan således samtidig markere den kompetansekontrast amfibolittleddet har mot Leirelva skiferledd. Breksjesonen kan følges videre østover til Undre Sulitjelma amfibolittledd tynner ut. (Se fig. 4.33).

Man skulle forvente en markert skyvekontakt nøyaktig på grensen mellom Furulundskiferen og overliggende amfibolittformasjon, men slik er det ikke. Unntaksvis kan slike observasjoner gjøres, men den vanligste breksje opptrer noen meter innenfor de underste vulkanske tufflag. De lagene som ligger inntil Furulundskiferen viser også en primær lagstruktur, Charlotta-malmen inkludert, men riktignok med endel mindre deformasjon. Ved Sture går hovedbreksjesonen ca. 15 - 20 meter over skiferen.

Fragmentene innen breksjene (se fig. 5.23-25) varierer i størrelse, vanligvis opp til ca. 2 dm tykke, men fragmenter på over en meters bredde er ikke uvanlig. Kloritt utgjør hovedmatrixen. Oppover i sonen er det gradvis en overgang til mindre fragmentert og mer sammenhengende "tog" som representerer samme lag. Det er ikke funnet annet enn fragmenter av vulkanoklasisk karakter. Flere flatpressede linser er senere foldet.

I et tilfelle i Charlottasonen (se fig. 5.24) sees en keratofyrisk forskifret tuff som er foldet, og hvor den ene delen av "folden" viser en fragmentert masse som må stamme fra lagene i folden. Folden har en NV-lig akse og indikerer en relativ vestlig bevegelse av lagene over.

Innen breksjesonen er det ofte utviklet flere mindre, men markerte tektoniske plan (fig. 5.25) som tilsammen bygger opp linser på flere meters mektighet (se fig. 4.20).



Fig.4.20. Illustrativ skisse basert på en rekke observasjoner som viser megalinser av tektoniske breksjevarianter.

Det er ikke gjort observasjoner som viser at Leirelva skiferledd går diskordant inn mot den tektoniske sonen. Derimot butter de tektoniske litologiske enheter av amfibolitten diskordant inn mot sonen. Se forøvrig strøk-fall registreringer i fig. 4.4 a. og b.

4.2.6.2. Mons Petter tektonikk-plan. (Se fig. 4.33.)

En tilsvarende breksjesonen finnes fra Mons Petter gamle gruve og vestover til den opphører vestligst i Simonsborg, muligens p.g.a. en diskordans inn mot overliggende enheter. Østover er det vanskelig å følge breksjesonen p.g.a. ur, men den tolkes til å ha sammenheng med klorittbreksjesonen i Charlottabekken kissone. Klorittbreksjesonen danner kontaktbergart mellom Simonsborg MVLP (se pkt. 3.3.4.4.) og Mons Petter MVLP og har områder med megaflaser (se fig.4.20.) mellom Mons Petter og Simonsborg. I Simonsborgområdet danner Qvalekummen tektoniserte MVLP overliggende bergarter (se 3.3.4.6. og fig. 5.26).

4.2.6.3. Lapphellaren tektonikk-plan.

I motsetning til de forannevnte danner dette et diskontinuerlig sett av tektonikkplan fra Fjelds grube til Clarabekken. Østover fortsetter breksjesonen sammenhengende i et par km og vestover er dens forløp mer diffus p.g.a. sterkt deformerte bergarter og manglende detaljkartlegging. Klorittbreksjesonen ved Fjelds grube går trolig forbi Lapphellaren til den tynner ut og opphører. Den atskiller Brunhammeren MVLP og Fjeld MVLP. Ved Brunhammeren begynner en ny sone oppe ved Lapphellaren skifer og går diskordant fra denne grensen og ned i metavulkanittene mot vest og tynner også ut. Nytt plan begynner likeledes i skiferkontakten men fortsetter innen metavulkanittene vestover. (Se fig. 4.33.)

Vestligst går den øvre tektoniske bruddsone forbi Foldhammeren, vestover forbi Clarabekken og videre mot Ørnflåget. I Clarabekkområdet går de underliggende enheter diskordant inn mot breksjesonen. Forløpet av dette tektoniske plan og Clarabekken synform, er best illustret i fig. 4.21.



Fig. 4.21.

Post D₁(F₁)situasjon.

D₂-F₂-foldning m/skyveplandannelse (alternativ I)

D₂:F₂-foldning m/skyveplandannelse (alternativ II)

D₂:post-F₂ og post-tektonisk situasjon.

4.2.6.4. Andre plan.

I de enkelte gruvene i Giken klorittbreksjeledd er det lett å observere veldefinerte glideplan. Samlet danner disse ofte et nettverk av tektoniske plan i de klorittrike breksjebergarter og former således megaflaserstrukturer. Se fig. 4.33.

I de gruvene hvor malmen i hovedtrekk følger en liggskifer, f.eks. Charlotta, Bursi, delvis Hankabakken, er megaflaserstrukturen både et brytningsteknisk problem og en fordel. Megaflasene kan i seg selv utgjøre malmen, hvorpå øverste tektoniske plan danner en velmarkert og ofte en god heng, f.eks. i Hankabakken. Derimot kan også megaflaserstrukturen utgjøre bare hengbergartene og således danne rasfarlige hengbergarter. Disse er ekstra farlige hvis den interne bergartsstruktur i de enkelte megaflaser ikke selv kan overføre strekkspenninger. Ofte er en rekke lag i disse megaflasene et flettverk av mindre flaserstrukturer med klorittbreksje, nettopp noe som gjør dem svært rasfarlige.

De samlede tektoniske plan innen Giken klorittbreksje-ledd kan oppfattes som et internt tektonisk mønster. Det er ikke funnet tektoniske brudd eller plan utenfor leddet som en fortsettelse av de interne plan.

Andre klorittbreksjesoner er ikke så markerte eller informasjonsrike at de kan sies å representere tektoniske plan.

Som beskrevet i kap.3, er det en rekke diskordanser på grensen mellom Lapphellaren skifer og Sulitjelma amfibolittgruppe. Det har imidlertid ikke vært mulig å definere noen deformasjonssone langs denne kontakten med unntak av et par lokaliteter med forgneiset amfibolitt. Deformasjonen kan imidlertid representeres av de fragmenterte silisifiserte keratofyriske tuffene (se fig.5.21 og 5.22). Disse ligger inntil Lapphellaren skifer over store deler av feltet. Et større tektonisk plan kan samtidig forklare en sterkere fragmentering og silisifisering av de underliggende tuffer av både basisk og keratofyrisk kjemi.

Som beskrevet i kap. 3.3.1. danner rustglimmerskiferen i Charlotta-Ny-Sulitjelma-området en svært markert brink og det er mulig den lett eroderbare bergarten markerer en skyvesone av noen kilometers lengde videre mot øst.

4.2.7. ELONGASJON AV FRAGMENTER

Vogt (1927) undersøkte elongasjonen av bollene i et sammenpresset "tuff-konglomerat" (agglomerat?) i Furulundskiferen øst for Lomi, og fant parametrene for lengste, mellomste og korteste akse (X, Y, Z) med et forhold på 10:3:1. Den lengste akse var orientert parallelt med strøket (øst-vest). Boyle (1980) har lignende observasjoner fra Sulitjelma amfibolittgruppe ved svenskegrensen (9:2:1). Wilson (1968) som undersøkte agglomerater i Gikenelva i Hankenhola, oppgir parametrene til 22:6.5:1, med lengste akse mot NV, med andre ord en mer diskosform (k<1, flatklemt ellipsoide) enn sigarform (k>1, utstrukket ellipsoide).

Sigarformede agglomerater i Hanken metakalktuff viser feltets beste blotning for måling av deformasjonsparametere. Disse er 25:3:1 med lengste akse mot NV (3359). Se forøvig fig.4.22.



Fig.4.22. Flinn plott (Flinn, 1962) som uttrykk for elongasjonen på agglomerater. Diagrammet uttrykker forholdet mellom lengden på Xog Y-, henholdsvis y-og z-aksen.

Det har imidlertid bydd på problemer å måle de ulike parametrene fra agglomerater i Nordgruvefeltet, da det har vært vanskelig å finne tredimensjonale blotninger. I området Giken-Brunhammeren er det målt på endel blotninger langs NNV-lige sprekkeplan hvor bolleformens lengdetykkelsesforhold sees. Bollene ligger konkordant med foliasjonen med lengste akse mot NV. Parametrene varierer fra 100 cm: 5 cm til 35 cm: 8 cm. Bredden er to til ti ganger tykkelsen. Dette gir tilnærmelsesvis parametrene mellom 20:10:1 og 7:2:1.

I Lapphellaren-Fjelds grube området er de agglomeratlignende flammetuffer blottet, som regel på NØ-gående overflateplan, hvilket danner en vinkel på ca. 459 med foliasjonsplanet. Her varierer også de todimensjonale skjeve snitt fra 110:4 til 20:5. Hvilken lengdeakse bollene har i dette området kunne ikke registreres, men man hadde en følelse av at de like godt kunne ha en NØ-lig lengderetning som en NV-gående. Lengdeaksen ville være henholdsvis fra X:40:1 til X:6:1 og 40:Y:1 til 6:Y:1 for henholdsvis NV-lige og NØ-lige akser. Amfibol-linjasjonen som i de lavere områder er parallell lengste akse er også her orientert mot NV. Dette indikerer en langt sterkere flatpressing av de agglomeratlignende metavulkanitter.

De agglomeratlignende flammetuffer viser ofte et erosjonssnitt som ikke bare får endene til å minne om flammer eller fingrer (fig.5.17 og 5.18), men hele bollen kan ofte ha en Z- eller S-aktig form (se fig. 5.12). Dette er ikke registrert statistisk, men er såvidt hyppig at det bør bemerkes. Øvre side synes å ha hatt en relativ bevegelse i forhold til underste, men den mest sannsvnlige forklaring skyldes nok en F_1 -foldning av bollen i et visst stadium under flatklemmingen. Disse kan derfor representere parasittfolder til større F_1 -folder.

Ikke i noen tilfeller har det vært mulig å undersøke om mange av de observerte flatklemte boller virkelig er boller.

Ved flere tilfeller går det en mørkere "glassring" rundt en "agglomeratbolle", som samtidig er sammensluttet med "nabo-bollen". Dette kan imidlertid være snittets orientering med de S-formede bollene som skaper forvirring.

I Mons Petter-området sees både større og mindre agglomeratboller innenfor Mons Petter MVLP. På sprekke-orienterte blotningsflater med VNV-lig strøk er elongasjonen lite framtredende, og bredde- tykkelses-forholdet er ca. 2:1 til 3:1. På nedfalte blokker i urområdet vest for gamle Mons Petter grube, viser mange putebreksjer en sterk elongasjon, mens bredde- tykkelses-forholdet er rundt 2:1. Parametrene er varierende, men 20:2:1 er et anslått middel for de elongerte Endel mindre fragmenter viser imidlertid mindre fragmenter. grad av elongasjon. Sammenholdes denne sterke elongasjonen med observasjonene i VNV-lige hamrer, må lengdeaksen stå mer enn 45° ut fra dette planet; d.v.s. fra NNV til NØ. En relativt horisontal blotning i et tilsluttende område viser imidlertid tilnærmet elongasjonens retning for denne blotningen (se fig. 5.16.). Lengste akse stuper sannsynligvis noe slik at det relativt horisontale snitt ikke gir de rette elongasjonsmetrene. Akseretningen er imidlertid 390°. Legges informasjonen i fig. 4.22 til grunn sees en klar tendens til ellipsoide-form og sterkest elongasjon i den østre del av feltet. Videre mot øst avtar denne deformasjonen. Det samme gjør den mot vest, d.v.s. mot de sentrale deler av Nordgruvefeltet. Her kan bl.a. de minst deformerte putelavaer sees (fig. 5.11.). Videre mot vest går tendensen mot sterkere deformasjon igjen, men nå med utvikling av utstrukne ellipsoide fragmenter. Videre mot vest opphører Mons Petter MVLP som i hovedsak har de omtalte agglomerater.

Den skisserte deformasjonsstil harmonerer godt med det som ble indikert i kap. 4.1.6., men kan alene stå som indisier på F_1 -foldning av Mons Petter MVLP der spenningsbildet ved utvikling av en isoklinalfold vil gi elongasjon av fragmenter

med flatklemt ellipsoideform langs foldeflanken (østre område), mens utstrukken ellipsodeform utvikles i foldens ombøyningssone (Mons Petter). Enkelte soner innenfor homogene områder av lagserien vil inn mot ombøyningssonen kunne få mindre deformasjon (f.eks. Giken-Brunhammerenområdet).

Sigarformete agglomerater i Hanken må sees i sammenheng med foldesonen for Giken klorittbreksjeledd.

4.2.8. DEFORMASJON AV BERGARTSLEGEMER OG MALMER

Bergartslinser.

Det har vært mulig å bestemme en form på noen få enheter p.g.a. gruvedrift og kjerneboring. Elongasjonsgraden av bergartsenheter er vanskelig å påvise, all den tid enhetens opprinnelige form før en deformasjon er ukjent.

På liggsiden av Hankabakken malmsone er det i gruva ved faringssjakta på nivå 361, blottlagt en homogen metavulkanitt. Teksturen er den samme som for Hankabakken MVLP i utgående, og retningen tilbake til dagblotningen av denne faller sammen med lengdeaksen for malmsonen. Alt tyder derfor på at dette er samme enhet, og i såfall er parametrene minst 600 m : 100 m : 20 m, d.v.s. > 30:5:1.

Som nevnt tidligere finnes en tilsvarende sigarformet, homogen, grovkornig metavulkanitt i liggen på Giken I. Denne har også en ØV lengdeakse og linsens parametre er ca. 500 m : 100 m : 30 m, d.v.s. 17:3:1. En lignende linse i Bursi er betraktelig mindre, og parametrene er anslagsvis 150 m : x:10 m, noe som gir en bredde på ca. 30 m ved sistnevnte parametre.

Det er ikke påvist andre bergartsenheter som det med sikkerhet kan angis en lengderetning på. Derimot vil noen observasjoner av enheter i overflaten, som sammenholdt med kjerneboringer, gi lengdeakseretninger og mulige dimensjonsforhold.

F.eks. finnes det østligst i Furulundskjerpene en glimmergneislignende keratofyrisk tuffskifer et stykke oppe i hengen i en strøklengde på noe over 250 m. Tilsvarende enhet er påtruffet i d.b.h. 205, hvilket gir en lengde på minst 500 m og en NØ-lig retning.

I det foregående avsnitt ble elongasjon av vulkanoklaster benyttet til å indikere en større F_1 -fold. Elongasjonen kan også benyttes til å indikere reduksjon av primære mektigheter av enhetene som fragmentene ligger i. Under forutsetning av at akseforholdet Y/Z var tilnærmelsesvis 1 i udeformert stadium, har flatklemmingen ført til en reduksjon av lagene med vulkanoklaster med en faktor på 2 - 10 i de undre deler av amfibolitten og ca. 6 - 40 i de øvre deler. Varierende elastisitet for de ulike andre vulkanske lag har nok gitt varierende deformasjon. Retningen for lengste akse på linseformete bergartslegemer faller sammen med elongasjonsretningen for vulkanoklaster og indikerer samtidig deformasjon. Akseparametrene for de enkelte bergartslegemer er benyttet til å indikere avvikelser i retning og stil i forhold til vulkanoklastene uten at slike avvik er funnet. Bergartslegemene tolkes derfor til å ha hatt tilsvarende deformasjonsgrad, med en viss variasjon i takt med elastisiteten.

Malmer.

Betraktes samtlige malmers økonomiske begrensning, former disse som regel et ellipseformet horisontalt omriss. Mektigheten er relativt så tynn at malmenes morfologiske karakteristikk snarere må være ark enn plater. Tar en samtidig mineraliseringens begrensning inn i bildet for de spesifikke malmnivåer, vil dette forme et linjalformet omriss, da begge flankebegrensningene i planet grovt sett kan betraktes som parallelle. De ulike malmnivåers distribusjonsareal og begrensning er framstilt i fig. 4.24. Her vises samtidig hoveddragenes akseretninger.

De ulike forekomsters morfologiske parametre kan settes opp tabellarisk (se fig. 4.23), men da disse ikke helt er jamførbare p.g.a. foldninger og andre mektighetskontrollerende trekk, har det lite for seg å illustrere forekomstenes elongasjon uten en nærmere forekomstbeskrivelse. En annen faktor er de interne elongasjonsstrukturer som er med på å forstyrre mektigheten. De enkelte forekomsters hovedlinjasjoner er plottet i fig. 4.25 og elongasjonen er vist i fig. 4.26.

Forekomst	Lengde		Bredde		Mektighet maks. middel				Forhold				
Gudrun	5	1	km	125 m		_ \	5	_	3			200.	40.1
Nv Sulitielma	Ĺ	1	km	600 m			10		1	m	Ĺ	250.	150.1
Hankabakken I	5	0.6	km	~200 m		->	8	m	יד ר	m	K	200.	70.1
Hankabakken II	ľ	1.4	km	200 m	n	->	10	m	5	m	Ĺ	280.	40.1
Giken I		1,5	km	450 m	n	->	10	m	3	m		500:	150:1
Giken II	6	1,4	km	450 n	n	->	10	m	3	m		470:	150:1
Palmberg II		0,3	km	200 m	n	->	4	m	3	m		100:	70:1
Sture, Charlotta I+II	6	1,5	km	900 n	n	->	6	m	2	m	>	750:	450:1
Mons Petter I+II		0,7	km	200 m	n	->	12	m	4	m		175:	50:1
Bursi		1,5	km	400 m	n	->	8	m	3	m		500:	130:1
									÷.		÷		

Fig.4.23. Morfologiske parametre for Nordgruvefeltets viktigste forekomster.



Fig. 4.24. Strukturkontrollerte malmsonedrag for mineraliseringene i Nordgruvefeltet.

139



- G Gudrun
- N Ny-Sulitjelma
- H Hankabakken
- Giken-I
- + Giken-II
- C Charlotta (II)
- X Sture
- M Mons Petter
- B Bursi
- S Sagmo
- J Jakobsbakken

Fig.4.25. Hovedakseretninger for malmforekomstene. Sagmo og Jakobsbakken ligger i Sydgruvefeltet.



Fig.4.26. Flinn plott av akseparametrene for de ulike forekomstene. Merk! Bare høyre halvdel av Flinn-diagrammet er tatt med.

Variasjonen i elongasjonen for de ulike forekomster har en viss likhet med deformasjonen av agglomeratene hva spredningen i fig.4.26 angår. Mons Petter og Hankabakken I viser størst tendens til ellipseform og særlig Gudrun utpeker seg i så måte. I fig.4.22 så vi at agglomerater fra Mons Petter og Hanken viste i størst grad sigarform. Det kan derfor konkluderes med at forekomstenes deformasjon med elongasjon er samtidig med elongasjonen av agglomeratene. "Elongasjonsstrukturer" internt i malmnivåene er best karakterisert med mektighetskotekarter (isopakkart) eller kobbermengde-kotekarter. De sistnevnte er basert på å beregne mengden kobber i kilo pr. horisontale kvadratmeter beregnet malmmengde. Kobbermengden er således en funksjon av både analysert kobbergehalt og mektighet, samt den lokale prøvens egenvekt. Da det er god korrelasjon mellom mektighet og kobbermengde, kan de sistnevnte gi svært god informasjon om linjasjonsretning for mektighetene, og samtidig indikere form på de mektigere strukturer i grove trekk.

Kobberfordelingskart finnes for samtlige gruver, mens mektighetskarter er bare unntaksvis tegnet. Eksempler på et mektighetskart og kobberfordelingskart er vist i fig.4.27 og 4.28.



Fig.4.27. Mektighetskart over Giken malmlag. (Horisontalprojeksjon med utsnitt fra Giken II). Tallene angir mektighet i meter. Målestokk 1:3000.



Fig.4.28. Kobberfordelingskart over Giken malmlag. (Horisontalprojeksjon over utsnitt fra Giken II). Målestokk 1:3000.

Som kotekarter flest er de et resultat av tolkning ved kotetrekking. For eksemplene fra et utsnitt av Giken II, har det vært forsøkt å trekke kotemønstrene flere retninger. Dette synes svært vanskelig for mektighetskartet og også vanskelig for kobbermengdekartet. Det er imidlertid ikke umulig, men det gir små og få linjasjonsstrukturer. Det mest vellykkede alternative resultat kan en oppnå ved å trekke et N-S mønster eller et NØ-SV, men disse er på langt nær så "strømlinjeformet" som eksemplene med NV-SØ-lige linjasjonsretninger. Avbygging av forekomsten viser imidlertid at det NV-lige mønster gjelder for mektighetene.

De mektighetslinjasjoner som forekomsten har, faller sammen med hovedretningen for forekomsten. Som en viste i fig.4.26 er det sterk korrelasjon mellom forekomstens lengdeakse og vulkanoklasters elongasjon. Mektighetslinjasjonene er derfor med stor sannsynlighet elongerte mektighetsvariasjoner. Mektighetsvariasjonene kan være et resultat av boudineringseffekter eller primære avsetningsforhold, hvilket ikke kan avklares her.

I hvor stor grad linjasjonen og forekomstens lengdeakse er primære distribusjonsakser som tilfeldigvis faller sammen med elongasjonsakseretningen kan vanskelig avskrives i enkelttilfeller, men det virker lite trolig med de varierende akseretninger som Nordgruvefeltets malmsoner har. En må derfor med hensyn til samtlige forekomster kunne påstå at forekomstenes eksterne og interne linjasjonsmønstere er sterkt påvirket av elongasjon. Det er heller ingen grunn til å unnta malmlagene fra en slik deformasjon som ellers er vanlig i de omgivende bergarter.

Da en ikke kjenner de ulike elastisitetsparametre, kan en ikke benytte deformasjon av f.eks. agglomeratboller til å beregne primære former på malmene.

4.2.9. KRENULASJONSFRAGMENTERING

Breksjering ved krenulasjonsfragmentering har tidligere vært omtalt. Her skal først skisseres hvordan denne prosessen foregår ved deformasjon av en sedimentpakke.

I fig.4.29 er vist hvorledes foliasjon og deformasjonsmønster framtrer under varierende anisotropi og varierende hovedspenningsretning i forhold til lagdeling. Figuren er basert på J.W. Cosgrove (1976) og Hobbs et al. (1976).

Struktur 5 vil for lite elastiske lag gi boudinasjestrukturer i stedet for de såkalte "pinch and swell"-strukturer. Boudinasjestrukturer er vanlige i Nordgruvefeltet i likhet med type 1, 3 og 4, og er i første rekke bundet til postskifrighets-deformasjonsfaser.

De horisontale spenninger har ved inverteringsfasen måttet stå med ulik vinkel i forhold til de primære lag, d.v.s. det har vært et varierende spenningsbilde i likhet med a til c.

Anisotropi:



Fig.4.29. Strukturtyper ved ulik lagorientering og anisotropi.

For heterogene lag synes tilstand b å ha gitt en klassisk utvikling av krenulasjonsskifrighet og flaselignende strukturer i likhet med 3. Der enkelte heterogene lag har vært mer sprø, har en i tillegg fått varierende grad av fragmentering og rotering (breksjering).

I flere av de keratofyriske og kvartskeratofyriske tufflag sees ofte strukturtype 3. Derfor har det ofte vært vanskelig å fastslå hvorvidt det er tale om agglomerater eventuelt lapilli-tuff, eller en deformert krenulasjonsstruktur. Imidlertid kan en finne varierende stadier blant de keratofyriske tuffer: fra mer udeformerte tuffbenker, via krenulasjonsstrukturer til de mest breksjerte med konglomerat- eller agglomerat-struktur. Dette beskrives nærmere i neste kapittel. (fig. 5.20 - 22).

I likhet med skifrene faller krenulasjonsplanet også for de keratofyriske tuffer mot øst og en kan ikke finne at denne retningen endres oppover med den tektoniske stratigrafi. En er derfor tilbøyelig til å tro at krenulasjonsskifrigheten derfor ble utviklet fra et sent stadium av D_2 . Det er imidlertid ikke umulig at krenulasjonsfragmentering av de keratofyriske lag kan tilhøre en D_1 -episode.
4.3.

STRUKTURGEOLOGISK SAMMENDRAG OG KONKLUSJON

Fig.4.30 viser en liste over strukturelementer og deres tolkning m.h.t. dannelsen. Listen gir et sammendrag av avsnittene foran. I fig.4.31 er disse mer systematisert med hensyn til deformasjonsperioder.

Bergartene i Nordgruvefeltet kan således inndeles i fire deformasjonsfaser; D_0 , D_1 , D_2 og D_3 .

4.3.1. D₀-HENDELSER

Det er observert få indikasjoner som viser D₀-hendelser. Avsetning av de enkelte lag og intrusjoner, delvis ved å benytte samme tensjonssprekk flere ganger, er naturlige hendelser, men opptreden av sene ganger av ulik alder indikerer at intrusjon trolig har vært en kontinuerlig, men lite aktiv prosess også etter at hovedvulkanismen har opphørt.

De beste D₀-deformasjonsindikasjoner er den diagenetiske havbunnsomvandlingen som skjedde under og like etter vulkanismen (Kap.6). Malmdannelsen har skjedd samtidig med denne (Kap.7) og overlagring av epiklastiske sedimenter har skjedd senere.

Ellers indikeres, riktignok svært diffust, dannelsen av flasergabbroen og den første utviklingen av et obduksjons-skyveplan å ha startet allerede på slutten av D_0 , men fortsatte mer aktivt under D_1 i tilknytning til F_1 -isoklinal-foldning.

4.3.2. D₁-HENDELSER

Denne epoken karakteriseres av dannelsen av store isoklinalfolder og avsluttes med utvikling av skifrighet.

I Nordgruvefeltet er D_1 tidligere bare beskrevet m.h.t. mindre D_1 -isoklinalfolder i Furulund-skiferen (Wilson, 1968). Deformasjon av vulkanske fragmenter er også av Boyle (1980) tolket som D_1 -hendelser p.g.a. elongasjon parallell D_1 -isoklinalfolder. Som fig.4.31 viser, er det en lang rekke elementer (de fleste) som tolkes som resultater av D_1 hendelser. Noen går gradvis over i stadium D_2 .

Alle de beskrevne D_1 -elementer synes å indikere F_1 isoklinalfoldning, men det bør understrekes at ytterligere feltarbeid hadde vært ønskelig for å bygge opp en mer holdbar bevisførsel.

I det etterfølgende blir de enkelte storstilte isoklinale folder diskutert. Se fig. 4.32. og 4.33.

Giken antiform er tidligere omtalt (pkt. 3.3.2 og fig. 4.9), og likeledes Giken KBL's lagpakker i Bursi (pkt. 3.3.2.12.). De flammeaktige utkilingene av Giken KBL i Ny-Sulitjelma området kan forklares som F_1 -folder. Den sterke linjasjonen for Gudrun, fig.4.26, indikerer dette, samtidig som Ny-Sulitjelma malmens begrensning mot øst i gruva kan observeres som en F_1 -foldekile (fig.7.10).

145						
Strukturelement	Tolkning av deformasjon, dannelse etc.					
Båndingi amfibolitt Bånding i skifer	Lagerganger m/avkjølingskontakter. Senere deformert D ₁ + D ₂ . Sedimentlamellering.					
Benkningi amfibolitt	Lagerganger og lavaer. Senere deformert D ₊ D ₂					
Gradert lagning	Mulig inversjon. F ₁ vanskeliggjør tolkning.					
Putestrukturer	For sterk deformasjon. Selvmot- sigende V-strukturer.					
Gangstrukturer	Dannet både før F ₁ (foldes) og under F ₁ (kutter"2-boller").					
Agglomerater - /Elongasjon	Deformert under D ₁ (folder av F ₁). Variasjon i elongasjon indikerer spenningsvariasjon p.g.a. foldning (F ₁ ?).					
Malmakser	Definert av elongasjon (F ₁).					
Linser	Keratofyrlinser i Gikenområdet (F ₁ -foldeknær-boudinasjelinser?).					
Linser	Gabbroide linser. Flasergabbro D ₁ m/D ₁ -boundinasjestruktur.					
Linser	Gabbroide linser. I Furulundskifer D ₁ .					
Foliasjon	Samtidig med F_1 isoklinalfoldning (S ₁), eller noe senere.					
Mineral-linjasjon	Amfibollinjasjon sammenfaller med F ₁ og delvis F ₂ i retn.					
F ₁ -folder	Isoklinalfolder. Z-M- og S-folder. VNV Giken antiform?					
F ₂ -folder	Isoklinalfolder. M-folder. Tidlige F ₂ -folder. ØNØ. Post-skifrighet.					
F ₂ -folder	Åpne folder. Senere F ₂ -folder. NNØ.					
F ₂ -krenulasjoner	Delvis S ₂ -foliasjon - samtidig med senere F ₂ -folder.					
Boudinasjestruktur	Post-skifrige (D ₂) i skifrene (NØ) og meta-vulkanittene (NØ og NV).					
Falske strømrifler	Medslepningsfolder F ₂ med boudinasje- dannelse.					
Skyveplan	Pre-F ₃ i Ny-Sulitjelma. Diskordanser. Post-F ₂ bevegelse i Bursi. Langs bergartsgrenser med kompetansekontrast (F ₁ ?) (D ₁ - D ₂).					
Krenulasjonsfrag.	Keratofyriske tuffer (D_1 ?), Breksjer D_2 , samtidig skyveplan (D_1-D_2).					
F ₃ -folder	Sjelden S ₃ -obs. Åpne NV-lige, samt NØ-lige					
F ₃ -krenulasjoner	NV-lige.					
Sprekker	D ₃ - F ₃ - a-c-sprekker, samt beslektede sprekkeplan.					
Forkastning	Parallell F ₃ - a - c - sprekker. Skifrighet bøyes.					

1000

Fig. 4.30. Liste over strukturelementer og tolkning vedr. dannelsen.

Strukturelement	D ₀	D ₁	^D 2	D ₃
Putedeformasjon				
Sene ganger				
Agglomeratfoldning	54		× .	
Agglomeratelongasjon				
Malmakser				
Flasergabbro				
Boudinasjestruktur i flasergabbro				10.00
Boudinasjestruktur i benker				
Keratofyrlinser				
Keratofyrfragmentering		>=		
Foliasjon				
Mineral-linjasjon				
F ₁ -folder				
F ₂ -folder, tidlige				
F ₂ -folder, sene				—
Skyveplan				
F ₃ -folder				
Sprekker				
Forkastning, Gikenelv				—

Fig. 4.31. Relativ dannelsestid for de ulike observerte strukturelementer med hensyn til deformasjons-stadium.

Hvordan disse NV-lige F_1 -foldeakser skal harmonere med Giken-antiform (VNV) kan umiddelbart virke underlig. Den mest naturlige forklaring er at disse er en og samme perikline foldeakse. Ved flatklemmingen under og etter isoklinalfoldningen har den etterhvert sterkt bøyde perikline foldeakse gitt utgangspunkt for henholdsvis en VNV-lig og en NV-lig akse (se fig.3.25.). Samtidig er fragmenter, bergartslinser, malmlinjasjoner og hovedakser gitt retninger fra å være VNV-lige nær Giken-antiform, til mer NV-lig for de sentrale deler av foldeflanken og for Giken-antiforms videre forløp i Ny-Sulitjelma-Gudrunområdet.

146

<u>Clarabekken synform</u> ligger over Giken antiform. Giken malm-nivå kan p.g.a. foldningene i Bursi korrelleres med Charlotta malm-nivå. Det kan ikke føres et fullgodt bevis siden malm-nivået ikke kan forfølges kontinuerlig fra den ene forekomst til den andre, fordi det er brutt i en 50 meters lengde ved Bursi-folden av overliggende skyveplan. Korrelasjonen medfører at Leirelva skiferledd over Øvre Bursi MVLP utgjør en isoklinalfold (F1) med lukning i Clarabekken. Se fig. 4.21. Overfoldningen (F2) av synformen (malmen postdaterer skifrene, se side 110) synes å fortsette østover og mot dypet i store deler av Nordgruvefeltet. P.g.a. borehullene i Rupsi kan synformens ombøyningssone tolkes å gå langs en NØ-lig akse. I utgående i øst utgjør muligens rustglimmerskiferen under Charlotta-nivået synformens foldeakseplan. Se fig. 4.33.

Vaknahellaren synform er neste synform over Clarabekken synform. Denne demonstreres både av Boyle (fig. 2.9.), samlingen av strukturelementer i Mons Petter MVLP, dennes ombøyning i Mons-Petter-området og dens sammenfoldning med Midtre Sulitjelma amfibolittledd. Delen av Simonsborg MVLP (flasergabbro) er også med på å gi symmetriske litologiske trekk.

<u>Charlottasonens</u> tektonikkplan ligger mellom de to sistnevnte synformer og kan delvis forklare mangelen av mellomliggende antiform i Nordgruvefeltet. Antiformen er markert med F_1 utkilingen av undre del av Otervannsformasjonen (fig. 2.9.).

Simonsborg MVLP og Mons Petter MVLP indikerer en stratigrafisk riktig orientering p.g.a. en naturlig genetisk vulkanittsekvens. Lokaliseringen av Charlotta-malmene stratigrafisk under denne sekvensen er ulogisk dersom malmene er dannet etter avsetningen av de vulkanske enheter og overlagret med epiklastiske sedimenter (s. 110.). Det siste indikerer derfor at Charlotta-malmen er invertert. Det må derfor foreligge en antiform mellom Charlotta-malmsone og flasergabbroen i Simonsborg MVLP. Som nevnt finnes antiformen i øst.

Ved å legge Charlottasonens tektonikkplan (skyveplan) over Charlotta-malmen, noe som observasjoner viser er rett, frigjøres malmen fra en stratigrafisk plassering under Simonsborg MVLP og dens flasergabbro. Tektonikkplanet kan samtidig forklare hvorfor antiformens undre foldeflanke mangler, skjønt relikter av denne forefinnes sikkert som tektoniske breksjer i Charlotta klorittbreksje ledd. (Se fig. 4.32.).

Sulitjelma amfibolittgruppe har derfor en harmonisk F, sammenfoldning med Furulundskifer representert med tette flatklemte isoklinalfolder av S-typen med inversjon. Dette forklarer samtidig hvorfor skifrene over Sulitjelma amfibolittgruppe ikke nødvendigvis må tilhøre Furulund-skiferen. Se også fig. 2.5.

De her skisserte F, isoklinalfolder er ikke noe særtilfelle for Nordgruvefeltet. Både Boyle et al. (1979) og især Kollung (1978, 1980 b) dokumenterer formasjonskiler og stratigrafiske repetisjoner som må tolkes som resultater av sterk isoklinal foldning (F,). Kollung har kartlagt disse strukturene på svensk side og rundt på nordsiden av



Fig. 4.32. Vertikalprofil som illustrerer Nordgruvefeltets F₁-foldefaser og forbindelsen gjennom Langvannsantiklinalen til Sydfeltet. Forekomstene er delvis justert inn i dette illustrative profil. Utsnittet fra Giken viser variasjon fra massivmalm i kontakt mot Furulundskifer til disseminasjonsmalm nedover innenfor Giken klorittbreksjeledd.



Fig. 4.33. Strukturgeologisk kart med observerte og tolkede strukturer. Det vises til fig. 3.6. for sammenholding med tektoniske ledd, samt til bilag 3.

. . .

49

Blåmannsissynformen. Regionalt har derfor F, en NNØ-lig retning, noe som anti- og synformene på Østsiden av Blåmannsissynformen i Sverige indikerer (Kollung, 1978). Lokale variasjoner har derfor gitt ØNØ-lig tilVNV-lig akse i Sulitjelma.

De fleste av de omtalte skyvesoner er oppstått under D_1 , men er benyttet senere under D_2 og trolig D_3 også. Skyvesonene går på undersiden av hver enkelt isoklinale foldeflanke av metavulkanittene, men bare så langt metavulkanittene går.

Derimot er skyvesonen som er knyttet til grensen mot Lapphellaren skifer av mer regional karakter. Kollung (1978) har på nordsiden av Blåmannsissynformen kartlagt markerte diskordanser langs denne grensen som derved markerer Gasakdekkets ligg-grense. Derimot er det usikkert hvor skyvegrensen skal legges forbi Sulitjelma-gabbroen som har intrusive kontakter med Skaiti supergruppe. (Se side 39.)

4.3.3. D₂-HENDELSER

Det er mye som tyder på en kontinuerlig deformasjonsprosess hvor D_1 går over i D_2 . D_2 strukturelementer karakteriseres av foldning av regional skifrighet. Viktige hendelser er relatert til maksimal metamorfosegrad, se fig. 5.34, F_2 folder, storstilt inversjon og bruk av eldre tektoniske plan.

Ingen av disse hendelser skaper komplikasjoner for forståelse av Nordgruvefeltet. Det kan bemerkes at maksimal metamorfose er nådd samtidig eller kanskje før maksimal flatklemming av bergartenes F_1 -folder og dannelse av boudinasjestrukturer. Enkelte boudinasjestrukturer dannes imidlertid i tilknytning til F_2 -folder. Maksimal metamorfosegrad ble nådd på et tidspunkt da den isoklinalfoldede lagserien hadde en regional helning på ca. 10 - 20° før inversjon (se fig. 2.5 og s.210).

Vulkanske bergarter av havbunnskarakter, den sterke deformasjon (D₁) sammen med epiklastiske sedimenter (Furulund skifer) og lagenes vinkel ved maksimal regional metamorfosegrad kan indikere en deformasjon i tilknytning til en subduksjonssone. Forfatteren vil ikke her indikere hvorledes lagene er brakt fra denne situasjonen til en obdusert og invertert situasjon.

4.3.4. D₂-HENDELSER

Som fig. 4.31. indikerer er det beskjedne deformasjoner i tilknytning til D_3 . Retrograd metamorfose bør også tillegges D_3 .

Post-D₃-hendelser utgjøres hovedsakelig av landhevning og ulike former for erosjon til nåværende topografiske relieff.



.

PETROGRAFI

5.1. FURULUNDSKIFER

5.

Som allerede nevnt er Furulundgruppens øvre representant biotittrik og grovbenket i motsetning til de lavere og midtre deler (kap. 2.3.2.) som ikke blir behandlet videre her.

Den typiske Furulundskifer under og blant metavulkanittene er en finkornet biotittskifer med porfyroblaster av enten granat eller hornblende, eller begge. Stundom kan en også finne porfyroblaster av feltspat og muskovitt.

Det mest karakteristiske trekk ved Furulundskiferen er de linseformete kvartsanrikninger som ligger konkordant skifrigheten med 1-10 cm's tykkelse og 5-50 cm's lengde, sjelden lengre. Hyppigheten av kvartslinser varierer stratigrafisk, slik at etter f.eks. 5 m med relativt linsefattige lag, opptrer f.eks. 5 m med linserike lag. Sjeldnere kan påtreffes metertykke nivåer hvor kvartsanrikninger danner et rent flettverk og kan utgjøre 25% av bergartsvolumet. Det kan virke som om de mer grovkornige partier er relativt linsefattigere.

Kalkspat er å finne på stikk og sprekkeplan, samt som homogen fordeling i bergarten i varierende grad.

Varierende kornstørrelse, biotittinnhold, skifrighet og rustpreg gir grunnlag for inndeling av Furulundskiferen i hovedsakelig tre petrografiske varianter i noenlunde kartleggbare enheter. Ved ytterligere inndeling vil ennå flere varianter framkomme, så som hornblendeskifer, gramatglimmerskifer, kvartsglimmerskifer, kalkglimmerskifer o.s.v., samt blandingstyper. En har derfor her valgt å gi en enkel beskrivelse av de tre hovedtyper.

Det vises til forrige kapittel hvor enhetens strukturer er beskrevet.

5.1.1. PSAMITTISKE SKIFRE (METASANDSTEINER)

De mer grovkornige varianter kjennetegnes lettest i felt med sin lysere farve, mest vanlig lysegrå med et svakt brunlig og kanskje grønnlig skjær p.g.a. sitt lille kloritt-, biotittog eventuellte amfibolinnhold. På horisontale erosjonsflater er bergarten ofte ru og virker svakt porøs p.g.a. sin grovkornethet. Denne skyldes korn i størrelsesorden av 0,5 - 3 mm, som med mikroskop viser seg å være rekrystalliserte granulære aggregater av 0.02 - 0,2 mm store kvarts- og feltspatkorn. Det har ikke vært mulig å bestemme feltspattypen. Porfyroblastisk granat gjør den ru overflaten ennå mer småknudrete. Bergarten viser ofte god sedimentær lamellering og forekommer vanligvis ved lysere og mørkere bånd p.g.a. mineralvariasjon. Kvarts med feltspat dominerer i lyse bånd og biotitt i de mørke. Granat kan også her forsterke farve-inntrykket og da med anrikning i de mørkere (biotittrikere) bånd, men granaten kan også opptre spredt blant mineralene forøvrig. Granaten kan vise omvandling til kloritt. Enkelte blotninger viser amfibol på lagflaten og ved mikroskopering identifiseres disse til aktinolitt p.g.a. sin blågrønne egenfarve (se kap. 5.6.).

De beste eksempler på gradert lagning er funnet i de psamittiske skifre ved å studere en gradvis endring av mineralinnholdet. Som allerede vist i pkt. 4.1., skaper tidlige isoklinalfolder problemer om en vil benytte gradert lagning som et opp-ned kriterium på lagene.

De beste lokalitetene for denne psamittiske variant av Furulundskifer finnes mellom de to rustglimmerskifrene i Giken-Charlotta-området. Her utgjør den en enhet på rundt 20 m i mektighet. I Furulund og på Glasstulemmen opptrer sannsynligvis den samme enhet.

Lignende psamittiske benker finnes nedover i Furulundskiferen, men da sjelden over 5 m mektige, mest vanlig som 20 cm til 1m mektige benker innimellom de pelittiske skifrene. Ennå tynnere bånd finnes, men kornstørrelsen synes da å være såpass redusert at lagene utgjør deler av de pelittiske skifrene.

Foruten opptreden av gradert lagning kan en observere flere strukturgeologiske trekk, så som tidlige og senere folder og boudinasje-effekter. De psamittiske enheter er de mest kompetente i Furulundskifer, og bevarer således best de tidlige strukturer.

Prøve H-6 er analysert som representant for de sandige enheter av Furulundskifer. (Tabell 6.1. i neste kapittel).

5.1.2. PELITTISKE SKIFRE (METALEIRSTEINER)

Denne variant av Furulundskifrene er den alminneligste og utgjør størsteparten av formasjonen. Også disse skifrene har lamellerte, folierte strukturer med mineralvariasjon slik som de psamittiske skifre, men biotittinnholdet er overveiende noe høyere. Skifrene er derfor mørkere, vanligvis brune, men kan også ha et visst grønt skjær p.g.a. kloritt og zoisitt som er tilstede i de fleste prøvene.

Strukturelt opptrer skifrene med relativt god benkning og middels skifrighet, ellers med de trekk som er karakteristisk for Furulundskifer. Boudinering er typisk både i stor og liten skala med kvartsutsvetninger i strukturelt sammenknepne områder. Det er vanlig å observere diskordanser som skyldes en kombinasjon av boudinering og isoklinalfoldning med trykkoppløsning. Se fig. 5.1.



Fig. 5.1. Typisk blotning av Furulundskifer langs en F3-a-c-sprekk. Bildet viser både F1-isoklinalfoldning, gradert lagning, boudinasje med kvarts og trykkoppløsningsplan med kvartslinser.

Også i disse finkornige skifrene vil en finne teksturer som minner om gradert lagning. Det er i første rekke vekslingen mellom de lysere og mørkere lamelleringer som gir en slikt inntrykk. De lysere lameller er mer kvarts/feltspatholdige, og har en skarp grense på den ene siden og en gradvis overgang den andre veien til de mørke lag som andelsvis har mer biotitt. En kan imidlertid ikke med lupe se noen endring i korngraderingen, og i mikroskopet sees kvartskornene som en jevnt kornet granulær masse.

Prøve B-1 (Tabell 6.1.) er analysert som representant for de pelittiske skifre. En skulle benyttet en prøveserie for å få fram en riktig gjennomsnittsanalyse av denne skiferen, da skiferen er noe heterogen.

I tabell 5.1. finnes det prosentvise mineralinnhold bestemt ved mikroskopering av 10 varianter av Furulundskifer.

Det kan bemerkes at modalanalysen som er utført ved visuelle kvantitative anslag ikke alltid er korrigert med hensyn til at summen skal være 100%. Den kan således være både 97% og 101%. En har heller ikke funnet det riktig å finne en gjennomsnittlig mineralfordeling siden flere av prøvene er valgt ut med tanke på variasjon, og fordi mineralogien endres fra øst mot vest i feltet.

Prøvene er ordnet etter den tektoniske stratigrafi. L-30 er fra den lys-mørk-lamellerte delen av Leirelva skiferledd over Hankabakken malmsone, H-2 fra rustskiferen like under Charlotta-I, 135/576 og 128/436 fra Leirelva skiferledd ca. 5 m over Giken malmnivå i Rupsifeltet. 135/611 og 136/618 er fra en tektonisk skifer inne i Bursi MVLP, 149/828 fra den kalkførende skiferen i kontakt med Bursi malmnivå, B-1 ca. 5 m under og 130/590 og 136/737 ca. 75 m nede i Furulundskiferen i Rupsifeltet. (En minner om betegnelsen eks.vis 136/737 som betyr borhull nr. 136 fra dagoverflaten og 737 meter nedover i hullet).

De to første prøvene kan jamføres med Grennes (1975) prøveslip nr. 80, hvor det ble utført en modalanalyse ved punkttelling fra de lyse og mørke lameller, og hvor kvartsinnholdet ble bestemt med D:T.A.

	Gr	enn	e		A						A		
Prøve Mineral	80 tot	80 a	80 b	L 30	H 2	135 576	128 436	135 611	136 618	149 828	B 1	130 590	136 737
Kvarts	45	50	35	50	40	35	30	40	50	50	35	45	35
Feltspat	7			5?	sp	sp	sp	5	10	5	5	sp	sp
Hornblende				1 2					2				10
Kloritt					1	28	5			5	2		2
Epidot	8	10	10									5	
Klinozoisitt					3	10	5	3	15	5	3		2
Titanitt						2							
Granat	3		5	sp						2	sp		2
Kalkspat	12	30		5				5	3	6		20	18
Muskovitt	10	10	15	15	25	10	30	10		3	25	5	15
Biotitt	15		35	25	25	15	30	35	17	20	30	25	15
Apatitt					1				1		ł.	sp	
Turmalin											{	sp	l.
Opake miner.		sp	sp		5			2	2	2	1		1

Tabell 5.1. Varianter av Furulundskifer angitt med mineralinnhold i prosent. Analyserte prøver angitt med A.

Type feltspat har det vært umuligå fastslå i de undersøkte slip, p.g.a. de små rekrystalliserte korn. Andelen i forhold til kvarts er kvantifisert med bruk av Beckes lyslinje og harmonerer med Grenne's DTA-bestemmelse.

Som en ser er karbonatinnholdet vesentlig høyerenede i Furulundskiferen (130/590 og 136/737) enn for de mer benkete varianter høyere opp. Variasjonen kan også finnes innenfor de lamellerte variantene. I L-30 er det en karakteristisk veksling mellom biotittrike bånd og kalkspatrike bånd. De kalkspatrikere bånd opptrer i assosiasjon med de lyse og biotittfattige bånd, som disseminerte kalkspatkorn (0,4 mm store) i et kvartsrikt miljø. Det samme resultat viser Grennes modalanalyse. En er derfor tilbøyelig til å tro at karbonatinnholdet er tilført de primære sedimenter under diagenesen, da de sandrikere bånd har hatt størst permeabilitet i motsetning til de leirrikere bånd som idag er representert med et høyere biotittinnhold. Kalkspat opptrer også sekundært som aggregater på sprekker og stikk, og da ofte i assosiasjon med sekundær kvarts.

De granulære kvartskornene er ca. 0,1 mm i tverrsnitt og ligger spredt, riktignok i rikere og fattigere bånd. En rekke kornaggregater er rekrystallisert og danner således de største anhedrale korn på 0,3 mm.

Muskovitt opptrer vanligvis i assosiasjon og foliert sammen med biotitt. Spredte 0,5 mm store idiomorfe korn av sen dannelse opptrer ofte som porfyriske korn i de kvartsrikere bånd, og vanligvis med lengste akse vinkelrett eller skrått på foliasjonen som synes å bøye av rundt det "tverrstilte" korn. For B-1 opptrer ca. 1/5 av muskovittkornene slik. Kornene synes å ha vokst parallelt krenulasjonsfoliasjonen ($F_2 - F_3$?).

Biotitt er det vanligste skiktmineral i Furulundskiferen og opptrer alltid som folierte subhedrale korn både spredt og konsentrert i bånd. Kornstørrelsen er vanligvis 0,5 mm, men enkelte bånd eller benker kan vise korn mer enn 2 mm lange. En rekke biotittkorn viser pleokroittiske haloer p.g.a. radioaktiv bestråling. Flere biotittkorn er sammenvokst med muskovittkorn, og korngrensene er ofte diffuse.

Granaten i Furulundskifrene er en almandin. Det kartlagte området av Furulundskiferen i Nordgruvefeltet faller inn under Vogts metamorfe sone for almandin uten oligoklas. De almandinførende glimmerskifre ble av Vogt inndelt i tre petrografiske varianter, henholdsvis uten og med klinozoisitt og videre med tillegg av hornblende. Alle disse variantene er karakteristisk for de pelittiske skifre om en klassifiserer benk etter benk eller skiferbånd etter skiferbånd. De mikroskoperte prøvene viser ikke denne variasjonen så godt.

Den vanligste måten den friske almandinkrystallen opptrer på, er som et rotert korn med inneslutninger fra vekstfasen. Den har ikke vært gjenstand for nærmere undersøkelse i dette arbeidet, men med det lille materialet som er lagt til grunn ved mikroskopering, sees retrograd metamorfose som et vanlig fenomen, hvor nær sagt hele granatkornet (1 mm stort) er omvandlet til kvarts, albitt (?), zoisitt, serisitt og kloritt. Disse prøvene representerer glimmerskifere mindre enn 20 m fra metavulkanittene over. Blotninger i større avstand viser langt friskere granat som knuter i skiferens spalteplan eller som oppragende korn på forvitret flate. Kornene kan være opptil 5 mm store i unntakstilfeller. Skifrene som er yngre enn malmavsetningene er trolig mer omvandlet inn mot metavulkanittene p.g.a. en metamorf mobiliseringshalo rundt disse.

Amfibolnåler finnes best på spalteplan i skiferen med delvis strukturell orientering. I likhet med granat er opptreden av amfibol bundet til spesifikke lag eller benker, men for begge synes det å være en økende frekvens av disses opptreden mot vest. I Bursimarka er det således ikke uvanlig å finne amfibolnåler som er 3 cm lange. Mikroskopering viser retrograd metamorfose av både hornblende og aktinolitt. Sommeren 1980 ble det utført en detaljert leting av A/S Sulitjelma Gruber etter en brytbar skiferforekomst med hornblendenåler, fortrinnsvis med granat. Bare unntaksvis ble det funnet benker med mektighet på over 3 m. Mellomliggende enheter var både amfibol og granatfrie.

En metasomatisk omvandling av de argillittiske skifere er påvist i tilknytning til steiltgående sprekkeplan og stikk, som juletreaktige forgreninger ut langs enhetene eller skifrigheten. Selve omvandlingssonen er vanligvis 10 - 30 cm, men kan unntaksvis gå opp i 2 - 3 m for favoriserte glimmerskiferlag. Omvandlingsproduktet er en hvit albittaktig fels med amfibolnåler på ca. 5 mm's lengde. Gode lokaliteter er påtruffet langs veiskjæringen overfor Giken. En svak bånding synes å være en omvandlet sedimentær lagning. Lignende bergartstyper er funnet som et ca. 10 cm tynt bånd konkordant skifrigheten i Gikenområdet like over Giken malmnivå i de psamittiske skifre i malmsonens heng.

Klinozoisitt opptrer som 0.05 mm store korn spredt i bergarten, og varierende kvantitativt med de ulike benker. Stedvis opptrer epidot som idiomorfe krystaller på opptil 0.2 mm eller som enda mindre nåler. Både klinozoisitt og epidot synes å representere de yngste mineraler ved å kutte biotittflak og ellers opptre idiomorft i alle mineraler. Dette kan muligens tilskrives mineralets vekstegenskaper.

Som aksessoriske mineraler opptrer spredt 0.5 mm runde apatittkorn og små nåler av turmalin. Et innhold på 2 - 5% med opake korn på 0.1 mm er av formen (terningform) tolket til hovedsakelig å være sulfid (svovelkis) uten at det ble undersøkt nærmere. En rekke prøver viser sterk foliert orientering, d.v.s. rektangulær form. Formen tolkes dannet under D₁.

5.1.3. RUSTGLIMMERSKIFRE

Som nevnt i kapittel 2 er det i hovedsak to enheter med rustglimmerskifer i Furulundskiferen. De beste lokalitetene finnes ovenfor veien mellom Charlotta og Giken, hvor enhetene viser stor forvitringsgrad med produksjon av jordmasse.

Også disse skiferenhetene er bygget opp av lag med vekslende finkornig, glimmerrikt materiale og mer middelskornet og kvartsrikere sammensetning. De sistnevnte er mer resistente for forvitring, og vil derfor kunne stå fram og danne et panelmønster. Lagtykkelsen er ca. 1 - 10 dm. En liknende veksling finnes også i mikroskopisk skala for de glimmerrikere lag, hvor de enkelte lameller domineres av henholdsvis karbonat, biotitt og kvarts.

Prøve H-2 er tatt i den øverste av de to rustglimmerskiferenheter mellom Giken og Charlotta, hvor det var mulig å ta en friskere prøve. Den representerer kanskje derfor ikke helt den mest forvitringsvillige delen. Mineralogisk er prøven svært identisk med den pelittiske B-1, men slipet av H-2 viser en høyere andel av sulfidkorn i størrelse opp til 0,2 mm. Slipet viser samtidig to mørkere bånd med kryptokrystallinsk grafitt, og da i muskovitt og biotittrikere lameller.

Grenne (1975) undersøkte en prøve tatt fra samme stratigrafiske nivå, men tatt nede i Charlotta-II-gruva. Her er grafitt (3%) og noe sulfid (2%) jevnt fordelt i enkelte 2 - 5 mm tynne lameller med en intern mikro-lamellaktig mineralfordeling av bergartens øvrige mineralkomponenter, hvor blant annet kalkspat opptrer. Denne prøven er nok representativ for de mer forvitringsvillige lagene i utgående.

Prøvene B-1 og H-2 inneholder relativt mye sulfid med sine analyseverdier på henholdsvis 1,53% S og 1,54% S i forhold til de metavulkanske tuffene. Bare enkelte tuffittiske skifre og keratofyrer har såpass høye svovelverdier (Tab.6.1.)

Som allerede nevnt i avsnitt 3.3.1. går det en markert grafittskiferhorisont nede i Furulundskiferen ca. 100 m under Sulitjelma-amfibolitten fra Hankabakken og østover. Geofysiske bakkemålinger med VLF-apparatur viser en meget god elektrisk leder som korresponderer med enheten.

Lengst inne i liggorta på -352 u.L. (under Langvann) nede i Giken-II-gruva, er det en 20 cm benk med "feit" grafitt i pelittisk Furulundskifer. Det er ikke foretatt nærmere undersøkelse av denne. Den tolkes til å korrespondere med den grafittrikere horisonten øst for Ny-Sulitjelma.

5.2. HAUGHAMMEREN METADOLERITT

De to basiske metadolerittkuppene i Furulund er godt representert med prøven E-1 fra Haughammeren. (Kjemiske analyseverdier finnes i tabell 6.1 og 6.2). Dolerittene er grovkornige og relativt homogene masser. Noe lysere og mer finkornige millimetertykke årer går sporadisk på kryss og tvers og er muligens relikte sprekkeplan med metasomatisk omvandling. Kuppene kan ved en sjelden anledning viser et linseaktig mønster, uten at det kan tas til inntekt verken for putelava eller flasergabbro. Ei heller synes dolerittene å ha noen markant sonering utover å være litt forskifret og middelkornet langs grensen til de omliggende pelittiske skifre.

Metadolerittene i Furulund faller innenfor gruppen av basiske intrusiver i Furulundgruppen. Boyle (1982) beskriver linser på nordsiden av Lomi. Disse korrsponderer stratigrafisk med de i Furulund. Vogts petrografiske undersøkelse av amfibolitter utenfor gabbrofakolitten viser at disse hovedsakelig er epidotamfibolitter uten kloritt, men med noenlunde rikelig biotitt. Biotitt er som en senere skal se sjelden blant de rene metavulkanitter i Sulitjelma-amfibolitten. Som fig.6.1. viser, avviker prøven E-1 kjemisk fra de massive meta-vulkanitter i Sulitjelma-amfibolitten, bl.a. med sitt K₂O-innhold og sin ultrabasiske karakter. Mikroskopering av prøve E-1 viser at denne skiller seg ut i forhold til de senere beskrevne grovkornige gabbroide amfibolitter. Se tab. 5.2. Tynnslipet viser en gabbroid tekstur med klorittisert hornblende og en sterkt albittisert og delvis rekrystallisert plagioklas. Det har ikke latt seg gjøre å bestemme An-innholdet i verken gamle eller nye plagioklaskorn. I enkelte områder opptrer det finfibrige masser som tolkes som serpentin og aktinolitt og tolkes som omvandling av olivin.

Ellers er metadoleritten i Furulund ikke så ulik tilsvarende bergarter blant Sulitjelma-amfibolittene.

5.3. METAVULKANITTENE I SULITJELMA AMFIBOLITTGRUPPE

Ved inndeling av metavulkanittene er det i første rekke forsøkt lagt vekt på teksturelle og strukturelle trekk som kan tilbakeføres til primære dannelsesmekanismer så som putelavaer etc. Disse kan igjen være undergruppert p.g.a. sin kjemiske variasjon gjenspeilet i mineralogiske særtrekk, så som kalk, kvarts, sulfid, etc. Visse petrografiske varianter har sin årsak i postvulkanogen tektonisme, f.eks. tektoniske breksjer.

5.3.1. MASSIVE METAVULKANITTER

De massive metavulkanitter tolkes som lagerganger, intrusive kropper eller lavaer.

Teksturelt inndeles disse i de ikke-porfyriske og de porfyriske. De førstnevnte kan igjen inndeles etter kornstørrelsen som mest sannsynlig gjenspeiler avkjølingshastigheten eller metamorfosen eller en kombinasjon av begge.

5.3.1.1. Grovkornige metavulkanitter

Grovkornige, massive gabbroide metavulkanitter er i hovedsak representert i Simonsborg MVLP. Mindre grovkornige linser finnes også innenfor Lapphellaren MVLP. Sistnevnte tolkes som deformerte deler av Simonsborg MVLP, og kan jamføres med denne ved inversjon (F_1) .

Grovkornige gabbroide bergarter opptrer også i det beskrevne Hankabakken-Giken-Bursi-linjament, hvor linseformete legemer opptrer innenfor Giken KBL. Det er mulig at også disse primært tilhørte Simonsborg MVLP før F₁ isoklinalfoldning og dannelsen av Giken KBL.

Den gabbroide metavulkanitten opptrer i utgående som en relativt lys bergart p.g.a. bleking av feltspaten, og er i likhet med gabbroer flest, erosjonsresistent. Den opptrer aldri som tykke homogene masser, men som en serie av boudinerte lag med mektigheter fra noen desimeter til flere meter med mellomliggende lamellert og båndet, skifrige, finkornige enheter med tilsvarende tykkelsesvariasjon. Utholdenhet av de enkelte lag langs strøket kan ikke fastslås ved visitasjon, men kan anslås til flere hundre meter for endel lag. Ingen av disse kan sies å gjennomskjære andre lag. Det linseaktige preg som er så typisk for denne assosiasjon av grovkornige og finkornige lag må tolkes som boudinering. Ofte viser de lamellerte og båndete mellomliggende lag en symmetri som kan tolkes som et resultat av folding, men gjenspeiler mest sannsynlig oppbyggingen av de enkelte intrusive ganger. Smeltemasse fra ulike faser kan ha benyttet samme tensjonssprekk flere ganger samtidig som avkjølingshastigheten har gitt ulik krystallisasjon.

Ved lokalitet K-85 (150 m syd for Djevleøya) er det observert en ca. 1 - 2 cm tykk svartaktig finkornig eller glassaktig skorpe under ett av de tykkere gabbroide lag. Dette tolkes til å være en avkjølingshud for det underliggende folierte lag, som tolkes til å være en finkornig lagergang. (Se fig.5.4.). De gabbroide bergartene tolkes følgelig som en flasergabbro fra de deler av en gabbro hvor lagerganger har utgjort en større sverm. Deformasjon har orientert gangene og senere gitt boudinasjestrukturene.

Ovenfor Charlotta-I's utgående (F-11) opptrer en flasergabbrolinse med ganske lys farve og gir bergarten et mer anortosittisk preg, men med en grønnfarve p.g.a. klorittinnholdet. Denne lysere varianten synes å kunne representere en egen intrusjon, mest p.g.a. sitt visuelt noe særegne preg. De homogene grovkornige benkene kan her være over 5 m tykke, og den gabbroide massen dominerer sterkt over de skifrige mellomliggende lag som stedvis ikke representerer noe annet enn en omvandlet glasshud for de enkelte intrusjonslag. (Se fig. 5.3.). Som analyser av F-11 viser (fig. 6.7.) er denne flasergabbroen mer av ultrabasisk karakter enn de mesterende.

For de andre gabbroide områdene er de grovkornige partier og de finkornige lamellerte og skifrige mellomlag volummessig likeverdig.

Følgende prøver er undersøkt for å representere de grovkornige gabbroide bergarter: K-85a, østligst (fig. 5.4.), F-11 for den lysere varianten (fig. 5.3.), E-24 østligst i Simonsborg, B-67b vestligst fra foldelinsen øst for Clarabekken. Alle er analysert og mikroskopert. I tillegg er L-6 (nord for Hankabakken) og seks prøver fra Rupsifeltets borhull mikroskopert, hvor de sistnevnte representerer Qualekummen, Simonsborg og øvre Bursi MVLP. Mineralkvantifiseringen ved mikroskoperingen er vist i tabell 5.2.

I Hankabakk-området er hornblenden mørk og frisk og gir bergarten en mer markant mørkegrønn farvetone, men videre mot vest blir den etterhvert grågrønn p.g.a. økende klorittomvandling.





Fig.5.2. Grovkornige og finkornige lag med boudinering ved Qualekummen.

Fig.5.3. Lokalitet F-11 med den lysere variant med skifrige mørkere lag.



Fig.5.4. Grovkornig gabbroid metavulkanitt med en bølgete, boudinert, underside med en "glassaktig" skorpe" (sort) som tolkes å tilhøre den forskifrede gangen under. Gangens underside viser også boudinert form.

161

	Λ							A	Α	Λ	A	
e : :	E 1	128B 472	130 418	149 639	182 918	182 857	129 868	В 67-b	E 24	F 11	к 85-а	L 6
Kvarts		2	5	-	-	-	-					
Planicklas	30	30	30	30	30	30	30	20	40		50	40
Hornblende	15	30	10	5	10	10	10	10	20	10	15	10
Aktinolitt	10	-	35	10	40	10	20	40	10	5	20	-
Kloritt	15	5		30		30	1	2	10			15
Enidot	5	25	1	10		10	30		5	25		20
Klinezoisitt	15			10	10		· ·	20	10	10	13	20
Titanitt	1	5		1	2			3	1		sp	
Kalkspat		1				5	2	5				¢ 1
Müskovitt	SD	1 1		5	5		6			30	2	3
Biotitt			1			- S		i i	sp			
Granat			20									
Leucoxen	3								2			2
Serpentin	15											

Tabell 5.2. Grovkornige, gabbroide metavulkanitter, samt en metadoleritt (E-1). Prosentvis mineralinnhold. Analyserte prøver angitt med A.

Mesteparten av prøvene viser en deformert, grovkornet ofittisk tekstur. Varierende uralitt-tekstur av listeformet hornblende indikerer omvandling fra pyroksen. Kornene kan være opp til flere centimeter store, vanligvis 1/2 - 1 cm. Nydannet aktinolitt utgjør ofte en betydelig andel av total amfibol. Se kap. 5.6.

Plagioklasen er sterkt saussurittisert med nydannelse av klinozoisitt, epidot, serisitt og albitt. Typebestemmelse har ikke vært mulig.

Økende klorittdannelse er et generelt trekk mot vest, selv om enkelte relativt friske bergarter også opptrer her. Ved å studere klorittens interferensfarve for bestemmelse av optisk aksevinkel (Δ) og optisk fortegn og sammenholde dette med Trögers identifikasjonstabell for klorittgruppen (Tröger, 1971), ble klorittene delvis skilt etter type. Kloritter i L-6 (østligste prøve) er av en svært lys type, sannsynligvis en grochauitt (MgAl-kloritt) eller Mg-rhipodolitt (Mg-prochlorit) (Δ = 0,009), mens de klorittrikere gabbroide bergarter mot vest har en mørkere kloritt (Δ = 0,001), d.v.s. en FeMg-kloritt, mest trolig pyknokloritt, eller Fe-rhipidolitt (prochlorit).

Epidot er også et nydannet mineral og opptrer i enkelte prøver med relativt store korn, d.v.s. opp til 2 mm, som forsåvidt er små korn sammenlignet med den grovkornete ofitt-teksturen.

Mikroskopering av den anorittaktige lysere F-11 viser stor grad av serisitt (finkornet muskovitt) og sterk omvandling av feltspaten. Bevarte mindre korn av friske plagioklaskrystaller med tvillinglameller har gitt bestemmelse av anortittinnholdet til An = 50. Den mest interessante prøven er 130/418 fra Rupsifeltet, hvor prøven inneholder 20% granat. Teksturen er også her ofittisk, men gjennompepret med nydannede granatkorn. Granaten (en almandin), opptrer over alt som idiomorfe korn (-> 0,3 mm), bl.a. som inneslutninger i 1 - 3 cm lange listeformede hornblendekorn. Feltspat opptrer i bånd mellom ca. 5 mm brede amfibolrikere bånd, og viser tendens til å forekomme som inneslutninger i hornblendekornene (kan være kvartskorn).

Granatrike prøver, slik som sistnevnte,er ikke ukjent og kan visuelt påtreffes langs liggen av Simonsborg MVLP, både ved Hankabakken og Charlotta-området, men også på grensen av enkelte gabbroide benker innenfor denne, f.eks. ved Qualekummen. I Rupsifeltet kan den granatrike klorittiserte gabbroide horisont benyttes som "marker" for stratigrafisk kontroll (se tab. 5.3.).

5.3.1.2. Middels og finkornige metavulkanitter

Det kan være vanskelig å definere en eksakt grense mellom de grovkornige, middelskornige og finkornige bergartene. De sistnevnte er, som regel, homogene og så finkornige at det er vanskelig å se de enkelte mineralkorn, mens de middelskornige er de bergartene hvor en med lupe eller øyne kan skille de enkelte mineralkorn, og hvor disse er mindre enn Imidlertid kan kornstørrelsen variere endel innenca. 5 mm. for de enkelte lag, slik at en metavulkanittbenk kan være både grov-, middels- og finkornig avhengig av hvor en studerer det spesifikke lag. Et gjennomgående trekk er at sentralpartiet er mer grovkornig enn kantene, særlig for de boudinerte og tykkere partiene. Dette er en effekt som underbygger en tolkning hvor dannelsen av de grovkornige partier har skjedd ut fra en smelte, og ikke ved metamorfose av et pyroklastisk sediment.

Et annet trekk er at prøver som tilhører de finkornige homogene metavulkanitter ofte har små pletter som igjen minner om igjengrodde blærerom.

Enkelte middelskornige benker kan vise svak båndet tekstur. Det er vanskelig å fastslå om dette er metamorfe sedimentære teksturer. De mer klart lamellerte teksturer defineres som pyroklastiske sedimentasjonsstrukturer, og disse bergartene omtales som egen type (tuffer). Sterkt folierte bergarter er også her gruppert som tuffer.

De middelskornige og finkornige homogene metavulkanitter finnes nær sagt i alle stratigrafiske enheter. De middelskornige opptrer i første rekke i nærheten av, og sammen med, de grovkornige, så som i Simonsborg MVLP og dens ekvivalenter, men også i Hankabakken, Ny-Sulitjelma, Mons Petter, Fjeld og Bursi MVLP. De finkornige opptrer i tillegg innenfor Midtre Sulitjelma amfibolittledd.

Ved opptreden sammen med gabbroide og grovkornige vulkanitter viser de middelskornige og finkornige en mer kompetent opptreden med relativt jevn mektighet og ligger bølgete og konkordant langs de boudinerte gabbrolinsene som derimot viser stor variasjon i mektighet. (Fig. 5.5.). De middelskornige og finkornige lag ligger ellers benkvis og konkordant med andre metavulkanitter, i første rekke vanlige tuffer og tuffitter. (Fig. 5.6.). Mektigheten for de enkelte lag er vanligvis ca. 1 til 10 dm. Utstrekningen langs strøket kan ikke kontrolleres, men antas å være minst 100 meter for de enkelte lag.







Fig.5.5. Boudinerte lag. (Ø.V.) Fig.5.6. Benker med homogene og lamellerte metavulkanitter (tuffer og lavaer). (Ø.H).

Fig.5.7. Intrusive ganger i en grovfragmental metavulkanitt. (N.V.).

Et par blotninger viser at de finkornige lag går diskordant gjennom tuffaktige lag. Ved slike tilfeller er det tydelig at lagene har en intrusiv opprinnelse. Et par lokaliteter har en tvilsom diskordans, da man ikke klart kan definere en primærlagning i de omgivende tuffbergarter som viser god foliasjon med fragmentorientering diskordant mot det finkornige lag. (Se fig. 5.7.). Foliasjonsdiskordansen kan derfor skyldes D_1 deformasjon. De middelskornige metavulkanitter av basisk karakter

Både de middels- og finkornige massive metavulkanittene er grågrønne til mørkere grågrønne i farve, men med lysere bruddflater. De "sure" enheter utgjør volummessig en svært liten del og omtales helt til slutt.

Kjemisk analyserte prøver av de middelskornige metavulkanitter er henholdsvis N-30 (bunn av Hankabakken MVLP), I-40c (nær topp av Mons Petter MVLP nord for Giken) og F-158 (inventert Mons Petter MVLP nord for Charlottabekken). Analyseresultatet finnes i tabell 6.1 og 6.2. I tillegg er følgende middelskornige prøver mikroskopert: Ha-II-76 nr.2 og N-66 fra Ny-Sulitjelma MVLP, N-90-b fra Mons Petter MVLP i Hankenhola, samt 8 prøver fra Rupsifeltet. Resultatet er vist i tabell 5.3.

	A	A	A				1		Rup	sifel	tet		
	N 30	I 40-c	F 158	N 90-b	Ha-II 76nr.2	N 66	130 466	149 649	182 731	182 835	182 899	186 694	186 758
Kvarts				- A			12						5
Pla gioklas	35	50	40	35	30	40	30	40	35	30	40	35	20
Hornblende	-	-	20	-			5	5	-	-	-	-	-
Aktinolitt	50	40	25	53	50	55	15	10	40	-	55	10	-
Kloritt			5		5		15	10	10	40		30	30
Epidot							5	15		10		10	5
Klinozoisitt	10	3	5	10	10		10	10	10	5		5	5
Titanitt			1		•			5	3	1		3	2
Leucoxen	3			1	1	1		3		2	2	1	
Kalkspat					2	4	20			10		5	2
Serisitt	2											sp	
Biotitt			2		1				1	3	sp		
Apatitt		2	1										
Opake miner.		5	3										
Granat													30

Tabell 5.3. Middelskornige massive metavulkanitter med basisk karakter. Mineralinnholdet angitt i prosent. De tre første prøvene er analysert.

Som tabellen viser er det gjennomgående en økt klorittdannelse mot vest i likhet med de grovkornige gabbroide bergartene. For de ikke omvandlete bergartene viser mineralsammensetningen stort sett 50% amfibol, hovedsaklig aktinolitt, 35% plagioklas og 10% klinozoisitt. Det sistnevnte sitter som inneslutninger i feltspaten. Mineralteksturen er vanligvis retningsløs og ofittisk, men en svak foliering er ikke uvanlig, da for amfibolnålene. Klorittdannelse har stort sett gått på bekostning av hornblenden og med nydannelse av aktinolitt, epidot og kalkspat.

Plagioklasen viser også stor grad av rekrystallisasjon med nydannelse av albitt og epidot. Relikte plagioklaskorn med myrmekitt-tekstur har ikke vært egnet til å måle anortittinnholdet. Kalkspat opptrer av og til, og da som aggregater, eller i tilknytning til kloritt. I prøve N-66 opptrer kalkspat i sirkulære og avlange grupper på 1 - 10 mm's lengde og minner om kalkspatfylte hulrom (vaccuoler). Kalkspat opptrer også som fyllingsmineral i små stikk.

Amfibolkornene er også her identifisert som hornblende og aktinolitt. Se kap. 5.6.

En prøve fra Rupsifeltet (186/758) har et stort granatinnhold. Den mangler riktignok amfibol, men er til gjengjeld klorittrik. Denne må betraktes som en middelskornet klorittomvandlet granatfels. Prøven stammer forøvrig fra de karakteristiske granatførende metavulkanittbånd i tilknytning til Rupsi-malmen, og som antas å representere liggen av Simonsborg MVLP i nåværende tektoniske stratigrafi.

De finkornige metavulkanitter av basisk karakter

De finkornige homogene metavulkanitter er forsøkt skilt ut fra finkornige og relativt homogene metavulkanitter av pyroklastisk eller hyaloklastisk opprinnelse. Særlig har dette voldt besvær i et tuffrikt eller tuffittrikt miljø, slik en finner det i Mons Petter MVLP og Midtre Sulitjelma amfibolittledd. Selv med bruk av tynnslip har dette voldt besvær.

Representative prøver er L-19 fra Mons Petter MVLP nord for Hanken, P-18 (putelava), L-69-b, 0-39 (kun analyse) og 1-72-d fra Midtre Sulitjelma amfibolittledd, henholdsvis to langt nede, en langt oppe og en langt mot vest. I tillegg er mikroskopert L-137 fra Fjeld MVLP, L-5 fra Hanken-området, og 182-928 fra Rupsifeltet; de to siste fra ulike deler av Simonsborg MVLP. Det vises til tabell 5.4.

	A	A	Α				<u>A</u>
	L-19	L-69-b	I-72-d	L-137	L-5	182 928	Р 18
Kvarts		5					-
Plagioklas	40	30	55	30	35	30	35
Hornblende	20	25	20	25	10	10	25
Aktinolitt	20	25	15	25	40	40	25
Kloritt		2		5		10	
Klinozoisitt	3	10	10	15	10		10
Titanitt	2				1		5
Leucoxen		1				1	
Kalkspat	1	2					
Muskovitt						8	
Biotitt	10		sp				sp
Erts	5		2				

Tabell 5.4. Finkornige massive vulkanitter med basisk karakter.

Også for disse finkornige bergartene har en anslagsvis den samme fordelingen med amfibol (ca. 50%) likt fordelt på hornblende og aktinolitt, feltspat (ca. 35%) og klinozoisitt (ca. 10%). Også her er det økende omvandling til kloritt mot vest, men ikke i så sterk grad som for de middels- og grovkornige vulkanittene. Den finkornige og tette teksturen har muligens virket bevarende.

Teksturen viser en finkornig og granulær feltspat (rekrystallisert), $\phi < 0,2$ mm; svakt foliert og spredte hornblende og aktinolitt-lister, <0,8 mm lange, med svak klorittomvandling av de førstnevnte. De omtalte "blærerom" er fylt med aggregater av henholdsvis kvarts (L-69-b), kalkspat og finkornig feltspat. Det sistnevnte kan tolkes som porfyrisk feltspat som er rekrystallisert. Bare i ett tilfelle har det vært antydning til mineralsonering, det er for L-69-b med aktinolittanrikning rundt en kvartsansamling.

Det er ikke analysert prøver fra noen av de få klart gjennomsettende finkornige lagene. Visuelt skiller de seg ikke ut på noen måte fra de prøvene som nettopp er beskrevet, men en skal ikke se bort fra at så finkornige bergarter kan ha en litt annen sammensetning både kjemisk og også mineralogisk.

De finkornige metavulkanitter av sur karakter

De sure finkornige enheter er av utseende lysegrå med et svakt grønnskjær, noen ganger kan de være gråhvite. De har ellers en opptreden lik de basiske. Det virker enda vanskeligere å skille mellom sure tuffer og lavaer eller ganger. Således har flere prøver som i utgangspunktet var ment å kunne representere sure lavaer, senere blitt klassifisert som sure tuffer og omvendt. De sure lavabenkene har virket sprøe ovenfor de tektoniske påkjenninger. Dette har i stor grad ført til fragmentering og foliering, som i tynnslip gir inntrykk av at bergarten er en tuff. En ser ikke bort fra at alle enheter er sure tuffer eller exhalitter. En har valgt å bli stående med følgende representanter for lavaer eller ganger:

N-36-a fra det sure endeleddet på toppen av Hankabakken MVLP, N-79 fra Ny-Sulitjelma MVLP, L-81 og E-121 fra Mons Petter MVLP henholdsvis øst og vest. Fra Rupsifeltet er 182-847 fra Simonsborg MVLP og 128B-324 fra grensen mot Lapphellaren skifer undersøkt ved mikroskopering. N-79 er undersøkt med to tynnslip, henholdsvis a og b. Det vises til tabell 5.5.

Det er vanskelig å anslå kvarts-plagioklasforholdet nøyaktig ved bruk av Beckes lyslinje og uten punkttelling. Det er stor variasjon prøvene imellom, noe de kjemiske analyser i tabell 6.1 også indikerer, selv om resultatet

	<u>A</u>	A		<u>A</u>	Λ	<u> </u>	
	N 36a	N 79a	N 795	L 81	E 121	182 847	128 B 324
Kvarts	30	25	20	25	20	35	20
Plagioklas	40	50	60	65	55	45	50
Hornblende	sp	-	-	-	10	\mathbf{sp}	1
Aktinolitt	sp				5	sp	4
Kloritt	10	2				10	20
Epidot		2				5	2
Klinozoisitt	10	10	3	2	2		
Titanitt .	1		1			1	2
Leucoxene	2	•					
Kalkspat						5	
Muskovitt	3	sp	3	3			
Biotitt			2	5			
Apatitt -		-	1			1	
Ortitt.	sp						
Erts	2	8	5	1	7	2	2

Tabell 5.5. Finkornige metavulkanitter av sur karakter.

ikke korreponderer det beste. Den anslagsvise modalanalysen er derfor uten tvil unøyaktig, selv om prøve L-81 ved normberegningen i tabell 5.13 ga 28,1% kvarts og 63% feltspat, mot anslagsvise 25% og 65% i tabell 5.5.

Kvarts-plagioklas-grunnmassen har en finkornet mosaikktekstur og viser unntaksvis en svak lamellering ved bruk av gipsbladet (lamellert kornorientering). Av og til kan kvarts danne større enkeltkorn eller korngrupper, som enten peker hen på en rekrystallisert kvartsporfyr eller kvartsfylte hulrom. Det har ikke vært mulig å bestemme annet enn optisk fortegn (negativt) for plagioklaskornene (albitt?).

De mørkere mineralene ligger spredt i grunnmassen, og de nåleformede korn viser ofte en svak foliasjon. Med unntak av N-36-a, som finnes i tilknytning til Hankabakken malmsone, og som således befinner seg i et primært klorittiseringsmiljø av den grunn, viser også disse prøvene en økende klorittdannelse mot vest. Klinozoisitten er trolig dannet fra en albittisering og rekrystallisering av mer An-holdig plagioklas.

Det man i første rekke bør merke seg med prøvene er innholdet av opake mineralkorn. De mest idiomorfe viser et kubisk omriss og antyder derved svovelkis. En enklere pålysundersøkelse (slip med dekkglass) bekrefter opptreden av sulfid for de største korns vedkommende. De kjemiske analyseverdiene for svovel tyder imidlertid på at de minste kornene må være oksyder, eller at ertsandelen er vurdert for høyt. En har ikke fulgt opp med planslipundersøkelser, selv om det hadde vært ønskelig fra et genetisk synspunkt.

5.3.1.3. Porfyriske metavulkanitter

To typer av porfyriske bergarter er påvist. Det er de klart homogene porfyriske lavaer, som østover i Otervannsplatået er rikelig representert bl.a. med putelavaer, og som innenfor Nordgruvefeltet også finnes som omvandlete putelavaer, og porfyriske ganger innenfor samtlige fire hovedledd av Sulitjelma-amfibolitten.

Den andre typen er de porfyriske tuffer som omtales under tuffene. Et bemerkelsesverdig trekk som kan sees i en rekke blotninger langs Gikenelva i Hankenhola, er at porfyriske tuffer ofte, men ikke alltid, omgir de homogene porfyrbenker. Den porfyriske karakteren avtar gradvis i tuffen bort fra porfyrbenken. Se fig. 5.8. Porfyrbenken omgir seg altså med en porfyrisk "halo" som kan ha en utbredelse på et par meter. Dersom porfyrtuffene skal tolkes som krystalltuffer, et pyroklastisk sediment, er en tilbøyelig til å tro at porfyrittbenkene ikke er en intrusiv benk i disse tilfeller, men en overflatelava dannet under samme erupsjon som krystalltuffen. Visuelt synes tuffbenken å ha samme høye andel feltspatfragment i kontakten mot porfyrittbenken. Kontaktene er alltid konkordante.



Fig. 5.8.

Porfyrisk massivbenk øverst med porfyrisk tuff under.

Det ville være mest naturlig å forklare porfyrhaloen rundt de homogene porfyrittbenkene som en kontaktmetamorfose med porfyroblastisk utvikling i de omgivende tuffer. Imidlertid opptrer porfyriske tuffer oftest som spredte bånd og lag uten noen forbindelse med homogene porfyrlag.



Fig.5.9. Vekslende porfyrisk og finkornig vulkanitt med markert avkjølingshud.

Den største andel av porfyriske benker er å finne under Fjeld MVLP i Midtre Sulitjelma amfibolittledd. Her er mektigste benk over 30 m tykk og har en strøklengde på ca. 2 km. Innenfor samme bergartsledd opptrer en rekke benker med mektighet på mer enn 5 m, men frekvensen av disse avtar vestover. Et par lignende benker opptrer langs bunnen av Mons Petter MVLP mellom Charlotta og Giken. Ellers opptrer det en mengde tynnere benker innenfor de fleste metavulkanske lagpakker, men opptrer da i assosiasjon med porfyriske tuffer.

Like ved Sandnesbekken er det innenfor Mons Petter MVLP en tektonisk bergartslinse som må tolkes som en metavulkanitt bestående av finkornige ganger innen en homogen porfyritt. Nettet med ganger tolkes som intrusive og har størknet til en finkornig masse med en glassaktig hud. Se fig. 5.9. Det er en mulighet for at linsen skal tolkes som en boudinert "flaserporfyritt" i likhet med flasergabbrolinsene i Simonsborg MVLP.

En karakteristisk stratigrafisk feltbeskrivelse av Simonsborg MVLP nord for Hanken er som følger (se fig.3.15.): Etter at andelen av de grovkornige gabbropartiene begynner å avta oppover, erstattes disse andelsvis av middelskornige og porfyriske partier, for så å gå over i finkornige og porfyriske partier og går deretter med avtagende frekvens i forhold til tuffer og agglomerater over i Mons Petter MVLP.

Denne sekvensen tolkes som en avkjølingssone for en gabbro med gjennomsettende ganger som senere er deformert, men som lokalt likevel kan indikere rett orientering for flasergabbroen. Dette stemmer med andre strukturgeologiske og stratigrafiske tolkninger. Enkelte porfyriske ganger kan gjenkjennes vestover, men disse er som regel rekrystallisert og klorittisert såpass at de grupperes innunder de ulike klorittrikere bergarter. Nordøstligst i Rupsifeltet er det derimot påtruffet uomvandlede porfyritter ved boring. Disse er svært lik den "friskere" porfyritt-teksturen som sees øst for Charlotta. Observasjonen er en av få som indikerer en akseretning (NV) for begynnende klorittomvandling. Økende klorittomvandling må således være mot SV og ikke V.

De porfyriske benker er lysere enn de omgivende tuffer med sitt lysegrålige preg med en grønn undertone. De hvite feltspatkorn eller korngrupper er ca. 2 - 10 mm i tverrsnitt. Det er ikke observert krystallformer i retning av rhomber eller lignende, men mer subhedral til euhedral plagioklas kan påtreffes i de mindre omvandlede vulkanitter i Otervannsområdet (ikke undersøkt her).

Følgende prøver er undersøkt: 0-88 fra en av de største benkene i Kobbertopplia og I-40-d fra en tynnere benk i heng av Mons Petter MVLP, og L-69c og L-103c fra to benker i Midtre Sulitjelma amfibolittledd. Den sistnevnte har foliert porfyrstruktur (flatklemt) og kan være en porfyrisk tuff. Tabellen under har for sammenligningens skyld med de porfyriske tuffene.

	'LAV	AER/G		TUFF	ER	
	А	А	А			
	I 40-d	L 69c	L 103c	0 88	м 44с	L 73
Porfyr-volum →	25	25	35	30	25	10
Plagioklas	30	30	35	30	25	35
Hornblende	10	20	25	20	25	10
Aktinolitt	15	20	15	15	20	35
Kloritt	5	2	ε 3			
Epidot))		30	30	
Klinozoisitt) ¹⁰	; ²⁰) ²⁰		2	5
Titanitt-Leucoxene	sp		2	1		
Kalkspat				3		
Serisitt-Muskovitt	15	5			2	
Biotitt	15	2	sp			2
Apatitt		sp				
Opake						1

Tabell 5.6. Porfyriske metavulkanitter med angivelse av volumprosenten for porfyrøyne og totalt mineralinnhold i prosent. O-88 representerer den tykkeste benken av de undersøkte og I-40-d den tynneste. Det virker som om graden av omvandling av hornblende til muskovitt-kloritt-biotitt er invers av mektigheten. Forøvrig er mineralogien analog med de middels og finkornige vulkanitter. Det er ikke funnet albitttvillinger for bestemmelse av plagioklastype.

De porfyriske øyne er rekrystallisert omvandlet plagioklas med store klinozoisittanrikninger mot sentrum, noe som tyder på at rekrystallisasjonen har foregått fra korngrensen på de primære ca. 2 - 5 mm store plagioklaskrystaller og innover mot midten. Enkelte porfyriske øyne kan være svært så klinozoisittrike, noe som tyder på snitt nære sentrum på de enkelte porfyrøyne. Den porfyriske andelen av bergartsvolumet utgjør anslagsvis 25-35%. De porfyriske tuffene har som nevnt en varierende og mindre andel, skjønt M-44c er ikke så ulik lavaene med unntak av lamellering.

5.3.2. PUTELAVAER OG GROVFRAGMENTALE METAVULKANITTER

Hyaloklastitter eller undersjøiske pyroklaster er dannet ved sammentrekning og fragmentering av lava som kommer i kontakt med vann. Hyaloklastitter innbefatter putelavafragmenter, granulert lava og pyroklastiske fragmenter av ulik størrelse dannet ved ekspansjon av lavaens eget vanninnhold på relativt grunt havdyp (lavt trykk) og påskyndet av dampeksplosjon.

Ved erupsjon under vann uten gassekspansjon (f.eks. dypt vann), vil en få produsert putelava. Ved umiddelbar lokal gravitativ transport kan disse avskalles eller brekke i stykker med produksjon av mindre puter eller agglomerater, putefragmenter og pyroklastiske glassfragmenter.

Undersjøiske vulkaner viser et generelt stratigrafisk trekk ved at putelavaene ligger underst sammen med putebreksjen, overlappet av gradvis finere fragmentert materiale med bedre og bedre bånding, tilslutt som finkornete hyaloklastitttuffer.

I dette avsnitt beskrives putelavaene, agglomeratene o.l. mens de båndete tuffer omtales i neste avsnitt.

5.3.2.1. Putelavaer

Putelavaer er best bevart øst for Nordgruvefeltet og beskrevet av Boyle et al. (1979). Vestenfor er deformasjon og mangelfull blotning i Hankenhola-området medvirkende årsak til at det har vært vanskelig å identifisere putelavaer. Blotninger er ellers registrert i Hankabakken MVLP (tvilsomme) og Simonsborg MVLP i Hanken-Charlotta-området.

I Midtre Sulitjelma amfibolittledd like vest for Gikenelva, er det påtruffet en lokalitet som viser deformerte putestrukturer. Dette er en middels til finkornig homogen putelava (P-18), men det har ikke lykkes å påtreffe klare puteteksturer i form av glassring, porerom o.s.v. Deformerte puteomriss viser former både i retning av riktig og invertert stratigrafi. Se fig. 5.10. Glassring er sett unntaksvis. (Fig. 5.11.)



Fig. 5.10. Deformert putestruktur. Dette eksemplet indikerer riktig vei opp.

Store deler av Mons Petter MVLP viser tegn til å være en hardt deformert eller sammenklemt lagpakke med en rekke putelava-sekvenser. De teksturer som tyder på dette er de grønne finkornige fragmentaktige partier omgitt av en mørk grønn hornblenderikere ring på ca. 1 cm, og som synes å ha en anriket ring av epidot på innsiden. Se fig.5.12. I de deformerte trippelmøtepunkter opptrer det en lys masse anriket på kalkspat og epidot. For enkelte områder er kalkspat et hyppig mineral mellom de enkelte puter, og går også inn i sprekker og deformasjonsspalter i disse. Fig. 5.13. (Se kalkholdige amfibolitter).

De flatklemte omrissene av putene er vanligvis fra ca. 1 - 10 dm², og bredde/tykkelsesforholdet varierer fra 4/1 til ca. 10/1 og muligens mere. Ved sterkere grad av sammenklemming er det vanskelig å skille disse fra båndete tuffer med sine flammeaktige isoklinalfolder. De flatklemte putene synes nemlig ikke bare å ha vært utsatt for ensidig kompresjon, men samtidig påvirket av foldninger eller plastiske tangentiale sklidninger muligens i flere trinn, slik at også disse har flammeaktige avslutninger i enden av sin lengste snittakse. Putene kan samtidig antyde en svak zeller s-form, og putens lengste diagonalplan danner derved en vinkel med foliasjonsplanet. (Se fig.5.12.). Se forøvrig pkt. 4.1.7.

Det er ikke lagt vekt på å analysere disse flatklemte putelavaene nærmere (kjemisk og mineralogisk) ut over det rent beskrivende. P-18 får stå som representant for de massive finkornige putelaver, se tabell 5.4.



Fig.5.11. Relativt udeformerte putestrukturer med enkelte putebreksjefragmenter.



Fig.5.12. S-formete putestrukturer i en tuffmatriks.



Fig.5.13. Flatklemte putestrukturer.

5.3.2.2. Putebreksjer og agglomerater

Det er ikke observert fragmenter som klart indikerer sin opprinnelse som en istykkerrevet putestruktur. Dette kan en forsåvidt vente er vanskelig å påvise, all den tid de hele lavaputer er vanskelig å gjenkjenne. Imidlertid finnes det en rekke lokaliteter hvor fragmenter må tolkes som vulkanogene breksjer og agglomerater. Lagene av disse betegnes som grovfragmentale metavulkanitter med tanke på en primær fragmentering.

Mons Petter MVLP er en enhet med hyppig opptreden av disse bergartene. De ligger her som konkordante lag fra 1/2 m til 10 - 20 m i mektighet omgitt av lavaer eller ganger og tuffer, eventuelt med tilslag av disse ved veksellagring innenfor en 15 m tykk sekvens. Se fig. 5.14.

De grovfragmentale benker kan være vanskelig å identifisere i felt, da de normalt ser ut som homogene finkornige grønne lavabenker eller mer homogene tuffer. Bare ved gunstig etsing med humussyre og sannsynligvis p.g.a. svovelrøyk fra kobbersmeltehytta, kommer bergartens struktur fram og kan identifiseres. Se fig. 5.15. Dersom enhetene har en svak omvandling med dannelse av kloritt og serisitt, kan erosjon av disse strukturelt fordelte mineraler tilkjennegi benkene. Gikenelva og en rekke bekker har også gode blotninger.

I Mons Petter-området, hvor Mons Petter MVLP foldes tilbake mot øst, er det en relativt stor fortykning av mange av lagene og kanskje nettopp de lagene som er bygd opp av runde fragmenter og derfor er lett formbare. I dette området er det ikke bare tykkere agglomeratlag, men mange av bollene er også relativt store i enkelte lag.



Fig.5.14. Lagvis opptreden av putebreksjer og benker av lava eller lagergang. Avkjølingshud indikerer lagergang.



Fig.5.15. Grovfragmentale putebreksjer.

Ellers viser bollene en utstrakt sigaraktig form i visse partier, d.v.s. frametsete strukturer i endel større blokker nord-vest for Gamle Mons Petter gruve har disse strukturene. Diameteren på sigarformen varierer fra ca. 3 cm til 20 cm og lengden det 10 til 20 dobbelte. Orienteringen av disse er ikke bekreftet, men visitering av hammerflater etter steiltstående sprekker med NV-lig retning, tyder på at orienteringen er mer loddrett på disse enn langsgående.

Elongerte putebreksjer i nærheten viser N-lige akseretninger. Se fig. 5.16. Se forøvrig kap. 4.2.7.

De grovfragmentale bergarter har et fragment-matrix-forhold på anslagsvis 1:1 i gjennomsnitt. Av og til må matriksen oppfattes som plastisk deformerte tuffbånd. De grovfragmentale bollene er visuelt vurdert til å ha samme kjemi og mineralogi som de beslektede putelavaer, men det er ikke foretatt nærmere undersøkelse med hensyn på dette. Det er mulig at prøver som skal representere "flamme-tuffer" egentlig er sterkt presserende agglomerater. Se fig.5.17. som illustrerer godt et tvilstilfelle. Dette har det ikke vært mulig å verifisere med de begrensninger en har måttet sette på antallet prøver for analyser etc.

5.3.3. FINFRAGMENTALE METAVULKANITTER

Oppbyggingen av en undersjøisk vulkan viser mot de høyere områder en økende andel av hyaloklastitt-tuff. Dette skyldes at lavere trykk gjør vulkanismen mer eksplosiv, og at fraksjonen blir sortert ved transport fra utbrudd et stykke unna. Ved tilslag av epiklastisk materiale fra ikke vulkanske bergarter vil en tuffitt bli dannet. Se pkt. 5.3.3.2. Dette er et naturlig endeledd i en vulkansyklus etterhvert som vulkanismen dør ut, og at sedimenter derivert fra et annet miljø gradvis tar overhånd.



Fig.5.16. Elongerte putebreksjer i Mons Petter-området.



Fig.5.17. Flammetuffer eller sterkt pressede puter.

I Nordgruvefeltet er Midte Sulitjelma amfibolittledd rikt på både tuffer og tuffitter, mens de andre leddene bare sjeldent har tuffittbenker.

Både tuffene og tuffittene har vært utsatt for tildels sterk F₁ foldning som har frambrakt strukturer og gitt opphav til betegnelsen "flamme-tuffer". Dette er mer et strukturbegrep, men har vært benyttet som kartleggingskjennetegn. Som nevnt finnes det tvilstilfeller hvor en ikke klart kan skille mellom "flamme-tuffer" og deformerte putelavaer eller agglomerater. (Se fig. 5.18).

I det etterfølgende er de rent basiske tuffer beskrevet, mens kalkrike tuffer, keratofyriske og kvartskeratofyriske tuffer er beskrevet i egne avsnitt.



Fig.5.18. Flammetuffer med porfyrisk tekstur.

5.3.3.1. Tuffer

De typiske tuffer er grønne i likhet med de andre allerede beskrevne metavulkanitter, men har som kjennetegn en bånding eller lamellering som identifikasjon på en sedimentær opprinnelse. Alle tuffenheter synes å ha en relativt fin til middelskornet tekstur uten spesielle trekk som kan tyde på gradert lagning. Det er mulig at enkelte benker opprinnelig har vært en lapilli-tuff som har rekrystallisert og utviklet en foliasjon med en tufflignende tekstur.

Tuffene har på grunn av sin bånding og lamellering lett utviklet en skifrighet som ligger konkordant med lagningen. På skifrighetsplan kan en finne 2-20 mm lange amfibolnåler, som enkelte ganger viser en fortrukken retning mot NV.

Respektive tuffprøver er henholdsvis:

N-90a	Mons Petter MVLP, østligst og lavt
I-40b	Mons Petter MVLP, øverst, nord for Giken
L-118	Midtre S.amfledd, midt i
0-34-c	Midtre S.amfledd, øverst, flammetuff
135-642	Øvre Bursi MVLP, Rupsifeltet
129-867	Simonsborg MVLP, Rupsifeltet
182-818	Simonsborg MVLP, Rupsifeltet
128B-335	Qualekummen MVLP, Rupsifeltet, øvre del
182-712	Qualekummen MVLP, Rupsifeltet, øvre del
182-913	Qualekummen MVLP, Rupsifeltet, underst, flammetuff.

Mikroskoperingsundersøkelsene viser lignende mineralfordeling som for de middels- og finkornige metavulkanitter, men mineralfordelingen er ofte mer sonert eller fordelt lagvis med plagioklasrikere og amfibolrikere bånd. Amfibolene er også her av to generasjoner: de listeformete hornblender med klorittomvandling og de nåleformete med en blågrønn egenfarve (aktinolitt). Hornblendekornene er
	A	A		<u>A</u>						
	N 90a	і 40ь	L 118	0 34c	182 913	135 642	129 867	182 818	128b 335	182 712
Kvarts		1	5	1	2			2		sp
Plagioklas	20	45	30	40	20	35	35	50	40	60
Hornblende	25	25	40	35	30	4	5	1	sp	3
Aktinolitt	25	25	10 🖾	15	30	1	15	4	sp	6
Kloritt	20			2	10	35	30	30	30	15
Epidot						20	5		20	10
Zoisitt	1	2	10	5	8		10	5		
Titan-Leucoxene	1			1				7	3	2
Kalkspat	1					2		3	3	3
Muskovitt	sp			sp					2	
Biotitt					•		24	sp		
Erts		2	5		2	2		1	2	

Tabell 5.7. Finfragmentale metavulkanitter: tuffer.

størst, men bare sjelden over 2 mm lange i tynnslip, mens plagioklas opptrer som en finkornig granulær grunnmasse med kornstørrelse på ca. 0,2 mm. Det har ikke vært mulig å bestemme plagioklassammensetning. Opptreden av nydannet zoisitt og epidot er knyttet til saussurittiseringen av feltspat. Klorittdannelse i Rupsifeltet har nesten omvandlet alle amfibolkorn. Klorittmengden i N-90-a skyldes prøvens relative nærhet til en sulfidanriket klorittbreksjesone i samme lokalitet. Kalkspat er bundet til stikk og breksjeplan.

N-90-a viser også i tynnslipet at det kan være vanskelig å avgjøre om prøven er en svakt foldet tuff eller en mer grovfragmental variant. Foruten en foliering viser separate felter relativt god homogenitet med amfibol anrikning inn mot fragment/båndgrensene.

O-34-c, som i felt bedre er definert som en flammetuff, er også i tynnslip vanskelig å tolke eksakt, da strukturene synes å være overlagret av en begynnende breksjering. 182/913 representerer en foldet grense mellom en sur og basisk tuff, og viser i tynnslip ingen amfibol-laminasjon konkordant den foldete hovedgrense. Småfoldene viser at amfibolveksten er samtidig med F_1 .

5.3.3.2. Tuffitter

Blokhina et al. (1959) har gitt følgende klassifikasjon for en blanding av pyroklaster og epiklaster:

- 1. Pyroklastiske bergarter (100% pyroklastiske fragmenter).
- Tuffitter (>50% pyroklaster og <50% epiklaster).
- 3. Tuffogene bergarter (>50% epiklastiske fragmenter).

De to siste kan samlet betegnes tuffaktige (tuffaceous) bergarter. (R.V.Fisher, 1966).

Veksellagningen i tuffittene vil p.g.a. sitt tilslag av ikke-vulkanogene leirpartikler ha biotittrikere lameller og bånd som representant for disse. Bergartene viser således i felt ofte en bedre skifrighet enn selv de godt lamellerte tuffer, og ved knakkprøver sees lett de brune biotittkorn på spalteflaten, noen ganger med amfibolnåler. På grunn av biotitt-innholdet har bergarten derfor et Rene biotittbrunere skjær i de ellers grå-grønne lagene. lag kan forekomme, og bergarten som sådan viser alle overganger fra tuffer til epiklastiske skifre. Avhengig av detalj-inndelingen av bergartene i spesifikke bånd, vil en kunne definere centimeter- eller millimetertykke bånd som kvartsglimmerskifer og andre bånd som tuffer. Samlet over en meter kan en således tale om en tuffitt.

Tuffitt er således å betrakte som en gjennomsnittsbergart i Midtre Sulitjelma amfibolitt-ledd. Innenfor denne kan man definere opptreden av andre bergartsbenker.

En tuffitt kan visuelt ikke adskilles fra en forskifret myllonitt dannet ved en sammenmaling av tuffbånd og epiklastiske skiferbånd med en nyutviklet lamellering og foliasjon. Slike tuffittiske bergarter opptrer på grensen mellom Giken klorittbreksjeledd og Leirelva skiferledd, særlig der Leirelva skiferledd er sterkt redusert (se kap. 3.2.2.) mot Charlotta malmnivå.

Da dannelse av tuffitt normalt er et resultat av sedimentasjon med periodevis epiklastisk dominans (p.g.a. stagnert vulkanisme), er det naturlig at samme periode kan være representert med exhalitter. Disse er ofte knyttet til perioder med stagnert vulkanisme. Sammen med tuffittene opptrer derfor ofte surere tuffer og impregnasjon av sulfid. Da det er upraktisk å skille ut de sure tuffittene, medtas disse her.

Representative tuffittprøver er hentet fra Midtre Sulitjelma amfibolittledd, henholdsvis L-69-a og L-152 lavt nede, L-103-a, L-120, M-44-a og -b midt i, og I-72-a, I-72-c og P-9 øverst. N-60 er tatt fra Charlotta malmnivå i Hankenområdet.

Som kvartsinnholdet uttrykker er enkelte tuffitter keratofyriske og kvartskeratofyriske. Kvartsen opptrer ofte i kvartsrikere bånd. Heller ikke for disse finkornige feltspatkorn har det vært mulig å fastslå nærmere klassifisering.

N-60 utgjør med sitt høye innhold av spredte granatkorn muligheten for at en har med en granatrik keratofyr å gjøre, men kan som antydet representere deler av en myllonittisk tuffitt knyttet til Charlotta malmnivå. Dette nivået har som kjent granatrike horisonter i Rupsifeltet. For de andre prøvene opptrer granat i biotittrikere bånd, både i frisk og i svakt omvandlet tilstand.

	<u>A</u>		A				A	A		
	L 69-a	L 152	L 103-a	L 120	м 44-а	м 44-ь	1 72-a	I 72-c	P 9	N 60
Kvarts		5 -		5	, 5		25	20	2	30
Plagioklas	50	40	25	50	50	50	55	40	50	40
Hornblende	5	5	5	sp	5	1		5	5	-
Aktinolitt	5	25	15	3	20	9		5	10	10
Kloritt	10	15	20	10	10	5			5	
Epidot										
Klinozoisitt	10	sp	5	5	2	2	5	15		2
Titan-Leucoxene					•					2
Kalkspat			sp .							
Muskovitt	2		2	2				1	2	
Biotitt	5	15	20	20	5	25	10	៊ 10	25	3
Apatitt	1					3				
Granat			. 5			2			2	10
Opak	3	5	3	2	3	3	2	° 1	2	

Tabell 5.8. Finfragmentale metavulkanitter: tuffitter.

Biotitt opptrer godt foliert og vanligvis anriket båndvis, og anslaget er således en pekepinn om hvor mange og hvor rike bånd som er påtruffet i slipet. Det samme gjelder aktinolitt og hornblende hvor sistnevnte er omvandlet til kloritt. Biotitt opptrer også som sammenvoksning med kloritt, og tyder på delvis biotittdannelse fra hornblende. Man kan forøvrig bemerke det manglende innhold av titanitt/ leucoxene, kalkspat og delvis muskovitt.

5.3.3.3. Porfyriske tuffer og tuffitter

Feltopptreden av de porfyriske sedimenter er allerede beskrevet under pkt. 5.3.1.3. på grunn av sin feltmessige opptreden sammen med porfyriske lavaer. Imidlertid er det både i Mons Petter MVLP og Midtre Sulitjelma amfibolittledd observert en rekke porfyriske tuffer og tuffitter uten at det i nærheten er observert tilsvarende lavabenker. Disse kan en formode finnes latent ett eller annet sted i den forventede stratigrafiske posisjon, men ikke nødvendigvis i den observerte blotning. En avsetning av krystall-tuff vil dekke et langt større areal enn et tilhørende lavautbrudd, og et lavautbrudd behøver heller ikke ha funnet sted.

M-44-c representerer en tuff og L-73 en tuffitt, begge fra Midtre Sulitjelma amfibolittledd. (Tabell 5.6.). Den teksturelle observasjon er forøvrig identisk med tuffene og tuffittene med unntak av porfyrøynene som igjen er som for de massive metaporfyritter.

5.3.4. KALKRIKE METAVULKANITTER

De kalkførende metavulkanitter har et såvidt høyt kalkspatinnhold at kjemisk forvitring gir bergarten et karakteristisk trekk. Kalkspat er knyttet til mellomliggende matriks for de grovfragmentale metavulkanitter, og opptrer ellers som kalkspatrikere bånd i tuffene. Kalkspaten kan være tilført den løsere breksjestrukturen og avgitt fra det sirkulerende vann ved diagenesen. For tuffene kan en lignende dannelse ha funnet sted, men enkelte lameller er såvidt rike på kalkspat at den kan ha sedimentær opprinnelse.

5.3.4.1. Kalkbreksjer

Agglomeratlignende metavulkanitter med kalkspatrik tuffmatriks og tildels marmoraktig matriks, er påvist innenfor et lokalt område av Ny-Sulitjelma MVLP. Gode lokaliteter har en særskilt langs Engan-bekken rett vest for Ny-Sulitjelma turisthytte.

I bekken er det en agglomeratlignende kalksteinsbreksje, men lokalt i et område består bollematerialet av kalkspat, og man kan her forsåvidt tale om et kalksteinskonglomerat. En rekke fragmenter er imidlertid kantet og fragmentene ellers i området er klart deformerte vulkanitter.

I noenlunde samme stratigrafiske nivå er det mellom Hanken og Giken en tilsvarende kalksteinsbreksje med rundete elongerte fragmenter. I en oppskutt grøft er disse sigarlignende fragmenter orientert mot 3359, de er ca. 0,5 - 3 cm tykke, 2 - 10 cm brede og ca. 10 - 100 cm lange. Mellom fragmentene er det kalkspat.

Fra den omtalte kalksteinsbreksje er prøvene K-67 og K-99 hentet. Kjemiske analyser finnes i tabell 6.1. Prøvene er tatt m.h.p. å undersøke de vulkanittiske breksjefragmentene, og mikroskopering viser en muskovittrik henholdsvis tuffitt og tuff. Prøven representerer derfor ikke totalt kalkspatinnhold for bergarten, noe bl.a. K-67 viser da man i slipet ikke har påvist kalkspat innen fragmentet fra kalkbreksjen.

5.3.4.2. Kalkamfibolitter og kalktuffer

Kalkspat opptrer som et hyppig mineral i enkelte metavulkanittbenker, og er ikke så uvanlig i Mons Petter MVLP (prøve 192a/598), sjeldnere i Midtre Sulitjelma metavulkanittledd (L-103b). For disse kalkførende metavulkanitter er det vanskelig å definere hvorvidt det er tale om putelavaer eller tuffer (flammetuffer). Kalkspat utgjør fylling av eventuelle hulrom mellom putene eller som kalkspatbånd i tuffene.

I Bursi-området viser derimot de kalkrike metavulkanitter utpreget tufflamellering og bånding, og er samtidig bundet



Fig.5.19. Kalkrike tuffer med typisk forvitringshud.

til overgangen mellom metavulkanittene og Furulund-skifer. Foliasjonen kan imidlertid skyldes sterk forskifring. I felt opptrer de med forvitringstrekk som karakteriserer kalkholdige bergarter, d.v.s. lett eroderbare, gyldne eller svakt brune hammere p.g.a. jernoksyd, se fig. 5.19. I enkelte tilfeller dannes malakitt ved utfelling av kobberioner som har drenert med overflatevannet fra de kobberkisholdige metavulkanittene over. Blotningene illustrerer samtidig den tektonikk som har berørt bergartene i Bursiområdet, og de enkelte tuffbånd er ofte brutt i stykker, slik at en form for breksjering har funnet sted i de kalkspatholdige bergartene så vel som i de andre.

De kalkholdige metatuffer er representert med 128B-556, 130-516 og 136/620 hentet fra kalktuffer nær Bursi malmsone, 136/598 og 135/649 hentet fra kalktuffen i Øvre Bursi MVLP, 130-476 fra Hankabakken malmnivå i Rupsifeltet (Ranelvsonen), se fig.7.11., 186/826 hentet fra kalktuff nær Charlotta malmnivå og 128B/371 fra øvre del av Simonsborg MVLP.

I kalkamfibolittene er amfibolnålene blågrønne (aktinolitt), er ca. 0.5 mm lange og ligger planorientert i en plagioklas grunnmasse med epidot og klinozoisitt. Det har ikke vært mulig å bestemme plagioklastype. Spredt kloritt representerer trolig omvandlet hornblende. Aktinolitt er ofte konsentrert i bånd eller felter, som oppfattes som metamorfe fragmentgrenser. Kalkspat opptrer i slirer langs foliasjonen, ofte med flammeaktig begrensning inn langs foliasjonsretningen.

De fem prøvene fra Rupsifeltet viser en variasjon fra kalktuff til kalkholdig tuffitt. De har middelskornige lamellerte teksturer med god foliasjon, og utviklet krenulasjon. Kalkspat er konsentrert i slirete og lamellerte bånd, men opptrer også spredt og da sammen med kloritt.

	Breks	jefragm.	[Kalka	mf.	Kalktuffer								
	K-67	K-99_	103-b	192a 598	136 620	128B 556	130 516	136 598	135 649	130 476	186 826	128B 371	
Kvarts		3			5	5	15	5		5	5		
Plagioklas	15	40	20	30	35	30	35	35	45	30	35	35	
Hornblende	3		5	25	2		5		5	2			
Aktinolitt ·	2		35	25	3				15				
Kloritt	1 · · ·	12	20		10	20	5	10		2	5	25	
Epidot	÷.		10			1			5		15		
Klinozoisitt	15			5			10	3	10		20	12	
Titan-Leucox.			sp		1	1				1	sp	1	
Kalkspat		17	10	10	20	20	25	15	15	25	20	25	
Muskovitt	30	25				25		20	2	30			
Biotitt	30	1	1		5	1	5	10					
Apatitt			·					sp					
Erts	2	1	sp		1	1	2	2	2	3			

Tabell 5.9. Kalkholdige metavulkanitter av ulike typer.

5.3.5. ALBITTRIKE METAVULKANITTER (SURE TUFFER)

Vulkanitter som har Na-rik feltspat (albitt) sammen med kloritt, epidot og kalkspat betegnes ofte keratofyrer. Ved fri opptreden av kvarts benyttes betegnelsen kvartskeratofyr. I motsetning til de basiske tuffer vil betegnelsen være henholdsvis intermediære og sure tuffer. Vulkanittene kan primært være Na-rike (trakytter), men Na-anrikning ved albittisering av mer Ca-rik plagioklas med utvikling av epidot, kalkspat og kloritt, og med diagenetisk tilførsel av Na fra sjøvannet, er et akseptert fenomen og blir betegnet spillittisering.

Spillittiseringsprosessen kan omfatte alle vulkanitter, men for de feltspatrike vil en opptreden av nydannet albitt gi bergarten et lyst preg, ja ofte helt hvit. Hvite tuffbånd av keratofyrer og kvartskeratofyrer kan derfor være et vanlig trekk blant de øvrige metavulkanitter. De markerer således et intermediært eller surt stadium i den vulkanogene prosess. Den exhalative aktivitet med sulfidavsetninger er mest framtredende nettopp i slike perioder, og keratofyriske bergarter er derfor ofte assosiert med sulfidrikere avsetninger.

De albittrikere tuffene i Nordgruvefeltet kan grovt sett klassifiseres i to typer: de som fortsatt har benket tuffopptreden og de som er breksjert sammen med hosliggende klorittiserte tuffer, d.v.s. de såkalte klorittbreksjene. De vil bli omtalt særskilt.

De ubreksjerte sure tuffbenker viser alle varianter fra de rent udeformerte til de krenulasjonsoppbrukne som første stadium i breksjeringen. Noen ganger er de sprø sure tuffbenkene slitt av. Graden av deformasjon øker mot vest, men er også avhengig av mer lokale tektoniske trekk.



Fig. 5.20.

Relativt lite tektonisert keratofyr. Svakt utviklet krenulasjonsfragmentering og boudinering i enkelte lag.



Fig.5.21. Krenulasjonsfragmentering av kvartskeratofyrbenk.



Stratigrafisk sett finnes de sure tuffene i Giken klorittbreksjeledd, i enkelte nivåer i Simonsborg og Mons Petter MVLP samt i Midtre Sulitjelma amfibolittledd, men hyppigere igjen i Øvre Sulitjelma amfibolittledd og dets ekvivalenter vestover. I sistnevnte enhet er de sure tuffene i stor grad deformert. De bør bemerkes at malmnivåene er karakterisert med sure tuffer.

Foruten at benkene er lysegrå til hvite, har de ellers en bånding og lamellering i likhet med de øvrige tuffer. Ved kisinnhold vil de samtidig virke rustne, og når kis opptrer, er de sure tuffene ofte serisittrike.

Følgende prøver er undersøkt: 0-31 og E-42 fra Fjeld MVLP, 1-72-a fra Midtre Sulitjelma amfibolittledd, I-40-a fra Mons Petter MVLP, N-104 og N-67 fra henholdsvis heng og ligg av Ny Sulitjelma MVLP, den sistnevnte i malmsonen. Fra Rupsifeltet er tatt: 182-722 og 136-519 fra henholdsvis øvre og undre del av Qualekummen MVLP, 128B-359 og 182-803 fra Simonsborg MVLP.

	A	A	A						
	0 31	E 42	I 40-a	N 104	N 67	182 722	136 519	128B 359	182 803
Kvarts	35	5	40 35	5	35	2 15	15	35	10
Plagioklas	35	45	10 10	15	15	55	45	20	40
Hornblende		5							
Kloritt		30		15	3	10	20	20	25
Epidot						5	5		5
Klinozoisitt	5	5	40 5			10		2	2
Titan-Leucox.	1	2	1			1	5	2	5
Kalkspat							10		5
Muskovitt	2	5	9 30	60	25			20	1
Biotitt	15		15				5		1
Apatitt							1		sp
Opak	3	1	sp	5	15	2	5	2	2

Tabell 5.10. Sure tuffer.

Som en ser av det anslagsvise mineralinnhold viser prøvene en relativt stor spredning m.h.t. de fleste mineraler. Dette skyldes i første rekke den spredning en må forvente p.g.a. en lamellert struktur siden mineralfordelingen er sterkt heterogen og kontrollert av de respektive bånd. Kvarts-feltspat-forholdet er vurdert med bruk av Beckes lyslinje og korresponderer godt med analysene (tab. 6.1.). Feltspattype har en ikke kunne bestemme, men den antas å være albitt.

Det er en økende andel av kloritt fra østre til vestre del av Nordgruvefeltet. De opake mineralkorn (sulfidkorn) opptrer spredt eller, som i N-67, som fylling mellom de krenulerte flaselignende bruddstykker av kvartskeratofyr omhyllet av foliert muskovitt. Dette indikerer at sulfidmengden i denne prøven er anriket lokalt etter fragmenteringen, men før foliasjonsutviklingen. Spredte korn indikerer en primær tilstedeværelse av sulfid. 136/519 viser et markant innhold av magnetitt, anslagsvis 2%.

Biotitt-innholdet tas som en indikasjon på den intime feltopptreden de sure tuffene har med tuffitt. Prøvene er muligens sure tuffitter. I-40-a viser to bånd hvor klinozoisitt dominerer i det ene bånd, mens muskovitt og biotitt er hovedmineraler i det andre.

5.3.6. KLORITT- OG BIOTITTRIKE METAVULKANITTER

De kloritt- og/eller biotittrike metavulkanitter er skilt ut som egne bergartsgrupper. Opprinnelig er disse bergartene omvandlet fra en eller flere av de allerede beskrevne. Disse metavulkanitter har gjennomgått en sterkere grad av klorittisering, og breksjestrukturer er assosiert med disse i varierende grad.

Breksjestrukturene sammen med at både kloritt og biotitt er lite erosjonsbestandige mineraler, har medført at bergartene vanligvis blottes i terrengdepresjoner, eller i foten av en hammer med mer erosjonsbestandige bergarter over. I de fleste tilfeller er denne bergartsgruppe tildekket med rasjord, ur eller morenemasse.

Det viktigste trekk for disse bergartene er at all sulfidopptreden av betydning nesten uten unntak, er assosiert med kloritt- og/eller biotittrike metavulkanitter. Bergartsgruppen er derfor alltid representert i de ulike malmnivåer, og er ved siden av keratofyriske tuffer den sikreste bergartsindikator for malm.

Som det allrede har gått fram av beskrivelsen foran, har alle metavulkanitter et generelt økende innhold av kloritt mot vest. Denne korrellers med en økende tektonisering av formasjonen som helhet, men varierer lokalt mellom de enkelte lag. Slike klorittiserte metavulkanitter (se 5.3.6.2.) holder lite sulfid i likhet med sine uomvandlete ekvivalenter. Bergartene lengst mot vest er ofte svært like de klorittrike bergartene som markerer de potensielle malmnivåer, og i områdene vest for Mons Petter danner klorittiseringen en maskering og vanskeliggjør stratigrafisk korrellasjon av de klorittbreksjer som er interessante m.h.t. sulfidopptreden.

Det har ikke vært arbeidet systematisk med idéen, men det virker som om de interessante nivåer m.h.t. malmmineralisering er biotittførende eller biotittrike, de uinteressante ikke. Korrelasjonen mellom biotitt og sulfid er påfallende ved en rekke tilfeller. (Kfr. fig. 6.37).



Fig.5.23. Klorittbreksje med keratofyrfragmenter.



Fig.5.24. Breksjert tuff over Charlotta malmsone.



Fig.5.25. Breksje med bl.a. mindre tektoniske plan.

I det etterfølgende er skilt mellom breksjer og skifre, og til slutt knyttes noen kommentarer til de generelt klorittiserte metavulkanitter.

5.3.6.1. Kloritt- og biotittbreksjer/skifre.

Breksjestrukturen er karakteristisk og dens genetiske historie er sterkt diskutabel. Breksjefragmentene er i hovedsak finkornige tuffer, noen ganger homogene metavulkanitter, og med en overveiende del sure vulkanitter. I gruvedriftene er, særlig de sistnevnte, kjent som "hardart". Fragementene er sjelden kantete, men godt rundete elongerte boller opp til 50 cm lange, men vanligvis 2 - 10 cm (se fig. 5.23). Fragmentene kan både være en relativt "frisk" metavulkanitt eller være klorittisert.

Flaserig klorittbreksje er en strukturbetegnelse for en breksjevariant. Hovedkloritt-anrikningen ligger som matriks mellom fragmentene og med sin gode foliasjon bygger den opp en flaser-lignende struktur. Sammen med kloritt opptrer sulfid og noen ganger biotitt. De rene klorittbreksjer er ikke uvanlig, men biotittbreksjer uten nevneverdig kloritt hører til unntakene.

"Kruset" breksje opptrer som en annen variant av klorittbreksje. Dette er en klorittbreksje som i hovedsak består av sterkt foldete tufflag som så er breksjert. Fragmentene her kan være både rundete og kantete og av og til nesten henge sammen i sin primære struktur. De krusete foldningene gir navnet. Også her er klorittmassen matriks sammen med evt. biotitt og sulfid og mindre fragmenter.

"Prikket" breksje er en variant som er rik på kloritt og biotitt, og hvor de metavulkanske fragmenter i hovedsak er 1 - 5 mm store fragmenter av kvartskeratofyr. De hvite fragmentene utgjør 10 - 40% av volumet, og gir bergarten et hvit"prikket" utseende. ("Spettet" er også anvendt som en strukturbetegnelse ved kjernebeskrivelser for samme type).

Skifer er en fjerde variant av de klorittrike bergarter. Denne har enten en båndet og veksellagret struktur med henholdsvis kloritt/biotittrike bånd og albittrike bånd, men hvor de albittrike bånd har forblitt bevart fra breksjering; eller den består av en foliert homogen kloritt/biotitt-masse. I begge tilfeller er skiktmineralene godt foliert konkordant med lagningen, av og til med flaserdannende krenulasjonsfolder, men ikke verre enn at lagningen stort sett er bevart og at bergarten uttrykker en form for skifrighet.

De fire beskrevne variantene er strukturelle typer og opptrer ikke alltid som klart adskilte enheter, men ofte vekselvis eller som blandingstyper. De kan alle betraktes som primært klorittiserte og biotittiserte lagpakker med vekslende oppbygging av basiske, intermediære og sure lavaer, tuffer og tuffitter. Sterkest biotitt- og klorittanrikning viser de mest basiske lag, mens de surere lag er mindre omvandlet m.h.t. mineralogi.

Ved tektonisering har de sure og sprøe lag måttet oppta all spenning med påfølgende oppknekking og knusing i den plastisk omgivende masse av kloritt og biotitt. Tykkere benker har således produsert krenulasjonsfragmenter, og har gitt de flaserige breksjene, tynnere lamellære lag vil gi en kruset breksje, mens enkelte spredte tynne oppbrutte lag vil resultere i en prikket breksje. Blanding av de tre typene er således et resultat av den primære variasjon i oppbyggingen av lagpakken, der de respektive lagassosiasjoner gir visuelt ulike produkter ved tektonisk påvirkning.

De breksjerte metavulkanittene reiser et vanskelig spørsmål: I hvor stor grad har breksjefragmentene bestått av primære fragmenter så som agglomeratboller, lapilli tuff og tuffbreksjer? Ingen blotninger kan entydig tolkes i denne retning, men derimot viser de fleste blotninger trekk som godt kan forklares gjennom tektonisering. Grupperes lokalitetene med varierende tektonisering, vil disse vise en gradvis utvikling fra svakt deformerte tuff- og lavabenker til de nettopp beskrevne kloritt- og/eller biotittbreksjer/skifere.

Skulle man lokalisere blotninger med primære fragmentstrukturer, måtte dette være i det østre Nordgruvefelt hvor tektoniseringen har vært noe mildere. Her opptrer det i første rekke klorittiserte tuffer og udeformerte keratofyrer, men kloritt- og biotittbreksjer påtreffes også her, omenn i mindre grad enn i vest. Primære breksjefragmentstrukturer kan ikke sies å være påvist.

Prøve L-63 er hentet fra en av de agglomerataktige rustne klorittbreksjesoner i Hankenhola, og tynnslip indikerer oppbygging av 1 - 20 mm store keratofyriske fragmenter, hvorav de største er finkornig med god randfoliert tekstur med randsonering av aktinolitt. Soneringen kan tyde på at den representerer et primært fragment, men soneringen kan også skyldes en omvandling i samband med klorittiseringen. Den folierte (amfibolnåler) teksturen viser rotasjonsbevegelse i likhet med de roterte metablastiske granater i Furulundskifer. Enkelte fragmenter viser roterte "tog" av kiskorn og indikerer en tuff som er påvirket av D₂.

I mineralfordelingstabellen (tabell 5.11) har en sortert kloritt- og/eller biotittbreksjene etter den strukturelle karakteristikk, flaserig, kruset, prikket og skifrig. I samme oversikt er tatt med tre klorittanrikete metavulkanitter.

M-37 er hentet fra klorittbreksjen i heng av Fjeld Grube's kissone mot vest. K-98 er fra Charlotta malmsone mellom

		Flaserige breksjer					Krusete breksjer				Prikket		Skifer		Klorittiserte amfibolitter		serte									
	L 63	м 37	130 435	135 550	136 535	136 545	182 9 0 3	186 671	186 688	186 738	136 560	182 776	182 787	186 615	186 625	186 652	186 691	186 809	128 316	135 573	186 800	к 98	135 568	E 42	182 873	186 677
Kvarts Plagioklas Hornblende Aktinolitt Kloritt Epidot Klinozoisitt Titanitt-Leucox Kalkspat Muskovitt Biotitt Apatitt Granat Anhydr.Zeolitt, Ortitt	30 2 18 40 5 3 sp	? 40 sp 35 2 2 20 etc 1	10 40 2 30 5 7 7	40 10 2 35	10 25 1 25 25 10 1	5 30 2 10 5p 40 5p	2 30 - 1 20 1 1 3 35 1	2 50 45 2 sp	5 40 40 sp	50 10 1 20 2 5 5 2	20 10 3 35 2 5	2 25 40 2 3 1 3 27	15 40 25 3 15 sp 1 1	15 50 2 18 5 3 2 3 2 1 sp	50 25 1 2 5 5 2	1 50 20 2 5 5 10 1	50 30 5 3 10 sp	sp 35 45 5 4 15	35 30 3 1 1 30	40 2 5 5 3 40 2	20 10 15 2	3 30 55 sp 5	50 5 2 30 sp	5 45 3 2 30 5 3 5 3 5 2	5 35 5 25 10 1 2 2	45 20 5 15 4 10
Porösitet Opak	1	4	3	10	1	5	5	2	10	5	20	1	1	3	10	3	2	1	2	4	50	2	2		sp	sp
Optiske data Kloritt: egenfarve bifrengence pos./akse neg. Biotitt: egenfarve refringence	0.00 + br 0.05	8.00 + 5	7.0 05 +	mör: 5.002 +	k .00 + rb .05	96 9 r r1 95 .0	0.00	vi 04.00 + br rl 055	? 05.00 + 4	06.008 - +	.005 - br .55	5.006 + or rh	5.005 + or	5.003	3.00 +	5.006 + rbi .050	rā vi 5.004 + r rbr 0.06	5d 4.007 + 50	bl. vi. .005 - rbi.060	5.00 + r rbi 0.09	bl. vi. .002 -	. O(05.005 + + pr rbr .05	00	19.007 + rbr .050	.007 +

Tabell 5.11. Kloritt- og biotittrike breksjer/skifre. Birefringence bestemt ut fra Michel-Lévys farvekart (bl.= blå, vi.= violett, br.= brun, rbr. = rødbrun). 192

Hankabakken og Giken. De øvrige breksjeprøver er tatt fra Rupsifeltet. Noen av de biotittfattige representerer trolig de regional-klorittiserte og tektoniserte metavulkanitter, og ikke de som i første rekke defineres her. De fleste er hentet fra breksjer som viser sulfid i større eller mindre grad, noen fra verifiserbare malmnivåer. F.eks. er 135/573 og 136/545 fra Charlotta malmnivå (biotittrike prøver), og 186/800 og 186/809 fra Rupsi kissone.

Kvartsinnholdet synes å variere i takt med metavulkanittenes opprinnelige felsiske karakter, og opptrer vanligvis konsentrert i de lyse fragmentene sammen med albitt. Saussurittisert feltspat er bare påtruffet i M-37. Et gjennomgående trekk er at all amfibol stort sett er omdannet til kloritt. Bare i et tilfelle er det vesentlig mer amfibol enn kloritt. Her er amfibolen en aktinolitt. Fordelingen av aktinolitt og hornblende er vist i tabell 5.11.

186/688 fra Simensborg MVLP viser like mye epidot som kloritt, men her opptrer finkornet kloritt i rundete aggregater og er dannet fra granat som kan spores som relikter, mens epidot er store (0.5 mm) virker friske og nydannete. Foruten større sulfidklaser opptrer et par prosent oksyd (magnetitt?) i denne litt spesielle variant med omvandlet granat. Den utgjør en av de granatrike horisontene i Rupsifeltet.

Kloritt- og biotittkornene opptrer som matriks med tildels store korn, ofte med intim sammenvoksning. Kloritt kan også opptre spredt sammen med karbonat innenfor de fragmentale partier, da med mindre kornstørrelse. Dette er et typisk trekk for de mer krusete (tuffaktige) klorittbreksjer. Euhedrale epidot- og klinozoisittkorn finnes også spredt vesentlig i den feltspatrike fasen, men kan også opptre innenfor kloritt- og biotitt-matriksen. Leucoxene og titanitt opptrer med varierende andel, men subhedral titanitt er hyppigst av de to.

Noen ganger opptrer muskovitt sammen med kloritt eller biotitt i de flaserige breksjer uten at det er noen klar sammenheng med mineralogien forøvrig.

Ved å studere klorittkornenes interferensfarver og optiske fortegn og sammenholde disse med Trøger (1971), er Mgkloritt vanligst, enten klinochlor, Mg-førende pyknokloritt eller en Mg-førende rhipidolitt (Mg-prokloritt). Enkelte krusete og prikkete breksjer viser en Fe-kloritt, muligens en Fe-rhipidolitt (prokloritt), men mest sannsynlig en aphrosideritt (Fe-prokloritt) p.g.a. de blåviolette egenfarvene. I de klorittiserte amfibolitter og de flaserige breksjer fra østre Nordgruvefelt er kloritten svært lys og kan være en grochauitt. Biotittinnholdet er svært høyt i enkelte prøver, d.v.s. mer enn 30%, hvilket forekommer innen alle strukturelle typer. Biotitt er vanligvis det viktigste skikt-mineral for prikkete breksjer.

I enkelte flaserige breksjer finnes ikke biotitt i slipene, ei heller i prøvene fra Rupsi malmsone. De sistnevnte prøver er hentet innen og i nærheten av malm-mineraliseringen.

Prøver som har lite biotitt eller mangler biotitt er enten kvartsrike (>10%), har høyt muskovittinnhold eller fortsatt mye amfibol. Prøver med mye biotitt har ofte lite kloritt. Mye tyder derfor på at biotitt er dannet på bekostning av amfibol, og under tilsvarende forhold som har gitt dannelse av kloritt og muskovitt i utvalgte stratigrafiske nivå.

En vil her henlede oppmerksomheten til avsnitt 7.4.2. som beskriver kloritt-biotittopptreden i et profil som dekker Giken-II malmforekomst.

Biotittens egenfarve er nesten alltid rødbrun og har således en viss TiO2-andel. Ifølge interferensfarvene å bedømme har en med en lepidomelan eller Fe-rikere meroxen å gjøre. Prøver med Fe-kloritt har også en Fe-rikere biotitt, muligens en siderofyllitt eller en Fe-rikere lepidomelan.

Sammen med biotitt opptrer det som regel jernoksyder (magnetitt) og apatitt.

5.3.6.2. Klorittiserte amfibolitter

Som nevnt innledningsvis har økende tektonisering og breksjering mot vest produsert klorittiserte bergarter, som vanskelig kan skilles visuelt fra de nettopp beskrevne ved å studere et enkelt håndstykke, eller i et tynnslip forsåvidt.

Betraktes en lagpakke i felt ser man at de bergarter som her betegnes klorittiserte amfibolitter, har en klorittanrikning som en mer utbredt klorittisering. Områder med sterkere tektonisering har en økt klorittisering, sannsynligvis p.g.a. økt permeabilitet. Disse klorittiserte amfibolittene fører lite eller ingen biotitt, viser ei heller sulfid ("tørre" klorittbergarter), og kan i det store og hele sammenlignes med de uomvandlete metavulkanittene. I motsetning til klorittbreksjene foran har kloritten (som nettopp omtalt) en lysere egenfarve og studie av interferensfarven tilsier en jernfattig kloritt, muligens en grochauitt.

5.3.7. TEKTONISKE BREKSJER

I vestre Nordgruvefelt opptrer det særlig i Simonsborgområdet større enheter med sterkt deformerte metavulkanitter p.g.a. tektoniske bevegelser. Qualekummen MVLP og særlig dens undre del, representerer ikke annet enn en breksjemasse hvor de største fragmentene utgjør opp til titalls av kubikkmetre om man også betrakter de større fragmenter av lag, slik de er brutt opp på en rekke steder (fig.5.26).



Fig.5.26. Tektoniske breksje innenfor Qualekummen MVLP. Grensen mot Lapphellaren skifer går bak hammeren, og i horisonten sees Kobbertoppgranitten.

Strengt tatt representerer disse bergartene en makroskopisk parallell til de nettopp beskrevne klorittrike flaserigeog krusete breksjer, som også kvalifiserer til betegnelsen tektoniske breksjer. I motsetning synes de klorittrike bergarter å ha fokusert sin tektonisering på grunn av sin svake styrke med årsak i en tidlig klorittisering, mens de tektoniske breksjer, som det vises til her, har fått sin breksjering kontrollert av større strukturelle forstyrrelser. Siden fragment-dimensjonene også er såvidt store, har en valgt å karakterisere "makro-breksjene" som en egen bergartstype.

Rent mikroskopisk og kjemisk-analytisk er ikke bergartstypen representert, da prøver av denne størrelsesorden ville falle sammen med de foran beskrevne typer, avhengig av hvor de ulike prøver ble tatt. Det bør bemerkes at det har vært problemer med å gjenkjenne denne bergartstypen i borkjernene, og det er først ved å se på den varierte kombinasjonen av ulike klorittiserte amfibolitter at en først får indisier om denne typen. Beskrivelsen må derfor i første rekke basere seg på observasjon fra blotninger i dagoverflaten. I likhet med de klorittrike breksjene finnes det også for de tektoniserte breksjene en viss variasjon, som synes å gjenspeile de opprinnelige vulkanitters styrke i form av seighet, plastisitet eller sprøhet. Dette har gitt breksjetyper som varierer fra sterk nedknusning og produksjon av rundete fragmenter, til typer hvor en fortsatt kan gjenkjenne lagpakken, men hvor de enkelte lag ofte er sterkt oppbrutt, boudinert, men fortsatt viser god stratigrafisk kontinuitet.

På grensen mellom Simonsborg MVLP og Qualekummen MVLP opptrer det en kloritt-breksje-enhet med sulfid. Denne holdes utenfor de tektoniske breksjer, både p.g.a. sin store likhet med klorittbreksjene og sitt sulfidinnhold. (Mons Petter tektonikkplan). De tektoniske breksjer kan ha sulfid, men i såfall skyldes det innlemming av sulfidførende enheter under tektonisering, og hvor sulfidførende fragmenter er spredt utover i breksjemassen. Dette synes bl.a. å være tilfelle øst for øvre del av Leirelva skiferledd, hvor de omliggende sulfidførende metavulkanitter trolig fortsetter i breksjemassen videre mot øst (se fig. 4.21.).

Det er ikke arbeidet systematisk og statistisk med de typer fragmenter som finnes i breksjene. Linseformen er både et resultat av boudinering og tektonisk runding eller breksjering eventuelt med påfølgende flatklemming. Kantete fragmenter finnes hyppigere i de deler hvor også større deler av enkelte lag er bevart.

Petrografisk synes i hovedsak de fleste vulkanitter som er beskrevet å være representert. Hovedandelen av fragmenter utgjøres av basiske tuffer og intrusiver, med et visst tilslag av keratofyriske enheter. Det er ikke av undertegnede påvist fragmenter av skifere, men Wilson (1968) noterer å ha observert fragmenter av glimmerskifer i breksjen i Simonsborgområdet. Wilson uttrykte ved senere diskusjon at hans glimmerskiferfragment gjerne kunne ha vært en keratofyrisk tuff. (Wilson 1980, personlig samtale). Forøvrig må man ta i betraktning at den allerede omtalte flik av øvre del av Leirelva skiferledd i området, bør ha avgitt materiale til breksjen.

Massen mellom de større fragmenter er å betrakte som en klorittbreksje): kloritt med ulike mindre fragmenter. Både de større fragmenter, delvis de mindre og klorittmassen er foliert eller orientert parallelt med den generelle lagning.

5.4. VAKNAHELLAREN SKIFER

Vaknahellaren skifer er mer en kurositet i den del av Nordgruvefeltet som er behandlet her. Den er beskrevet av Boyle (1980) med referanse til Otervannsfeltet, men bare et par tynne benker på 1/2 m er observert å krysse Gikenelva der den svinger inn mot Kobbertoppjuvet. Her er skiferen en gråbrun granatglimmerskifer av psammittisk karakter, og hvor granatkornene, opp til 2-3 mm store, sitter anriket i spesifikke bånd og er delvis med på å markere en invertert gradert lagning.

På begge sider er skiferen omgitt av en like mektig klorittholdig rustsone. Denne kan best identifiseres som en sulfidførende grafittskifer. P-98 representerer grafittskiferen på liggsiden, og denne er den mest markante.

Vestligst i Simonsborgområdet opptrer øvre del av Leirelva skiferledd som en grålig glimmerskifer med et svakt rødbrunlig skjær. Også denne 2-5 m tykke skiferbenken har psammittiske og granatrike bånd (se fig.5.27), men mesteparten er en muskovitt glimmerskifer i likhet med muskovittrike deler av Furulundskiferen på grensen mot Charlotta malmnivå. B-85 og 180/375 representerer denne skiferenheten, som på grunn av sine granatfelslameller bare kan korrelere med tilsvarende litologi innenfor Vaknahellaren skifer. Se tabell 5.12. Disse er rike på MnO (se kap.6) og tolkes som Mn-anrikete bånd p.g.a. havbunnsmetasomatisk aktivitet i tilknytning til vulkanitter. Lignende granatfelsbånd med Mn-anrikning er påvist i tilknytning til Støren grønnstein (Oftedahl,1967) og Karmøy-ofiolitten (Sturt et al., 1973).



Fig.5.27. Sterkt foldete granatfelsbånd i en psammittisk skifer.

Grafittskiferen viser i mikroskop en krenulasjonsbreksjering og en delvis rotete orientering av biotittmassen. Foruten en ellers foliert tekstur er det bare kvarts som opptrer alene i et rent kvartsbånd. Den øvrige mineralfordeling er spredt, men ikke mer enn at en klar bånding framtrer. Granaten er frisk i sentrum med klorittisering på overflaten. Grafitten er svært finkornig, og ligger som en amorf masse på de fleste korngrenser.

Den båndete strukturen i den psammittiske granatglimmerskiferen skyldes skiktmineralvariasjoner og en overlagret konsentrasjonsvariasjon av granat. Granatkornene opptrer svakt gruppevis uten at kornene berører hverandre. Noen korrelasjon med den øvrige mineralfordelingen kan ikke påvises. Granatkornene har de typiske vekstrotasjonsteksturer. Den grå granulære grunnmasse virker monomineralsk og er trolig bare kvarts.

5.5. LAPPHELLAREN SKIFER

Lapphellaren skifer er bare studert i detalj ved blotningskartlegningen langs grensen mot Sulitjelma-amfibolitten, og i et profil langs Sandnesbekken.

Langs grensen er enheten en tett, brun, finkornig, pelittisk glimmerskifer, ofte med et svakt rustpreg, kalkholdig og med enkelte kvartsittiske eller psammittiske bånd. Enkelte steder kan en se et malakittaktig belegg eller en okerfilm på overflaten. Dette er kanskje mest utpreget et stykke fra amfibolittgrensen (ca. 5 - 10 m). I-64-b er tatt fra en slik lokalitet rett ovenfor Lapphellaren.

I profilet langs Sandnesbekken ovenfor Lapphellaren viser skiferen høyere opp vekslende psammittiske og pelittiske lag. Stedvis kan en ane gradert lagning som et sted er tolket som rett vei opp. Videre oppover viser feltspaten gradvis større og større korn i de pelittiske lagene, mens de psammittiske blir mer kvartsittaktige.

Høyere opp påtreffes igjen den rustne varianten som nå opptrer med større grad av kisdisseminasjon i form av magnetkis. Et tilnærmet massivt magnetkisbånd på ca. 10 cm er observert. Øverst viser enheten sterk utvikling av porfyroblastisk feltspat i en øyegneistekstur, som en innledende overgang til gneisgranitten over. Kontakten mot denne er imidlertid skarp.

Langs grensen i Mons Petter og Simonsborgområdet er Lapphellaren skifer fortsatt av den mørkere typen med et rustbelegg og muligens med grafitt. Selve kontakten mot amfibolitten består av en kvartsrikere skifer den første meteren, men om dette representerer en tuffittisk overgangsbenk, en psammittisk skifer eller en silisifisert pelittisk skifer er det ikke tatt stilling til. Borhullene i Rupsifeltet viser en gradvis overgang fra Lapphellaren skifer til de første klorittiserte tuffene, og det er vanskelig å sette noen eksakt grense.

Inneslutninger av små granittiske linser (2 x 10 m) er observert andre steder i Lapphellaren skifer. Prøve 182-705 og 182-708 viser variasjoner inn mot kontakten fra den henholdsvis pelittiske og kontakt-psammittiske typen i Rupsi. 128-B-322 viser en overgang hvor det inn mot kontakten (prøve) er økende tilslag av muskovitt og kloritt.

Samtlige prøver viser god foliasjon, lamellering og med mildere krenulasjon for to av prøvene. Klorittiseringer er i hovedsak knyttet til retrograd granatomvandling, men for 182/705 (lengst fra grensen) er en vesentlig del av granaten bevart. Ellers bekrefter prøvene at biotittinnholdet er relativt lavt inn mot grensen, men om dette skyldes silisifisering og kalieuttrekk med klorittdannelse eller sammensetningen på materialet i utgangspunktet,kan ikke avklares her.

Hovedparten av de finfordelte opake korn synes å være sulfid. En viss andel kan også representere grafitt.

	Lap	phella	aren s	kifer	Vakna	ahellare	en skife	r
	*1 64-b	182 705	182 708	128B 322	Р 98	*B 85	1 80 3 75	
Kvarts Plagioklas	40	20) 25))-	-> 60	10 40	50	30	40	
Hornblende Kloritt Epidot	10	2	10 5	3 10	20	2	5	
Titanitt Kalkspat	sp sp	2.0	1	1		1 1	sp	
MUSKOVILL Biotitt Apatitt	30 50	20 20 1	20	30 5	sp 25	10	30	
Granat Opak Turmalin	2	10 2	4	1 2	10 10	20	5	
I GIMGIIII	1 25							- 1

Tabell 5.12. Lapphellaren skifer. Vaknahellaren skifer (P-98) og jamførbare skifere i Simonsborgområdet. Analyserte prøver med stjerne (*).

5.6. METAMORFOSE

Som det går fram av kap. 4 og kap.5 sålangt, har bergartene under den kaledonske orogenese gjennomgått en betydelig plastisk og sprø deformasjon med produksjon av sekundære strukturer og tektoniske breksjer. Den plastiske deformasjon vitner om en orogenese under høyere trykk og temperaturforhold. Dette skal forsøkes belyst i det etterfølgende.

Mineralomvandling og mineralvekst gir gode indikasjoner på variasjonen av temperatur og trykk. Avhengig av metamorfosegraden kan bergartsteksturer og mineralogi gi tilkjenne den primære petrografi, men for bergartene i Nordgruvefeltet har dette bare delvis vært mulig.

For eruptive bergarter kan en primær mineralogi beregnes på bakgrunn av bergartenes totalanalyser. Før mineralomvandling og metamorfose belyses, gjennomgås raskt en normberegning av metavulkanittene.

5.6.1. NORMKLASSIFIKASJON

På grunn av spillittiseringen (se fig.6.2.) og senere metamorfose må den mineralogien en normberegning angir bare tas som veiledende. Særlig gjelder dette for de klorittiserte breksjerte bergarter. Med disse forbehold betraktes derfor resultatet av normberegningen.

Ved normberegning er benyttet et program for eruptive bergarter (Saltikoff et al., 1976). Regneprogrammet har feilet for to av de sure vulkanittene, og har ikke tatt hensyn til svovelverdiene. All ikke-silikatbunden jern er derfor angitt som hematitt og ilmenitt. Beregningene angir også anortittinnholdet i plagioklas. (se tabell 5.13.-a.-c.).

Haughammeren metagabbro (E-1) er beregnet til å være en nefelinholdig olivingabbro (20% olivin) med en An-komponent på 60%. Prøven angis med bare klinopyroxen (diopsid) i sin norm og ikke noe orthopyroxen (hypersten). Det høyere K_2O -innholdet har gitt en høy ortoklasandel. Denne metagabbroen er markert forskjellig fra de andre grovkornige metavulkanittene og kan ikke assosieres med disse. I tynnslipet gir serpentin indikasjon om opprinnelig olivin (Tabell 5.2).

Alle basiske vulkanitter er olivinnormative (0-10% olivin), men med enkelte unntak i alle grupper. De øvrige vulkanitter (tabell 5.13.a-c) angis alle med ortopyroxen (hypersten) og for de basiske vulkanitter også klinopyroxen med enkelte unntak. Putelavaen i prøve P-18 holder hele 36% pyroxen, mens pyroxenandelen for de øvrige basiske vulkanitter angis med 11% - 32%. I de sure vulkanitter er pyroxen-andelen (hypersten) 0-4%. Det er ikke funnet rester av pyroxener i Nordgruvefeltet. All pyroxen er derfor omvandlet til hornblende med videre dannelse av aktinolitt og kloritt (tabell 5.2.). Se neste avsnitt.

			GROVKORI	IG		MIL	DELSKORN	16	FINKORNIG					
	E-1*	B-67-b	K-85-a	E-24	F-11	F-158	1-40-c	N-30	1-72-d	L-19	0-39	L-69-b	P=18	
Kvarts					4		2		4	4				
Ortoklas	12	1	3	2		1	1	2	1	3	2	1	2	
Albitt	18	31	35	40	27	49	47	41	42	48	38	42	26	
Anortitt	28	29	24	23	23	18	16	26	20	15	22	21	26	
Diopsid	6	10	8			1	6	3	6	.6	11	9	16	
Hypersten		16	20	18	24	14	16	8	15	12	11	7	21	
Olivin	20	2		3		5		6			5	8		
Kalkspat	6	4	4	6	8	3	1	4	2	1	1	3	2	
Ilmenitt	2	3	1	1	2	4	3	3	3	4	4	3	3	
Magnetitt	2	3	4	4	1	4	4	4	5	5	4	3	3	
Ań i plag.	60	48	40	36	46	27	25	39	33	23	37	33	49	

HOMOGENE VULKANITTER

* 6% nefelin

	PORF	YRITTER		BAS	ISK TUFF		KLOR	ITTISER		KLORITT BREKSJE			
	I-40-d	L-69-c	L-103-c	N-90-a	0-34-c	1-40-ь	2834	2836	2838	2833	2835	2839	2842
Kvarts					6	2						3	
Ortoklas	6	2	2	3	1	1	3	2	3	1	1	2	1
Albitt	31	22	29	33	34	41	32	45	43	39	38	47	41
Anortitt	30	40	38	22	18	19	17	19	14	21	18	17	19
Diopsid	1	10	8		12	10	8			1			
Hypersten	19	17	11	19	20	14	20	7	15	16	13	15	20
Olivin	2		2	9			2	10		5	10		2
Kalkspat	5	3	4	5	2	1	1						
Ilmenitt	2	2	2	3	3	3	-	-	-	-			
Magnetitt	3	3	4	3	3	5	10	8	9	9	10	9	10
An i plag.	49	65	57	40	35 '	32	34	29	25	34	32	27	31

	SUR 1	HOMOGEN	I	SUR T	UFF		TUFFI	т		KAI	KTUFF	
	E-121	L-81	N-79	I-40-a	0-31	I-72-a	I-72-c	L-69-a	L-103-a	L-103-b	192 598	I-114
Kvarts	17	28	35	39	43	10	27	6				
Ortoklas	1	4	2	2	2	1	5	2	9	2	2	1
Albitt	68	56	49	36	40	62	31	40	25	24	38	38
Anortitt	5	4	4	15	6	8	18	19	11	29	20	20
Diopsid				1			1			15	12	7
Bypersten	4	1	3	0	2	6	6	20	23	12	9	15
Olivin									5	7	5	1
Kalkspat	1	1	1	2	1	2	3	2	7	5	7	9
Ilmenitt	1	1	-	-	1	4	2	4	5	2	3	3
Magnetitt	2	2	2	3	1		5	4	6	3	4	4
An i plag.	7	6	8	29	13	11	36	33	31	54	34	35

Tabell 5.13.a, b og c. Normberegnet mineralinnhold for de ulike vulkanitter.

Plagioklasinnholdet (summen av albitt og anortitt) varierer med 50-67% for de basiske metavulkanitter og anortittverdien for plagioklasen angis i området 23-49% An (49-65% An for porfyrittene). For de grovkornige og finkornige bergarter gir dette en andesitt, mens de middelskornige mer tenderer mot oligoklas, hvilket enkelte korn har gitt informasjon om i mikroskop. (Se neste avsnitt). Prøvenes antall og verdi danner ikke grunnlag for å diskutere en eventuell trend i dette. Derimot gir porfyrittene (25% porfyrøyne) med sin gjennomsnitts labradoritt-komposisjon en teoretisk indikasjon om at porfyrøynene kanskje besto av enda mer An-anriket plagioklas.

Normberegningen for de klorittiserte tuffer og klorittbreksjer indikerer ingen avvik fra de andre beslektede bergarter. For de sure homogene vulkanitter er Aninnholdet ca. 6-8% (albitt) og indikerer en magmatisk differensiasjon. Sett under ett er det en jevn spredning mellom 23 og 65% for de homogene basiske vulkanitter, mens det er et sprang ned til de sure.

Selv om endel prøver har kalkspat i tynnslipet, angis det et større normativt kalkspatinnhold. Kalkspat kan derfor til en viss grad ha inngått i dannelsen av klinozoisitt og epidot i tilknytning til saussurittiseringen av feltspaten.

5.6.2. MINERALOMVANDLING OG MINERALVEKST.

Det etterfølgende er basert på mikroskoperingsarbeidene.

5.6.2.1. Hornblende og aktinolitt.

Innen de grovkornige gabbroide enheter har de større amfibolkorn ofte en uralitt-tekstur og indikerer omvandling fra pyroksen. Vogt (1927) rapporterer dialag fra lokaliteter lenger mot øst og Mason (1970, 1971) dokumenterer både ortopyroksen og augitt fra Sulitjelma gabbrokompleks og Boyle (1980) viser at disse har delvis omvandling til amfibol langs utkanten av gabbroen.

Metavulkanittene viser ved mikroskopering ofte to varianter av amfibol med utslukningsvinkelen på 10-20°. En variant har normal pleokroisme og farver mellom brun og rødbrun og en annen variant har sterkere pleokroisme, vekslende fra blå grønn til lys brun i farven. (Se fig. 5.28). Sistnevnte er yngst og er ofte dannet ut fra større korn av førstnevnte, særlig i de gabbroide bergartene. Førstnevnte opptrer også med mindre korn.

Disse observasjonene gjør at førstnevnte tolkes som en normal hornblende og at sistnevnte tolkes som aktinolitt under tvil da en skal ikke se bort fra at denne typen representerer en Na-rikere hornblende ifølge Moorhouse (1959).



Fig.5.28. Aktinolitt (blågrønn egenfarve) dannet langs korngrensen av hornblende (rød-brun). Metagabbro. 100 X.

De to typene opptrer spredt over hele feltet, men den blågrønne varianten dominerer. For de homogene metavulkanitter er det anslagsvis like mye av hver i østre halvdel av feltet, mens i vestre del dominerer den blågrønne. For de båndete metavulkanitter dominerer den blågrønne i hele feltet i et anslagsvis forhold på 4:1.

Det må bemerkes med tanke på klassifisering av metamorfosegrad at det ikke er funnet tilfeller hvor hornblende er dannet på bekostning av aktinolitt.



Fig.5.29. Aktinolitt, hornblende, klinozoisitt, epidot og leucoxen i en albittgrunnmasse. Middels foliasjon. 100X. Basisk homogen vulkanitt. I de sedimentære enheter er hornblende hyppigere anriket i enkelte lameller, og orienteringen av de relativt idiomorfe nåler ligger innenfor lagplanet eller sedimentasjonsplanet. Stedvis er orienteringen med på å gi bergarten en skifrig karakter, det gjelder da særskilt blant tuffene hvor skiktmineraler ellers er sjelden. Hos de homogene finkornige og middelskornige vulkanitter synes ikke hornblendenålene å være særlig sterkt bundet til lagningsflaten, og nålene kan ha en høyst variert romlig orientering. I noen tuffprøver kan en nok observere aktinolittnåler som har tendens til omvandling, samtidig som små hornblendekorn opptrer i matriksen.

5.6.2.2. Feltspat.

I de gabbroide og middelskornige metavulkanittene finnes sterkt saussurittisert plagioklas hvor det med mikroskop bare unntaksvis har vært mulig å bestemme An-innholdet etter utslukningsvinkelen for tvillinglamellene. Dette viser oligoklas og andesin, labradoritt for et par korn. Nydannet serisitt synes å vokse langs krystallografiske spalteplan mens klinozoisitten har ingen foretrukken vekstretning (se fig. 5.30).



Fig.5.30. Mindre saussurittisert plagioklas med serisittvekst langs spalteplan. Klinozoisitt og epidot ligger uorientert. Metagabbro 100X.

I alle de øvrige bergartene er feltspaten rekrystallisert til små granulære korn uten Carlsbad-tvillinger. Et par korn har riktignok indikert albitt og oligoklas. Forholdet albitt-oligoklas er ikke undersøkt med røntgen-spektrograf.

5.6.2.3. Epidot og klinozoisitt

Ved saussurittiseringen av feltspat synes klinozoisitt å ha vært dannet først, d.v.s. med store nok korn for identifikasjon. Det er ellers ingen karakteristisk foretrukken fordeling i metavulkanittene, skjønt epidot viser mer regelmessig opptreden i de homogene vulkanittene og finnes ikke i tuffittene.

I de homogene vulkanitter hvor klinozoisitt opptrer ved albittisering, er den uorientert, eller viser en vekstretning som er kontrollert av de krystallografiske plan i plagioklasen.

I tuffene viser klinozoisitt-nålene en gjennomsnittlig orientering parallell den øvrige foliasjon. I enkelte prøver opptrer svært mange korn orientert noenlunde vinkelrett på foliasjonen, og kan kanskje falle sammen med akseplanet for krenulasjonsfoldene.

Epidot viser ingen foretrukken vekstretning. De idiomorfe kornene viser ofte en sonarbygget tekstur.

5.6.2.4. Kloritt

Dannelsen av kloritt har mest trolig skjedd i to episoder. Kloritt opptrer hyppigst og som hovedmineral i klorittbreksjen og klorittskifrene. Se fig. 5.31. Her viser kloritt i likhet med biotitt og muskovitt en utpreget foliasjon, og for klorittskiferens vedkommende parallelt



Fig.5.31. Godt foliert kloritt med krenulasjoner. Muskovittkornet (rosa) er parallelt de øvre krenulasjonsplan. 150X. Krysset nicol.

det man kan ane som primære tuffbånding. I breksjene er kloritt hovedmineral i massen mellom og rundt de albittrike fragmenter og viser en foliasjon som i hovedsak er parallell enhetsgrensene, mens lokalt bøyer foliasjonen rundt de nevnte fragmenter i en strømlinjeform og indikerer at siste rekrystallisasjonsfase har skjedd etter hovedbreksjeringen. De fleste prøver indikerer klart at mindre krenulasjonsfoldning og delvis breksjering også har skjedd etter klorittveksten i disse bergartene.

I de klorittiserte homogene vulkanitter, klorittiserte skifre og klorittomvandlete granatkorn viser derimot klorittdannelsen en delvis uorientert opptreden. For omvandling fra hornblende er stedvis hornblendekornenes orientering bibeholdt, men vanligvis opptrer kloritten som en finkornig aggregatmasse ofte med rosettvekst (granat-omvandling).

Gradvise overganger med biotitt og muskovitt i sammenvokste korn tyder på at kloritt også kan være dannet ved retrograd metamorfose fra biotitt og muskovitt, men at kornform og foliasjon er bibeholdt.

5.6.2.5. Biotitt og muskovitt

Disse to mineraler synes å være dannet på et relativt tidlig stadium i Furulund og Lapphellaren skifer, med utvikling av skifrigheten (F₁).

I de krenulasjonsdeformerte bergarter og breksjer viser både biotitt og muskovitt at de er dannet hovedsakelig før disse deformasjonstrinn, skjønt enkelte enheter av tuffene og Furulundskifer viser listeformete muskovittkorn som har sin orientering parallelt krenulasjonsakseplanet (S₂), se side



Fig.5.32. Foliert biotitt, kloritt og muskovitt. Sent dannet muskovitt og zoisitt. 100X.

5.6.2.6. Granat

I Furulundskiferen opptrer roterte poikiloblastiske granatkorn som viser at veksten av almandinkornene skjedde mens skiferen var utsatt for deformasjon. Innesluttede korn av kvarts og klinozoisitt er delvis orienterte og danner et mønster som viser at en god foliasjon var utviklet i skiferen før granaten begynte å vokse. Veksten har så skjedd mens bergarten har gjennomgått en plastisk deformasjon (simple shear) og hvor de etter hvert større granatkornene er rotert (Fig. 5.33).



Fig.5.33. Granat rotert under vekst i en glimmerskifer. 150X. Krysset nicol, gips.

Rotasjon av granatkornene i Furulundskiferen er studert nærmere av Wilson (1968). Hans arbeider viste at hovedparten av granaten var utviklet under en spenningsutløsning med enkelte skjær (hvilket gir rotasjon), men at siste vekstfase hadde foregått under en spenningstilstand med rent skjær (sammentrykning med lateral utvidelse).

Retrograd metamorfose har ført til dannelse av kloritt fra granaten i de vestlige områder.

5.6.2.7. Konklusjon på mineralvekst.

Basert på informasjon hittil i kapitlet kan de relative dannelser eller vekstepoker på de ulike mineraler settes opp som vist i fig.5.34. Det henvises til kap.6.2. hvor havbunnsomvandlingen er diskutert (diagenese).



Fig. 5.34. Mineralenes vekstperioder. Metavulkanittene med tykk stolpe. Skifrene med åpen stolpe.

5.6.3. BESTEMMELSE AV METAMORFOSEGRAD

5.6.3.1. Metavulkanittene

Tidligere beskrev man metamorfosegraden med referanse til grønnskiferfacies, amfibolitt-facies o.s.v. etter Eskola's system. Winkler (1967) og Turner (1968) innførte begrepet metamorfosegrad og rangerer denne som svært lav, middels lav, middels og høy i takt med økende temperatur og trykk (dyp).





PT-metamorfose-kart med angivelse av diagnostiske mineraler og metamorfosegrad. (Winkler, 1976, fig. 7-4.).

208

Spesielle mineraler er med å særmerke trykkområdene i PT-metamorfose-kartet i fig.8.8. Her tilsvarer lav metamorfosegrad tidligere grønnskifer-facies, og middels metamorfosegrad tilsvarer amfibolitt-facies.

ACF-diagram benyttes for å beskrive de ulike mineralsonene innenfor PT-kartet for mafiske bergarter og er vist i fig. 6.27 og 6.28.

> $A = Al_2O_3 - Na_2O - K_2O$ $C = CaO - \frac{10}{3}, P_2O_5 - CO_2$ $F = MgO + FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$

Overgang fra aktinolitt til hornblende ved ca. 500°C definerer grensen mellom de to metamorfosetrinn, og overgangen til middels metamorfosegrad skjer ved dannelse av almandin i stedet for kloritt som opptrer ved lav eller svært lav metamorfosegrad.

ACF-diagrammet i fig. 5.36. illustrerer den mineralogiske komposisjon for de ulike mineralparageneser med varierende metamorfosegrad. ACF-diagrammets plottepunkt og modalanalyse av bergartenes mineralogi kan sammen anvendes for å bestemme metamorfosegraden.



С

С





Fig.5.36. ACF-diagram for varierende metamorfosegrad (Winkler, 1976, fig.12-3, 12-4, 12-5).

- a) Middels metamorfosegrad.
- b) Lav metamorfosegrad, høy temperaturområdet.
- c) Lav metamorfosegrad, lav temperatur området.

Stiplet omriss angir basiske metavulkanitter fra Nordgruvefeltet. På grunnlag av de kjemiske analysene av metavulkanittene (tabell 6.1.) er de aktuelle prøver plottet inn i et ACFdiagram. Som vist i fig. 5.37 har de enkelte prøvers plottepunkt for de basiske prøver en god samling. De porfyriske lavaene plotter nærmere kalsium-siden, noe en også ville forvente all den tid plagioklasandelen er ekstra høy p.g.a. phenokrystallene. De kalkholdige tuffene plotter selvfølgelig mot kalsiumhjørnet. De sure vulkanitter (ikke egnet for ACF-diagrammet) holder for lite kalsium og magnesium, og plotter derfor ovenfor almandin-zoisitt-linjen (se fig. 5.36.b.). Disse prøvene inneholder derfor verken hornblende eller aktinolitt.



Fig.5.37. ACF-plott av ikke klorittiserte metavulkanitter. Omrisset markerer de basiske rene metavulkanitter.

På grunnlag av mikroskopiundersøkelsen av de enkelte bergarter, og det som er nevnt vedrørende de metamorfe mineraler foran, kan en slutte at bergartene har vært omvandlet ved lav metamorfosegrad på grensen mot høytemperaturområdet. Likeverdig opptreden av aktinolitt og hornblende i tuffene indikerer dette. Det bør bemerkes at klassifiseringen av aktinolitt ikke er 100% sikker (se 5.6.2.1.).

Det er ikke funnet sikre indikasjoner på i hvor stor grad det er dannet oligoklas ved metamorfosen. Et par korn er observert, men hvorvidt resten er både oligoklas og albitt eller bare albitt er usikkert. Til dette kan bemerkes at isogradlinjen for biotitt og oligoklas (Vogt, 1927) er av Henley (1970) revidert med å eliminere biotittlinjen og å trekke en felles granat/hornblende/oligoklaslinje langs Vogt's granat-linje. Vogt (1927) trakk oligoklaslinjen vest for Bursimarka, mens ifølge Henley (1970) skal det finnes oligoklas videre østover til Lomi. Retrograd metamorfose, og økende mot vest i feltet, har gitt bergarter som er mer karakteristiske for lav temperaturområdet.

Siden den regionale trenden i Sulitjelmafeltet viser økende metamorfosegrad mot vest, må derfor trenden av den retrograde metamorfose korrelleres med økende deformasjon innen metavulkanittene. Deformasjonen knyttet til metavulkanittene må derfor ha påskyndet den tilbakeskridende metamorfose. Deformasjonen med aktinolittdannelsen på bekostning av hornblende må derfor ha foregått senere enn maksimal metamorfosegrad.

Om metavulkanittene sentralt og øst i feltet også representerer retrograd metamorfose fra middels metamorfosegrad, har vi ingen klare indikasjoner på. Det foreligger ikke observasjoner på klorittdannelse ut fra granat. Relikter av plagioklas tyder ikke på at den er metamorft dannet. Plagioklasrelikter med sterk albittisering er nemlig bare funnet innen de grovkornige og middelskornige homogene vulkanitter og ikke blant de øvrige metavulkanitter som er fullstendig albittisert. Albittiseringen tolkes derfor å være knyttet til diagenesen av vulkanittene og har virket mer aktivt innenfor de mer porøse lag nærmere havbunnen.

Boyle (1980) karakteriserer metamorfosen lenger øst fra øvre grønnskiferfacies til lav amfibolittfacies hvilket tilsvarer lav metamorfosegrad, henholdsvis lav og høy temperaturområdet. Dette harmonerer helt med det vulkanittene i Nordgruvefeltet viser.

5.6.3.2. <u>Glimmerskifrene</u>

AFM-Thompson-diagrammet tar, i motsetning til et ACFdiagram, hensyn til at biotitt opptrer sammen med granat, kvarts og muskovitt ved å separere FeO og MgO i hvert hjørne. Thompson-diagrammet er en projeksjon av K_2O - $Al_2O_3(A)$ - FeO(F) - MgO(M) - tetraedret, og hvor punkt i tetraedret blir projeksert fra muskovittpunktet og ned i AFM-planet, og for K_2O -rikere prøver vil projeksjonen havne nedenfor F-M-linjen. (Winkler, 1976, fig. 5.9.).

Glimmerskifrene i fig. 5.39 plotter såvidt langt ned i diagrammet at mineralparagenesen vil omfatte feltene under klorittbeltet, og det er derfor tvilsomt om de diagnostiske mineralene pyrofyllitt, kyanitt eller andalusitt eksisterer. Tuffitt-prøvene er nok for albittrike bergarter for dette diagrammet.

Som illustrert karakteriseres pelittiske skifres metamorfosegrad med dannelsen av henholdsvis biotitt, almandin og staurolitt. Muskovitt og phengite Si og Mg-rikere muskovitt er ikke mulig å atskille med mikroskop. Mikroskopering viser hovedsaklig biotitt, kloritt, og almandin som diagnostiske mineraler. Det er ikke observert staurolitt eller sillimanitt som karakteristiske mineraler for middels metamorfose. Muskovitten er ikke differensiert i phengitt. Ei heller har det vært mulig å differensiere feltspaten i kalifeltspat og plagioklastyper. Kyanitt er observert på kvartslinse innen Vaknahellaren skifer i Haukenhola, men er ikke diagnostisk mineral m.h.t. metamorfosegrad.

Da økende metamorfosegrad opptrer mot vest og opp i stratigrafien, diskordant invertert metamorfosegradient), se fig. 2.5, skulle man vente å finne bergarter med middels metamorfosegrad. Skifrene i Skaiti supergruppe



Fig.5.38. AFM-Thompson-diagram for varierende metamorfosegrad (Winkler, 1976).

- a) Lav metamorfosegrad, lav temperatur (biotitt).
- b) Lav metamorfosegrad, høyere temperatur (almandin)
- c) Middels metamorfosegrad (staurolitt).



opptrer da også med staurolitt-førende skifre bl.a. ved Raudelva nord for Rupsifeltet.

Det er ikke i de lavere enheter funnet opptreden av glimmer eller kloritt som kan tyde på retrograd omvandling av staurolitt. Det er heller ikke funnet teksturer som kan indikere mindre omvandling av muskovitt til andre varianter, men muskovitt er i så måte et relativt stabilt mineral når det først er dannet. Derimot viser almandin varierende grad av omvandling til kloritt.

Det kan derfor med stor sikkerhet slås fast at de undersøkte skifre har hatt høyere temperatur/lav metamorfosegrad i likhet med vulkanittene som maksimum metamorfosegrad. Retrograd metamorfose har også påvirket skifrene, men det spredte materialet kan ikke gi noen øst-vest trend for graden av denne.

5.6.3.3. Klorittbreksjene

Disse hører inn under metavulkanittene som nettopp er diskutert, men reiser likevel et par spørsmål. De store klorittmassene som er bundet til klorittbreksjer og klorittskifre i Nordgruvefeltet, samt de klorittiserte vulkanitter i de vestre områder, harmonerer lite med både retrograd metamorfose, økende metamorfose mot vest osv. Skal disse lokalt sett større mengder av kloritt kunne forklares, må en eller flere av følgende forutsetninger gjelde:

- a) Den hydrotermale havbunnsomvandling har dannet lokale områder der senere metamorfose har gitt svært mye kloritt. Disse klorittmassene har vanskelig kunnet omdannes fullt ut til hornblende og almandin selv om PT-forholdene skulle tilsi en mulighet for dette ved en lavere metamorfosegrad.
- b) Klorittdannelsen har skjedd både før og etter maksimal metamorfose med stoffutveksling under breksjering av metavulkanske enheter, særlig langs utviklede tektonikkplan ved den store isoklinale foldefase og ved senere bevegelser. Økende klorittiseringsgrad mot vest er derfor et indisium på Økende deformasjonsgrad.

Den korrelasjon som deformasjon og klorittisering viser kan også anvendes omvendt. Sterkere grad av tektonisering kan nemlig være kontrollert av de primært klorittiserte og svake bergartene. Høy grad av korrelasjon mellom klorittbreksje og kismineralisering må tillegges vesentlig betydning og indikerer en hydrotermal omvandling i forbindelse med sulfidavsetning.

Forfatteren vil derfor konkludere med at kloritt er et primært mineralprodukt ved hydrotermal omvandling av friske vulkanitter. Hovedparten av klorittmengdene har vært stabil under den regionale metamorfose, selv om noe almandin eller amfibol kan ha vært dannet, men gått tilbake til kloritt ved retrograd metamorfose. Klorittdannelse ved tektonisering har følgelig skjedd i noe mindre omfang enn tidligere ment (se fig.5.34.), men hvilken prosess som har gitt mest kloritt av normal metamorfose (retrograd), kjemisk deformasjon p.g.a. havbunnsomvandling eller ved tektonisering kan det ikke gis et endelig svar på.

5.6.3.4. Maksimal metamorfosegrad

TP-kartet i fig. 5.35 kan benyttes til å anslå TP-forholdene ved den varierende metamorfose.520-550°C og 6-8 kb's trykk (tilsvarende 22-27 km's dyp) synes å ha vært maksimale TP-forhold for Sulitjelma-amfibolitten i Nordgruvefeltet. Henley (1971) konkluderte med 550-570°C med bruk av muskovitt-paragonitt geotermometer for de overliggende staurolittskifre.

5.7. KONKLUSJON

I dette kapittel har de ulike bergarters kjennetegn og varierende karakteristika vært beskrevet i både makro- og mikroskala. De mikroskopiske observasjoner korresponderer med feltbestemmelse av de ulike bergarter og bekrefter identifikasjonen. Disse beskrivelsene harmonerer også med generell opptreden av og kjennskap til lignende bergarter andre steder. Den mineralogiske observasjon er sammenholdt med normativ beregning av mineralogi på bakgrunn av kjemiske analyser og viser likeledes overensstemmelse. Likeledes er det dannet en modell for metamorfe hendelser som harmonerer med det regionale mønster og tektoniske hendelser lokalt i feltet.

Dette kan sammenstilles som følger:

- Bergartene i Furulundskifer og Sulitjelma amfibolittgruppe er helt forskjellige. Lapphellaren skifer ligner deler av Furulundskifer og deler av Lapphellaren skifer kan sammenlignes med tuffittene i Sulitjelma amfibolittgruppe.
- Sulitjelma amfibolittgruppe er bygget opp av sterkt deformerte deler av en vulkanittsekvens og består av gabbro med ganger, lavabenker, agglomerater og tuffer og tuffitter mot toppen. På grensen mot Furulundskifer opptrer kismineraliseringer.
- 3. Havbunnsomvandling har ført til klorittdannelse innenfor vulkanittavsetningene (kap. 6 og 7) og gitt svakere bergarter hvoretter tektoniske plan har utviklet seg med ytterligere klorittdannelse.
- Maksimal metamorfose er i dette kapittel klassifisert til lav metamorfosegrad og høyere temperatur, dvs. ca. 520 - 550°C og 6 - 8 kb's trykk. Området er karakterisert av retrograd metamorfose.
- 5. Det er ikke tatt endelig stilling til vulkanologisk miljøtype fordi dette best blir belyst m.h.a. kjemiske og normative klassifikasjonsdiagrammer i neste kapittel.



.

4-

.
PETROKJEMI

6.1. BERGARTSANALYSER

6.

Bergartsprøvene fra Nordgruvefeltet vist på kart i bilag 4 representerer i utgangspunktet 14 ulike bergartstyper, de fleste med tre prøver. Analyseresultatene for de enkelte prøver er vist i tabell 6.1. og 6.2. For de klorittiserte tuffer og klorittbreksjer er anvendt data fra fig. 7.27.

Før de enkelte elementene gjennomgås bør det først knyttes noen bemerkninger til anomale analyseverdier i de enkelte grupper med unntak av de som allerede er berørt:

Usughammoron		
metagabbro	:	Dette er en representant for Kjeldvann metadoleritt. Det høye kaliinnholdet og lav SiO ₂ -verdi er karakteristisk.
Grovkornig metavulkanitt	:	F-11 representerer den ekstremt lyse gabbrobenken i Simonsborg MVLP med relativt høyt Al ₂ O ₃ -innhold, og lavt Fe og Zr. De andre tre prøver er relativt like, men E-24 viser et unormalt Ni/Cr-forhold): >1. (Smitte ved knusing?)
Middelskornig metavulkanitt	:	Relativt ens.
Finkornig metavulkanitt	:*: :	Relativt ens.
Sur metavulkanitt	:	Spredning i MgO og glødetap med høy korrelasjon. Høy Zn-verdi for 182/847.
Porfyrisk metavulkanitt	:	Svært like verdier, unntatt Ni/Cr- forhold): >1 for L-69-c og høyt Cr-innhold i I-40d. (Smitte?)
Basisk tuff	:	Relativt ens, unntatt svært høyt Zn- innhold i 0-34-c. Tuffene viser stor likhet med de homogene metavulkanittene, f.eks. de finkornige. Tuffene kan derfor i det etterfølgende betraktes som 100% vulkanitt.
Kalkholdig tuff	:	Lignende verdier, unntatt høyt Cu- innhold i L-103-b.
Sur tuff	:	Relativt ens for to av prøvene, mens E-42 danner avvik ved å ha mer andesittisk karakter og derav en noe annen kjemisk sammensetning.

Symbol.	Variant	Lokalitet	sio ₂	TiO2	A1203	Fe ₂ O ₃ ×	Fe203	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ 0	к ₂ 0	P205	so3	G1.tap	SUM
0	Haug-	E-1	45.49	.89	17.78	7.27	1.43	5.26	.11	9.49	10.29	3.31	2.09	.09	1.12	2.53	99.86
•	GROV- KORN.	B-67-b K-85-a E-24 F-11	48.73 51.53 50.15 46.34	1.41 .61 .73 .79	16.62 15.95 16.72 23.04	7.94 8.28 8.69 4.14	2.16 2.85 2.88 .75	5.20 4.89 5.23 3.05	.18 .14 .17 .11	6.86 7.11 6.56 8.01	10.42 8.90 7.66 9.34	3.61 4.15 4.71 3.15	15 .44 .40 .07	.08 .01 .03 .02	1.55 1.52 1.27 1.17	1.62 1.73 2.41 3.67	98.58 99.92 98.92 99.50
# E #	MIDDELS- G KORN. G	F-158 I-40-c N-30	51.45 53.44 49.28	1.92 1.72 1.29	16.10 15.17 17.88	10.42 10.38 7.81	2.89 2.55 2.80	6.80 7.05 4.51	.17 .16 .14	5.57 4.23 5.69	5.74 6.07 8.57	5.74 5.59 4.80	.16 .14 .34	.39 .39 .26	1.57 1.95 1.40	1.18 .62 1.64	99.65 99.07 98.59
	FIN- HETAVO	I-72-d P-18 L-19 O-39 L-69-b	53.63 49.88 54.62 50.39 50.50	1.38 1.62 1.93 1.92 1.66	15.78 14.87 15.15 15.77 15.98	7.99 10.60 11.47 11.65 10.21	3.48 1.99 3.24 2.64 2.14	4.06 7.75 7.41 8.11 7.26	.16 .16 .19 .19 .17	6.08 7.15 2.93 5.43 5.66	7.31 10.34 5.61 8.20 8.37	4.90 3.10 5.69 4.45 4.96	.24 .36 .45 .28 .22	.22 .16 .48 .12 .28	1.57 1.77 1.67 1.90 1.42	1.04 .89 .47 .60 1.27	99.84 100.02 99.83 99.99 99.88
++++++	SURE TTEX	E-121 N-36-a L-81 182-847 N-79	67.22 64.64 70.60 68.69 73.00	.59 .63 .37 .41 .18	16.03 14.85 14.64 13.09 13.62	3.90 5.00 2.33 3.79 3.19	1.30 1.74 1.00 1,68 1.07	2.34 2.93 1.20 1.90 1.91	.06 .06 .02 .10 .05	.48 2.58 <.25 1.00 .18	1.56 2.65 1.35 1.30 1.54	7.98 4.17 6.57 5.62 5.74	.10 .31 .61 .11 .39	.08 .08 .02 .04 .01	1.65 2.15 1.72 3.62 1.60	.39 2.39 .44 1.47 .52	99.77 99.18 98.53 99.02 99.81
•	PORFYR	I-40-d L-69-c L-103-c	49.45 48.40 48.32	.82 .80 .77	19.38 19.17 19.81	6.67 6.22 6.13	1.96 1.79 2.39	4.24 3.99 3.37	.12 .11 .10	6.82 6.87 5.39	8.74 12.08 11.74	3.64 2.58 3.41	.99 .35 .30	.08 .08 .12	1.50 1.72 1.42	2.10 1.21 1.52	99.83 99.14 98.65
	TUFFER	N-90-a O-34-c I-40-b	48.31 54.84 51.58	1.38 1.25 1.67	16.22 13.44 15.03	10.27 8.70 10.64	2.07 1.96 3.14	7.38 6.07 6.75	.17 .16 .20	8.79 7.06 4.68	7.75 7.86 7.64	3.90 4.03 4.83	.47 .17 .10	.22 .18 .40	1.32 2.47 2.67	2.32 .80 .61	100.29 100.29 99.29
0	KALK- TUFFER	L-103-b 192-598 I-114	47.12 48.57 48.14	1.27 1.61 1.31	15.55 14.83 15.06	8.90 9.35 8.61	1.81 2.59 2.61	6.38 6.08 5.40	.16 .15 .18	7.88 5.79 5.34	12.20 11.07 11.10	2.88 4.46 4.50	.28 .31 .24	.15 .24 .16	1.70 1.65 1.22	2.04 2.99 3.93	99.43 100.34 99.23
X X X(V)	SURE TUFFER	I-40-a O-31 E-42	72.13 75.39 58.87	.23 .34 1.32	14.03 12.22 17.71	3.10 2.54 3.63	2.01 .76 .34	.98 1.60 2.96	.06 .04 .04	<.25 .13 4.98	4.13 1.75 2.64	4.30 4.77 7.20	.32 .30 .15	.03 .05 .41	1.77 1.57 1.42	.81 .36 2.02	100.78 99.28 100.06
▼ ▼ ▼	TUFFITTER	I-72-a L-69-a L-103-a I-72-c	59.38 53.13 41.42 63.18	2.33 1.89 2.42 .99	18.72 15.13 17.66 13.38	4.50 11.79 15.86 6.92	.04 2.99 4.34 3.09	4.01 7.92 10.37 3.45	.04 .14 .18 .11	.86 4.44 7.10 1.76	3.57 5.68 6.63 5.43	7.27 4.67 2.92 3.71	.13 .31 1.45 .78	.71 .56 .55 .22	1.90 2.22 2.22 1.37	.84 .76 2.89 1.12	99.81 99.81 100.16 98.59
aaa	BREKSJER	К-67 К-98 К-99	58.03 52.81 61.99	.85 1.16 .70	15.38 11.53 13.24	8.39 16.08 5.52	1.53 5.09 1.09	6.17 9.89 3.99	.11 .10 .06	5.76 9.66 2.70	2.64 .21 5.31	1.56 .67 2.69	3.23 .04 .09	.16 .10 17	1.02 1.42 1.20	2.59 7.06 6.68	99.02 99.74 99.90
\$ \$ \$	FURULUND SKIFER	H-6 B-11 H-2 B-1	57.64 58.31 67.01 56.06	.91 .85 .95 .82	15.95 14.57 12.99 14.08	7.67 7.33 5.78 7.10	1.30 1.29 .71 1.56	5.73 5.44 4.56 4.99	.11 .12 .04 .07	6.08 5.43 2.70 5.17	4.26 5.36 .38 3.86	1.36 1.31 .59 1.82	2.55 2.48 2.97 2.81	.16 .14 .12 .13	1.17 1.70 3.85 3.82	2.71 2.92 2.54 4.44	99.92 99.91 99.91 99.63
•	VAKNA- HELLEREN	B-85	57.79	.78	15.39	11.88	1.31	9.51	2.47	4.12	2.65	.20	1.91	.14	1.32	2.33	99.93
•	LAPP- HELLAREN	I-64-b	60.89	.80	14.22	6.69	.91	5.20	.06	4.14	4.75	5 1.57	2.73	.16	2.15	1.31	98.89

Tabell 6.1. Analyse av bergarter fra Nordgruvefeltet. (Utført av I. Vokes, Geol. Inst., NTH). (Svovelanalysene utført av K. Navjord, A/S Sulitjelma Gruber). 217

.

а. 22

.

Symbol	Variant	:	Lokalitet	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Cr	Ba	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
0	Haug-	a.	E-1	10	80	32	152	52	291	40	< 10	218	14	42	16
:	GROV- KORN.	3	B-67-b K-85-a E-24 F-11	6 6 29 13	75 112 140 82	33 32 32 32 32	60 84 108 297	44 46 43 38	298 251 45 378	90 160 160 130	< 10 < 10 < 10 < 10 < 10	315 286 438 293	11 16 11 3	28 20 6 < 20	10 10 10 14
	MIDDELS- KORN.	HOMOGI	F-158 I-40-c N-30	17 21 9	134 128 135	32 35 35	248 68 187	42 42 45	326 92 278	180 180 150	< 10. < 10 < 10	133 102 319	67 64 40	275 287 133	15 10 13
	FIN- KORN.	ENE METAV	I-72-d P-18 L-19 O-39 L-69-b	6 17 12 7 6	118 119 132 139 112	35 26 35 34 35	106 84 188 139 128	48 98 41 49 53	243 358 248 199 228	180 310 240 140 170	< 10 < 10 < 10 < 10 < 10 < 10	208 218 98 162 248	34 32 67 48 40	163 119 324 224 172	13 10 18 12 14
+++++	SURE	ULKANITTE	E-121 N-36-a L-81 182-847 N-79	19 27 9 81 12	55 76 47 340 82	35 44 30 42 30	67 83 82 66 66	27 25 18 21 20	114 179 129 121 132	< 20 120 190 < 20 270	< 10 < 10 < 10 < 10 < 10 < 10	90 187 78 111 84	54 23 72 67_	527 286 535 661	20 12 18 22
•	PORFYR	R	I-40-d L-69-c L-103-c	4 29 27	96 95 58	30 32 30	180 258 163	48 48 45	300 218 268	550 120 110	4 < 10 < 10	328 202 270	11 6 17	51 43 44	8 4 7
4 4 4	TUFFER		N-90-a O-34-c I-40-b	7 46 15	101 1069 111	34 28 34	137 179 226	56 50 57	273 375 337	180 110 230	< 10 < 10 < 10	146 204 178			
 	KALK- TUFFER		L-103-b 192-598 I-114	239 72 57	101 80 · 80	31 20 25	148 127 151	41 99 106	362 275 315	160 120 180	< 10 < 10 < 10	197 196 245			
× × ×(▽)	SURE TUFFER		I-40-a 0-31 E-42	10 46 5	59 39 90	29 34 33	150 98 54	19 20 31	276 180 47	430 30 110	< 10 < 10 < 10	237 195 122	79	433	15
V V V V	TUFFITTE	R	I-72-a L-69-a L-103-a I-72-c	38 31 23 20	359 104 168 75	35 19 22 27	108 100 40 59	28 91 107 71	152 160 72 201	170 260 740 320	< 10 < 10 8 < 10	181 111 293 259	126	505	13
aaa	BREKSJER		К-67 К-98 К-99	8 123 19	124 288 115	22 27 19	128 67 107	79 64 58	152 130 158	670 140 550	138 < 10 36	168 50 182			
\$ \$ \$	FURULIND SKIFER		H-6 B-11 H-2 B-1	18 28 43 56	120 119 95 154	41 37 20 30	128 127 83 107	79 73 60 71	192 187 154 138	520 560 1100 550	114 120 136 116	114 123 45 90			
•	VAKNA- HEILEREN LAPP- HELLAREN		B-85 I-64-b	10 32	165	114 29	177 98	153 68	165 · 157	820 500	72 85	130 113			

Tabell 6.2. Sporelementbestemmelse av bergartsprøver fra Nordgruvefeltet. (Utført av I. Vokes, Geol. Inst., NTH).

:

Tuffitt

Breksjer

: K-67 og K-99 er henholdsvis krenulasjonsdeformert og svakt breksjert tuffitt og tuff med noe kalkspatfylling. K-98 er en typisk klorittbreksje. Variasjon i tråd med utgangsmaterialet, men K-98 viser avvik fra klorittbreksjene i Mons Petter (se fig.7.27) med lavt CaO og Na2O og høyt Fe-tot. K-98 mangler forøvrig Sr.

lite Fe₂O₂ og høyt Zn-innhold.

Mer variert fordeling. 1-72-a har svært

Furulund skifer

- : Relativt ens. H-2 og B-1 med høyere S-innhold er tatt nær grensen mot amfibolitten.
- Vaknahellaren skifer : Prøven er tatt i den øverste del av Leirelva skiferledd ved Simonsborg. Avviker fra annen Furulundskifer med høyt Fe og Mn innhold og lite Na, ellers med høyere innhold av Pb, Ni og Co.

Lapphellaren skifer: Nokså lik Furulund-skiferens analyser.

- Klorittisert tuff : Relativt ens, men jo mer svovel jo mindre CaO.
- Klorittbreksje : Relativt ens. Prøven nærmest malmen har høyt K₂O-innhold. Begge klorittgruppene har varierende innhold av S, Cu, Co, Zn og Pb.

6.1.1. HOVEDELEMENTER

SiO₂

De basiske vulkanitter har et SiO₂-innhold på mellom 48,3% og 54,6%. Unntaket er den lyse gabbroide variant, F-11, som viser en mer basisk karakter (46,5%). Verdiene tilsier vulkanitter av basalt og basaltisk-andesitt (52-55% SiO₂) ifølge Cox, Bell og Pankhurst (1979).

De sure lavaene og tuffene har et SiO₂-innhold fra 58,9% til 75,4%, dvs. dacittiske og rhyolittiske verdier. (Se derimot fig.6.6. for nærmere klassifikasjon). Det er ikke funnet sure lavaer av andesittisk sammensetning, og vulkanittene faller derfor i to isolerte grupper m.h.p. SiO₂; de basiske og de sure, dvs. bimodal vulkanisme. Kvantitativt utgjør de basiske vulkanittene anslagsvis over 98% av vulkanitt-typene.

Tuffittene viser stor spredning mellom 41% og 63% SiO2. "Andesittiske" verdier fås imidlertid for glimmerskifrene. De klorittiserte tuffene og breksjene viser også basaltisk sammensetning ved korreksjon for sulfid. De basaltiske vulkanittene viser et innhold fra 0.61 til 1.93% TiO₂ og unntas de grovkornige og porfyriske basalter, er området innskrenket til 1,25-1,93% TiO₂. De sure tuffer og lavaer holder 0,18-1,32% TiO₂.

Tuffittene viser 0,99-2,42% TiO2. Glimmerskifrene har et svært ens innhold med 0,78-0,95% TiO₂, og de klorittiske breksjene og tuffene viser 1,21-2,56% TiO₂. Unntas prøven som ligger nære malmen og er noe anderledes, blir spredningen for klorittbergartene 1,62-2,56, hvilket er en økning av TiO₂innholdet på 30% i forhold til de ikke klorittiserte.

Al₂03

De porfyriske metavulkanitter har et høyt innhold av Al₂O₃ (19,2-19,8%) p.g.a. de ekstra feltspatkrystallene, mens de massive vulkanitter holder 14.6-17,9% Al₂O₃. Disse verdiene er normale for basalten og viser ikke entydig en tholeiittisk eller kalkalkalin vulkanitt-type. De basiske tuffene er noe Al-fattigere med 13,4-16,2% Al₂O₃.

Også for de sure vulkanittene er tuffene lavere (12,2-14,0%)enn tilsvarende lavaer (13,1-16,0%), noe som kan skyldes større diagenetisk omvandling (Al-ekstraksjon eller SiO₂utfelling av tuffene. De klorittiserte tuffene og klorittbreksjene holder 13,0-17,7% Al₂O₃ og tilsvarer spredningen for de basiske tuffer og lavaer. Tuffittene viser større spredning (13,4-18,7%) mens glimmerskifrene er gjennomsnittlig noe lavere i Al₂O₃ (13-16%), og således lik de basiske tuffer.

$Fe_2O_3 - tot.$

De porfyriske metavulkanitter har sitt karakteristiske innhold i området 6,13-6,67% Fe₂O₃-tot. og overlappes ikke av andre metavulkanitter. De sure lavaene og tuffene holder 2,33-5,0%, mens de resterende vulkanitter holder 7,27-11,65% Fe₂O₃-tot., (hvilket er normalt for basalten) og opptil 12,0% for de klorittiserte bergartene. Breksjene og tuffittene har spredning fra 3,39 til 16,08% Fe₂O₃-tot., mens glimmerskifrene varierer fra 5,78 til 7,67 med unntak av "Vaknahellaren" skifer med 11,9%.

Analyseringen m.h.t. to- og treverdig jern viser ingen andre generelle trekk enn at forholdet FeO/Fe₂O₃ alltid er større enn en, som regel to til tre. Det er ett unntak, en keratofyrisk tuff, I-40-a.

MnO

De sure lavaene og tuffene holder 0,02-0,10% MnO, mens de resterende metavulkanitter holder 0,10-0,20% MnO, og 0,05-0,23% for de klorittiserte. Lavere verdier for tuffene kan tyde på større grad av utlesking under diagenesen. Ellers harmonerer analysene med verdier for basalter, 0,14% MnO; og 0,03% for sure intrusiver (Wedepohl,1978). De øvrige bergarter holder fra 0,04-0,18% MnO med unntak av prøven fra Vaknahellaren skifer med sin 2,47% MnO, hvilket skyldes granatene i denne skiferen (se pkt. 5.4.). Boyle (1982) har analysert tilsvarende skifrer lenger øst og påvist 1,99% MnO.

к₂0

Det er ingen klar differensiasjon i kali-innholdet i metavulkanittene med sitt innhold på 0,10-0,61% K20. Slike lave K₂O-verdier er karakteristisk for enkelte tholeiittiske vulkanitter til spredningsrygger og øybuevulkanisme. En porfyrisk prøve avviker noe med sine 0,99% K20. Tuffitter, breksjer og glimmerskifer har stor spredning og er langt kali-0,04-3,23% K₂O. Det er en viss sammenheng mellom rikere: K₂O-innhold og malmføring (se fig. 7.35.). Som allerede nevnt holder E-1, metadoleritten i Furulund-skiferen, langt mer kali (2,09% K₂O) enn metavulkanittene i Sulitjelma amfibolittgruppe, og indikerer et annet dannelsesmiljø. En prøve er imidlertid for lite for en slik konklusjon. Boyle (1982) har analyser av tilsvarende bergart som viser 0,43% K₂O. Det høye kali-innholdet skyldes derfor mest trolig tilførsel av kali fra Furulundskiferen under orogenesen.

MgO

De sure lavaer og tuffer er relativt Mg-fattigere;0-4,98% MgO, mens resten av vulkanittene holder fra 2,93% til 8,79, vanligvis 5-7%. De klorittiserte tuffer og breksjer holder fra 6,05 til 17,57% MgO og er som ventet tildels sterkt anriket m.h.t. MgO p.g.a. havbunnsmetasomatose (se neste avsnitt). Glimmerskifrene holder 2,70-6,08% MgO, mens breksjene og tuffittene viser noe større spredning, 1,76-9,66% MgO.

Ca0

De sure metavulkanitter har relativt lave verdier med 1,30-4,13% CaO, mens de porfyriske metavulkanitter og kalkholdige tuffer viser begge en anrikning med 11,07-12,20% CaO, unntatt I-40-d, som holder 8,74% CaO.

De øvrige metavulkanitter holder fra 5.61 - 10,42% CaO.

Foruten at CaO indikerer primær feltspatkomposisjon (differensiasjonsgrad i magmaet), forventes CaO verdiene å være sterkt påvirket av havbunnsmetasomatose.

De klorittiske tuffene (2,46-7,19%) og klorittiserte breksjene (3,16-5,78%) viser således relativt lavere CaO-verdier om man tar SiO₂-innholdet i betraktning. Tuffitter, øvrige breksjer og glimmerskifer har fra 2,46 til 6,63% CaO, om en unntar K-98 med sine 0,21% CaO og H-2 med 0,88% CaO, og gjenspeiler i stor grad innholdet av kalkspat.

Na₂0

De høyeste verdiene påtreffes hos enkelte av de sure lavaene og tuffene, samt tuffittprøven I-72-a, der verdiene når opp i 6,57 og 7,98% Na₂O. 6-8% Na₂O er typisk for kvartskeratofyriske tuffer (Oftedahl, pers.med.). Laveste verdier viser de porfyriske metavulkanitter med sine 2,58-3,65% Na₂O. De øvrige vulkanitter holder fra 3,90-5,74% Na₂O med unntak av den kalkholdige tuffprøven L-103-b med 2,88% Na₂O, som relateres bedre med de porfyriske metavulkanitter. Na₂Oinnhold over 4% er karakteristisk for vulkanitter som har fått Na-tilførsel fra havvannet med spillittisering med albittdannelse. De klorittiserte breksjer holder fra 3,85 til 5,75% Na₂O med unntak av 2,21% for en prøve. Dette er nære spredningen for de ikke klorittiserte tuffer. Tuffittene har relativt høye verdier (2,92-4,67) i relasjon til glimmerskifrene (0,20-1,82) og indikerer graden av epiklastisk og pyroklastisk sedimentasjon. Lavest er Na₂O-innholdet (0,20) i Vaknahellaren skifer.

^P2⁰5

Laveste verdier for P₂O₅ finnes i de grovkrystalline, porfyriske og sure metavulkanitter og sure tuffer. Disse holder 0,01-0,12% P₂O₅. De middels- og finkornige metavulkanitter samt kalkholdige og basiske tuffer holder 0,12-0,48% P₂O₅. Tuffittenes verdier er 0,22-0,71% P₂O₅, mens glimmerskifrene holder 0,12-0,16% P₂O₅. P₂O₅-verdiene synes således å være en god parameter for å skille sure metavulkanitter, glimmerskifre og tuffitter fra hverandre. Bare en av tuffittprøvene, I-72-c (0,22% P₂O₅), har overlappende verdi med de basiske tuffer. Hvorfor tuffittene skulle ha et høyere fosforinnhold enn sine beslektede to rene bergarter, tuff og glimmerskifer, er ikke forklart. På basis av P₂O₅-analyser burde E-42 kanskje vært klassifisert som tuffitt.

so3

Svovelverdiene viser liten spredning for de ulike bergarter og ligger alle mellom 1,02-2,67% SO_3 , med unntak av en prøve av sur lava som holder 3,62% SO_3 og to prøver av Furulundskifer ikke langt fra Charlotta og Bursi malmnivåer med henholdsvis 3,85% (H-2) og 3,82% SO_3 (B-1). 1% SO_3 tilsvarer 0,75% pyritt. Praktisk talt all svovel forventes å foreligge som sulfid, og da pyritt.

6.1.2. SPORELEMENTER

I den etterfølgende vurdering av sporelementene er ikke borhullsprøvene i Mons Petter og Giken-Charlotta lagt til grunn. Disse belyses i kap. 7.4. Zr, Y og Nb er kvantitativt bestemt i bare de homogene metavulkanitter (lavaer og intrusiver).

Cu

Karakteristisk nok er Cu det sporelement som, med unntak av Rb, kvantitativt viser de laveste verdier i gjennomsnitt for samtlige sporelementer. Spredningen er imidlertid stor. Alle metavulkanitter unntatt de kalkholdige tuffer holder 4-46 ppm samt 81 ppm for en sur lava. Basiske eruptiver holder normalt 100 ppm Cu (Vinogradov, 1962), og det skulle derfor foreligge en sterk utlesking av Cu. Dette vil senere ses i sammenheng med malmdannelsen. De kalkholdige tuffene viser henholdsvis 57,72 og 239 ppm. Tuffitter, breksjer og glimmerskifrene har verdier tilsvarende de førstnevnte vulkanittene unntatt en klorittbreksje (123 ppm).

Zn

Zink har også en ujevn fordeling; 39-168 ppm, men med noen rikere unntak: klorittbreksjen, to sure prøver og en basisk flammetuff, sistnevnte med hele 1069 ppm. De sure tuffer og lavaer har de laveste verdier, mens de homogene basiske vulkanitter har verdier fra 75-140 ppm. Særlig er de finkornige og middelskornige uniforme med 118-139 ppm og stemmer helt med basiske eruptiver (130 ppm) ifølge Vinogradov, 1962. De sure vulkanittene passer også med normalverdier for sure eruptiver, 40 - 60 ppm (Turekian & Wedepohl, 1961).

Pb

Bly viser forbausende jevne verdier, 30-35 ppm for de massive metavulkanitter. Et par sure lavaer viser 42 og 44 ppm, mens de basiske tuffene kan gå ned i 20 ppm. De øvrige bergarter har verdier i det samme området unntatt Vaknahellaren skifer med 114 ppm. Verdiene er 2-3 ganger høyere enn for basiske og sure eruptiver (Turekian & Wedepohl, 1961).

Ni

Metavulkanittene holder fra 54 ppm til 297 ppm uten at noen varianter synes favorisert i noen retning. Her må kanskje de sure lavaene unntas, da de viser 66-83. ppm, og er relativt noe fattigere. De øvrige bergarter holder fra 40 til 128 ppm, unntatt Vaknahellaren skifer som holder 177 ppm. Basiske og sure eruptiver holder normalt henholdsvis ca. 160 ppm og 10 ppm (Turekian & Wedepohl, 1961). De sure vulkanittene har derfor relativt mye Ni, noe som mest trolig skyldes smitte ved knusingen. Det samme sees også for Co i kvartsrikere bergarter.

Co

Kobolt viser en mer markert affinitet til basiske vulkanitter enn nikkel. De sure lavaene og tuffene holder 18-28 ppm, mens de basiske holder 38-57 ppm, unntatt P-18 med hele 98 ppm, og de kalkholdige tuffene med 41-106 ppm. De basiske bergarter har normale verdier. De sure bergarter har mer kobolt enn normalt. De øvrige bergarter er også rikere på kobolt; 58-107 ppm, særlig Vaknahellaren skifer som holder hele 153 ppm.

<u>Cr</u>

Også krom synes å vise en selektiv opptreden med hovedsaklig 114-180 ppm for de sure lavaer og tuffer, (her unntas I-40-a (276 ppm)), mot 199-378 ppm for de basiske metavulkanitter når I-40-c og E-24 er unntatt med sine henholdsvis 92 og 45 ppm. Som tidligere anført har E-24 et unormalt Cr/Ni-forhold på grunn av sin lave Cr-verdi. De øvrige bergartene holder fra 72 til 201 ppm Cr. Også Cr-verdiene indikerer både havbunnstholeitter og havøy-basalt (Pearce & Gale, 1976).

Ва

Barium viser relativt lave verdier for et par sure lavaer og en sur tuff; <20 ppm, mens en annen sur tuff til gjengjeld holder 430 ppm og en porfyrisk lava 550 ppm.

Haughammeren metadoleritt utskiller seg med sine 40 ppm, mens de øvrige vulkanitter holder 90-270 ppm Ba. Glimmerskifrene er rikest med 500-1100 ppm, mens tuffitter og breksjer har verdier mellom glimmerskifer og metavulkanittene, d.v.s. 140-740 ppm. H-2 (1100 ppm Ba) representerer rustglimmerskiferen i Furulundskiferen. Metavulkanittenes analyseverdier er noenlunde normale for eruptiver, men indikerer basalttyper knyttet til havøy-miljø (op.cit.) Ba er svært mobilt og tillegges ikke noen vekt.

Sr

De sure lavaer og tuffer holder 78-237 ppm Sr og er således svakt fattigere enn de øvrige vulkanitter som har 98-438 ppm. I klorittbreksjeprøven er det ikke påvist Sr (<40 ppm), mens de øvrige breksjer og tuffittene holder 111-293 ppm. Laveste verdier har glimmerskifrene som gruppe; 45-130 ppm. Gjennomsnittsverdien for de basiske homogene bergarter (236 ppm) indikerer øybuetholeiitter, mens Sr er for mobilt med hensyn til metamorfose og kan derfor ikke tillegges noen betydning for tolkningen.

Rb

Med en deteksjonsgrense på ca. 10 ppm har det vært vanskelig å påvise rubidium blant metavulkanittene. Forsiktig tolkning av analyseringene kan indikere ca. 4 ppm i en porfyrisk metavulkanitt og 8 ppm i en tuffittprøve. Breksjene, foruten klorittbreksjen, og glimmerskifrene viser 36-138 ppm.

<u>Zr</u>

De grovkrystalline metavulkanitter (flasergabbroene) holder svært lite Zr; 0-28 ppm. Haughammeren metagabbro holder 42 ppm, mens de øvrige basiske metavulkanitter holder 133-324 Zr og de sure lavaer 286-661 ppm Zr. De porfyriske metavulkanittene viser 43-51 ppm. Zn viser derfor en klar differensiasjonstrend, men det mangler bergarter med verdier i området 51-133 ppm Zr. Zn-verdiene blir diskutert senere, se fig.6.11. Yttrium viser en fordeling noe i likhet med Zr, med 3-17 ppm for de krovkrystalline og porfyriske og 23-79 ppm for de øvrige. E-42 (tuffitt) viser hele 126 ppm.

Nb

Niob viser liten differensiasjon med 4-22 ppm som variasjonsområde, men trenden er likevel den samme som for Zr og Y om men betrakter middelverdiene, dvs.: laveste verdier for de grovkrystalline og porfyriske metavulkanitter og høyeste verdier for de sure lavaer.

6.2. SPILLITTISERING - DIAGENETISK OMVANDLING

De fleste av elementene som ble gjennomgått i siste avsnitt har alle i større eller mindre grad vært påvirket og anriket eller utlesket ved halvbunnsmetamorfose. I fig.6.1 er vist en modell for den samvirke magmaets varme-energi og bergartenes vanninnhold får ved å starte en sirkulasjonsprosess for vannet. Dette fører til nedadgående og oppadgående strømmer som p.g.a. vannets kjemiske komponenter, pH, trykk og temperatur; derav til stoffveksling med bergartene.



Fig.6.1. Modell for utvikling av hydrotermale systemer ved en spredningsrygg. Mottl, 1983, Fig.10.

Som definisjon på spillittisering benyttes ofte $Na_2O > 4$, CaO/Na₂O + K₂O > 2, eller generelt høyere innhold av Na₂O, H₂O og CO₂ ved sammenligning med normale uomvandlede vulkanitter, samt at albitt-oligoklas + kloritt utgjør en viktig mineralandel. Fig.6.2 viser ulike klasser av spillitter og keratofyrer.



Fig.6.2. Differensiasjonsskjema for spillittiske bergarter (Amstutz, 1974).

Hvorvidt spillittiseringen (tilførsel av H_2O , Na_2O og evt. CO_2) har skjedd magmatisk eller etter avsetning av de vulkanske enheter under påvirkning av sjøvann, etc. skal ikke utdypes her, men moderne forståelse av havbunnsbasalter gjør at en postmagmatisk prosess er å foretrekke.

M.J.Mottl (1983) har nylig undersøkt effektene av vannsirkulasjonen ved havbunnsmetasomatosen (se fig.6.1.) og klassifiserer to typer omvandling. Den ene foregår der sjøvannet siver inn i vulkanittene, den andre der de opphetede løsninger strømmer opp av bergartene. Effektene med hensyn til stoffutvekslingen er skissert i fig.6.3. og er basert på teksten i Mottl's artikkel.





.

Avhengig av vannvolumet klassifiserer Mottl to typer spillitter, de kloritt-kvarts-rike og de kloritt-kvarts-fattige (se fig. 6.4.). Stort forhold mellom sjøvann og bergart fåes i overflaten eller i konsentrerte soner med hydrotermalt utstrømmende vann.



Fig.6.4. Mineralsammensetning for spillittisert basalt som funksjon av vannmengde (Mottl, 1983, Fig.4).

Tilsvarende spillittiseringseffekt har i varierende grad foregått innenfor de vulkanske enheter i Sulitjelma. Tar en utgangspunkt i fig.6.2. kan følgende klasser av spillittiserte bergarter grupperes:

- 1) albititter keratofyriske og kvartskeratofyriske tuffer.
- 2) klorittitter klorittiserte tuffer og klorittbreksjer.
- epidotitter epidotanrikede tuffer, agglomerater og putelavaer.
- 4) "carbonates" kalktuffer.

Gruppe 3 og 4 representerer de minst omvandlede vulkanitter, men viser en spillittisering, dvs. anrikning av Na og Ca.

Ved å sammenligne gruppe 3, de ikke klorittiserte metavulkanitter, dvs. middelskornige og finkornige, basiske lavaer og tilsvarende basiske tuffer, med gruppe 2, klorittbreksjer og klorittiserte tuffer, vil de sistnevnte vise et høyere innhold av S, Mg, Fe, Ti, Cu og Co, og mindre innhold av Si, Mn, Ca, Ni og Zr (se tabell 7.34.).

Sammenlignes gruppe 3 med de surere varianter gruppe 1, viser sistnevnte selvfølgelig et større innhold av SiO₂ og Na, men ikke merkbart for Cu, men har mindre Mg, Fe, Ti, Mn, Ca, P, Ni, Co og Cr (Tab. 7.34). Albittittene viser delvis en invers spillittisering i forhold til klorittittene. Fig.6.3. korresponderer delvis med de påviste typene av metavulkanitter i Nordgruvefeltet.

Gruppe 1 viser en anrikning og utlesking i likhet med høyre del av fig.6.3.,skjønt noen elementer viser likhet med venstre side. Et vesentlig problem for bergartene i gruppe 1 er å vite i hvor stor grad de keratofyriske tuffer representerer albittitter og kvartsalbittitter på grunn av sterk spillittiseringsgrad av en basaltisk tuff, eller om disse surere metavulkanitter kun er spillittiserte tuffekvivalenter av trondhjemittisk smeltefase. Det er derfor vanskelig å si helt eksakt hvor stor omvandlingsgraden har vært for de ulike metavulkanitter.

Stofftilførsel fører enten til volumutvidelser, fylling av bergartens porerom eller stoffutveksling. Det er derfor vanskelig å gjøre en beregning uten å kjenne porøsistet og kjemi i utgangspunktet. Ett eller flere elementer må være såpass stabile at disses innhold kan benyttes til kontroll av volumendringer. Ti, Zr og Y er normalt betraktet som stabile elementer, men det er ikke analysert på de to sistnevnte for samtlige vulkanitter. Betraktes Ti-verdiene, indikerer disse en volumminskning for klorittbergartene (SiO₂-utlutning) og en sterkere volumøkning for keratofyrene (SiO₂-anrikning) og er i tråd med det forannevnte vedrørende en invers kjemisk endring ved spillittisering.

Gruppe 2 viser en anrikning og utlesking som sammenliknet med fig.6.3. kan virke litt forvirrende, men som for silikatelementene stort sett må klassifiseres som omvandling ved innstrømning av sjøvann nær havbunnen. Avviket som spormetallene viser kan forklares som renere og mindre påvirkning med hydrotermal sulfidanrikning, dvs. ved hydrotermal utstrømning. I kap.7 vil en se nærmere på den hydrotermale utfellingen i lys av en malmdannende prosess.

Gruppe 3 og 4 viser mindre grad av omvandling og tilhører typen til venstre i fig.6.3. og er som allerede karakterisert av vanlig spillittisering (Na₂O-anrikning). Liknende spilittiseringseffekter er også studert av M.B.Stephens (1980) for Stekenjokk-vulkanittene og Ferriday et al. (1981) for vulkanitter i Skorovas-området.

Spillitt-diagrammet (fig.6.5.) er bl.a. benyttet av M.Stephens (1980) for å belyse spillittiseringsgraden for metavulkanitter. Friske vulkanitter skal normalt plotte i det sentrale felt, mens spillittiserte vulkanitter skal plotte innenfor spillittfeltet, hvilket Sulitjelma-prøvene gjør. De klorittiserte prøvene viser større grad av spillittisering.

Basert på K₂O og Na₂O-verdier ifølge Irvine & Baragar (1971) og Miyashiro (1975) kan en forsøke å gi et estimat for havbunnsdiagenesen. For friske tholeiittiske basalter (se fig. 7.34.) med ca. 3% Na₂O vil Na₂O-tilskuddet bli anslagsvis 2%. De lave K₂O-verdiene korresponderer med både havbunnstholeiitter (0,07-0,40% K₂O) og tholeiittiske og kalkalkaline øybuevulkanitter (0,1-2,5% K₂O).



- △ Finkornet basaltisk metatuff
- ▲ Klorittisert tuff
- Klorittisert breksje
- Haughammeren metadoleritt
- Grovkornet, massiv metabasalt
- Middelskornet massiv
- e. ▲ Finkornet massiv n

Porfyrisk

Spillittiserings-diagram (etter Stephens, 1980) Fig.6.5. med plott for klorittiserte (b) og ikke klorittiserte vulkanitter (a). Med sirkel angis plott av uomvandlet basalt av lav kali-tholeiittisk type.

Den høye deteksjonsgrensen for Rb (10 ppm) har ikke gjort det mulig å studere K/Rb-forholdet for prøvene med varierende K og Rb-innhold. Det har derfor vært umulig å fastslå et eventuelt tap av K₂O ved havbunnsomvandling, slik flere eksperimentale forskningsstudier har kunnet vise (Saunders et al., 1979).

Forholdet Na₂O/K₂O er for tholeiittiske bergarter av havbunnsog øybue-typen ca. 5-20 (Miyashiro, 1975, fig.4). Dette indikerer at det ikke har vært noen kali-ekstraksjon ved diagenesen og de friske eruptive ekvivalenter til Sulitjelma amfibolitt antydes med en sirkel i fig.6.5.

6.3. KLASSIFIKASJON AV DE PRIMÆRE VULKANITTENE OG PLATETEKTONISK MILJØ VED DANNELSEN

6.3.1. KLASSIFIKASJON AV EPUPTIV BERGARTSTYPE

Ut fra de kjemiske analysene ble vulkanittene på grunnlag av sitt SiO₂-innhold klassifisert til basalter og basaltiske andesitter. De sure lagene som er sjeldne felt og må betraktes som kuriositeter viser dacittisk til rhyolittisk sammensetning (se side _). Boyle (1980) har i det mindre deformerte Mietjerpakte lagergangkompleks indentifisert trondhjemittiske ganger av samme alder som de basaltiske. Disse har samme analysekarakteristika (Boyle, 1982) som de en her har benevnt med rhyolittisk sammensetning.

I et QAPF-diagram (Streckeisen, 1976) for nomenklaturbestemmelse av eruptive bergarter (fig. 6.6) plotter imidlertid ingen av prøvene i polygonet som rhyolitter. En prøve plotter



Fig.6.6. Streckeisen's QAPF-diagram med plott av de uomvandlede metavulkanitter. Sure (+), basiske (skravert) metavulkanitter og Haughammeren metadoleritt (o). Vulkanske bergartsnavn er angitt i de aktuelle felter. Plutonske ekvivalenter er anført i parentes. i det rhyodacittiske felt, mens de andre sure representanter er spredt i det kvarts-andesittiske polygon med prøver som tildels er svært kvartsrike. Haughammeren metadoleritt utmerker seg med sin nefelin og ortoklas norm, men ikke nok til å ligge utenfor polygonet for trachybasalt (monzogabbro).

Doleritt (engelsk term.) anvendes for frisk fin-middelskornig basaltisk bergart synonymt med diabas. (Dolphin reference book). Det kan ikke føres bevis for at Kjeldvann metadoleritt er tektoniserte deler av en større basaltisk lagergang, såvel som deler av mindre gabbrolinser.

Sulitjelma-amfibolittens ulike metavulkanitter plotter som ventet i det basaltiske og andesittiske hjørnet i fig. 6.6.

Både fig.6.6. og SiO₂-verdiene indikerer en bimodal fordeling av henholdsvis basalter og andesitter på den ene siden og kvartsandesitter på den annen, og ikke noen sammenhengende differensiasjonsserie som Grennes arbeider (1975) indikerte. Grennes prøver av intermediær type kan skyldes sterkere spillittisering eller forveksling med tuffittiske bergarter som vanligvis viser intermediær kjemi. Den overveiende andel metabasalt indikerer at vulkanittene var knyttet til et havbunns basaltmiljø, men neppe til en moden øybue hvor det skulle forventes større andel av intermediære vulkanitter.

Anvendelsen av normative verdier (QAPF) for spillittiserte bergarter kan føre til feil klassifikasjon, men en mindre endring av Na₂O-innholdet vil ikke gi drastiske utslag i ovenfornevnte klassifikasjon.

6.3.2. KLASSIFIKASJON AV BASALTSERIE

I fig.6.8. er vist et klassifikasjonsskjema for basiske vulkanitter basert på platetektonisk miljø (Pearce og Cann, 1973). Ved å klassifisere basalt-typer til f.eks. den kalkalkaline basaltserie, etc., vil en samtidig kunne indikere langt på vei hvilket platetektonisk miljø Sulitjelma amfibolittgruppe er dannet under. Fig.6.7. viser aktuelle platetektoniske miljøer for den videre diskusjon.

For klassifikasjon av de ulike typene kan en sammenligne direkte de kjemiske analyseverdier med type-basalters analyseverdier, eller dette kan anskueliggjøres i klassifikasjonsdiagrammer med diskriminantlinjer eller felter for de enkelte basalttyper.



- Fig.6.7. Ulike platetektoniske miljøer som er under debatt.
 - a) Intrakontinental rift, b) Bak-bue rift,
 - c) Moden øybue, d) Tidlig øybue, e) Spredningsrygg.



Fig.6.8. Foreslått klassifikasjonsskjema for basiske vulkanitter basert på platetekonisk dannelsesmiljø (Pearce og Cann, 1973, fig.1).

Alle typer diagrammer baserer seg på studier av relativt friske basalter, dvs. umetamorfoserte og i varierende grad uspillittiserte. For diagenetisk og metamorf omvandlede bergarter av Sulitjelma-typen har flere av diagrammene mindre verdi fordi en under vurdering av de enkelte plott må gjøre en tilleggsevaluering p.g.a. bergartenes omvandling. Dette virker uoversiktlig og lite hensiktsmessig.

6.3.2.1. Anvendelse av normberegninger

Irvine og Baragars klassifikasjonssystem med bruk av normberegningsverdier, f.eks. for å skille alkaline fra subalkaline (kalk-alkaline og tholeiittiske) basalter (fig. 6.9). Likeledes for å skille de sistnevnte undergrupper (fig. 6.10).

Diagrammene gir ikke noe entydig svar som følge av havbunnsmetamorfosen og bør ikke brukes, noe bl.a. Stephens (1980) gav uttrykk for.

Grenne (1975) baserte i stor grad sin konklusjon om kalkalkaline basalter ut fra et AFM-diagram. Prøvene som er undersøkt i dette arbeidet viser også plott innenfor det kalkalkaline felt (ikke vist her). AFM-diagrammet er imidlertid sterkt følsomt for spillittiseringseffekter. A.Boyle (1982) har i større grad plott innenfor det tholeiittiske felt.

6.3.2.2. Anvendelse av lite mobile sporelementer

Cr, Ti, Zr, Y, P og Nb er holdt for å være de mest stabile elementer ovenfor regional-metamorfose og havbunnsomvandling. Ved å kombinere plott av disse fra de minst omvandlede



Fig.6.9. Plott av ikke klorittiserte metavulkanitter. Tegnforklaring gitt i fig.6.5.



Fig.6.10. Plott av ikke klorittiserte metavulkanitter. Tegnforklaring i fig.6.5.

metavulkanitter vil en få de beste muligheter for å indikere basaltserie og derved tektonisk dannelsesmiljø. Men som Mottl (1983) har påvist, viser også de ovennevnte elementer mobilitet under påvirkning av sirkulerende havvann i vulkanittene. Disse har imidlertid samme mobiliseringsretning (fig.6.3.) og eventuell mindre utlutning eller anrikning vil derfor foregå uten for store konsekvenser for anvendelsen av diskriminantdiagrammer med de nevnte elementer.

Bruk av P₂O₅-diagrammet (Floyd & Winchester, 1975) gir indikative plott i feltet for tholeiittisk basalt (fig.6.11.).





Ti-Zr-Y-diagrammet (Pearce & Cann, 1973) gir ikke så gode holdepunkter for å identifisere tektonisk miljø for de tholeiittiske bergarter (fig.6.12.), noe som må tilskrives en relativt uvanlig spredning av Zr-innholdet. De gabbroide metavulkanittene er svært Zr-fattige og flere av de middels og finkornige har delvis mye Zr. Hvorvidt dette skyldes mobilisering av Zr eller kjennetegner basaltens primære kjemi med stor grad av differensiasjon kan ikke besvares her. A. Boyle (1982) har for 40 analyser gruppert ca. 75% som havbunnsbasalter og 25% like over på den kalkaline siden.

Ti-Zr-Sr-diagrammet viser for stor spredning av verdiene på grunn av Sr's høye mobilitet og kan derfor ikke anvendes.

Pearce og Cann anbefaler at omvandlede prøver (havbunnsdiagenese og metamorfose) plottes i Ti-Zr-diagrammet. Bruk av dette (fig.6.13.),gir heller ikke entydige resultater, noe som skyldes de høye Zr-verdiene. Ved å redusere Zr-verdiene vil en havne innenfor feltet for havbunnsbasalter. I diagrammet danner de Zr-fattige gabbroide metavulkanitter en egen gruppe.



Fig.6.12. Plott av massive vulkanitter i Ti-Z-Ydiagrammet. Tegnforklaring, se fig.6.11.

Også for dette diagrammet har Boyle (1982) langt bedre og entydige resultater med største konsentrasjon innenfor feltet for havbunnsbasalter, men med endel Zr-rikere prøver med plott langs samme akse som vist i fig.6.13. Zr-fattige bergarter er ikke påvist. Boyles to sistnevnte diagrammer er også vist i Boyle et al. (1981).





Som fig.6.12 og 6.13. viser, faller ingen plott innenfor feltet for plate-basalter (within plate basalts) se fig.6.8.

De høye Zr-verdiene kan indikere en ekstremt hurtig spredningsrygg, hvor muligheten for fraksjonering av Zr og Y er stor (Nisbet og Fowler, 1978). Ved å tillegge Boyle's prøver vesentlig betydning, tilsier dette at metavulkanittene i Nordgruvefeltet har hatt en høyere mobilisering av Zr og de tradisjonelt pålitelige Zr-diagrammene har derfor begrenset verdi for dette området. Zr-verdiene kan derfor ikke anvendes til å postulere en hurtig spredningsrygg. Plott i et Zr/Y-Zr-diagram har ikke gitt tolkbare resultater med hensyn til basaltmiljø.

Til å skille havbunnsbasalter fra øybuebasalter kan en anvende Ti-Cr-diagrammet til Pearce (1975), se fig.6.14. Her viser prøvene klart havbunnsbasaltmiljø. Enkelte plott av flasergabbroprøvene indikerer utlesking av Cr og delvis Ti i disse, noe Grenne et al. (1980) også indikerer for havbunnstholeiittene i Løkken.



Fig.6.14. Anvendelse av Ti-Cr-forholdet indikerer havbunnsbasalt. Tegnforklaring i fig.6.11.

Tilsvarende konklusjon kan en trekke fra et Cr-Y-diagram (Pearce, 1980) hvor Y-verdiene for de middelskornige og finkornige metavulkanittene (32-68 ppm) indikerer havbunnstholeiitter og ikke øybue-tholeiitter som har Y-verdier i området 10-30 ppm.

6.3.2.3. Anvendelse av Fe-Mg-forholdet

Miyashiro (1975) anvender forholdet mellom FeO-tot. og MgO i relasjon til ulike kjemiske bestanddeler (SiO₂, FeO-tot., TiO og Ni) for å skille mellom uomvandlede kalk-alkaline basalter og tholeiitter. Liknende diagrammer er benyttet av Saunders et al. (1972) for Cr og Thompson, J.B., Jr. (1972) for Zr.

Som en så under diskusjonen av havbunnsmetasomatisk omvandling (fig.6.3.), vil Mg og Fe henholdsvis avsettes og utlutes ved sjøvannspåvirkning og forholdstallet mellom de to elementer endres derfor med en multiplikasjonseffekt. Flere av disse diagrammene indikerer imidlertid at Fe- og Mg-omvandlingen for metavulkanittene i gruppe 3 (lite spillittiserte) er relativt liten (fig. 6.15.), mens metavulkanittene i gruppe 2 (klorittiserte) derimot har en halvering av Fe-Mg-forholdet. Både Ni, Cr og Zr viser for de lite spillittiserte bergarter god overensstemmelse med havbunnstholeiitter (fig.6.15 a-c).



Fig.6.15 a-c. Di

Diskriminantplott for de lite spillittiserte bergarter viser en metallvariasjon i god overensstemmelse med havbunnstholeiitter. Klorittiserte bergarter viser sterk spillittisering med tilførsel av Mg og utlesking av Fe og Ni. Tegnforklaring i fig.6.5.



Fig.16 a,b.

Diskriminantplott for de relativt uomvandlede bergarter viser plott med spredning i likhet med friske havbunns-tholeiitter. Enkeltprøven til høyre bør ikke tillegges vesentlig betydning, men kan indikere en trend som gir mulighet for øybue-tholeiitter. Tegnforklaring i fig.6.5.

Siden de minst omvandlede metavulkanitter har liten forandring i sitt Fe-Mg-forhold kan også FeO-tot. og TiO₂-variasjonen studeres. I fig.6.16 a og b, som forøvrig viser parallell karakteristikk, har prøvene plottepunkter som faller overens med spredningen for havbunnstholeiitter.

Siden Ti betraktes som et relativt stabilt element ved diagenese og metamorfose, bør dette diagrammet tillegges langt større betydning enn de fleste som det hittil er referert til.

Boyles Fe/Mg-diagrammer (1982) viser de samme resultater som prøver fra Nordgruvefeltet.

6.3.3. SAMMENDRAG AV INDISIER PÅ BASALTTYPE OG TEKTONISK MILJØ

I fig.6.17 er det stilt sammen endel konklusjoner vedrørende tolkning av basalttype og tektonisk dannelsesmiljø for Sulitjelma amfibolittgruppe.

Siden de petrokjemiske undersøkelser for de spillittiserte og metamorfoserte vulkanittene ikke kan gi noe entydig svar utover å verifisere tholeiittisk basaltserie, bør geologiske indikasjoner tillegges den viktigste rollen.

Det synes imidlertid klart at en kalkalkalin basaltserie i et modent øybuemiljø må utelukkes både på geologiske kriterier (ofiolitt-karakter og mangel på differensierte vulkanitter) og kjemiske kriterier. Grenne (pers. samtale 1980) er enig i at tidligere tolkning med bruk av AFM-diagram kan være feil på grunn av havbunnsmetasomatosen. Mangel på differensierte metavulkanitter utelukker likeledes tholeiittisk basaltserie i et modent øyebuemiljø.

Med bakgrunn i det ovennevnte bør det derfor holdes som svært sannsynlig at Sulitjelma amfibolittgruppe er bygd opp av tholeiittiske basalter og basalt-andesitter. Disse har idag like kali, og kan derfor betraktes som LKT-basalter (lavkali-tholeiitter). Siden man ikke har bestemt migrasjonsgraden av kali sikkert, kan denne ha vært av utleskende karakter. LKT-basalter er knyttet til spredningsrygger, men øybue-tholeiitter kan også ha basalter med lavt kaliinnhold i et tidlig utviklingsstadium.

En umoden øybue ansees som lite sannsynlig fordi gabbrointrusjonskontakt med sedimenter (Skaitigruppen) vanskeliggjør en slik dannelsesmodell. Av de samme grunner holdes en ren spredningsrygg av midt-atlantisk type også som lite sannsynlig på grunn av tuffitt-bergartene og gabbroens kontaktmetamorfose. R.Mason (1980) har påvist at kontaktmetamorfosen indikerer et trykk på 6 k.bar hvilket er for høyt for en spredningsrygg.

Type basalt	Tholeiittiske basalter									
Metode ved miljö indikasjon	Uspesifisert	Lav kali	Rifting	Spredningsrygg	Umoden öybue	Moden öybue	Bak öybue	Moden öybue		
<u>Geologi</u> , vulkanologisk						*				
sekvens (ofiolitt)		x	x	x	x		×	+ '		
Gabbro intrusjons- kontakt (Mason, 1980)			x		s. Z	99 19	x	x		
Hovedsakelig basalter		x	x	x	x		x	<u>+</u>		
Tuffer, tuffitter Sedimenter over	5		x x	×		x x	x x	x x		
Petrokjemi-direkte										
Lav i K ₂ 0 Co		x	x ?	× ×	x	ΨÎ	x ?			
Y			?	× • x			x ?			
Stabile sporelementer					5					
P ₂ O ₅ - Zr Ti-Zr-Y (+Boyle) Ti-Zr (+ Boyle) Ti-Cr	x	x x	? ? ?	x x	? ? ?		x x			
Fe-Mg-forholdet				A	·		A			
TiO ₂ - Fe/Mg Fe - Fe/Mg Ni - Fe/Mg Zr - Fe/Mg Cr - Fe/Mg			? ? X ?	x x x x x	x x ? ? ?	15	x x x x x			
KONKLUSJON	- *	-	Sann- * synlig	Lite sa nn- synlig	Lite sann- synlig	Utelukkes	Sannsynlig	Utelukkes		

Fig.6.17. Sammenstilling av indisier på basalttype og tektonisk miljø basert på geologisk og petrokjemisk tolkning.

Riftdannelsen innenfor et kontinent eller bak en øybue er en variant av startfasen for en spredningsrygg. Som nevnt er det ikke noe av det petrokjemiske materiale som kan indikere hvilke av disse muligheter som er mest sannsynlig. Det geologiske miljøet tilsier en riftsone enten i tilknytning til et intrakontinentalt miljø eller som en riftsone i et basseng bak en øybue. Ved førstnevnte prosess ville en forvente større veksling av vulkanitter og sedimenter og delvis sparagmittiske sandsteiner. Metasparagmitter er ikke påvist i tilknytning til Sulitjelma amfibolittgruppe. Derimot er det på nordsiden i Blåmannsissynformen funnet relativt mye kalkspatmarmor sterkt isoklinalfoldet med metavulkanitter (Kollung, 1978) innenfor Sulitjelma amfibolittgruppe. En velger derfor å holde en riftsone på baksiden av en øybue som noe mer sannsynlig enn en riftsone av Rødehavstypen.



.

.

7.1. MINERALISERINGSKARAKTERISTIKA

7.1.1. MINERALISERINGSTYPER

Svovelkis opptrer vanligvis som aksessorisk mineral (1-2%) i de "sterile" bergartene innen Sulitjelma amfibolittgruppe. Tilsvarende sulfidmengde synes også å være tilstede i de omgivende skifre. 1-2% kis representerer således en relativt homogen bakgrunnsverdi. Det er ikke lett etter kobberkis med mikroskop i de "sterile" bergartene, men Cu-analysene skulle tilsi en opptreden på rundt 0,01% kobberkis.

Økende mineraliseringsgrad av svovelkis, magnetkis og kobberkis, eventuelt sinkblende, kan danne grunnlag for å gruppere mineraliseringene i flere typer:

a) sulfidholdig bergart

- 2 5% kis
- b) bergart med fattig sulfiddisseminasjon 5-20%
- c) bergart med rik sulfiddisseminasjon 20 -50%
- d) bergart med båndet sulfiddisseminasjon 20 -70% "
- e) bergart med massive kisbånd 20 -70% "
- f) massive kisbenker 70-100% "

Det er sjelden at en kismineraliseringssone bare har en type representert, men det hender. Mest alminnelig er flere typer representert, dvs. sulfidmengden i bergarten varierer stratigrafisk med de spesifikke lag. Også innenfor samme lag kan en ha en lateral variasjon fra å være sulfidholdig bergart til å bli en relativt homogen og massiv kisbenk.

Den overnevnte klassifikasjon kan ved første øyekast synes mangfoldig, men typene har sine spesielle teksturelle trekk som gjør det naturlig med en slik inndeling. Som det skulle gå fram, er denne inndelingen ikke viet verdifulle bestanddeler (kobberkis) direkte. Mineraliseringstypen kan også inndeles i klasser som mer spesifikt går på bergartstyper eller bergartsmineralassosiasjoner. En skal først se på en klassifikasjon etter sulfidtekstur.

7.1.1.1. Sulfidholdige bergarter.

Disse opptrer relativt hyppig i den sydvestre del av Nordgruvefeltet, i Giken KBL og i Brunhammeren MVLP. Sulfidinnholdet kjennetegnes vanligvis med opptreden av inntil 2 cm store idiomorfe svovelkiskrystaller eller inntil 1 cm store klyser av sulfider, hovedsakelig svovelkis med slintrer eller mindre korn av kobberkis. Kiskornene ligger nesten uten unntak omgitt av kloritt eller biotitt.

7.1.1.2 Sulfiddisseminerte bergarter

Sulfiddisseminerte bergarter opptrer med varierende sulfidmengde og kan klassifiseres i en fattig og en rik variant. Disse bergartene utgjør de rikere deler av de sulfidførende bergartene og utgjør vanligvis hovedparten av de mineraliserte nivåer eller soner. Teksturelt er denne typen nokså lik de sulfidholdige bergartene, men kornstørrelsen for de idiomorfe svovelkiskrystaller er vanligvis mindre, samt at mengden er større. Sulfidmengden, eller kobberkismengden for å være mer eksakt, kan være så høy at mineraliseringstypen er økonomisk brytbar (malm).

Den "klyseaktige" variant er ofte rikere på kobberkis og utgjør gode økonomiske partier i en forekomst; f.eks. Bursi og østre deler av Charlotta II. I Bursi kan malmen være så rik på kobberkis/svovelkis-klyser at disse i stor grad danner kontakt med hverandre i en flettverkslignende tekstur med gehalter på 5-10% Cu.

7.1.1.3. Båndete sulfiddisseminasjoner

Denne mineraliseringstype har laminasjons- og lagdelingsstrukturer. De enkelte sulfidkornene opptrer i likhet med andre bergartsdannende mineralkorn i varierende kvantitet fra bånd til bånd. De østligste malmsoner, Hankabakken, Ny-Sulitjelma og Gudrun er eksempler på hvor båndete disseminasjoner av sulfid opptrer. I gruva kan de enkelte lameller eller grupper av disse, følges over relativt større avstander, dvs. over 50 m. (Det kan være vanskelig å følge lag i større lengder p.g.a. driftsforholdene). (Se fig.7.1.). Sulfidmengden i denne mineraliseringstypen varierer endel, men hovedsakelig er kisandelen 20-30%, hvorav kobberkis utgjør 2-4%,): ca. 1,5% Cu.

7.1.1.4. Båndete massive kisbånd

Denne typen danner det sulfidmettede endeledd av typen foran, dvs. de enkelte lameller eller bånd er såvidt rike på sulfid at de kan betraktes som massive. Riktignok finnes spredte korn av kvarts, albitt, serisitt og kloritt, men båndene representerer klart et sedimentasjonsstadium hvor utfelling av sulfid har dominert over annet sedimentasjonsmateriale. Båndene opptrer konkordant andre tufflag med eller uten sulfiddisseminasjon, og utgjør en del av den sedimentære lagpakke. Se fig.7.1.

Massive kisbånd, 1-5 cm tykke, er vanlig innenfor flere av de viktige malmsoner. Svovelkis dominerer sammen med kobberkis, og kisbåndene er sjelden såvidt tynne at det er tale om lameller. (Lameller er pr. definisjon mindre enn 1 cm. (Dolphin reference book.) De mektigere bånd går over i båndete disseminasjoner i strøkretning.





Fig.7.1.

Båndet sulfiddiseminasjon og båndete massive kisbånd innenfor en lamellert klorittbiotitt-kvarts-albitt-fels. (Hankabakken-II). Lamelleringsteksturen tolkes som sedimentasjonslamellering. F₂-fold kan skimtes i øverste kisbenk.

Tynne lamellaktige kisbånd, 1-10 mm, finnes spredt innenfor Midtre Sulitjelma amfibolittledd og er ofte bundet til tuffittiske enheter eller på grensen av disse. Her synes kobberkis sjelden å være representert, og magnetkis kan ofte være vel så vanlig som svovelkis. Hittil har ikke mineraliseringer i dette miljøet eller langs dets primære stratigrafiske nivå vist opptreden av interessante kiskonsentrasjoner.

7.1.1.5. Massive bånd eller kisbenker.

Kisbenker er en mektigere variant enn de sistnevnte kisbånd. Mens de båndete kislag ofte opptrer vekselvis med andre mineraliseringsvarianter, kan noen få kisbenker utgjøre større deler av den økonomisk interessante malmsone. Kisbenkene kan opptre med mektigheter på opptil 5 m og forfølges en kisbenk i planet, er det tildels store mektighetsvariasjoner, noe som i hovedsak skyldes tektonisk deformasjon under de ulike deformasjonstrinn. De massive enheter endrer også sin mektighet ved å gå over i renere disseminasjonstyper, enten disse er båndete eller ei, og opptrer da ofte sammen med vekslende lag av tynnere kisbånd. Innenfor de massive enheter sees en variasjon av kornstørrelse eller mineralsammensetning. Denne markerer godt en båndet struktur. Varierende innhold av kobberkis er vanlig, men spredte bergartsmineraler, dvs. kvarts, albitt, osv. er i varierende grad med på å markere bånding eller benking.

Massive kisbenker kan stundom være sterkt deformert og inneholder derfor fragmenter av de omgivende bergarter innesluttet i den massive enhet. Mons Petters massive kisbenker viser f.eks. en rekke grovkornige biotitt- og hornblenderike partier, foruten at keratofyriske fragmenter opptrer. Normalt er slike relikter sjelden større enn 50 cm i diameter.

Et karakteristisk trekk for de massive kisbenker er at de statistisk sett er hyppigst representert inn mot og i kontakt med Furulundskiferen.

"Turistmalm" eller den velkjente "Sulitjelmamalmen" er en grovkornig variant som stedvis kan opptre innenfor en massiv kisbenk. Vanligvis er opptreden knyttet til den delen av en massiv benk som grenser mot en glimmerskifer, men kan i sjeldnere tilfelle utgjøre større deler av en kisbenk. Teksturen er kjennetegnet med idiomorfe eller rundete svovelkiskrystaller i en kobberkismatriks. Krystallene ligger relativt fritt i grunnmassen og har størrelser på opp til 2-3 cm, sjeldnere 5-10 cm. Den høye andelen av kobberkis gjør at kistypen viser gehalter på 10-20% Cu.

Opptreden av "turistmalm" kan ved gruvedriften idag unntaksvis påtreffes på hengkontakten av Charlotta-II og Giken-II malmforekomster, men disse lokaliteter kan på langt nær måle seg teksturelt eller i kvantitet med de partier hvor denne typen ble drevet på i Jakobsbakken, hvor gruvedriften ble nedlagt i 1968. Her var svovelkiskornene langt bedre rundet, og andelen kobberkismatriks kunne være langt høyere.

7.1.2. BERGARTSTYPER ASSOSIERT MED KISMINERALISERINGER

Bergartstypene som sulfidmineraliseringene opptrer i er enten albitt eller klorittrikere. Andre petrografiske typer er sjelden eller aldri assosiert med kismineraler av betydning. For forståelsen av dannelsen av disse bergarter vises til Kap.7.3.

7.1.2.1. Klorittrike, breksjerte tuffer (klorittbreksjer)

Klorittbreksjene kan ofte karakteriseres som en sulfidholdig bergart. Iblant finnes varierende grad av sulfiddisseminasjon. Keratofyriske fragmenter tyder på at bergartene opprinnelig var en lagdelt blanding av keratofyrisk og basaltisk tuff, som p.g.a. sin kompetansekontrast ble breksjert ved postsedimentær tektonikk. Diagenetisk omvandling kan ha frambrakt endel av strukturene. De kan også representere primære vulkanoklastiske fragmenter. Det er ikke påvist relikter av massive kisbånd e.l. De disseminerte sulfidkornene finnes spredt rundt i den klorittrikere matriksen, mens de albittrikere fragmenter er relativt fattigere på sulfid. Til samme bergartstypen hører også en variant med biotitt. Stedvis kan biotittmengden fullstendig overskygge kloritt. Innenfor en sulfidholdig klorittisert tufflagpakke, kan det stedvis være en relativt høy korrelasjon mellom mengden av biotitt og sulfid, og særlig når sulfid opptrer som en båndet eller homogen disseminasjonstype. Hvorledes denne korrelasjonen skal tolkes vites ennå ikke. En viser forøvrig til punkt 7.4., hvor et eksempel for Giken-II illustrerer en lokalt sett høy korrelasjon, men hvor sulfid og biotitt er anriket i to atskilte områder, dvs. detaljert sett en høy korrelasjon

7.1.2.2. Klorittiserte tuffer (klorittskifer)

Disse bergartene er en variant som viser større opptreden av kloritt. Kloritt-albitt fels er også benyttet som betegnelse på overgangsvarianter mot keratofyriske tuffer. De klorittiserte tuffene har alle mineraliseringstyper, herunder også massive kisbenker som de i såfall vil grense inn mot på en side.

7.1.2.3. Keratofyriske tuffer og kvartskeratofyriske tuffer

De kvarts-albittrike tuffer synes sterkt knyttet til sulfidmineraliseringene, for det første ved å være en stratigrafisk ekvivalent til en sulfidrikere klorittisert tuff. Assosiert med sulfid viser nesten alltid de keratofyriske tuffene en sterk serisittisering slik at det nærmest kan tales om en serisittskifer. Alle grader av sulfidmineralisering synes å opptre, unntatt er de relativt massive kisbenker. Disse kan riktignok finnes lateralt. Typisk for de lamellerte keratofyriske tuffene er den primære lagningen som båndet sulfiddisseminasjon og kisbånd viser.

7.1.2.4. Tuffittiske skifre

Det er ofte vanskelig å skille mellom enkelte tuffittiske skifre og keratofyriske tuffer. Da keratofyriske tuffer synes å være dannet i relativt rolige vulkanogene faser, er dette perioder hvor en kan vente et relativt forhøyet tilslag av epiklastiske sedimenter. Det er derfor ikke underlig at tuffittiske enheter og keratofyriske tuffer gradvis går over i hverandre og følgelig lett kan forveksles.

Sulfider opptrer stedvis innenfor de keratofyrliknende tuffittiske skifrene, enten som en svakere disseminasjon eller som tynne lameller av massive kisbånd konkordant den øvrige lagdeling og foliasjon. Stedvis kan grafitt opptre innenfor de samme enheter, og samlet vil både de grafittførende lameller og de homogene millimetertykke kisbånd kunne gi markerte ledere ved geoelektriske målinger. Det er hittil ikke registrert interessante mineraliseringer bundet til de tuffittiske skifrene, selv om markante rustsoner med keratofyrholdige benker opptrer over større strøklengder. De tuffittiske enheter markerer tydeligvis et miljø eller sedimentasjonsstadium som ikke var favorabelt for de større sulfidutfellinger.

7.1.2.5. Glimmerskifer

Furulundskifer fører unntaksvis et par massive kisbånd i sydøstligste deler av Giken-I. Disse kisbåndene tolkes å være spissen av den sterkt isoklinalfoldete Giken-malmsone som tektonisk er atskilt fra deler av sitt primære bergartsmiljø. Utvalsede deler av Gikens massive kisbenk tolkes således til å være omsluttet av sin opprinnelige hengbergart. En bedre forklaring kan ikke framlegges dersom den skal harmonere med de øvrige strukturelle og litologiske iakttagelser.

Det skal likevel ikke avskrives at de nevnte kisbenker kan være utfelt i et område hvor epiklastisk sedimentasjon hadde startet eller hvor pyroklastisk sedimentasjon ikke fant sted.

7.1.3. MORFOLOGI

I fig.4.23 ble de ulike forekomsters form uttrykt i lengde, bredde og mektighet. Relateres formen til malmens mektighet, uttrykkes forekomstene med lengste utstrekning på 100-500 ganger mektigheten eller 2-7 ganger bredden. De fleste gir derfor et ellipseformet omriss ved projeksjon av malmgrensen med horisontalplanet. Unntaksvis kan lengde-bredde forholdet tilsi en linjalform f.eks. ved Gudrun, men betraktes deler av en forekomst, f.eks. Charlotta-II vest, eller et malmsonedrag som helhet, f.eks. Hankabakken I-II m/Palmberg-II og Rupsiområdet, kan en også tale om linjalformete omriss (fig.3.11.).

Den store arealutbredelsen i forhold til mektigheten gir ingen generell mulighet for betegnelsen malmlinser. Derimot kan det til nød tales om malmplater eller tynne sådanne. For de tynneste kan betegnelsen "malm-ark" anvendes, men undertegnede vil velge å bryte med tidligere betegnelser av denne typen og heller tale om tynne malmlag.

Ved å innføre det sedimentologiske uttrykket "lag", er det implisitt uttrykt at morfologiske variasjoner opptrer på samme måte i malmlaget som i andre sedimentære lag, det være seg mektighetsendringer på grunn av laterale uttynninger, plastisktektoniske påkjenninger, foldninger eller annen tektonikk.

Forekomstene i Sulitjelma har sin store laterale utstrekning som det mest karakteristiske trekk. Et annet trekk er "hull" i forekomstene, dvs. Cu-fattige eller tynne partier. Disse skaper ikke bare problemer brytningsteknisk, men gjør at man aldri kan stole på negative borskjæringer ved prospekteringsboringer. Det er ikke utført statistiske beregninger m.h.p. hvor store deler av de ulike forekomster som utgjøres av "hull" eller svakhetspartier. Dette varierer fra forekomst til forekomst og er mest utbredt blant de forekomster som har det største forhold mellom malmareal og mektighet.

I f.eks. Charlotta er opptreden av hull eller svakere områder innen malmsonen så hyppig at det bedre kan tales om drivbare "øyer" i Charlotta malmnivå. Ved boring mot de mest lovende områder langs Charlotta-aksen, er det derfor mindre sannsynlig at en skulle treffe brytbar malm enn uinteressant malm i borhullet, se pkt.7.5.1.2. Selv innenfor de drivbare "øyer" finnes det "hull".

Forekomstene er sjelden påvirket av en rotete tektonikk (folder og forkastninger). Imidlertid er flere forekomster berørt av spisse utkilinger av malmlaget, og disse tolkes som isoklinalfoldete deler og medfører enten repetisjon av malmlaget med tilhørende mektighetsøkning, eller at malmpartiet grener ut i flere kiler som gradvis tynner ut til intet. Dette er karakteristisk for de fleste forekomster innenfor Giken KBL, men kan også indikeres i Mons Petter og Rupsi (fig. 7.23.).

7.1.4. STRATIGRAFISK KONTINUITET

Som det allerede er nevnt har de enkelte forekomster stor utbredelse i forhold til sin mektighet. Det er ikke utført noen registrering av i hvor stor grad et spesifikt malmbånd kan forfølges langs strøket og fallet. Det er derfor ikke dokumentert i hvor stor grad en forekomst er bygd opp av en lang rekke begrensede lag i en lagpakke, eller om storparten av de enkelte malmbånd dekker hele forekomsten fra ende til annen. Ved vurdering ut fra gruvekartleggingen er det tilbøyelig å tro at det sist-nevnte mer er tilfelle enn det første.

Der de økonomiske malmgrenser settes, skyldes dette i hovedsak at de enkelte malmlag har minket i antall, mektighet og rikhet. Allikevel fortsetter en rekke kisbånd eller disseminasjonslag som uøkonomiske mineraliseringer videre utover i planet. Disse lag eller muligens avvekslende lag er således med å markere malmnivået langt utenfor de fastsatte malmgrenser. Særlig er disseminasjonslagene svært utholdende. Enda mer utholdende er klorittbreksjene med endel sulfid, men disse bør ikke nødvendigvis markere det spesifikke malm-nivå, men et havbunnsomvandlet tuffnivå hvor sulfidførende løsninger eksisterte.

Ved å ta for seg de enkelte forekomster med forsøk på å estimere utstrekningen av de enkelte malmnivåer, kan en komme i konflikt med andre forekomster i samme nivå eller nærliggende nivå. F.eks. vil deler av Ny-Sulitjelma gradvis gå over i Hankabakken. Charlotta-I, Sture, Charlotta-II og Rupsi ligger i samme stratigrafiske nivå. Det sistnevnte dekker således hele Nordgruvefeltet, og malmnivået er representert i alle varianter fra massiv malm til svak disseminasjon og ikke å glemme de regelmessige "hull", som for Charlotta nivå utgjør storparten.

Trekkes tektonikk og foldemønster inn i bildet, tilhører trolig de aller fleste malmforekomster i Nordgruvefeltet samme primære malmmineraliseringsnivå, og da kan det virkelig tales om stratigrafisk kontinuitet så det forslår. Kontinuiteten kan videre utvides til å omfatte malmnivået i Sydfeltet som er bundet til grensen Furulundskifer/Sulitjelma amfibolitt. Fra Jakobsbakken og sydover er nivået representert med et massivt Cu-rikt kisbånd i 5-10 cm's mektighet, og dette er undersøkt ved boring så langt syd som 8 km syd for Jakobsbakken (Diamanten).

7.1.5. STRATIGRAFISKE BERGARTSEKVIVALENTER

Stratigrafiske bergartsekvivalenter opptrer langs malmnivået der sulfidmineraliseringen avtar eller opphører helt, eller avløser de klorittrike tuffer som ofte er bundet til de disseminerte partier av malmen.

Ut fra rent genetiske betraktninger ville man samtidig forvente en gradvis endring av fordelingen av basemetallene, dvs. en vekslende dominans av først Cu- så Zn, deretter Pb etc. utover langs nivået. Dersom sulfider ikke opptrer, er det naturlig å forvente andre faciesprodukter, da i første rekke ulike varianter av oksyder, herunder SiO₂ og Fe₃O₄.

Det er ikke arbeidet i detalj med registrering av lateral faciesendring i malmnivået, men det er holdt et øye med muligheten for lovmessigheter. Hittil er det ikke observert noe mønster m.h.p. andre sulfider verken innenfor eller utenfor begrensningen av hovedsulfidens opptreden. Derimot synes det i de østre deler av Giken å være en tendens i at malmnivået videre mot nordøst (f.eks. -352 i Giken-II), gradvis erstattes av mer kvartskeratofyriske tuffer. Det samme er observert langs SØ-flanken av Mons Petter.

Flere av rustsonene som foreløpig ikke har gitt malmer, viser tendens til faciesendring langs utgående. Det består i at f.eks. kvartskeratofyriske tuffer med svakt sulfidinnhold gradvis går over i klorittiserte tuffer og breksjer, riktignok med keratofyriske fragmenter og hvor disseminasjonsgraden av sulfid har tiltatt. Et godt eksempel er Hankenhola rustsoner.

Benyttes kriteriet om faciesendring, kan kvartskeratofyriske benker være med å definere nye malmer, og eventuelt gi retningen til en forventet malm eller sulfidmineralisering i det minste. Flere slike kvartskeratofyriske benker finnes i Mons Petter MVLP. Det skal som tidligere nevnt tas i betraktning at Mons Petter-I ikke er blottet i utgående med unntak av en rusten kvartskeratofyrisk benk med ca. 5 meters mektighet på det meste. Bare 70 meter langs fallet går en over i de første massive kisbånd som så danner de massive malmlagene nærmest hengen i Mons Petter-malmen.

Boyle (1980) har øst for Nordgruvefeltet registrert Fe-Mnmineraliseringer i kontakten mot Vaknahellaren skifer, og da Vaknahellaren skifer må korreleres med Furulund skifer (Boyle, Hansen og Mason, 1981), må disse mineraliseringene korreleres med malmnivåene i Nordgruvefeltet og representerer derved et miljø som indikerer oksyd-facies.

7.1.6. SIDEBERGARTER

Med sidebergarter forstås her heng- eller liggbergarter til den aktuelle malmmineralisering. I oppstillingen under er malmene skilt i to grupper: De som har en glimmerskifer (Furulund-skifer) på den ene siden og tuffbergarter på den andre siden, i alminnelighet klorittbreksje, og de som har tuffbergarter på begge sider.

Glimmerskifer/metatuffer:

Gudrun, Ny-Sulitjelma, Giken-I (nordvestre deler), Apofysen, Giken-II, Giken-II vest, Charlotta-I og Sture, Charlotta-II, Bursi, Rupsi/Charlotta, samtlige forekomster i Sydgruvefeltet.

Tuffogene bergarter på begge sider:

Hankabakken og Palmberg-forekomstene, Mons Petterforekomstene.

Som man ser, har nesten samtlige forekomster kontakt med skifer, og da i ligg unntatt Giken-forekomstene og deler av Gudrun som har skifer i heng. Giken-I, sydøstre delen, ligger inni skifer.

Med unntak av Mons Petter-I og II finnes massiv malm av nevneverdig betydning bare i forekomster i kontakt med glimmerskifer og da fortrinnsvis i den siden av forekomsten som berører glimmerskiferen. Den andre siden av forekomsten har som regel en disseminasjonsmalm. Disse grenser inn mot metatuffene (klorittbergarter), og sulfid utgjør gradvis en minkende andel i disse bort fra malmene (se utsnitt i fig.4.32) Lignende forhold har forekomster som helt ut innesluttes av metatuffer.

Samtlige andre kissoner av interesse faller alle inn i den andre gruppen med unntak av Sigridskjerpene og Sigridsonen (to separate objekter) i Bursiområdet. Den sistnevnte har riktignok bare skiferkontakt i en mindre del av sonen. Tar man med områdene øst for Nordgruvefeltet, ligger Jasper kisone, tilsvarende Charlotta malmnivå, også i kontakt med skifer. Det samme gjør også den grafittførende rustsonen på hengsiden av Vaknahallaren skifer innerst i Hankenhola.

At storparten av forekomstene finnes i tilknytning til glimmerskifer, er et karakteristisk trekk det ikke kan sees bort fra og må tillegges svært stor vekt ved de framtidige malmletingsarbeider. Det vises til pkt. 7.5.

Mons Petter med sin beliggenhet langt fra tilsvarende skifer er for såvidt en gåte. Mons Petter-I har en massiv amfibolitt i store deler av hengen som med sin finkornighet og massive karakter har fysiske karakteristika som ikke er ulikt et leirrikt sediment (Furulundskifer), f.eks. tett og lite permeabel. Det kan settes fram flere hypotetiske løsninger med tektonisk forflytning av Mons Petter-malmen fra en skiferkontakt, men da det ikke finnes vektige underlag for disse må nok malmsonen betraktes som unntaket som bekrefter regelen om skiferkontakt for massivmalm.

7.1.7. MALMENES MINERALOGI

Det etterfølgende er basert på egne observasjoner og analysemateriale med tillegg av bearbeidelse av endel tidligere undersøkelser i tilknytning til diplomarbeider, etc. og en rekke analyser fra driftsmessige problemstillinger.

7.1.7.1. Råmalmens bergartsmineraler

Det vises til det foregående avsnitt hvor de malmførende bergartstyper er oppramset, og til den mineralogiske beskrivelsen av disse i kapittel 5. Råmalmens silikatmineraler opptrer med en variabel fordeling avhengig av forekomsttyper og tilblanding av sidebergarter.

En semikvantitativ analyse av en avgangsprøve fra flotasjonsverket ble utført ved Geologisk Institutt av Malvik i 1978 (fig.7.2.).

Hovedmineraler: V	ektprosent
Kvarts, virker ren Albitt, virker ren Kloritt, grønn til gjennomskinnelig Biotitt Hornblende, fine – rene nåler Klinozoisitt))30) 20-25 10 10 5-10
Minoritetsmineraler:	30
Kalkspat, muskovitt-serisitt, titanitt, gra Oksyder og sulfider.	nat 20-25

Fig.7.2. Tabell over mineralinnhold i en flotasjonsavgangsprøve. (Malvik, 1978).

I både Giken-II, Charlotta-II og Mons Petter opptrer det kvartsanhydritt-kalkspat-holdige pegmatittaktige årer som klart er dannet på et sent stadium av orogenesen. Disse årene som går diskordant på lagene, kan også inneholde mindre og større druserom med en rekke sjeldne mineraler. I tillegg kan det finnes gips, barytt (tungspat), dolomitt, og større rosetter eller klaser av aktinolittnåler. Av mineralene i druserommene kan nevnes: Stilbitt (desmin) og scolesitt blant zeolittene, og apofyllitt, okenitt, celesitt (cølestin) og thaumasitt blant øvrige vannholdige silikater og sulfater. Et par mineraler er ikke identifisert.

Opptreden av sjeldne mineraler i druserom sies å være vanligere i gruvene nærmere overflaten. Dette skyldes trolig en annen driftsform hvorved det var lettere å observere disse. Prøver av de ulike mineraler finnes i samlingen på Verkskontoret.

Nylig utfelte, 10-20 år gamle, kobbervitriol-krystaller (chalcanthitt) er funnet under befaring i Ny-Sulitjelma.
7.1.7.2. Råmalmens kismineraler

Sulfidmineralenes opptreden i Nordgruvefeltet er med avtagende orden henholdsvis svovelkis (ca. 50-80%), magnetkis (1-30%), kobberkis (ca. 10-20%) og sinkblende (ca. 2-4%). (Se fig.7.4.). Videre opptrer det magnetitt i anslagsvis 2% av råmalmen. Som aksessoriske mineraler, enten som egne grupper eller innevoksninger i de allerede nevnte, finnes det en lang rekke sulfider og sulfosalter, elementer og noen oksyder.

Listen i fig.7.3. bygger på Ramdohr (1938) som beskrev ialt 23 ertsmineraler. I tillegg var som allerede antydet magnetitt alment kjent. Mellingen (1961) tilføyer molybdenglans og hematitt med ilmenitt som inneslutninger i kobberkis til denne listen. Fakhuri (1969) er den som først rapporterer gedigent gull og nevner videre mackinawit som inneslutninger i kobberkis, samt kobberglans eller digenitt og endelig pentlanditt i magnetkis.

Forfatteren har i tillegg funnet gedigent kobber med dendrittstruktur sekundæranriket på sprekkeplan i Hankabakken-I, og både bornitt og covellin er observert på mobiliserte kobberkisrike partier i hengen av massivmalmen i Giken-II.

Nyere mikroskopiundersøkelser av Malvik (1980, 1981) for å kartlegge opptreden av gull og sølv, verifisert med røntgenmikroanalysator, bekrefter to typer av fahlerts: En Sb-rik (tetrahedritt) som er sølvførende, og en As-rik (tennantitt) som er sølvfattig. Videre ble det påvist sju andre ertsmineraler, slik at listen i fig.7.3 teller 41 metalliske mineraler.

7.1.7.3. Hovedsulfidinnholdet beregnet ut fra råmalmanalysene

Som en delvis har vært inne på tidligere, varierer hovedmineralenes fordeling både fra forekomst til forekomst, med stratigrafien innenfor disse og i planet. For å fastslå den relative og gjennomsnittlige opptreden av de ulike mineraler i de forskjellige forekomstene, gir råmalmsanalysene det beste kvantitative resultat ved beregning av de aktuelle sulfider og oksyder. Råmalmsanalyser er angitt i tabellen i fig.7.4.

De gehalter som de enkelte gruver er oppført med i fig.7.4. er mindre korrekte p.g.a. blanding av malm fra flere gruver. Før 1937 ble samtlige gruver prøvetatt separat. Deretter og fram til 1974 var Nordgruvefeltet delt i tre analyseområder: Østgruvene (Ny-Sulitjelma-området), Midtgruvene (Giken-området) og i vest Bursi gruve. Etter 1974 er det gradvis blitt ytterligere blanding. Analyse m.h.p. Zn og Fe ble innført i henholdsvis 1929 og 1934, så er det i grunnen bare perioden 1934-1937 som kan danne grunnlaget for en beregning av hovedsulfidene i Nordgruvefeltet.

			i bluglang						
1		(Au,Ag)	i biygians						
	Gedigen antimon		1 DIYGIANS						
	Kubisk dyskrasitt	(Ag,Sb)							
	Magnetkis	Fes							
	Sinkblende	ZnS							
	Svovelkis	FeS ₂							
	Danaitt (Arsenkis)	(Fe,Co,Ni)AsS							
	Gudmunditt	FeSbS							
	Løllingitt	FeAs ₂	i arsenkis						
	Blyglans	PbS							
	Dyskrasitt	Ag ₂ Sb	A						
hr	Kobberkis	CuFeS2							
ndo	Cubanitt	CuFeS ₃	i kobberkis						
.Ra	Valleriitt	Cu ₃ Fe ₄ S ₇	i kobberkis						
ሲ	Wolfsbergitt	CuSbS ₂							
	Bournonitt	CuPbSbS							
	Boulangeritt	Pb5Sb4S11							
	Jamesonitt	Pb ₂ Sb ₂ S ₅							
	Fahlerts (tetrahedritt)	$(Cu, Fe, Zn, Ag)_{12}(Sb, As)_4S_{13}$	i kobberkis						
	Fahlerts (tennantitt)	(Cu,Fe,Zn,Ag) (Sb,As) S13							
	Geokronitt	Pb ₅ Sb ₂ S ₈							
	Pyrargyritt	Ag ₃ SbS ₃							
	Rutil	TiO ₂							
(÷)	Magnetitt	Fe ₃ O ₄							
gen	Hematitt	Fe ₂ O ₃	i kobberkis						
ling	Ilmenitt	FeTiO	i hematitt						
lel]	Molybdenglans	Mos	i kobberkis						
4	Gedigent gull	Au							
늰	Mackinawitt	(Fe,Ni,Co,)S	i kobberkis						
thur	Kobberglans/digenitt	Cu ₂ S							
Faj	Pentlanditt	(Fe,Ni) ₉ S ₈	i magnetkis						
d	Gedigent kobber	Cu	på slepper						
[Se]	Bornitt	Cu ₅ FeS							
Han	Covellin	CuS o							
	Hessitt	Ag ₂ Te							
	Empressitt	AgTe	med hessitt						
	Argentitt	Ag ₂ S							
,Ŧk	Pilsenitt (wehrlitt)	Bi ₃ Te ₂	med blyglans						
lalv	Altaitt	PbTe							
Σ	Breithauptitt	NiSb							
	Gedigen bismuth	Bi	i blyglans						

Fig.7.3. Tabell over 41 registrerte metalliske mineraler.

Th. Mellingen (1961) analyserte Fe-innholdet i magnetkis fra Giken til 47,5 mol %. Benyttes dette Fe-innholdet for magnet-kis i råmalmen, dvs. Fe0,958 får man et Fe/S-forhold på 1,665, mens svovelkis har et forhold på 0,87. Fe/S-forholdet i en analysert prøve vil derfor gi et relativt inntrykk av magnetkis-svovelkis-forholdet i prøven.

I tabellen i fig.7.4 er vektprosenten av kobberkis, sinkblende, svovelkis og magnetkis beregnet ut fra de gitte analyseverdier med en annen metode. Her er medtatt Sydgruvefeltet med Furuhaugen, Sagmo, Jakobsbakken og Anna gruver for å belyse at magnetkisinnholdet i dette feltet er høyere. Beregningene er gjennomført under spesielle forutsetninger og disse beskrives derfor i det etterfølgende.

For en beregning av svovelkis og magnetkisinnholdet må en først beregne innholdet av svovel og jern samlet for disse mineralene. De mineralogiske beregninger kan ikke bli presise all den tid noe svovel er bundet i andre sulfider, sulfosfater, gips, barytt og anhydritt. Det er imidlertid ikke gjørt noen stor feil ved å se bort fra svovel bundet til disse mineralene.

De største feil ville en få om jernverdiene ble benyttet direkte på grunn av et vesentlig jernoksydinnhold og at jern delvis kommer fra lettløselige mineraler (kloritt, biotitt) ved den kjemiske analysen laboratoriet har benyttet gjennom tidene. En beregning av svovel og jern er derfor utført med bruk av ligningene:

S_{k(=kis)} = S_{total} ÷ S_{kobberkis} ÷ S_{sinkblende} (1)

(2) $Fe_k = Fe_{total} \div Fe_{kobberkis} \div Fe_{oksyd og silikat}$

^{Fe}oksyd og silikat, dvs. analysert jern bundet som oksyd og lettløselig silikat, er den ukjente faktoren som bør fastlegges.

Benyttes kis-konsentrat-verdiene fra 1973 (fig.7.4.) f.eks. Fe/S = 0.880 og en postulerer at forholdet magnetkis-svovelkis er det samme i råmalmen, vil man kunne løse følgende formel med tanke på silikat og oksydbundet jern, (x).

 $\frac{Fe_{k}}{s_{k}} = \frac{Fe_{total}}{S_{k}} \div Cu \cdot 0,88 \div x = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880): x = 3,0\% Fe_{total} \div Cu \cdot 0,01 \div Zn.0.3 = 0,880$

Konstantene i brøken er omregningsfaktorer for eks. for beregning av Fe-, henholdsvis S-innholdet i kobberkis med bruk av Cu-analysen. Kis-konsentratverdiene for 1971 og 1972 gir henholdsvis 2,8% og 2,6% Fe, dvs. i gjennomsnitt 2,8%.

På grunnlag av dette kan jern og svovel bundet til magnetkis og svovelkis i de ulike råmalmene beregnes etter formlene (1) og (2) og er presentert i fig.7.4. Verdiene danner grunnlaget for beregning av innholdet av magnetkis og svovelkis i råmalmen etter formlene:

								1	Vekt	av sul	fidmin	eraler	Total	Vekt	av 1	total s	alfid
Forekomst	Periode	Produksj.	\ Cu	\$Zn	S Fe	ss _k	•Fek	Fek/1Sk	'%cp	%sl	\$ро	ъру	sulfid	•cp	\sl	٩po	٩ру
Gudrun-Holmsen	1934-37	0.07 m.t.	1.49	1.46	12.90 16.75	11.3	12.6	1.12	4.3	0.7	9.6	14.4	29.0	14.8	2.4	. 33.1	49.7
Ny-Sulitjelma	1934-37	0.24 "	1.59	0.60	17.18 17.8	15.4	13.6	0.88	4.6	0.9	0.6	28.4	34.5	13.3	2.6	1.7	82.3
Hankabakken I	1901-21	0.15 "	1.49		17.50				4.3								
Sture	1904-19	0.14 "	1.86		17.50				5.4	ec.						122	
Palmberg	1929	0.004 "	0.65	0.25	13.70	13.0			1.9								
Giken I	1934-37	0.35 "	2.25	0.98	20.75 21.13	18.1	16.4	0.90	6.5	1.5	1.6	32.9	42.5	15.3	3.5	3.8	77.4
Charlotta I	1935-37	0.05 "	1.90	0.35	10.60 14.7	8.6	10.2	1.19	5.5	0.5	13.3	8.5	27.8	19.8	1.8	47.8	30.6
Gamle Mons Petter	1887-1912	0.04 "	2.78		28.60		٠		8.0		•	8					
Bursi	1934-67	1.04 "	1.55	0.32	11.61 16.25	.9.9	12.2	1.21	4.5	0.5	11.6	10.5	27.1	16.6	1.8	42.8	38.7
Furuhaugen	1896-1921	0.37 "	1.65		17.46					4.8							
Sagmo	1934-61	0.86 "	1.73	0.22	18.18 24.24	16.4	19.9	1.21	5.0	0.3	19.1	17.1	41.5	12.0	0.7	46.0	42.2
Jakobsbakken	1934-68	2.62 "	1,53	2.39	30.29 31.73	28.0	27.6	0.98	4.4	3.6	10.6	45.0	63.6	6.9	5.7	16.7	70.8
Anna	1908-23	0.03 "	3.86		20.40				11.2			_					
Sum råmalm	1930-34	1.27 "	1.91	1.31	22.75 24.42	20.4	19.9	0.98	5.5	2.0	7.2	33.2	47.9	11.5	4.2	15.0	69.3
н н _а н	1971	0.39 "	1.66	0.38	14.00 14.90	12.2	10.6	0.87	4.8	0.6	0	22.9	28.3	17.0	2.1	-	80.9
	1972	0.48 "	1.65	0.39	14.10 14.50	12.3	10.3	0.83	4.8	0.6	- 1.7	24.3	28.2	17.0	2.1	(-6,0)	86.2
	1973	0.40 "	1.64	0.39	15.20 15,90	13.4	11.7	0.86	4.7	0.6	- 0.2	25.3	30.4	15.5	2.0	(-0.7)	83.2
	1071					51.1	44.5	0.871			- 0.3	95,9	95,6				
Svovelkiskonsentrat	19/1					50 9	44.5	0.874			0.3	95.1	95,4				
	1972					50.5	44.5	0.880			1.5	93.5	95.0				
-	19/3					1 20.5	44.3	0.000	E								

Fig. 7.4. Tabell over beregnet innhold av hovedsulfider ved bruk av analyseverdier og mineralformel.

(3) $py = \frac{\$S_k}{25,24} - \frac{\$Fe_k}{41,76}$ (4) $po = \frac{\$Fe_k}{29,45} \div \frac{\$S_k}{33,75}$

Disse formlene er utregnet med bruk av atomvekter og to ligningsett for Fe og S i py og po.

Ved å sammenholde de utregnede verdier med visuelle inntrykk fra mange års befaring av forekomstene, synes det beregnede magnetkisinnholdet i Bursi vel høyt, noe som må skyldes utilstrekkelig reduserte Fe-verdier p.g.a. Fe fra den biotittrike klorittbreksjen som disseminasjonsmalmen består av. Det samme er nok også tilfelle for Charlotta-I.

Hankabakkens gruver mangler beregningsgrunnlag, men visuell vurdering tilsier et forhold noenlunde lik Ny-Sulitjelma. Magnetittinnholdet i Hankabakken er noe høyere enn normalt, anslagsvis 3%. Mons Petter og Giken-II vil vise svovelkismagnetkis-forhold som for Giken-I. Charlotta-II har derimot litt magnetkis.

De negative verdier for magnetkis i fig.7.4 indikerer at mindre feil er tilstede. Årsaken kan bl.a. finnes i at noe magnetkis forsvinner i avgangen og at svovelkis-magnetkisforholdet i kiskonsentratet ikke tilsvarer råmalmen. For denne oversikten ansees beregningen god nok.

7.1.8. MALMENES KJEMI

7.1.8.1. Analyser av råmalmen

I tabellen i fig.7.5 finnes generalanalyser av råmalmen for visse årstall. I samme tabell er medtatt en analyse av avgangen fra kisflotasjonen. Denne sistnevnte representerer således bergartene som kisen finnes i og bør være representativ for en blanding av (med en antatt avtagende andel) klorittbreksje og klorittskifer (med varierende biotittinnhold), basiske og keratofyriske tuffer og noe glimmerskifer. Som tabellen viser er analysen tilnærmet lik de basiske og klorittiserte tuffer i tabellen i fig.7.34.

Det som er mest av interesse er sporelementenes variasjon for de enkelte forekomster. Det finnes ikke noe godt representativt materiale for dette bortsett fra generalanalysene av råmalmen for de ulike gruvene i perioden 1930-34. Her er imidlertid endel gruvesystemer slått sammen for Nordgruvefeltet. (Se fig.7.5.).

Som en ser av fig. 7.5. er det få variasjoner i silikatkjemien som karakteriserer de enkelte forekomstområder. Gudrun/Ny-Sulitjelma og Jakobsbakken har relativt høyere SiO₂-innhold (etter fratrekk av sulfid) og Jakobsbakken har lavere MgO-innhold enn øvrige forekomster. Ellers viser Jakobsbakken og Gudrun/Ny-Sulitjelma felles avvikende forhold ved å ha høyere innhold av Ba, mens Jakobsbakken er alene om å ha mer Zn, As, Au, Sb og Pb.

	RÅM	ALM FOR	ÅRENE :	930 - 1	934					
	Guðrun og Øvre Ny-Sulitjelma (Linbanen)	Nedre Ny-Sulitjelma (Giken-Sulit.st.)	Giken og Charlotta (Grunnstollen)	Bursi	Sagmo	Jakobsbakken	Samtlige gruber (utregnet)	Råmalm 1934	Råmalm 1951	Flotasjonsavgang sept. 1978
Sio 8	42.9	44.7	29.9	39.4	33.2	19.2	31.2	33.3	31.2	50.6
TiO	0.8	0.7	0.7	0.9	0.6	0.3	0.6	0.6	0.6	1.0
Al ₂ O ₃	10.6	9.2	9.6	12.7	9.7	4.4	8.2	8.6	8.4	14.3
Fe ₂ O ₃	26.2	25.3	32.5	24.2	36.3	47.2	34.9	32.9	34.7	12.2
MnO	0.12	0.09	0.10	0.08	0.06	0.06	0.09	0.10	0.06	0.10
MgO	3.7	2.7	3.7	7.4	3.8	0.9	2.9	3.4	1.0	5.7
CaO	0.7	0.8	1.9	0.9	1.3	0.5	1.1	1.1	3.3	3.0
Nao	1.2	1.1	1.5	2.5	1.3	0.4	1.1	1.1	1.3	4.1
K 20	1.2	1.3	1.3	0.9	1.5	0.8	1.1	1.2	1.1	1.85
P_05	0.13	0.095	0.13	0.12	0.073	0.045	0.093	0.10	0.085	0.18
H ₂ O	2.0	1.7	1.3	2.9	1.2	0.7	1.4			
co ₂	0.28	0.38	0.63	0.18	0.20	0.15	0.35	0.38	0.29	
s	13.9	16.3	21.1	10.8	17.9	34.0	22.8	20.9	20.9	1.95
Cu	1.47	1.64	2.60	1.50	2.25	1.60	1.91	1.71	1.40	0.05
Zn	0.43	0.58	1.00	0.30	0.17	2.68	1.31	1.09	1.10	0.14
ppm	100	100	200	100	100	1100	400	300	1700	65
PD Ac	280	200	200	30	50	970	640	410	1700	<10
Ba	1250	950	350	250	300	2700	1250	1100	1250	<1000
CotNi	100	200	200	200	400	200	200	300	380	80
Sh	10	<10	<10	<10	<10	50		20	20	<5
Se	20	20	30	20	20	20	20	20	10	5
Ag	8	12	15	4	8	16	13	11	7	
Au	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.4	0.25	0.1	0.1	

Fig. 7.5. Generalanalyse av råmalm og flotasjonsavgang. I sistnevnte utgjør glødetap 4.3%, Co 30 ppm, Ni 50 ppm og Cr 140 ppm.

Jakobsbakken høye sporelementinnhold sees i sammenheng med negative verdier for ΔS^{34} som igjen indikerer et mer reduserende miljø. Se forøvrig side 261 og kap. 7.4.

Tabellen i fig.7.6 viser analyser av endel driftsprøver av nyere dato og bedre bestemmelse av endel sporelementer. Endel av disse resultatene er stilt sammen i fig.7.7. og viser plott for råmalm fra de ulike gruvene for relasjonene Co-As, Ag-Sb, Cu-Au og Ag-Au. Det vil føre for langt å diskutere hvilke mineraler disse ulike forhold relateres til. Det skal imidlertid slås fast at Hankabakken, Bursi, Sagmo og Mons Petter gir jevnt økende verdier med samme forholdstall relativt for samtlige diagrammer. Giken + Charlotta ligger derimot markert med et annet forholdstall på grunn av relativt høyere innhold av henholdsvis Au, Sb og As, selv om Cu, Ag og Co er tilnærmet lik Mons Petter. Jakobsbakken vil vise plott ytterligere til høyre i diagrammet p.g.a. høyere verdier av Au, Sb og As iflg. eldre analyser.

Denne markerte trend og dets avvik synes ikke å kunne korreleres verken med geografisk beliggenhet, stratigrafi, bergartsmiljø, malmtype eller kombinasjon av disse faktorer. Den eneste korrelasjon som kan øynes er forekomststørrelse, rangert etter innhold av metallene Cu og Zn som sum, se fig.7.40. Dette burde imidlertid undersøkes nærmere, og det utelukkes ikke at lignende forhold vil kunne komme fram med bruk av andre elementrelasjoner. Prospekteringsmessig er det svært viktig å utrede disse forhold, da slike trender kan være med på å evaluere de mange mineraliserte soner og nivåer som idag ikke kan relateres til noen spesifikk forekomst, og samtidig være en test på godheten av et malmfunn ved jakten etter den store.

7.1.8.2. Sporelementanalyse av hovedsulfidmineralene

Både Gehrisch (1970 og 1972) og Rai (1972, 1977 og 1978) har studert sporelementene i hovedsulfidmineralene fra flere av forekomstene i Nordgruvefeltet. Prøvene er klassifisert i tre typer, massivmalm (py-malm), disseminasjonsmalm (di-malm) og kobberrik magnetkismalm (po-malm). Sistnevnte malmtype er vanligst i Jakobsbakken (Gehrisch har prøver herfra), og Sagmo, men kan også påtreffes lokalt i Nordgruvefeltets gruver, enten som mobiliserte partier, men også som egne massive bånd eller disseminert "klyse"malm. Disse finnes blant annet i Charlotta-forekomsten.

Prøvene ble knust, siktet m.h.p. fraksjonen 150-200 mesh som deretter ble separert m.h.p. svovelkis, kobberkis, sinkblende og magnetkis for analysering. Det er ikke til å unngå at prøvene har hatt både halvkorn og korn med interne innevoksninger av hverandres mineraler, og ikke minst andre sulfider og sulfosfater. Dette er imidlertid ikke viet noen verbal oppmerksomhet av verken Gehrisch eller Rai, men er den sannsynligste årsak til opptreden av sporelementer framfor å være gitterbundet. På den annen side vil nok en siktefraksjon selv med fragmenter av mineralteksturer med andre sulfider og sulfosalter indikere de ulike forekomsters karakteristika av sporelmenter og eventuelle innbyrdes variasjoner. Det viser de etterfølgende vurderinger av materialet.

			2000	(
Driftspröver i 79-80	% S	8Cu	&Zn	xxxx) ppb Au	ppm Ag	ppm St	o ppm Co	ppm Te	ppm Pb	xxx) ppm As
Bursi dagbrudd, stuff	5.7	0.42	0.19	17-24				14 A		
9 H H	9.3	0.72	0.30	19-10		8				
Hankabakken II, stuff	6.9	0.27	0.12	59-40		1. 1				
01 D 01	6.6	0.13	° - 1	56-13					i i	
Bursi+Sagmo, silo	10.6	1.10	0.28	42-33	6.3	0.78	160	< 3	77	23
	12.6	1.06	0.28	25-30	5.3	0.79	170	< 3	67	35
Hankabakken I, silo	12.2	0.56	0.20	29-26	<5 (2,0)	2 0.39	97	< 3	. 35	30
	10.4	0.64	0.21	34-35	<5 (1.3)	0.41	120	< 3	35	33
Giken-CharlII,silo	17.9	2.18	0.41	63-74	6.8	4.3	177	< 3	170	121
	18.6	1.70	0.60	130-83	8.8	4.2	163	< 3	225	157
	19.6	1.83	0.75	47-55	9.5	6.7	204	< 3	275	190
и <u>в</u>	20.1	1.95	0.66	81-88	8.8	5.0	203	< 3	245	156
Mons Petter, silo	20.7	2.09	0.50	35-44	8.3	1.1	192	< 3	118	67
	23.6	1.83	0.56	12-95	7.3	1.2	188	< 3	108	62
17 I)	23.0	1.82	0.55	85-48	8.5	1.5	288	< 3	138	84
н н	23.3	1.48	0.64	28-66	9.0	1.9	251	< 3	180	98
Rågods okt79	24.8	1.7	0.45	59-61	9.5	1.7	244	< 3	130	113
" febr.80				41-95	6.21					
Kobberkiskons. ^{X)} ca.73	35.3	28.7	2.57		150	100			1400	60
" " okt.79	36.1	29.66	1.60	$\frac{790}{1010}$	84	6.9	35	8	980	26
" " feb.80	i -			<u>1290</u> 860	83					
Sinkbl.kons. ^{xx)} ca.79	34.1	2.6	51.9		30	<20	70		3600	200
" " okt 79	31.9	1.4	51.8	<u>230</u> 260	25.3	4.9	58	10	2050	25
" " feb.80				<u> </u>	25			*		
ovelkiskons.										
" " ca. 77	51.1	0.03	0.14				300		50	
" " okt.79	51.6	0.03	0.10	25-27	4.5	0.83	565	3	77	255
5.00,72				210			505			200
" " feb.80				330	1.99					
Flotasjonsavg.okt.78	2.0	0.05	0.14				30		65	<10
" " okt.79	2.9	0.03	0.26	17-27	<5	2.7	44	<3	67	19
" " feb.80	4.7	0.03	0.21	20-14	0.63					

x) 0.0020% Cd, 5 ppm Hg, 0.03% Se, 0.013% F.

xx) 0.17% Cd, 35 ppm Hg, 0.021% Se, 0.088% F, <0.002% Sn.

xxx) Det er reist tvil om disse er riktige for analyser av 1979-80.

xxxx) To parallelle analyser p.g.a. "nugget"-effekter.

Fig.7.6. Sporelementanalyser av råmalm og kisprodukter. Analysert med atomabsorpsjon og nöytronaktivering (Au, Ag, Sb) ved IFA, Kjeller ved Garder (lab.sjef). Svovel analysert ved A/S S.G. v/Navjord.



Fig. 7.2. Sporelementrelasjoner for råmalm fra ulike forekomster.

B = Bursi, G = Giken II + Charlotta II, H = Hankabakken I og II, M = Mons Petter S = Sagmo På grunnlag av Rai's (1972) og Gehrisch's (1972) analyser er sporelementinnholdet vurdert for de enkelte hovedsulfider. Motstridende analyser (stor forskjell) vitner om opptreden av blandingskorn. Det er lagt vekt på å finne korrelasjonsforhold og trends i dataene, særlig med tanke på å finne karakteristika av prospekteringsmessig betydning.

Svovelkis: (py)

- Co : Porfyroblaster har 1700 ppm i kjernen og fattigere rand. Py fra po-malm er Co-rik (800-3200 ppm) med økende trend: Hankabakken-Giken-Charlotta-Bursi-Jakobsbakken. Kan korreleres med økende deformasjon. øvrige malmtyper viser 200-100 ppm. Lokalt viser Co en stratigrafisk trend fra heng til ligg.
- Ni : Py fra py-malm i Giken-Charlotta: holder 20-50 ppm, di-malmer forøvrig: 50-150 ppm og py-malm fra Jakobsbakken: 5-10 ppm.
- Mn : Uten lovmessighet 5-25 ppm, unntatt Palmberg (45 ppm) og Jakobsbakken (150 ppm).
- Mo : Stor spredning i enkeltprøver, i snitt 4-10 ppm for di-malm og 14-22 ppm for py-malm.
- Cr : (0-10 ppm). Ingen trend.
- Ti : Stor forskjell i dataene, (0-100 ppm og 200-600 ppm). Ingen trend, men langt lavere verdier i Jakobsbakken.
- V : Påvist bare i Hankabakken (ca. 10 ppm) og Giken (ca. 6 ppm).
- Ga : 10-20 ppm. Stabil opptreden.
- Pb : Stor variasjon. Fra 0-30 ppm i Hankabakken, Palmberg og Bursi, til 100-700 ppm fra Giken-Charlotta og Jakobsbakken. Giken anrikes mot dagen. Kan korreleres med forekomstens størrelse og Zn-innhold.
- Bi : (10-30 ppm). Kan korreleres med Pb.
- Ag : Kan korreleres med Pb. Hankabakken og Palmberg: spor, Giken-Charlotta og Jakobsbakken: 10-17 ppm, Bursi: 22 ppm.
- As : Kan også korreleres med Pb. Hankabakken, Palmberg og Bursi: spor. Giken og Charlotta: gjennomsnitt 275-550 ppm. Jakobsbakken: 900-1200 ppm.
- Hg : Kan også korreleres med Pb, men aller helst med Co. Øker fra spor i Giken og delvis Charlotta til 100 ppm i Bursi og 250 ppm i Jakobsbakken. Øker med Økende deformasjon (mobilisering)?
- Sn : Svært lave verdier.
- Se : Også sjeldent, men mest i Charlotta og minst i Hankabakken.
- Δ^{34} S: Nordgruvefeltet: +5 +7.6 o/oo, Jakobsbakken: \div 0.2 - \div 0.7 o/oo. Høy korrelasjon med Co.

Magnetkis: (po)

Со	:	50-450 ppm. Mer i Charlotta og Bursi enn Giken,
		dvs. øker med forekomstenes magnetkismengde i
		Nordgruvefeltet eller med økende deformasjon.

Ni : 15 - 30 ppm i Jakobsbakken.

- Mn : 50 125 ppm. Mindre i Charlotta og Bursi enn Giken. 225 ppm i Jakobsbakken. Negativ korrelasjon med Ni.
- Mo,Cr: (10-50 ppm). Høyere verdier har korrelasjon med Ni og Cr/Mo.
- Ti : (10-50 ppm). Ingen trend.
- V : Vanligvis ikke påvist. Enkelte prøver holder 10-30 ppm.
- Ga : (20-35 ppm). Bursi har de høyeste verdiene.
- Pb : Lite undersøkt. 500 ppm i Jakobsbakken.
- Bi : (20-50 ppm), mer enn i py.
- Ag : (5-75 ppm). Mer i Giken enn i Charlotta, Bursi og Jakobsbakken.
- Hg,As: Sporadisk opptreden. Ikke påvist i Jakobsbakken.

Se,Sn: Sporadisk opptreden, mer i Charlotta og Bursi enn Giken.

 Δ^{34} S : 0.3 o/oo lavere enn i py.

Kobberkis: (cp)

Co	:	Stor forskjell. (10-20 ppm og 50-125 ppm). Spredte høyere verdier.
Ni	:	Stor forskjell. (0-77 ppm og 20-1400 ppm). Cp i po-malm fra Jakobsbakken: Ikke påvist nikkel!
Mn	:	10-150 ppm. Fordeling som for Mn i magnetkis.
Mo	:	Varierer med forekomst og malmtype. Giken-malm: 15-50 ppm. Jakobsbakken-malm: 5-15 ppm, ellers ikke påvist.
Cr	:	(0-4000 ppm), vanligvis (10-50 ppm). Høye verdier korreleres med høyt Ni-innhold.
Ti	:	0-700 ppm. Viser også stor usystematisk spredning.
v	:	(0-30 ppm). Påvist bare i spredte prøver.
Ga	:	(10-30 ppm). En viss korrelasjon med Ni og Cr.
Pb	:	(30-125 ppm). Svak variasjon p.g.a. malmtype og forekomst. Minst i po-malm i Charlotta og Jakobsbakken. Mest i di-malm i Bursi.
Ag	:	(20-225 ppm). Høyeste verdier i Giken, især Giken-I og Bursi. Lavest i Charlotta. (Hankabakken, etc. er ikke undersøkt).

As : Ikke påvist.

Hg	:	Svært lav, men enkelte høye verdier i Giken.
Se	:	Som for magnetkis.
Sn	:	Sporadisk. Nordgruvefeltet: 10-75 ppm. Mest i Giken's massivmalm. Jakobsbakkens po-malm: 100-140 ppm.
∆ ³⁴ s	:	0.48 o/oo lavere enn i py.
Sinkl	ole	nde: (sl)
Fe	:	(4-12.5%), vanligvis 7-11%, Py-malmene: høyeste verdier.
Cd	:	(0.11-0.19%). Ved høyere verdier (0.1-0.4%) fra flotasjonskonsentrat, sees korrelasjon med Fe og Zn.
Со	:	(25-100 ppm). Mest i po-malm i Charlotta og Bursi.
Ni	:	(10-35 ppm). Uten korrelasjon.
Mn	:	(400-1000 ppm). Svak korrelasjon med Fe for py-malm.
Mo	:	Uten korrelasjon.
As,C	r,v	: Ikke påvist.
Ti	:	(10-250 ppm). Variabel uten korrelasjon.
Ga	:	(5-20 ppm). Stabil opptreden.
Ag	:	(Spor-20 ppm). Alltid påvist.
Sn	:	Lite, men alltid påvist.
Se	:	Sporadisk påvist som spor.
I fie med a produ	g.7 sær ukte	.6 er vist analyseresultatet av sporelementfordelingen lig vekt på Ag og Au for gruvene og flotasjons- ene. Flotasjonsproduktene kan sammenlignes med de beskrevne mineralanalyser, men man må ta i betraktning

nettopp beskrevne mineralanalyser, men man ma ta i betraktning at siktefraksjonen 150-200 mesh for mineralfraksjonsanalysen utgjorde bare ca. 15% av prøven, og at 55% var finere malt. Dersom de mindre fraksjoner inneholder færre halvkorn eller korn med inneslutninger, skulle flotasjonsproduktet til sammenligning holde mindre av fremmede elementer. På den annen side spiller flotasjonsegenskaper for blandingskorn og andre mineraler en større rolle.

Svovelkiskonsentratet viser høyere Co-innhold (300-565 ppm) enn mineralfraksjonsanalysene skulle indikere (ca. 100-200 ppm), men synes svært naturlig ifølge Co-analysen av råmalmen. Dette forklares ved at Co-mineraler floteres sammen med svovelkis. For Ag er situasjonen omvendt med 2 ppm (feb.80) mot forventet 10-15 ppm. Denne situasjonen må nok forklares med at den undersøkte fraksjon er lite representativ, p.g.a. sammenvoksning med andre mineraler, f.eks. sølvholdig fahlerts med andre flotasjonsegenskaper.

Kobberkiskonsentratet viser høyere Pb-verdier enn forventet, men er naturlig p.g.a. frie blyglanskorn som floterer sammen med kobberkis. For sinkkonsentrat er sølvinnholdet det dobbelte av forventet.

Sinkblendekorn fra sinkkonsentrat er analysert m.h.p. Zn, Fe, Cd og Mn ved NTH og hvor en konkluderte at det ikke ble funnet noen korrelasjon mellom verdiene (Ljøkjell, 1972). Som en ser av fig. 7.8. vil en plotting av verdiene vise en korrelasjon mellom Cd og Zn i sinkblende om en tar alle prøvene i betraktning. De Cd-rikere utgjør riktignok en liten andel i forhold til de Cd-fattigere. Rai (1978) har ikke kunne påvise noen tilsvarende korrelasjon.





Opptreden av en lang rekke små korn og inneslutninger av sulfosalter og andre sulfider gir følgelig upålitelige sporelementverdier ved å analysere på utvalgte mineraler med ulike separasjonsteknikker. Derimot må de trender og korrelasjoner som ble vist ved gjennomgåelsen av de fire hovedsulfider taes som godt veiledende.

Grupperer en malmene eller malmtypene m.h.p. følgende klassifisering:

- a) Malm fra SiO₂-rikere miljø: Jakobsbakken, Gudrun, Ny-Sulitjelmä.
- b) Malm fra kloritt-rikere miljø: Giken-Charlotta (Bursi).
- c) Malm fra disseminasjonsmineralisering: Palmberg, Hankabakken, Bursi, Sagmo.

kan en slik gruppering til en viss grad korrelleres med ulike malmdannelses-miljøer. Følgende elementer synes på en eller måte å vise en relativ anrikning fra type c til type a: <u>Pb, Zn, As</u>, Co, Mn, Bi, Sn, Au, Sb, Ba, (Ag), (Hg), (Se) og minskning fra type c til type a: <u>Ni</u>, <u>Ba</u>, Ga, (Mo), (Cr), (P₂O₅). Som vist i fig.6.3. tilsvarer en relativ minskning fra type c til a den samme effekt en har ved hydrotermal virksomhet og utlutning av bl.a. Ti, Ni, Cr og P. Likeledes representerer en relativ anrikning i type a de elementer som er mer mobile og følgelig utfelles sist ved en hydrotermal aktivitet. Det vises til kap. 7.4. for nærmere diskusjon og undersøkelse.

I fig.7.36. er malmenes plott i et Cu-Pb-Zn-diagram vist.

7.2. BESKRIVELSE AV MALMFOREKOMSTENE OG SENTRALE MINERALISERINGER

Her beskrives de forekomster som har vært gjenstand for gruvedrift, som drives idag eller planlegges drevet i nær framtid, samt submarginale ressurser i tilknytning til disse. Forekomstene beskrives fra øst mot vest.

7.2.1. GUDRUN

Gudrun er den østligste forekomsten som det har vært drevet gruvedrift på. Etter at ing. Holmsen i 1908 etablerte et separat driftsområde i de den gang dypere deler, er forekomsten også betegnet Gudrun-Holmsen. Forekomsten (se gruvekartet i fig. 7.9),ligger som tidligere nevnt i den nest øverste og østligste utfingrete delen av Ny-Sulitjelma MVLP (se bilag 1). Denne delen kan tolkes som en spiss isoklinalfold og består av en tuffittisk og kvartskeratofyrisk tuff (kvartsserisitt skifer), hvor båndet sulfidmineralisering opptrer i sistnevnte.

Malmsonen fører malmkonsentrasjoner langs en NV-lig akseretning. Tolkning og bearbeidelse av gruvematerialet indikerer at i store trekk ligger Gudrun malmsone delvis inne i det som betraktes som en fold (se profil NØ-1), og at heng- og liggbergartene varierer noe m.h.p. hvor i sonen man er. I hovedtrekk har den rikeste mineraliseringen en tuffittisk til kvartskeratofyrisk metatuff (skifer) både på heng- og liggside. Direkte kontakt med Furulund glimmerskifer kan inntreffe langs hengsiden, og delvis også langs liggsiden i den øverste del av forekomsten (se profil NV-5). Klorittiserte tuffbergarter kan finnes på liggsiden i den øvre del av forekomsten, men er mer markert tilstede som hengbergart i de nedre driftsområder av forekomsten, og

Mineraliseringen i de øverste partier er i hovedsak konsentrert i en kisbenk som varierer i mektighet: 0-10 dm., sjelden over 10 dm. Under denne er det langs linjalens sentrum en båndet disseminasjonsmineralisering i de kvartskeratofyriske skifre på liggen, og mot bunnen av denne kan det igjen opptre en kisbenk. Det er imidlertid bare den øverste kisbenken som har dannet grunnlag for gruvedrift. Denne ligger langs heng mot utgående av forekomsten, eller i den øvre halvdel av sonen mot dypet. Langs malmaksen mot dypet sprer de enkelte kisbånd seg gradvis mer og mer samtidig som den økonomiske interessante delen gradvis går over fra å være en kisbenk til en benk med kislameller og båndet disseminasjon (stripet malm) med minkende sulfidandel. Forekomstens avstand fra Ny-Sulitjelma malmsone øker mot dypet. Mot øst kniper lagene sammen til intet, og mot vest går de over i en disseminert form både i klorittiske liggbergarter og keratofyriske skifre i heng.

De mektigste partiene for den rikere del av malmen (over 10 dm mektig, angitt med kotelinje i fig.7.9., opptrer sentralt langs øvre vestre del av forekomsten (---> 40 dm), og nære østre malmgrense (----> 20 dm). Disse partiene løper begge parallelt med hovedlengdeaksen. Den nedre del av forekomsten danner en fortsettelse av den østre av disse to strukturer, og denne Cu-fattigere stripete malmen (1-1,5% Cu) er bare delvis avbygget og er i liten grad undersøkt i strøkretning.



Fig.7.9. Horisontalprojeksjon av Gudrun og Ny-Sulitjelma malmforekomster. Øverst til venstre er påvist ca. 2,5 m á 1% Cu i Ny-Sulitjelma nivå.

Siden forekomsten synes kontrollert av isoklinalfolder med NV-lig akseretning, indikerer både dagkartlegging og enkelte borhull at parallelle tilsvarende konsentrasjoner kan finnes i de andre fingeraktige foldesoner av Ny-Sulitjelma MVLP. Denne tolkning åpner mulighetene til å finne flere lignende malmstrukturer av Gudrun-Holmsen type. Råmalmsanalysene for perioden 1912-1937 viser 1,60% Cu, 0,58% Zn og 21% S og totalt er det tatt 0,7 mill.t. malm fram til 1961, hvorav de siste 0,1 mill.t. var vesentlig fattigere, anslagsvis 1-1,5% Cu.

<u>Valdis</u> er en stratigrafisk fortsettelse av Gudrun malmsone i utgående og østligste skjerp av denne. Utførte geofysiske (CP) målinger i 1977 indikerte en større ledende plate, men boring viste ingen økonomisk mineralisering.

7.2.2. NY-SULITJELMA

Malmføringen i Ny-Sulitjelma malmsone har mange likhetstrekk med Gudrun malmsone og representerer sannsynligvis samme primære sedimentasjonsnivå med sulfider. Malmsonen har en uttynning mot øst som er svært lik Gudrun malmsone og østligst i Giken-Sulitjelma stoll avsluttes malmsonen i en fold (se fig. 7.10.



Fig.7.10. Østlige begrensning av Ny-Sulitjelma malmlag i Giken-Sulitjelma stoll (F₁-fold).

Som fig.7.9. viser, har forekomstens østlige begrensning en NV-lig retning som også er foldeakseretning for F₁-folden i fig.7.10. Vestover og mot dypet avtar malmføringen ved at kisbenkene i ligg tynner ut til 5-20 cm's mektighet og at sulfiddisseminasjonen over blir vesentlig svakere.

Ny-Sulitjelma malmlag karakteriseres av et isoklinalfoldeområde sentralt gjennom forekomsten med retning på 3459 -3509, dvs. mot NV (F₁-folder). Sett i akseretning representerer dette flere Z-folder hvor undre foldekne har apofyseaktige grener innfoldet i underliggende skifer (se fig.7.11.).



Fig.7.11. Forløpet av Z-formete isoklinalfolder i Ny-Sulitjelma. Figuren er basert på gruvekart med geologiske grenser for to ulike nivåer.

På gamle driftsskisser er slike foldeknær klarlagt i detalj. Det øvre foldekne (eller de øvre og midtre i et sett av flere) kontrollerer en kraftig fortykning av malmen og har gitt opphav til en rik hengmalm. Øst for Z-folden av de massive liggbenkene ligger en tilsvarende fortykning av båndet disseminasjonsmalm. Det har vært målt mektigheter på 20 meter medregnet disseminasjonsmalmen, men 5-10 m kan tas som et gjennomsnitt for disse områdene. Over disseminasjonsmalmen er det i de øvre gruveområder i tilknytning til det øvre og østre foldekne en innfoldet kontakt mot homogen middelkornet metavulkanitt.

Spredte Z-folder er et utbredt trekk i forekomsten. De fleste av disse foldeakser har en retning på 330^{9} . Disse må ikke forveksles med ovenfornevnte folder, som er mektighetskontrollerende. Begge tolkes til å være F₁-folder, men den NV-lige akseorientering tilhører trolig en senere deformasjonsfase. (Se fig. 7.42).

I de øvre deler av forekomsten mangler de tynnere kisbenker i ligg, og keratofyriske tuffer med sulfiddisseminasjon ligger både over og under kisbenkene. Hvorvidt dette er primære effekter eller foldetektonikk kan vanskelig avgjøres.

I de mektige foldeområdene har Cu-gehalten vært betydelig, 3-4% Cu for massivmalmen og ca. 2% Cu for tilhørende båndet disseminasjonsmalm. Normalt har kisbåndene i ligg 2-3% Cu, og disseminasjonsmalmen 1,5% Cu. Anrikningen i de sentrale foldeområder er trolig av primær natur p.g.a. større sulfidkonsentrasjon. Py-cp-sl-forholdet synes stabilt, men enkelte ganger kan Zn-verdiene overgå Cu, og det er der malmlaget kniper sammen i vest. Zn-rikere disseminasjonsbånd er påvist på liggsiden østligst i Hankabakken-II, og er tolket som Ny-Sulitjelma malmnivå.

Malmsonen er i liten grad undersøkt mot dypet, både for hovedmektighetsaksen i de sentrale deler, eller for en mindre mektighetsakse i den vestlige del av forekomsten. Malmsonen kan imidlertid påvises, men bare med submarginal mineralisering.

I NV-lig akseretning for Ny-Sulitjelma i Østerdypet viser malm-sonen i d.b.h. Ha-II-76B og C 2.5 m å 1% Cu (NØ-2). Denne er bundet til en kvartskeratofyrisk skifer som båndet sulfiddisseminasjon og viser trekk i likhet med sonen i bunn av gruva. Furulundskifer opptrer i tynne benker noen meter oppe i hengen i likhet med østre deler av Ny-Sulitjelma malmsone i utgående, mens det derover finnes tuffer med varierende kalkinnhold.

Som profil NV-4 viser, er det i det dypeste diamantborhull, Gi-II-84 D, påvist to kissoner. Den ene kissonen (inntil 0.3% Cu) opptrer på ligg-grensen av klorittbreksjen, mens den andre finnes 10 m nede i Furulundskifer og kan representere et nytt kisnivå, eller kanskje et malmnivå, 0.9 m á 1,35% Cu, (se fig. 7.12). De litologiske trekk rundt disse kissonene ligner endel på de geologiske forhold som er kartlagt i forlengelsen av Ny-Sulitjelma malmsone mot Østerdypet (NØ-2) og i Ny-Sulitjelma. Hengbergartene med tuffitten med enkelte grafittrikere benker opptrer også Østligst i Ny-Sulitjelma.

7.2.3. HANKABAKKEN I OG II

Hankabakken malmsone ligger vest for Ny-Sulitjelma malmsone, men i et litt høyere stratigrafisk nivå. Hvorvidt dette representerer en sedimentær nivåendring, eller en deformasjon evt. med innfoldning av samme sulfidanrikede sedimentasjonslag, kan ikke klarlegges ut fra foreliggende informasjon.

Det økonomiske sulfidlaget utgjøres av klorittiserte og delvis breksjerte keratofyriske tuffer i den nedre halvdel og kvartskeratofyriske tuffer i den øvre halvdel. Begge opptrer med båndet disseminasjon av sulfid hvor kobbergehalten kan variere opp til ca. 2% Cu, men er nokså stabil i området 0,8 - 1,5% Cu.

Malmlagets forløp synes å ha en markert regional utstrekning i VNV-lig retning. (Se fig. 7.12). Mot nordøstre flanke i Hankabakken-II (Sorjus) er malmsonens mektighet størst, mens den mot sydvest blir tynnere og samtidig sulfidfattigere. Malmens form er således representert med en noe mektigere linjal langs nordøstre flanke hvor innsnevring av sonen mot nordøst opptrer noenlunde parallelt med at lagene blir fattigere, dvs. < 0,8% Cu. Mot sydvest i det regionale malmplanet vil enkelte sirkulære eller uregelmessige "øyer" danne drivbare partier p.g.a. sin rikhet.



Fig.7.12. Hankabakken I og II. Malmskjæringene mot dypet refererer til Ny-Sulitjelma nivå.

Hankabakken-I

I Hankabakken-I er mektigheten tildels stor og med et VNV-lig akseforløp av forekomstens nordøstre malmgrense. På mange vis er forekomsten svært lik nordøstre del av Hankabakken-II sett i horisontalplanet.

Både Hankabakken-I og i særlig grad Hankabakken-II har et nett av glideplan som i hovedsak går konkordant de enkelte benker. På flere av disse er det observert NØ-gående sklidemerker, og dette åpner mulighetene for at Hankabakken-I og Hankabakken-II i virkeligheten er samme malmstruktur, men senere forskjøvet i forhold til hverandre med en relativ NØ-SV-forskyvning på ca. 200 m. Selv om det virker mindre sannsynlig, er der ikke noe som umiddelbart synes å avkrefte en slik mulighet. De har trolig beveget seg gradvis fra hverandre under tidlige deformasjonsfaser.

I motsetning til Hankabakken-II kan årsaken til mektighetsøkningen i Hankabakken-I være en sammenstuvning av lagene, men mest trolig ved F_1 -foldning.

Øverst i Hankabakken-I har et henglag vært drivverdig. Henglaget overlapper arealmessig store deler av hovedforekomsten og med økende avstand fra denne ved å gå mot NØ. De to malmlagene går sammen i sydvest av forekomsten hvor samtidig en mindre parallell blindtarmlignende kisbenk muligens er med å markere en del av et foldekne. Aksen er også her VNV.

Mektighetsøkningen langs NØ-lige del av forekomsten har sin årsak i overskyvning av samme malmlag. Ved kartlegging er det funnet at 3 meters mektige malmlag butter diskordant mot liggen av tilsvarende malmlag. (Se fig.7.13.).



Fig.7.13. Imbrikasjonsstruktur for Hankabakken I-malmlag. Skissert etter geol. kart fra nivå +314.

Imidlertid er den økonomiske grensen satt før mektigheten avtar slik at mektighetsforløpet ikke er kartlagt fullt ut.

Cu-gehalten i Hankabakken-I er bedre enn i Hankabakken-II. Dette skyldes i hovedsak endel Cu-rike tynne kisbånd, og ikke minst disseminasjonsmalm som stedvis er eksepsjonelt rik på Cu i forhold til svovel (mer kobberkis enn svovelkis). Hvorvidt dette er en syn-tektonisk mobiliseringseffekt eller et primært distribusjonsmønster er ikke undersøkt nærmere.

Både Hankabakken I og II viser små F_1 -folder (VNV-lige akser) og F_2 -folder. Se henholdsvis fig.7.14 og 7.1.

Hankabakken-I er undersøkt i VNV-lig retning bare langs Giken-Sulitjelma stoll.



Fig.7.14. Båndet disseminasjonsmalm fra Hankabakken-I med små F_1 -folder. (Z-folder).

Hankabakken-II

Hankabakken-II er delvis omtalt, men her skal legges til at de tykkere deler av forekomsten (opp til 10 m) synes å representere tektonisk deformasjon. Se bilag NØ-2 og NV-4. Hansen (1975) har forklart mektigheten som synsedimentære utsklidninger (slides) med resultat i en sklidestabel. Dette kan ikke motbevises, men forfatteren antyder nå at imbrikasjonsprosessen er knyttet til D₁-deformasjonsfase. Flere tektoniske glideplan kan ofte skjære diskordant gjennom de enkelte lag og vanskeliggjør en eksakt tolkning.

I VNV-lig ende av Hankabakken-II er deler av forekomsten oppfart under betegnelsen Palmbergsonen på nivå -142 (fig.7.12) eller brutt som liggmalm østligst på nivå -211 i Giken-II. (Nivåene i gruvene refererer seg til Langvann (125 m.o.h.).

7.2.4. PALMBERG-FOREKOMSTENE

Palmberg-forekomstene ligger i en VNV-lig fortsettelse av hovedmalmdraget i Hankabakken malmsone. Forekomstene omfatter Palmberg ved Giken-I, Palmberg Vest ved Trøftensynken i Charlotta-II og Palmberg-II. Disse tre mindre forekomstene ligger etter hverandre på en NV-lig linje. Se kartet i fig.7.15.

Palmberg malmlag ved Giken-I i Grunnstollområdet kan best karakteriseres som en klorittisert keratofyrisk tuff med båndet sulfiddisseminasjon. Stratigrafisk er laget orientert nære liggen i likhet med Hankabakklaget, og overliggende



Fig.7.15. Palmbergforekomstene i Giken-Charlotta-området.

klorittiserte tuffer og tuffitter utgjør hengbergartene. Herover igjen ligger Leirelva SL og først innenfor denne Giken malmsone.

Palmberglaget har bare i liten grad vært gjenstand for gruvedrift i dette området, og den produksjonsvirksomhet som har vært kan karakteriseres som forsøksdrift med negativt resultat på grunn av for lave gehalter (<1.0% Cu). Driften var i hovedsak initiert på grunn av gunstig beliggenhet og derav billig transport. Dette området ligger sydligst i Hankabakken malmsonedrag, og er forsåvidt ingen særskilt anrikningsstruktur, men dog med en mindre anrikning av den ellers svakere mineralisering som denne del av sonen fører.

Derimot ligger både Palmberg Vest ved Trøftensynken og Palmberg-II mer inn mot tyngdeaksen i malmsonedraget og representerer derfor bedre malmtyper kvalitetsmessig.

Begge disse lagene ligger også noe mer sentralt inne i Giken KBL.

Palmberg Vest er en relativt begrenset sulfidanriket klorittisert kvartskeratofyrisk tuff, og er i liten grad undersøkt m.h.p. utstrekning og gehalt. Forekomsten representerer trolig en fold, hvor de største mektigheter samtidig er Cu-rikere (8 m å 1,8% Cu), mens den mot vest går over i normal tykkelse og gehalt (2 m å 0,9% Cu).

Det kan tenkes at forekomsten er en del av Giken-II som grener inn i de klorittiserte bergarter på liggen noe østenfor, men dette er mindre sannsynlig. Langs det som tolkes å være forekomstenes akseretning (NV-SØ) er undersøkelsene mangelfulle, særlig i SØ-retning, men laget representerer neppe potensialer over 1/4 mill.t. råmalm.

<u>Palmberg-II</u> holder også Cu-rikere partier (--> 3,8% Cu) og har stedvis større mektighet (--> 6,1 m) enn det som er det normale for laget. Forekomsten er bare undersøkt ved kjerneboringer, og denne separate øy-struktur synes avgrenset med et svakt elongert horisontalomriss av forekomsten. Den er in situ beregnet til å holde ca. 0.5 mill.tonn råmalm å 2% Cu, men beregnet gråbergtilblanding, malmtap og beliggenhet gjør at den betraktes som en marginal reserve.

7.2.5. GIKEN-FOREKOMSTENE

Disse representeres av Giken-I, Giken-II, Giken-II-Vest og flere mindre "apofyser" i Giken-I. Se fig.7.16. De sistnevnte representerer små malmlegemer, mens de to hovedforekomstene samlet utgjør 1/3 av kjente malmmengder i Sulitjelmafeltet. Giken-II er ved siden av Jakobsbakken en av de største forekomstene, men da endelig begrensning ikke er kjent mot dypet, er nok Giken-II den største sammenhengende forekomst med sine over 5,5 mill. tonn råmalm. (Se fig. 7.40).

Malmføringen i Giken er variabel og relativt svak i de sydøstligste deler. Foldeområdene holder rikere og mektigere malm, og mest kjent er "Banken" i Giken-I med sin kobberkisrike grovkornige kis med svovelkiskrystaller på knyttnevestørrelse. Malmføringen i Giken-I viser en mer VNV-lig retning mens i Giken-II er svakere og mektigere strukturer orientert mot NV. Fig.4.27. og 4.28. viser for eks. henholdsvis mektighetskotemønster og et strukturmønster for beregnet Cu-fordeling i en del av Giken-II.

Giken-I

Giken-I har en elongert linseformet metavulkanitt i liggen av malmen sentralt i malmplanet. Denne er tidligere jamført med Hankabakken MVLP. På sydsiden av denne danner Gikenmalmen lokalt en stor mektighet, og mot vest langs denne strukturen er gradvis mer og mer av malmen foldet inn under denne homogene metavulkanitten. Se fig.7.17. Denne delen



Fig.7.16. Gikenforekomstene. Omrisset innenfor Giken-I viser lokaliseringen av den homogene metavulkanittlinsen på liggen. Profilet i fig. 7.17 er markert.



Fig.7.17. Profil gjennom linsen av metavulkanitt i
liggen av Giken-I. Tegnet etter eldre driftsgeologisk profil gjennom "folden i Giken" i
profil Y = 1060.

av malmen er betegnet Apofysen og har en akseretning på 3109. Etter at linsen opphører, grener Apofysen vekk fra Giken-forekomsten. (Se profil NØ-3).

Sydover fra denne foldestrukturen som også fra gammelt av er betegnet for "folden i Giken", er Gikenmalmen stort sett tynn og massiv, og opptrer med skifer i både heng og ligg. Malmen er uregelmessig med sine spisse folde-tunger og utkilinger. Flere av disse utkilingene (apofyser) er gitt egne driftsområdenavn, slik som Åstrømgangen (på hengen) og Schjølberggangen (på liggen) ikke langt fra sydøstre grense for Giken-I. Disse har en akseretning tilsvarende Apofysen. Åstrømgangen opptrer med en massiv vulkanitt inne i foldekneet i likhet med fig. 7.17.

Også Palmbergsonen (Hankabakken) har kontakt med Gikenforekomsten i de sydligste partier (se fig.7.15) hvor denne "grener" ut fra Giken mot liggen med en mellomliggende glimmerskifer (tuffitt??).

Mot syd strekker forekomsten seg nesten til utgående med unntak av de sydøstre områder. Med noe mindre erosjon under istiden ville ikke Giken-I være blottlagt i utgående. De blotninger som finnes markerer sonen såvidt svakt at mangt et tvilsomt kisskjerp rundt om i landet ville lett ha utkonkurrert Gikensonen ved skjerpevaluering. Imidlertid viser malmføringen i Giken's utgående nettopp det som for andre skjerp kan være et håp og tro og sjeldent oppfulgt hovedmotivasjon etter en skjerpundersøkelse; malmføringen øker mot dypet!

Nedenfor eller nordenfor den linseformete metavulkanitten opptrer Gikenmalmen med klorittbreksje i liggen og malmføringen blir gradvis fattigere samtidig som glimmerskiferen i heng blir tynnere og endrer karakter i retning av tuffitt(?) for så å forsvinne. (Profil NV-3). Da både disse områdene og forsåvidt hele Giken-I er mangelfullt kartlagt med hensyn til sidebergartenes opptreden, foreligger det en rekke uklare momenter vedrørende Charlottasonens, Palmbergsonens og Gikensonens samhørighet med forståelse av de mellomliggende skiferpartier. Det har vist seg at store deler av disse skiferpartiene må tolkes som metavulkanitter. Linsen i fig.7.17 vil således kanskje ha en større utbredelse både mot nord og i lengdeakseretning.

Giken-II

Mot nord opptrer igjen skifer i heng av Gikensonen, og malmføringen blomstrer opp (Giken-II). Langs nordøstflanken av Giken-II tynner malmen ut med en tynnere kisstripe og disseminasjon i kvartskeratofyriske tuffer. Overalt i forekomsten kan en finne Z-foldeutkilinger av malm i hengskiferen (se fig.7.18).



Fig.7.18. Horisontalprojeksjon av et utsnitt fra gruva. med to nivåer hvor de geologiske enheter representeres med horisontalsnitt. Hentet fra gruvegeologisk kart over Giken-II.

·Foruten de generelle trekk som allerede er beskrevet, har Giken-II en disseminasjons-"hale" i de nordvestligste deler Denne begynner sentralt i forekomsten av forekomsten. hvor Cu-rikere disseminasjonsmalm opptrer i større mektig-(Se profil NV-3). "Halen" eller liggheter (--> 10 m)gangen distanserer seg gradvis fra selve Giken-malmen med en mellomliggende sulfidfattigere klorittbreksje mot vest (Se fig.7. 30). Denne "rotsonen" kan muligens representere et genetisk tilførselssystem for Gikenforekomsten. I denne sammenheng skal man merke seg at på liggsiden av denne rotsonen og Gikenmalmen østenfor, er klorittbreksjen sterkt anriket på biotitt til erstatning for kloritt. Hvorvidt dette er relikter av en hydrotermal omvandling eller et tektonisk trekk er det vanskelig å bevise med eksisterende materiale. Det vises forøvrig til avsnitt 7.4.2.

Liggmalmen til Giken-II kan også representere en deformert fold og muligens tilhøre deler av Hankabakken malmsonedrag. I så fall danner den en forlengelse av linjalstrukturen til Hankabakken-II, men hvor denne i så fall dreier noe mer mot NV, siden dette synes å være liggmalmens akseretning.

Giken-malmens begrensning mot vest er noe uregelmessig. Selve malmsonen tynner ut og opptrer mest med disseminerte keratofyrbånd. Stedvis opptrer kisbånd med varierende mektighet og danner dermed uregelmessige oppblomstringer av malmlaget utenfor malmgrensen.

<u>Giken-II Vest</u> er en slik rikere oppblomstring av massiv kis med hele 3,5 m á 6% Cu på det rikeste. Forekomsten er bare undersøkt med boring mot liggen fra Charlotta gruve, og den er ikke begrenset langs den tolkede NV-lige akseretningen.

Hovedforekomsten av Giken-II er ikke begrenset langs sin NV-lige akseretning, og boreundersøkelser langs et profil mot nord indikerer med stor sannsynlighet en noenlunde samme malmopptreden som på det dypeste oppfarte nivå, -396. Som profil NV-3 illustrerer, fører en strøkendring til at malmaksen etterhvert ikke går dypere, men blir liggende langs strøket. Se fig. 3.1.

En enkeltstående rikere borskjæring mellom Giken-II og Giken-II-Vest må også tolkes som en av de mindre lokale kisanrikninger som påtreffes vest for hovedmalmens malmgrense. Se forøvrig kartet i fig. 7.16.

Mot nordvest er malmsonen såvidt berørt av boringene i Rupsifeltet. Giken-sonen er bare i liten grad representert som en sulfidførende sone, men nivået er identifisert på grunn av Furulundskifer i heng. Sonen har en sulfid-disseminert keratofyrisk tuff eller tilsvarende klorittisert tuff, og rikeste konsentrasjon viser 2.2 m å 0.6% Cu. (d.b.h. 135). Her opptrer imidlertid sonen inni skiferen (NV-2) og er kanskje en parallell til foldekilen som prøvedriften i Sigrid feltort var basert på. (Se fig. 7.22). Først lenger mot dypet (500 - 1000 meter under havet) og innenfor hovedmalmaksen av Giken-malmene (fig. 4.24) forventes nivået å være representert med kismengder av interesse (NØ-6).

7.2.6. CHARLOTTA-FOREKOMSTENE

Charlotta malmsone har Furulundskifer i ligg og klorittisert og breksjert tuff i heng. Malmsonen utgjøres både av massive kisbånd (vanligst i vest) og av disseminert sulfid både av båndet karakter og som klyse-malm (vanligst i øst). Stedvis kan en finne magnetkisholdige partier.

Sinkblende opptrer relativt mer i de massive benker vest i Charlotta-II. Der malmen er inndelt i lagvise detaljprøver, viser prøvene av malmlaget nærmest liggskiferen ofte å holde mer Zn enn Cu. Dette kunne også brukes som et stratigrafisk kriterium og indikasjon på inversjon av Charlotta. De japanske kisforekomstene viser blant annet en Zn-rikere malm mot stratigrafisk topp. (Horikoshi, 1969).

Malmsonedraget for Charlotta malmnivå viser i likhet med Giken malmnivå en NV-lig hovedakseretning. Charlotta malmsone viser i langt større grad en uregelmessig malmføring, og malmsonen kan i enkelthet oppfattes som et belte hvori det opptrer en rekke "øyer" med såpass kiskonsentrasjon at begrepet malm kan benyttes. Grupper av slike øyer utgjør således de to driftsområdene Charlotta-I og Charlotta-II. Sture-forekomsten ligger noe adskilt fra hovedområdene av Charlotta-I og har en mer markert NNV-lig akse. Se fig.7.19.

<u>Sture-forekomsten</u> er representert med to malmtyper, hvorav den øverste ligner mest på Charlottas klorittbreksjemalm, mens de underliggende kvartskeratofyriske tuffer med båndet sulfiddisseminasjon og kisbånd er noe unikt for det ellers tektoniserte Charlotta malmnivå. Denne malmtypen kan muligens representere en mindre tektonisert del av Charlotta som er bevart på grunn av at tektonikkplanet som tangerer Charlotta malmsone har en større avstand fra sonen i Stureområdet.

Charlotta-I og II beskrives best under ett i det etterfølgende. De enkelte malmrikere partier ("øyer") viser et svakere ellipseformet omriss med NV-lig orientering. Interne mektighetslinjasjoner og Cu-fordelingsmønstre har i likhet med Giken en NV-lig retning. Aksen er NV i Charlotta-I, men dreier mer NNV vest i Charlotta-II. Det er naturlig å tenke seg at de østre og vestre delvis adskilte deler av Charlotta-I og II parvis danner to sammenhengende (østre og vestre) linjasjonsstrukturer med kisanrikning, men hvor det mellomliggende området ikke er rikt nok for å danne driftsgrunnlag, eller er for mangelfullt undersøkt.

Dette mellomliggende område faller også sammen med det området hvor Leirelva skiferledd mangler. Det er derfor naturlig å forklare en dårlig malmføring som et resultat av tektonisering. (Se pkt. 3.3.3.).

Betraktes malmføringen i de nevnte driftsområder, danner flere av de økonomiske begrensninger en NNØ-lig retning. Det synes å være utviklet svakhetsbelter langs denne retningen som faller sammen med retningen for F_2 -folder og D₂-boudinagestrukturer ellers i Nordgruvefeltet. Den svakere sulfidmineraliseringen kan derfor ha en tektonisk årsak.

Et kryssende mønster mellom de nevnte svakhetsstrukturer og de varierende rikere og fattigere linjasjonsstrukturer, samt mangel på Leirelva skiferledd mellom Charlotta og Giken malmsoner, er trolig årsak til at det ikke er påvist malm mellom Charlotta-I og Charlotta-II. Forfatteren er tilbøyelig til å tro at området holder mindre øyer med god mineralisering, men mengden kan neppe kunne forsvare en teknisk investering.



Fig. 7.19. Charlottaforekomstene.

Charlotta-II er i liten grad undersøkt mot dypet, men fortsetter langs en NNV-lig akse i den vestre halvdel. Undersøkelsesorter (se fig.7.19) viser enkelte mindre malmlinser mot vest, i likhet med Giken-malmene. Det er ikke undersøkt om parallelle større malmområder ("øyer" kan finnes vest for de hittil kjente områder av Charlottamalmen. Økt sinkinnhold mot vest kan indikere en endelig malmgrense i likhet med Ny-Sulitjelmas vestgrense.

Betrakter en derimot mineralisering i Rupsifeltet (se pkt. 3.3.4.2.) og Charlotta-malmenes regional malmsone-akse fig.4.24, vil lengdeaksen for de enkelte "øyer" og de interne strukturer komme til å stå med kryssende retning (NNV) på hovedaksen (NV). Strukturmønsteret kan karakteriseres som en "skigard". Hvordan denne skal forklares er heller uklart, men den representerer mest sannsynlig to påfølgende tektoniske hendelser, muligens D_1 og D_2 .

Opptreden av Rupsi-forekomsten er således en av eventuelle flere kryssende malmellipser innen Charlotta malmsone. Det kan her bemerkes at også Rupsi-forekomsten har Zn-rikere lag.

Ettersom de interne linjasjonsstrukturer (NNV) står noe skrått i forhold til hovedretningen på malmsonedraget (NV), vil de enkelte anrikningslinjasjoner miste sin malmtyngde når malmsonens begrensning nås.

Hvorvidt retningen på malmsonen også dreier mot NNV på dypet av Charlotta-II kan bare framtidige boringer avklare. Forekomsten er foreløpig ikke avgrenset i NV eller NV-lige retninger.

7.2.7. MONS PETTER-FOREKOMSTENE

Mons Petter malmsone utgjøres av to separate forekomster, Gamle Mons Petter og Mons Petter-I og II. De er tolket til å representere samme nivå, men beliggende på hver sin side av en flattliggende isoklinalfold med Mons Petter MVLP som kjerne (se profil NØ-4). Tidligere mente man at forekomstene tilhørte samme malmakse, men på grunnlag av resultatet fra dette arbeidet, bør Gamle Mons Petter grube gis en egen akse. Det er vanskelig å fastlegge denne eksakt, men forfatteren vil antyde at den går i NNV-lig retning i likhet med Charlotta.

Mons Petter forekomstene er framstilt i fig. 7.20 med et eget konturkart med referanse til malmens heng. Som en ser, er det to helt ulike strøk- og fallforhold for Gamle Mons Petter sammenliknet med Mons Petter I og II. Dette skyldes som allerede beskrevet at de representerer hver side av en større isoklinalfold. Forøvrig endres strøket i NØ-lige del av forekomsten, hvilket har sin årsak i en av de omtalte F3-fleksurer i Sulitjelma-amfibolitten. Fleksurenes synog anti-former er antydet på fig. 7.20.



Fig.7.20. Hengkonturkart for Mons Petter malmsone. Som kartet viser er fallet i Gamle Mons Petter motsatt av fallet i Mons Petter-I og II.

Mellom Mons Petter-I og Mons Petter-II går det som nevnt en svakhetsstruktur med tynnere og fattigere malm langs en \emptyset -V-akse (F₂-deformasjon?). Denne adskiller nesten de to forekomstene som såvidt er hengslet med marginal malmføring langs sin sydøstre flanke. Aksen faller overens med postskifrige folder i malmen. Disse opptrer enkelte steder med steiltstående foldeakseplan og er relativt tette.

Mot nordøst synes en liknende svakhetsstruktur å begrense forekomst Mons Petter-II, men hvorvidt den er hengslet over i en eventuell Mons Petter-III er ikke undersøkt ennå.

Gamle Mons Petter grube var forøvrig den første forekomst som ble satt i produksjon med regulær drift fra 1887 av, men den ble stoppet etter 10 år. De utbrutte deler var i hovedsak malm med sterk tektonisering og hvor bergartslinser var innknadd i malmen. Liggbergartene er i hovedsak en klorittisert tuff og hengbergartene er en agglomeratisk eller putebreksjeliknende del av Mons Petter MVLP. I likhet med andre forekomster, forekommer det flere tektoniske plan langs både heng- og ligg-grensen, og malmsonen har massivmalm med tektoniserte fremmedlegemer, og disseminerte tuffer, stedvis med Cu-rike partier.

Mons Petter I og II danner en sammenhengende malmlinjal med NØ-lig akse. Malmsonen er i likhet med Gamle Mons Petter grube hovedsakelig bygd opp av en sterkt plastisk tektonisert massivmalm i de sentrale partier og ellers som en båndet disseminasjonsmalm med enkelte kisbånd. De sistnevnte finnes som regel i den øvre halvdel av malmsonen. Mot nordvestre flanke smalner sonen av til intet, men mot sydøst og fra forekomstens midtre del av, grener flere soner ned i liggbergartene som ved en S-foldestil. S-foldestilen harmonerer også med isoklinalfoldningen av Mons Petter MVLP. Den øverste kilen representerer således malmnivåets stratigrafiske posisjon og går over fra å være en tynn kisbenk til kvartskeratofyrbenker, påvist i utgående (Kvithammeren).

I de sydvestre deler av forekomsten er hengbergarten foruten en halvmeter klorittbreksje, en homogen finkornig metavulkanitt. I de øvrige deler og gradvis mot nordøst har hengen klorittiserte og breksjerte tuffer av tildels keratofyrisk kjemi. Liggbergartene er i stor grad klorittbreksje, men mellom utkilingene langs sydøstre flanke kan man observere agglomeratlag tilhørende Mons Petter MVLP. Her er det blant annet et flettverksmønster med kobberkisårer som stedvis kan utgjøre en særegen og svært rik malm. Det er lite sannsynlig at dette representerer en "stringer"malm,og mineraliseringen bør heller betraktes som en mobilisering under foldningen og dannelsen av de isoklinale S-folder.

Mons Petter-I og II har de største malm-mektigheter der de isoklinalfoldete delene adderer malmen. Mons Petter-I har her hovedsakelig båndete disseminasjonslag og enkelte kisbånd, tilsammen inntil 10 m, mens i Mons Petter-II er massive kisbånd i majoritet, slik at de store mektigheter på over 10 m samtidig utgjør en rik malm (profil NV-2).

Lengst mot sydvest blir malmsonen både tynnere og mer uregelmessig, stedvis med kompliserte foldeutkilinger. En av disse inneholder lokalt noe massiv magnetitt.

7.2.8. BURSI GRUBE

Hittil er forekomstene beskrevet fra øst mot vest. Med unntak av Gudrun, har forekomstene fra Ny-Sulitjelma til Mons Petter stadig klatret oppover i den tektoniske stratigrafi. Bursi representerer imidlertid laveste stratigrafi igjen og kan jamføres med Ny-Sulitjelma. Profil NV-1.

Bursi malmsone har følgelig Furulundskifer i ligg og klorittbreksjer og klorittskifre i heng. Store deler av forekomsten har en relativt Cu-rik klysemalm på 0.2-1 m nærmest Furulundskiferen i en klorittbreksje. Derover opptrer det sulfiddisseminerte klorittiserte tuffer med varierende mektighet. I store deler av forekomsten kan det også opptre båndet disseminasjonsmalm. Denne er mer grovkrystallinsk og ikke så godt lamellert som i øst, f.eks. Hankabakken. Massiv malm er sjelden observert, men opptrer i så fall mot liggskiferen. I de sentrale deler av forekomsten, i den såkalte "Mulden" (synklinalen) (fig. 7.21), er mektigheten 6-8 m på



Fig.7.21. Bursi-forekomsten.

det meste. Bursi er imidlertid en marginalforekomst og ca. 1/4 mill.t. submarginal malm står igjen etter stansen i synkområdet i 1975.

På grunn av klorittbreksjen i hengen og de relativt flattliggende malmområder med slakke folder, har antiklinalområdene (Bursi-antiformen) alltid voldt brytningstekniske problemer med innrasning på grunn av strekkspenninger.

Forekomsten synes å være dominert av en elongert malmfordeling med NV-lig lengdeakse. Denne faller overens med synformen i forekomsten (Mulden) og sydvestre flankebegrensning som markeres med et økende fall mot SV (profil NØ-5). Nordøstre malmbegrensning utgjøres delvis ved at fallet gradvis øker mot NØ igjen. Foldene sammenfaller med Langvanns-antiklinalen og må betraktes som S-fold i tilknytning til denne. Mot sydøst synes forekomsten gradvis å bli fattigere og tynnere, mens mot NV hvor gehaltene er relativt gode, danner den sterke deformasjonen ved Clarabekken et midlertidig brudd. Det er ikke gjort undersøkelser som kan tilsi at malmdraget stopper for godt eller fortsetter videre mot NV. Bursi-forekomsten er den eneste forekomsten i Nordgruvefeltet som synes kontrollert og anriket på grunn av postskifrige folder. Det samme er imidlertid tilfelle for Furuhaug-forekomstene rett over dalen på Sydfeltsiden. Bursi representerer imidlertid også et annet unntak med sin dagbruddsdel hvor en større boudinagestruktur i Furulundskiferen har ført til innsynkning av malmsonen i en NØ-lig og lokal mindre synform. (fig. 4.19).

7.2.9. SIGRIDFELTETS MINERALISERINGER

Sigridskjerpene ligger ovenfor utgående av Bursi og har vært gjenstand for undersøkelser og prøvedrift. Som kartet viser, er kissonen i Sigridskjerpene foldet (F_1) med samme stil som i Giken grube. De representerer begge samme stratigrafiske nivå (se side).

De isoklinale NØ-lige Z-foldene fører til økt mektighet for den båndete sulfiddisseminerte keratofyriske tuffen, som mot øst tynner ut og blir mer breksjert og klorittisert, og i vest likeledes. Det er ikke funnet gamle analysedata, og nyere undersøkelser er ikke utført. Visuelt vil en anslå en gehalt på 0.5 - 1% Cu og 1-3 meters mektighet.

Ved å følge sonen vestover, vil den folde tilbake i en flattliggende isoklinal foldekile inn i overliggende glimmerskifer. Det vises forøvrig til fig.4.21 og fig. 7.20. Gruvedrift har vært forsøkt i et område under betegnelsen <u>Sigrid feltort.</u> Videre langs utgående vil sonen foldes helt rundt og i Clarabekkområdet være invertert i forhold til Sigridskjerpene. Her har det også vært drevet prøvedrift både med dagbruddsdrift og de to undersøkelsesstollene Øvre og Nedre Clara feltort. Malmføringen i de to sistnevnte områder synes ikke å avvike nevneverdig fra Sigridskjerpene, men sonen synes noe mer klorittisert og breksjert.

<u>Sigridfeltets</u> mineralisering (NØ-5) er tolket å tilhøre en invertert fortsettelse av Sigridskjerpene malmsone ca. 1 km østenfor Clara feltort. Sonen i Sigridfeltet er i utgående mest markert på grensen mellom Simonsborg MVLP (klorittiserte tuffer) i ligg og 3 meter glimmerskifer i heng. Vestover mot Foldhammeren smuldrer sonen gradvis bort på grunn av sterk tektonisering og østover likedan. Mot nord tynner glimmerskiferen ut, men har også noe mineralisering på hengsiden før disse to mineraliseringer møtes.

Først lenger inn mot NNØ har en ved boring påvist en interessant mineralisering med 3,9 m å 2.1% Cu og 0,9% Zn som beste borskjæring. Mineraliseringen ligger her i en keratofyrisk klorittbreksjepakke som både på heng og liggsiden av mineraliseringssonen viser relativt sterkt sammenpressete elongerte fragmenter. Både massive kisbånd og klorittbreksje med sulfiddisseminasjon utgjør kissonen. Den beste malmskjæring er anriket på sink i den øverste meter, mens massiv kis og kobberkis opptrer i den underste meter.



Fig. 7.22. Sammenhengen mellom Sigridskjerpene, Sigrid feltort og Øvre Clara feltort. Utsnitt av profil NV-1 i målestokk 1:2.500.

Andre borskjæringer viser mindre andel av massivkis og fattigere disseminert mineralisering i klorittbreksje. Både geologi i utgående og i borkjerner, samt den varierende mineraliseringsgrad kan tyde på at området har vært gjenstand for destruerende tektonisering etter selve dannelsen av kissonen. Dette harmonerer forøvrig godt med det tolkede tektoniske plan beskrevet under punkt 4.2.6. og illustrert i fig. 4.21.

Mineraliseringens akseretning er ukjent, men et område med mektigere disseminasjons-mineralisering går langs en NV-lig akse og krysser således den NØ-lige akse for det mineraliserte beltet. Det synes derimot klart at mineraliseringssonen er destruert utenfor det NØ-lige mineraliserte belte, selv om den østlige begrensning for dette synes noe uklart i dypet.

Den NØ-lige akse er også framkommet ved geofysiske målinger (CP).

7.2.10 RUPSIFELTETS MINERALISERINGER

Kjerneboringer i perioden 1970 til 1980 har i Rupsifeltet påvist en rekke sulfidmineraliserte horisonter. De fleste av disse kan tolkes som stratigrafiske representanter for flere av de beskrevne soner lenger øst i Nordgruvefeltet. Noen er sannsynligvis nye, da de vanskelig kan jamføres med nivåer i utgående eller østenfor på grunn av relativt stor variasjon i de omgivende metavulkanske enheter. Den geologiske variasjon innen feltet er delvis så stor at enkelte nivåer har vært vanskelig å korrelere hadde det ikke vært for særegne litologiske trekk samt geofysiske målinger (CP).

Man kan gruppere mineraliseringssonene ovenfra og nedover som følger: Tuva-sonen, Mons Petter sonen, Rupsi-sonen (Charlotta malmsone), Giken-sonen (Sigridskjerpene), Raudelv-sonen (Hankabakk-sonen) og Bursibekk-sonen. Blant disse er det hittil bare Rupsisonen som indikerer muligheten av å representere en potensiell brytbar malmforekomst.

7.2.10.1.Tuva-sonen

Denne ekvivalerer mest trolig med Mons Petter-sonen og viser en disseminert mineralisering i en klorittbreksje nordligst i Rupsi borfelt, se fig. 7.23. I d.b.h. 182 er sonen påvist med en tykkelse hele 25 m med anslåtte 0,3% Cu. Sonen karakteriseres her med spor av magnetitt innenfor en 10 m heng- og en 10 m liggsone med 5 m sulfidfattigere breksje med noe keratofyr sentralt i sonen. Heng- og liggsonen kan indikere at hullet kan ha gjennomskåret en fold. Sonen ligger ca. 50 m fra Lapphellaren skifer og atskilles fra Rupsi-sonen under med en mellomliggende homogen grovkornig og stedvis tuffaktig vulkanitt (Simonsborg MVLP).


Fig. 7.23. Rupsifeltets kissoner, bl.a. med Rupsi-forekomsten. Utsnitt fra profil NØ-6 i målestokk 1:2.500

Mineraliseringen kan gjenkjennes langs en NNØ-lig akseretning, men synes å ha et tektonisk brudd sydvest for d.b.h. 128 i tilknytning til Bursi-antiformen. Mons Pettersonen har et tilsvarende brudd i Simonsborgområdet og sammenholdes disse får man en NV-lig akse. Sonen har ikke vært prøvetatt systematisk selv om lokale partier har vist noe mer kobberkis, dvs. inntil ca. 0.7% Cu. Både mektighet og kobberkisinnhold synes å tilta mot NØ.

7.2.10.2. Rupsi-sonen

Rupsi-sonen fører Nordgruvefeltets mektigste mineralisering, da den foruten rikere mineralisering også fører større bergartsmasser med submarginal sulfiddisseminasjon. Sulfidsonen kan geologisk karakteriseres som en flattliggende isoklinalfold med sannsynligvis en NV-lig foldeakse og med form som en pilspiss sett i et vertikalplan vinkelrett på aksen. Se fig. 7.23.

De sydvestre deler har en tynn sone med Furulundskifer i ligg og klorittbreksje i heng. Selve sonen viser økende mektighet mot NØ og har massive kisbånd og disseminerte keratofyriske tuffer og klorittbreksjer. I heng ligger Simonsborg MVLP. Både stratigrafisk korrelasjon og geofysiske målinger (CP) indikerer at sonen representerer Charlotta malmsone.

Mot NØ grener sulfidmineraliseringen seg vekk fra Furulundskiferen samtidig som det opptrer en klorittbreksje i ligg. Mineraliseringen øker i mektighet og delvis i gehalt for senere å bli fattigere ettersom klorittisert tuff overtar til erstatning for sulfidsonen. Se fig. 7.23. I d.b.h. 181 er det i underste del påvist 13,6 m á 1,18% Cu og 1,74% Zn i de kobber- og sink-rikeste partier, eller 5,84 m á 1,68% Cu og 1,75% Zn for en enda mer begrenset del av sonen. En hengmineralisering kommer i tillegg.

I d.b.h. 186 er det gjennomskåret ca. 60 m sulfiddisseminert klorittbreksje representert med prøver fra 0,12 - 2,2% Cu, eller 0.6% Cu i gjennomsnitt. I tillegg viser en hengsone 9,2 m á 0,4% Cu.

Da borhullsavstanden er relativt stor, er det ikke utført malmberegninger for de rikere deler av Rupsisonen. Det er likeledes ikke geofysisk påvist ennå at de mektigere områdene mot nord er kortsluttende med sonen lenger syd. At det er samme geologiske mineralisering kan nemlig dras noe i tvil på grunn av avstanden til underliggende Furulundskifer for de nordligste mineraliseringer. Denne kan derfor vise seg å være en separat sone.

Tuva-sonen og de nordlige deler av Rupsi-sonen, viser begge endel likhetstrekk, slik som mineraliseringstype og bergartsmiljø med todelt sone (heng- og liggsone). Imidlertid er sulfidmengden i Tuva-sonen mindre. At sonene ligger på hver sin side av den enhet som tolkes som Simonsborg MVLP, avskriver ikke muligheten av at de kan være samme primære sulfidmineralisering.

7.2.10.3. Rauelv-sonen

Rauelv-sonen var første interessante sone som ble påvist i Rupsifeltet (1971) med 2,4 m å 1,7% Cu som beste boreresultat. Se fig. 7.23. Sonen består av klorittbreksje med disseminert sulfid, og hvor de kobberrikere partiene representeres med "klyse"-mineralisering. Liggbergartene er også klorittbreksje, men med et vesentlig innhold av biotitt. I de sentrale deler (d.b.h. 120B) er hengbergartene en keratofyrisk tuff, mens mot flankene synes denne å tynne ut til fordel for klorittisert tuff.

Rauelv-sonen (NØ-6) grener ned fra Furulund-skiferen i sydvest og får en mellomliggende vulkanitt i heng, hvilket er en parallell til Palmberg-sonen i Giken-I-området. Mineraliseringen jamføres med Hankabakken malmsone (se fig. 3.11). En slik tolkning styrkes i en god korrelasjon mellom retningen på CP-målingenes ekvipotentialfelt som gir et VNV-ØSØ-lig akseforløp.

7.2.10.4. Bursibekk-sonen.

Under sistnevnte kissone opptrer det mektige partier med sulfidførende klorittbreksjer. Biotitt er ofte tilstede i større mengder enn kloritt. Sentralt i disse breksjene, men på liggsiden av den biotittrikere kjerne er sulfidmengden noe høyere. Sonen har i liten grad vært prøvetatt, men de 10-20 m viser sjelden gehalter over anslagsvis 0.4% Cu. Denne sonen kan også jamføres med Hankabakken på grunn av sin sentrale beliggenhet i Giken KBL. Om dette skyldes en isoklinalfoldning av Rauelv-sonen får stå åpent, men der hvor sonen opptrer i liggen av biotittbreksjen, opptrer Rauelv-sonen i heng.

7.2.11.

ANDRE KISMINERALISERINGER I NORDGRUVEFELTET

Berges stoll er drevet inn noen meter for å undersøke en sulfiddisseminert sone midt i fjellsiden mellom Gudrun og Tverrfjell. Sonen er en av flere rustsoner i dette fjellpartiet og utgjør sulfidholdige tuffer, delvis keratofyriske, mellom homogene vulkanitter. Ingen av disse synes å markere muligheten av økonomiske mengder av kobberkis.

Fjelds grube ble anlagt for å vurdere det som tidligere er beskrevet som Fjeld kissone. Foruten en undersøkelsesstoll er det utført kjerneboringer av eldre og ny dato, de siste ut fra VLF-målinger. Sonen som i utgående i stollområdet er mer kvartskeratofyrisk, har mot øst en økende klorittisering innenfor det som kan betegnes som rustsonen. I heng er det klorittbreksje, likeledes mot ligg, men sistnevnte er mer kvartskeratofyrisk. Kobbermineraliseringer foreligger for de rikere partier i hovedsak som "klyse"-malm sammen med sulfidmineralisert klorittbreksje. I et undersøkt område øst for Fjelds grube indikerer borskjæringene en NØ-lig retning på kobberfordelingen, og de fire rikeste borhull indikerer 1/4 mill.t. á 1,5% Cu (2,5 m mektighet). Strukturen er ikke undersøkt mot dypet, men boringene gav en foreløpig begrensning. Lapphellaren kissone er fra gammelt av undersøkt med røsking og boring. Mineraliseringene er i hovedsak disseminert sulfid i en klorittbreksje med breksjerte tuffer i heng og tuffer i ligg. Under disse er det tuffittiske skifre med kvartskeratofyriske tilslag hvori det opptrer båndet sulfiddisseminasjon. Denne sistnevnte sonen er fattig på kobberkis, under 0,3% Cu.

Kissonen knyttet til klorittbreksjen holder lokalt kobbermengder av marginal karakter, anslagsvis 2 m á 1,0% Cu, mens svovelkisterninger med små mengder kobberkis finnes i klorittbreksjen både over og under i flere meter, hvilket er svært normalt for en disseminasjonssone i en klorittbreksje. Boring langs strøket mot nordøst har ikke indikert tilsvarende mineraliseringsgrad, men områdene nord og nordvest for utgående av sonen i fossen (Sandnesbekken) ved Lapphellaren er ikke undersøkt med boring.

Mellom Lapphellaren og Fjelds gruve er det boret mot en VLF-anomali i 1975. Boringene indikerte ikke annet enn det som normalt er forventet av klorittbreksjesonen i dette området, nemlig disseminert sulfid med svak kobberkisføring, under 0,3% Cu.

Brunhammeren har sitt navn fra rustsonene her. Disse består av forvitret, spredt disseminert sulfid i de albittrike klorittiserte og tektoniserte bergartene, men en klorittbreksjesone mot liggen er mer markert, Brunhammeren kissone. Denne ansees som en fortsettelse av klorittbreksjesonen i Lapphellaren og er undersøkt ved boring i 1975, men boring har ikke indikert annet enn det utgående viser, 0,5 m å 0.7% Cu, nære kontakten til underliggende tuffer.

Furulundskjerpene er en serie røskepunkter med ca. 50-100 meters intervall langs kissonen med samme navn. Mektigheten i sonen øker fra øst mot vest samtidig som sulfidmengden spres og gehalten avtar. Sonen er i helhet knyttet til en keratofyrisk tuff og har i øst en svak disseminert og stripet sulfidmineralisering (delvis med magnetkis), markert med et 5-15 cm tykt kisbånd (hovedsakelig svovelkis) mot ligg.

Mineraliseringen tiltar noe vestover mot de sentrale deler av utgående. Basiske tuffer danner heng og ligg. I den vestre halvdel grener den disseminerte sonen seg i flere tynne soner med mellomliggende ikke sulfidførende tuffer. Ved å sammenholde mineralisering i utgående med et par borskjæringer, d.b.h. 190 og 197 a og b, gis det et lite grunnlag for å trekke en NØ-lig feltakse for mineraliseringsnivået. Det må tilføyes at nivået ikke er undersøkt mot N eller NV. Ikke noe sted viser sonen mineralisering av submarginal karakter, d.v.s. den holder alltid noe mindre enn 0,5% Cu over de brytningstekniske nødvendige 2,5 meters mektighet.

I området mellom Furulundskjerpene og Gamle Mons Petter grube har det vært drevet noen stoller og noe røsking. Nordenskjolds stoll er drevet inn for undersøkelse av Charlotta malmsone. Sulitjelma stoll er derimot drevet inn i en mineralisert sone som både danner østligste del av Gamle Mons Petter grubes malmnivå, men synes samtidig å danne forbindelsen med Furulundskjerpsonen østenfor. Sonen er her knyttet til en svakt klorittisert og breksjert tuff og agglomerat og viser relativt mye kobberkis i form av korngrupper eller årer. Sulfidene opptrer sammen med tuff-fragmenter som en matriks mellom de noe større agglomeratboller. Det er ikke funnet eldre analysedata fra denne sonen. Den virker absolutt brytningsverdig, men anrikningen kan imidlertid være svært lokal.

I hammeren under Sulitjelma stoll er det også et par meter med sulfiddisseminasjon i en klorittisert keratofyrisk tuff. Ingen av disse nevnte soner er undersøkt i moderne tid.

Charlottabekksonen har ikke vært gjenstand for eldre skjerping. D.b.h. 189 i de østligste deler av sonen viser ubetydelig sulfidmineralisering.

7.3. VURDERING AV MALMDANNELSEN

I kapittel 6 konkluderte en med at det platetektoniske miljø for dannelsen av vulkanittene sannsynligvis var knyttet til en begynnende spredningsryggutvikling i form av intrakontinental (muligens kontinentrand) rifting eller som en mindre riftsone i et bak-øybue miljø (Fig. 6.17.). Det ble holdt for lite sannsynlig at vulkanittene var dannet i tilknytning til en spredningsrygg eller en umoden øybue.

I avsnitt 6.2. ble spillittiseringsprosessen omtalt og som fig.6.3. viste, kunne en hydrotermal malmdannelse sees i tilknytning til en sirkulasjon av oppvarmet vann hvorved utleskede elementer ble felt ut på eller ved havbunnen. Dette vil bli belyst i det etterfølgende.

7.3.1. PLATETEKTONISK MALMDANNELSESMILJØ

Pearce & Gale (1976) konkluderte i sin artikkel at konsentrasjon av sulfider på havbunnen er i større grad et spørsmål om den lokale topografiske beskaffenhet enn tilførsel av metallførende sulfidløsninger. Ingen større malmdannelser synes å ha funnet sted langs spredningsaksen i de større hav. Derimot synes de sterkt forkastede og marginale havbasseng i et tidlig stadium av spredningsryggutviklingen langt mer favorabelt for å skape "lommer" i havbunnsrelieffet, hvor redusert vannsirkulasjon er med å gi et ideelt Eh- og pH-miljø for utfelling av metallsulfider. Typeeksempler er således Rødehavets spredningsrygg og rifting knyttet til baksiden av en øybue. (Fig.6.7, henholdsvis miljøtype a og b). Et annet og kanskje like viktig moment er at miljøtyper hvor utfelte kiser etterpå blir overlagret av sedimenter, er mer bevarende enn "åpne" miljøer hvor utsulfider etter en stund kan bli utsatt for havbunnsfelte erosjon, oksydasjon etc.



Fig. 7.24. Intrakontinental spredningsryggutvikling med riftdannelse (Hutchinson, 1973, p.1232).

Fig.7.24 illusterer i detalj en intrakontinental spredningsryggutvikling og viser utvikling av en ofiolittsekvens i et mindre havbasseng og med innfylling av sedimenter over vulkanittene. Som antydet i kap.6 vil denne modellen kunne akseptere Sulitjelma-gabbroens intrusive kontakt med skifrene.

Et lignende blandingsmiljø kan også dannes dersom det oppstår en spredningsrygg-aktivitet i et marginal basseng mellom en øybue og et kontinent (type b i fig.6.7.). Pearce & Gale (1976) angir forekomster innen denne klassen som Joma-typen. Foruten at vulkanittene er metabasalter med endel sure tuffer overlagret av ulike sedimenter, karakteriseres metavulkanittene med et høyt Ti/Y og Zr/Y - forhold, hvilket er karakteristisk for "within-plate"-vulkanitter (kontinental rifting).

Disse karakteristikker passer ikke helt for Sulitjelmafeltet, for selv om innholdet av både Ti og særlig Zr er høyt, så er også Y tilsvarende høyt, og verdiene plotter derfor ikke innen feltet for "within-plate basalts" i fig. 6.12. (se også fig.6.13). I et Zr/Y-Ti/Y-diagram (ikke vist her) vil imidlertid enkelte verdier indikere "within plate basalts".



Fig.7.25. Øybuemiljø med bl.a. Besshi- og Kuroko malmmiljøer og Kypros-type knyttet til oceanskorpen, sistnevnte tektonisk tilført øybuen fra en havbunnsrygg (Mitchell and Garson, 1976, fig.21, p.145).

Fig.7.25 illustrerer i detalj et øybuemiljø hvor kismalmer av Besshi-typen er assosiert med marine og kontinentale sedimenter, og hvor Kypros malmtype først ved plate-tektonikk bringes i kontakt med marine sedimenter langs randen av en øybue eller et kontinent. En Kypros- malm og deler av havbunns-skorpen kan i denne situasjon sammen med overlagrede sedimenter obduseres gjennom den sterke tektonikk som råder på yttersiden av øybuen. Et obdusert miljø av denne typen kan gjenspeile Sulitjelma-områdets tektonikk, men forklarer ikke gabbromassivets intrusive kontakt med sedimenter.

Kuroko-malmtype er ikke aktuelle for sammenligning med Sulitjelmafeltet, da denne malmtypen er knyttet til et kalk-alkalint vulkanitt-miljø.

Cu-Fe-forekomst av Besshi-typen er tolket å være dannet under en tidlig øybue-vulkanisme nær kontinentranden. Foruten basiske og intermediære vulkanitter markeres miljøet av kalkholdige sedimenter, kalksteiner og kvartsitter avsatt i et dypere basseng (Mitchell og Bell 1973). Av disse er Shihoku-forekomstene best dokumentert, og vurdering av det primære miljø kan tyde på at disse forekomstene er den av de ikke kaledonske forekomster som ligner miljøet for Sulitjelmas Cu-Fe-malmer mest.

Til tross for disse likhetstrekk, er imidlertid Besshimalmen knyttet til kalk-alkalin vulkanisme, mens Sulitjelma har tholeiitter. Det må tolkes dithen at Sulitjelma-malmen i så fall er dannet enda tidligere innenfor dette miljøet mens vulkanismen var fortsatt tholeiittisk, dvs. ca. 5 km under Besshi-forekomsten i fig. 7.25. Her befinner man seg i grenselandet til hva som er "gammel" havbunn og hva som representerer nydannet tholeiittbasalt. I denne situasjon er det umulig å skille mellom en "fossil" Kypros-malm og en nydannet Besshi-malm.

Det er ikke mulig å gi en mer endelig konklusjon på hvilke av de fire omtalte miljøer som Sulitjelma-området har representert enn det som konklusjonen i kap.6 gav. Alle disse miljøer vil i utgangspunktet kunne danne malmer, men et riftingmiljø har altså de beste muligheter til å bevare de nydannede malmer.

7.3.2. VURDERING AV KISDANNENDE PROSESS

Oftedahl (1958) mente at kilden til de kaledonske kisforekomstene i Norge muligens var representert med restsmelter og gasser dannet ut fra sure vulkanittdifferensiater De sistnevnte dannet trondhjemittiske og granittiske tuffer. Siden de submarint sedimentært utfelte malmene ofte er intimt knyttet til de sure tuffer og agglomerater framfor de basiske vulkanitter, kunne dette tolkes som en indikasjon på en restsmeltedannelse. Denne mente Oftedahl førte til en exhalativ-sedimentær malmdannelsesprosess.

Vulkanittene i Sulitjelma viser riktignok unntaksvis opptreden av trondhjemittiske lag og ganger. Der disse er av klar intrusiv karakter, viser prøver at de er like Cu-fattige som de øvrige basaltiske metavulkanitter (se side 218). Det er derfor ikke noe som direkte tyder på at disse representerer Cu-anrikede residuale smeltefaser som har bevirket til en hydrotermal exhalativ-sedimentær prosess i Sulitjelma. Men Cu-fattige bergarter er ikke noe bevis på dette.

En rekke nye arbeider har indikert at en hydrotermal exhalativ prosess benytter sirkulerende sjøvann til å utleske Cu fra allerede avsatte vulkanitter og herved gi malmavsetninger.

7.3.2.1. Hydrotermal sirkulasjonsprosess (hydrothermal convection)

Som sidene foran viser, er massive kisforekomster dannet ved en rekke geologiske miljøer. Derfor bør oppmerksomheten rettes mot det forhold at vulkansk aktivitet i seg selv ikke betinger muligheten til dannelse av en forekomst, men at de vulkanske bergarter snarere markerer et miljø hvor malmdannende prosesser foregår.

Spooner (1977) og Heaton & Sheppard (1977) har studert muligheten for malmdannelse etter dannelsen av Troodos ofiolitt-kompleks på Kypros, der hydrotermal konveksjon er transportmekanismen for de malmdannende løsninger (Fig. 7.26).

Arbeidet konkluderer med at vulkanismen har ingen annen innflytelse på malmdannelsen enn at den har produsert en sekvens med permeable bergarter av basaltisk sammensetning som sjøvann kunne sirkulere gjennom og få tilført svovel og aktuelle metaller fra, og at varmeavgivelsen fra det størknede vulkanske magma (gabbro) var drivkraften for de enorme mengder av sirkulerende vann gjennom en periode av ca. 0.1 mill.år. De metallholdige løsninger på 250-300°C nådde sjøbunnen hvor avkjøling førte til spontan utfelling av metallsulfider, og hvor stadig tilførsel av svovel var med på å hindre oksydasjon innenfor et lokalt område.



Fig.7.26. Malmdannelse med hydrotermal sirkulasjonsprosess (Spooner, 1976, fig.3, s.62).

Malmdannelse med hydrotermal sirkulasjonsprosess er ikke knyttet bare til Kypros forekomst-type, men kan omfatte samtlige kismiljøer hvor (sjø-)vann kan settes i sirkulasjon.

Det kan bemerkes at for dannelse av Cu-forekomster ved utlesking av magmatiske bergarter, danner mafiske eruptiver det beste utgangspunktet med gjennomsnittlig 100 ppm Cu (Vinogradov, 1962) eller 140 ppm Cu (Hawkes & Webb, 1962). Pearce & Gale (1976) oppgir for tholeiitter imidlertid 62-73 ppm Cu. Det lave Cu-innholdet i metavulkanittene fra Sulitjelma-amfibolitten (gj.sn. 14 ppm) tyder på at Cu er utlesket.

Sirkulasjonsprosessen fører ikke bare til utveksling av svovel og metaller, men er årsak til den havbunnsmetasomatiske spilittdannelse og eventuelle kjemiske sedimentutfellinger. Se avsn. 6.2.

7.3.2.2. Opptreden av exhalitter.

Den markerte bånding av basiske og sure meta-tuffer som stedvis kan sees i feltet tyder på avsetning av forskjellige sedimenter, men kan også skyldes en periodevis synsedimentær silisifisering av det basiske tuffmaterialet. Som ulike sedimenter kan de sure enheter enten representere en av de få trondhjemittiske tuffavsetninger, eller exhalative utfellinger av silisiumrikt materiale. Forfatteren heller til den mulighet at de kvartskeratofyriske tuffer representerer en vekslende blanding med exhalittavsetninger av hydrotermal opprinnelse og nydannede basiske sedimenter eller redistribusjon av hyaloklastiske fragmenter. Dette vil også forklare varianter som grenser over i sure tuffitter eller keratofyriske tuffitter. Mange kvartskeratofyrer representerer nok også silisifiserte tuffer p.g.a. exhalative løsninger.

Som også Oftedahl (1958) bemerket for kisene i Grongfeltet, er også kismineraliseringene i Sulitjelma sterkt knyttet til keratofyriske og kvartskeratofyriske tuffer, men dette skyldes andre forhold enn de magmatiske. De ikke klorittiserte sure tuffer er ofte knyttet til malmsonene som stratigrafiske bergartsekvivalenter, dvs. de markerer faciesendring og er mest trolig dannet ved silisifisering av porøse tuffer eller som utfelte silisiumrike exhalitter av hydrotermal opprinnelse.

Ferriday et al. (1981) beskriver seks typer av distale exhalitter knyttet til de vulkanske enheter i Skorovasområdet: hematittchert, silikat-exhalitt, magnetitt-chert, magnetitt-svovelkis exhalitt, magnetitt-carbonat exhalitt og massiv sulfid. Samtlige varianter tilskrives utstrømning av væsker mettet på komponenter ved spilittiserende utlutning av de underliggende lavaenheter. Utfelling med dannelse av exhalittene synes særlig konsentrert til traktene nær de viktigste eruptive sentra. Foruten silikat-exhalittene domineres de andre av silisium og jern, og reduksjons- eller oksydasjonsforhold synes å kontrollere hvorvidt jern er felt ut som sulfid eller oksyd, eventuelt med tilskudd av karbonat for sistnevnte. Karbonat tolkes avsatt i mindre omliggende bassenger også gjennom exhalative prosesser.

De kalkrike tuffene både i Bursi-området og Ny-Sulitjelmaområdet er knyttet til grensen av Furulund-skifer og for så vidt til malmnivået. Det er derfor naturlig å forklare denne karbonatanrikning med årsak i exhalative prosesser. Mange kvartskeratofyrer i Nordgruvefeltet inneholder mindre mengder med sulfid og har ikke Fe bundet som oksyd. Dette kan skyldes sekundær reduksjon av primært utfelt Fe-oksyd ved senere hydrotermal aktivitet.

I mer fjerntliggende områder i forhold til sulfidforekomstene (Otervannområdet), opptrer det enheter som bør tolkes som distale ekvivalenter til de malmdannende exhalitter, men her med et mer oksyderende miljø slik at Fe og Mn opptrer som oksyd, Mn-granat og magnetitt.

De rikere malmmineraliseringer i Sulitjelma er knyttet til de klorittrike miljøer, men enkelte av disse holder også klorittiserte keratofyriske tuffer. Det er naturlig å forklare dannelsen av disse som basiske tuffer som så først er silisifisert (eventuelt dannet som silisiumrike exhalitter). Disse er deretter påvirket av ytterligere hydrotermal omvandling (se fig.6.2.) i et reduserende miljø med klorittdannelse og sulfidavsetning.

Når kismineraliseringene er sterkt knyttet til keratofyriske lag må dette derfor indikere en epoke i den stratigrafiske lagserie hvor hydrotermale prosesser har fått virke uforstyrret over lengre perioder og hvor avsetning av hydrotermale exhalitter, silisifisering, klorittisering og malmdannelse er et resultat av samme prosess. Den mest stabile periode har selvsagt vært etter at vulkanismen har stagnert, og før nevneverdig avsetning av epiklastiske sedimenter tok til. Dette understrekes av det forhold at 78% av all økonomisk malmmengde i Sulitjelmafeltet har direkte skiferkontakt på en side. Resterende malmmengde ligger enten svært nær skifer (<5 m) eller har idag en beliggenhet som kan være av en sekundær tektonisk natur (Mons Petter?).

Som illustrert i fig. 3.26. er det mest sannsynlig at Mons Petter representerer et eget stratigrafisk malmnivå. Dette karakteriseres ved å danne grensen mellom mer homogene intrusive vulkanitter og løsere konsoliderte vulkanoklaster. Grensen markerer følgelig et sprang i sirkulasjonshastighet for de hydrotermale løsninger og derved endringer i pH og temperaturforhold.

7.3.2.3. Svovelisotopundersøkelser

For a evaluere mellom en sedimentært utfelt kisforekomst i et stagnerende havbasseng med S og Cu-holdig sjøvann og en kisdannelse basert på utfelt sulfid rundt en undersjøisk fumarole, kan en studere fraksjoneringsgraden (Δ^{34} S) mellom isotopene 32 S og 34 S. Δ^{34} S uttrykkes i promille. 0 o/oo (± 4 o/oo) karakteriserer intrusiver, men hydrotermalt utfelt sulfid og sulfider fra Rødehavet viser ca. 6 o/oo (± 4 o/oo), sedimentære bergarter og kiser viser ca. ÷ 20 o/oo (± 10 o/oo), mens kiser knyttet til vulkanske sedimenter varierer fra + 1 o/oo - 19 o/oo. (Stanton, 1972).

Undersøkelse av isotopverdiene for prøver fra Mons Petter, se fig. 7.27., gav + 4,4 o/oo - + 7,0 o/oo. Verdiene stemmer godt overens med verdier fra hydrotermalt utfelt sulfid og prøver fra Rødehavet. Tilsvarende verdier fikk også (Gehrisch (1970) for prøver fra noen av Nordgruvefeltets andre forekomster, mens Jakobsbakken viste ca. ÷ 0,5 o/oo. (Se side 261.) Jakobsbakkens verdier tolkes som indikasjon på en mer distal avsetning, noe anrikning av flere sporelementer også indikerer. (Se side 257).

7.3.2.4. Konklusjon på vurdering av kisdannende prosess.

Som konklusjon på det foregående kan det derfor indikeres at sulfiddannelse på havbunnen har skjedd ved hydrotermal aktivitet gjennom en vulkansk lagserie. De samme prosesser tilførte vulkanittene Na (albittisering) og Mg (Mg-klorittisering) og utlesket disse på Fe, S, Cu og Zn under relativ anrikning av Ca (epidotisering). Utstrømning av de varme hydrotermale løsninger mot overflaten har ført til Feklorittisering, silisifisering og kisavsetning in situ og gitt exhalative sedimenter på havbunnen i form av sulfider, keratofyrer, og karbonater. I neste avsnitt vil en forsøke å analysere effekten av disse prosesser ved å studere prøver fra Giken-II og Mons Petter.

7.4. HYDROTERMAL OMVANDLING VED MALMDANNELSE

7.4.1. MONS PETTER-PROFIL

7.4.1.1. Petrografisk beskrivelse

Fra et hengtverrslag i Mons Petter-II (se bilag NV-2) er det påsatt et borhull i lodd til gjennomskjæring av et relativt mektig parti av malmen. Stratigrafisk går hullet først gjennom en klorittisert og breksjert del av Brunhammeren Prøvene som er benyttet, er visuelt vurdert som MVLP. representative plukkprøver fra borkjernene. Borkjernene er sett i sammenheng med geologien i hengtverrslag hvor mer makroskopiske strukturer framkommer. Hele sekvensen må betraktes som en heterogen lagpakke med klorittiserte tuffer av hovedsakelig mafisk karakter, men med enkelte sure bånd, videre av breksjerte tuffer eller agglomerater også med varierende klorittisering. De mektigste tuffbenkene mellom de breksjerte lagene kan være opp til et par meter tykke.

Hengbergartene antas å ha hatt en viss lateral forflytning i forhold til malmkroppen, sett i relasjon til en primær posisjon, og de undersøkte hengbergarter kan således primært være avsatt til siden for malmen, for således ved de tektoniske bevegelser å bli plassert som hengbergart over malmen i nåværende situasjon. Malmen er en heterogen blanding av massive kisbånd og kisdisseminerte tuff- og klorittbreksjebånd. Disse båndene må til en viss grad antas å være repetisjoner ved isoklinalfoldning (S-foldestil), da malm-mektigheten her er usedvanlig tykk.

Under malmen er det vesentlig klorittrike breksjer det første stykket. Disse bergartene er ikke undersøkt, med unntak av en prøve like under malmens ligg.

7.4.1.2. Elementvariasjon

Analyseresultatene er vist i fig.7.27. og er grafisk framstilt i fig.7.28 og 7.29. Silikatbestemmelse er ikke utført for de rikere malmprøvene. Prøvene gjenspiler ikke noen variasjon som kan karakteriseres som en god trend. Enkelte høyere eller lavere verdier er ikke unormale avvik. En antydning til økning inn mot malmgrensen viser TiO₂, Na₂O, Co, Zn og Cu det siste stykket. En antydning til minskning av verdiene inn mot grensen har MgO og MnO.

Enkelt-prøven på liggsiden av malmen holder mindre TiO_2 , men merkbart mer K_2O og stemmer overens med en hydrotermal omvandling i tråd med fig.6.3.; men en enkelt prøve er for

-																								
			sio ₂	TiO ₂	A1203	Fe ₂ 0 ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ 0	к ₂ 0	co ₂	S	н ₂ 0 ⁺	н ₂ 0 ⁻	Sum	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Ag	∆ ³⁴ s	
Δ		1	m 31.26	1.08	9.66	30.98	. 5	5.51	1.43	3.34	.12	.05	22.38	4.18	.18	110.17	59 10	220	412	87 45	574			
a	đ	3	49.87	2.00	15.30	9.21	.17	9.43	5.69	4.62	.17	.07	.87	3.56	.00	100.96	1	87	28	36	19			
a	22	4 5	49.11 45.87	1.62	12.93	10.32	.18	11.00	3.64	4.43	.41	.48	.95	5.24	.03	100.49	447	66	128	56	19			1
	nr.	6 7	48.84 51.20	1.96 1.92	17.67 17.09	8.63 8.79	.12	8.54 7.06	3.87 6.48	5.36 5.07	.28	.04 .04	.70 .80	4.16 3.04	.07	100.24	1	100	38 26	55 36	20			
A a	II-U	8 9	52.65 53.66	2.32 2.18	15.91 15.85	9.59 9.18	.10	6.06 5.92	2.93 4.23	5.12 5.58	.47	.07	2.34 1.14	4.02	.00	101.58	1 377	331 68	11 52	28 22	39 40			
a A	ettej	$\frac{10}{11}$	49.16	2.46	15.85	10.06	.11	8.46	4.43	5.04	. 9	.02	1.10	3.96	.05	100.79	1	<u>81</u> 66	<u>38</u> 172	42	200			
a	ls Pe	12 13	50.46 45.83	1.86 2.23	14.85 16.90	10.47 9.27	.14 .10	8.94 7.97	5.07 3.11	4.80 5.48	.16 .11	.04 .05	.97 .90	3.48 4.44	.09	101.32 96.41	553 2925	162 780	130 25	41 39	20			
M	-Wor	$\frac{14}{15}$.68		.06	42.37	7.26	.20		14691 40061	4169 5179	12	43	258 371	4	5.9	ω
M	11 1	17 19								97 0		.24	31.98 46.42	4.82 3.04	.02 .00		28627 32114	8094 19852	197 51	30 43	276 195	8 8	6.7	00
M	orhu.	21								.20		.07	34.85 39.44	4.12 3.84	.04 .24		15364 23926	1 388 4887	52 92	36 36	297 279	4 8	7.0 5.0	
M	— ģ	25								.35	ì	.20	37.75	3.92 4.41	.16		25 5 37 24555	5690 8643	78 65	41 43	294 373	8	4.6	
M		28	45,94	1.15	16.13	11,56	7	11.72	. 95	1.58	.90	3.16	19.47 2.9 7	6.14 6.44	.04	102.56	15700 79	770 4 257	145 3	53 53	273 99	4		
Klori	ttis	ert																						
tuff: mean α	(6)		45.84 8.02	1.84 0.43	14.40 3.03	14.58 8.79	.11	7.42 1.82	4.15 2.18	4.44 0.83	0.26 0.14	0.12	5.98 8.60	4.10 0.97	0.04		11 24	142 110	116 156	47 22	140 225			
Klori breks	ttis je:	sert (8)		1 00	15 60	10.39	13	10 10	4.06	4 59	0 24	0.04	1.15	4.42	0.04		549	214	51	40	37			
mean α			48.23	0.40	1.12	1.23	.04	3.43	1.53	1.05	0.27	0.04	1.15	1.15	0.02		985	240	51	12	27			

Fig.7.27. Analyseverdier fra pröver tatt i borhull Mons Petter-II nr. 22 a. Bergartsvariasjoner er vist i venstre kolonne med referanse til dybde i hullet. Symbolforklaring: M = malm, 🛆 = klorittisert metatuff, 🔂 = klorittbreksje. Silikatanalysene er utfört ved NGU v/Faye, sporelementene er analysert ved Geologisk Institutt, NTH v/I.Vokes og svovelanalysene ved A/S Sulitjelma Gruber v/K.Navjord. Svovelisotopanalysene er utfört ved Geochemisches Institut, Göttingen, under prof. Dr. Wedepohls ledelse.



Fig.7.28. Hovedelementvariasjon (d.b.h.M.P.-II, 22 a gjennom hengbergartene og Mons Petter-malmen til liggen.



Fig.7.29. Sporelementvariasjonen (d.b.h.M.P.-II,22 a gjennom hengbergartene og Mons Pettermalmen til liggen.

lite for noen konklusjon. De lavere Na₂O-verdiene gjennom malmen representerer ikke annet enn fortynning av silikat p.g.a. kis.

De svake trendene gjennom hengbergarten viser faktisk at en i fig.6.3. har minkende grad av hydrotermal omvandling inn mot malmen. Da en skulle forvente det motsatte, må dette indikere at størsteparten av hengbergartene ikke tilhører malmens omvandlingssone, men er plassert der ved senere tektonikk.

Kobber som er et økonomisk element i denne sammeheng, opptrer som bemerkelsesverdige lave verdier i hengbergartene, d.v.s. under deteksjonsgrensen på 5 ppm for de fleste av klorittbreksjeprøvene, mens flere av tuffene er relativt kobber-rike. Se fig. 7.27. De massive basiske metavulkanittprøvene har også lave Cu-verdier (tab. 6.1.). Det virker derfor som om de klorittrike breksjer i hengen er delvis utlutet m.h.p. Cu, for så å være anriket i utvalgte tuff- eller kisbånd andre steder.

Den svakere sink- og kobber-"haloen" de to metrene utenfor selve malmen, er trolig en mer normal mobiliseringshalo fra metamorfosen. Svovel viser ikke en tilsvarende halo.

Bly er ikke nevneverdig anriket i malmen. Mot hengen er verdiene lavere, mens høyere verdier opptrer spredt i hengbergartene uten noe klart system, men høyere verdier kan vekselvis korreleres med høyere verdier av svovel eller kobber.

Sølvverdiene (se fig.7.27) er kanskje ikke de mest pålitelige så nær deteksjonsgrensen, men viser en sterk korrelasjon med kobber for malmprøvene (k = 0,96). De viser i likhet med Cu svakt økende verdier mot hengen.

Nikkelverdiene synes å være upåvirket av malm-miljøet, mens koboltverdiene øker i takt med svovelverdiene og må være bundet til svovelkisen. Kobolt og svovel har en korrelasjonsfaktor på 0,99 for prøvene på hengen (se fig. 7.37).

I fig.7.29 er angitt Δ^{34} S-verdien for sju prøver gjennom malmen. Spredningen i prøvene er reltivt liten, men det er en svak trend som indikerer at malmen ligger med yngste lag underst (invertert), dvs. økende verdier av ³²S (dvs. minkende Δ^{34} S). (Se avsnitt 3.4.1.3.). Disse 7 prøvene i et profil er et for lite materiale å benytte som et bevismiddel.

Analyseverdiene vil bli trukket fram i senere avsnitt etter at et bedre eksempel på hydrotermal omvandling er belyst i neste avsnitt.

En samlet vurdering tilsier at omvandlingssonen over malmen er svært liten og mest trolig av metamorf alder. Hoveddelen av bergartene over malmen synes ikke å bære preg av å ha vært i nærheten av et malmdannende miljø. Disse bergartene er hydrotermalt omvandlet, men på et annet sted for så å være plassert som hengbergarter ved senere tektonisering. Manglende prøver fra liggsiden av malmen ville gitt et bedre helhetlig bilde av problemstillingen.

7.4.2. GIKEN-II-PROFILET

7.4.2.1. Petrografisk beskrivelse

Giken-II-malmen er stort sett representert med massive kisbenker og kisdisseminerte båndete klorittiserte tuffer og breksjer, de sistnevnte mot liggsiden, mens Furulundskifer danner heng. Fra de sentrale deler av Giken-II-forekomsten (nedenfor nivå -309) og mot dypet i nord-vestlig akseretning og mot vest, har malmplaten en disseminasjons"halo" som gradvis øker i avstand fra hovedmalmnivået (se fig.7.30). Denne kan i all enkelhet beskrives som en deformert "stringersone" på liggsiden. Malmtypen for denne er en disseminasjonsmalm i breksjerte og klorittiserte metatuffer. I fig. 7.30 er det illustrert et vertikalprofil i øst-vest retning som viser hvordan "stringersonen" møter den stratabundne malmplaten langs skifergrensen. Mot vest indikeres litt av den måten "rot"-sonen gradvis går over i liggbergartene, og som figuren viser er det en viss samhørighet med Palmberg-II.

Øst Simonsborg MVLP	* *	¥¥¥	· ·	Vest
Leirelva skiferledd	Giken-II	~	Charlotta Gi	-II ken-II-Vest
Giken kloritt- ~ breksjeledd		~	Palmbe	~ ~ ~
Furulundgruppen				

Fig.7.30. Geologisk prinsippskisse gjennom Giken-II og Charlotta-II. Rammen viser undersøkelsesområdet for hydrotermal omvandling, fig. 7.31.

Profilet i fig. 7.31 viser geologisk snitt basert på kjerneboringene gjennom Giken klorittbreksjeledd til kontakt med skiferen under, og oppover til kontakt med Charlotta malmnivå. I profilet er Giken-malmens heng benyttet som datumplan; derfor er denne vannrett. 10 cm pr. meter kjerne fra disse boringene danner grunnlaget for de analyser som er gjennomført. Se tabellen i fig. 7.32. Dessverre er ikke prøvene fra en detaljert malmprøvetaking arkivert, men de den gang utførte analyser m.h.p. Cu, Zn og S er benyttet. Dette gjelder slissprøvetaking av malmen langs nivå -352 og støvborhull mot ligg innenfor det undersøkte profil.

Som den petrografiske seksjonen viser, ligger kismineraliseringen innenfor en klorittdominert metatuff og breksje. Denne har delvis noe biotitt i den undre halvdel. Konkordant på liggsiden av "rotsonen" ligger det en biotittdominert breksje og metatuff. Denne biotittdominerte sonen fortsetter relativt konkordant som liggbergart under Giken-malmen et



Fig. 7.31. Stratigrafisk snitt langs 1750X i Giken-II og Charlotta-II med inntegnede borhull og prøvepunkter. Prøvene langs hengen i malmnivået refererer seg til prøver langs feltort ÷ 352.

Symbol	Lokalitet	Fe ₂ 0 ₃	MnO	MgO	Ca0	Na 20	к ₂ 0	co ₂	S	н ₂ 0 ⁺	н ₂ о [–]	G1.tap	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Ba	Ag
L	Ch-IJ 14	7.14	.06	3.79	3.86	1.45	3.46	1.80	1.17	2.30	.08	3.12	39	108	3	47	4	750	<1
K	84-ь 18	11.53	.20	7.82	1.34	4.76	.11	.10	2.45	4.92	.06	5.20	19	389	25	52	39	30	"
K	" 20	9.79	.10	3.96	1.98	5.07	.10	.05	3.21	3.28	.04	4.16	4007	1909	3	27	19	70	"
В	" 22	43.57	.07	4.95	1.40	2.37	.52	.30	23.11	4.21	.03	15.03	16867	123	3	41	254	400	. "
В	" 24	21.10	.09	9.18	.83	2.76	6.18	.55	2.54	1.61	.04	2.25	2185	183	12	48	139	980	20
F	" 26	6.62	.09	5.49	6.91	1.39	2.82	5.50	.47	3.27	.06	7.22	20	86	3	52	20	340	<1
L	Gi-II 2	7.70	.13	4.90	5.28	2.28	1.98	3.40	.52	3.61	.04	4.51	20	110	3	59	20	540	11
L	65-a 4	6.24	.09	3.53	5.88	1.36	2.66	5.60	1.08	2.53	.02	6.40	60	68	3	48	4	730	"
L	" 6	7.37	.06	3.98	4.66	1.49	2.84	1.55	.73	2.88	.01	3.35	20	100	[.] 3	65	20	650	"
L	" 8	7.50	.10	4.50	4.03	3.52	2.68	1.55	.62	1.76	.04	2.13	40	106	3	58	20	520	11
L	" 10	6.45	.09	3.35	6.71	6.01	1.03	4.75	.26	1.48	.04	5.71	59	274	259	39	4	200	"
K	Gi-II 3+5	42.50	.04	5.16	1.23	2.13	1.03	.30	22.74	3.39	.01	15.87	15118	177	12	31	295	440	
K	65-b 8+9	19.95	.09	7.24	.81	4.41	3.76	.55	10.29	1.48	.09	6.85	657	329	39	34	100	670	"
K	" 11+13	19.09	.14	9.12	1.25	3.33	1.37	.30	2.84	4.02	.05	5.22	1581	291	65	28	59	220	"
B	" 15+18	22.42	.12	6.89	2.35	4.33	2.92	. 45	8.88	1.61	.02	6.30	7733	311	3	30	99	440	2
В	" 20+22	18.46	.13	7.50	.76	3.36	6.07	.00	1.03	1.06	.10	3.11	2567	454	3	49	78	940	<1
В	" 24+26	22.36	.08	6.26	1.51	4.14	4.00	.00	7.46	1.69	•08	5.22	4181	344	3	36	119	520	"
F	" 34+36	6.56	.06	4.69	6.38	.89	2.78	4.25	.45	3.40	.12	5.74	20	87	3	54	4	410	17
F	" 38+40	6.68	.07	4.69	5.65	.89	2.74	4.50	. 45	3.57	.11	5.62	20	86	12	51	20	410	"
F	" 42+44	6.67	.07	4.34	5.54	2.76	2.82	3.05	.47	3.18	.10	4.84	39	100	3	65	20	360	"
K	Gi-IJ 2+ 4	45.39	.02	4.10	1.00	2.20	1.97	. 45	27.72	2.50	.08	18.99	1690	3043	213	28	159	1150	17
K	66-b 6+8	43.58	.07	8.02	.85	.79	3.25	.00	23.89	4.72	.14	17.03	7283	2165	130	35	157	940	4
В	" 10+12	13.02	.12	11.46	.62	2.46	7.42	.00	1.75	1.85	.10	2.74	59	456	3	61	59	655	<1
В	" 14+16	25.22	.10	5.45	2.49	4.43	2.72	.70	10.36	1.91	.05	7.36	5076	184	3	49	137	845	"
F.	" 18+20	6.80	.10	4.51	6.41	1.50	2.04	4.50	. 95	4.32	.07	7.18	398	107	3	60	20	530	
K	G1-IJ 2+4+6	13.46	.15	8.03	1.22	3.96	5.45	.45	1.49	1.26	.05	2.27	1568	337	25	47	39	470	"
В	74-b 8+10	28.20	.08	6.12	1.38	3.54	3.72	.00	9.78	2.35	.10	6.59	2667	215	27	41	118	640	
B	G1-IJ 2+4+6	11.28	.13	7.78	1.30	4.84	4.28	.70	2.72	.80	.08	2.99	2186	493	26	44	40	880	"
В	68 8+10	32.56	.12	5.70	2.54	2.78	1.75	.10	16.68	2.71	.09	12.32	6483	205	38	84	159	630	2
T	" 12+14	6.93	.10	5.09	7.97	3.88	.43	3.40	.63	3.79	.07	5.31	99	118	27	57	20	130	<1

Fig.7.32. Silikat- og sporelementbestemmelse av pröver fra borhull i Giken-Charlotta-området.

Utfört av I.Vokes ved Geologisk Institutt, NTH. Svovel er bestemt ved A/S Sulitjelma Gruber v/K.Navjord. Symbolliste: K= klorittbreksje, B= biotittbreksje, L= Leirelva, F= Furlundskifer, T= klorittisert tuff.

stykke videre østover fra der rotsonen danner kontakt med hovedmalmplaten til den kiler ut mellom malmplaten og underliggende klorittseksjon (se fig. 7.18.). Denne biotittrikere sonen må tolkes dannet ved en omvandlingseffekt, og da sannsynligvis i tilknytning til en mulig hydrotermal sone for Giken-malmen.

Disse beskrevne geologiske trekk kan altså forklares som effekter av genetiske prosesser, men kan også muligens forklares gjennom tektonisk deformasjon. Den påviste disseminasjonsmalmsone er kanskje ikke annet enn en deformert nedfoldet del av malmen. Samtidig kan biotittbergarten være en naturlig primær variasjon med breksjerte tuffittiske bergarter eller en deformert innfoldning av Furulund skifer. Den etterfølgende analysestudie har tatt sikte på å avklare dette.

Et annet påfallende trekk er den svakt diskordante grensen som de kvartsrike og grafittførende partier av Furulundskiferen viser mot Giken malmnivå. Dette kunne benyttes som et indisium på å definere et tektonisk plan over Gikenmalmen. Andre forklaringer kan søkes i primære variasjoner i avsetningsmektighet, eller som tektonisk variasjon av mektigheten p.g.a. boudinage-affekter. Som hull Ch-84-A viser synes Giken KBL å være sammenknepet p.g.a. boudinering.

7.4.2.2. Elementvariasjonen

Analyseresultatet for de enkelte elementer er tegnet opp i figurene 7.33.a-p, og det er trukket koter for områder med like verdier. Det er ikke noen spesielle trekk utover de man kan forvente på grunnlag av den mineralogiske og geologiske observasjon ved logging av hullene. De ulike petrografiske enheter har sine spesifikke kjemiske variasjonsområder for de ulike hovedelementer.

Biotittbreksjen har således relativt høye verdier av MgO, Ba, MnO, K₂O, Co, og delvis Na₂O, og relativt lave verdier av CO₂, H₂O⁺, CaO.

Klorittbreksjen har relativt høyere verdier av H_2O , CO_2 , S og Fe, foruten Zn, Cu og Pb. Likeledes har klorittbreksjen relativt lavere verdier for K₂O, MnO, Na₂O, CaO, Ni og delvis Ba.

Kloritt-biotittbreksjene viser delvis en blandingskarakteristikk, men for flere elementer, f.eks. H_2O^+ eller K₂O, grupperes denne typen til klorittbreksjene.

De ulike klorittiserte tuffene mot liggen karakteriseres i forhold til de breksjerte bergartene ved å ha relativt mer CaO, CO₂, H_2O^+ og delvis Ni og tilsvarende mindre av K₂O, Na₂O, Ba, Co, Cu, Zn, Fe og S.

Skifrene har høyere verdier av CaO, CO₂, K₂O og Ba noe i likhet med metatuffene. Ved å sammenholde analysene fra skifrene over og under malmen ser en at skifrene over holder mere Ba, Na₂O, MnO og S.



Fig. 7.33.a-d. Fordeling av Cu, S, Zn, og Fe₂O₃* rundt Giken-II illustrert med konturlinjer. Se fig. 7.31.



Fig. 7.33. e-h. Fordeling av Ni, Ag, Co og Pb illustrert med konturlinjer. Se fig. 7.31.







Fig. 7.33. i-1. Fordeling av Ba, Na₂O, K₂O og MgO illustrert med konturlinjer. Se fig. 7.31.



Fig. 7.33. m-p. Fordeling av CaO, CO2, MnO og H20⁺ illustrert med konturlinjer. Se fig. 7.31.

ω I Betrakter man fordelingen av de enkelte elementer, ser man at både Cu og Zn viser en relativt uregelmessig fordeling under malmlaget, og Zn har et tversgående brudd i sin fordeling.

Diagrammet over Zn, Cu og S-fordelingen har et mer fyldig analysenett med driftsprøvetaking. (Analysert ved A/S Sulitjelma Gruber). Dette kan derfor forklare visse uoverensstemmelser mellom S og Fe-fordelingen (tolkede kotelinjer for Fe), men Fe er nå bundet både som silikat og sulfid, så tolkningen kan være reell nok.

Både Ba og Pb er anriket i et område like under disseminasjonsmalmen eller i en Cu-fattigere "pung" (se fig. 7.33. a, h og i).

Ellers kan en merke seg opptreden av sølv (Ag) som er knyttet til to stratigrafiske nivåer, det ene på grensen mellom biotittbreksje og kloritt-biotittbreksje, og det andre under grensen av biotittbreksjen innenfor klorittisert tuff og en kvartskeratofyr.

 $H_2O+-verdiene$ representerer OH^- i skiktsilikatene, f.eks. kloritt (10-13% H_2O^+), og biotitt og muskovitt (3-4% H_2O^+). (Deer et al., 1966). Dette forklarer hvorfor lave verdier finnes innen biotittbreksjene og høyere blant klorittbreksjene.

CO₂ og CaO viser høy grad av korrelasjon for høyere verdier i skifrene, noe som tyder på kalkspat. Kalkspat opptrer da også i skifrene.

Na₂O-verdiene viser høy grad av korrelasjon med MnO, og innen klorittbreksjene omvendt korrelasjon med MgO.

Det vises til neste avsnitt for diskusjon av hydrotermale effekter.

7.4.3. VURDERING AV ELEMENTINNHOLDET I DE ULIKE MILJØER

7.4.3.1. Sammenlikning av kjemiske analyser.

Tabellen i fig. 7.34 viser i hovedsak seks grupper bergarter og gjennomsnittsverdien for de ulike elementer. Tholeiittisk basalt er angitt som referansebergart for frisk uspilittisert vulkanitt. De uklorittiserte metavulkanittene representerer spilittiserte metavulkanitter fra Nordgruvefeltet. De klorittiserte metavulkanittene representerer bergarter med sterkere grad av omvandling enten under havbunnsdiagenesen eller ved tektoniseringen. Metavulkanittene fra Giken skal således betraktes med tanke på å representere hydrotermalt omvandlete bergarter. Mons Petter malm får representere en sulfidexhalitt og kvartskeratofyrer SiO₂-exhalitter.

Fra sammenstillingen i fig. 7.34 kan det avleses hvilke variasjoner en klorittisering utenfor et malmmiljø har medført, og hvilken omvandling som trolig gjenspeiler exhalative prosesser med malmdannelse. Særlig er tilførsel av K_2O et markant trekk for sistnevnte og kan ikke føres tilbake til metamorf, tektonisk eller havbunnsdiagenetisk omvandling.

		> M	ot malm	->					
	Referanse Uklorittiserte tholeiitt metavulkanitter			Kloritt metavulk	iserte anitter	kanitter m-halo"	anitter Malm -halo" M.P.		
		Massiv mid.bas.	Basisk tuff	Kloritti- sert tuff	Kloritt breksje	Biotitt breksje	Kloritt breksje	Kis- exhalitt	SiO ₂ exhalitt
Si0 ₂ %		51.39	51.57	45.84	48.23				68.80
TiO ₂	1.00 ²⁾	1.64	1.43	1.84	1.90				0.63
Al		16.38	14.89	14.40	15.69	j.			14.65
Fe ₂ 0 ₃ x		9.53	9.87	14.58	10.38	23.81	25.66		2.07
MnO	n	0.15	0.17	0.11	0.13	0.10	0.10		0.05
MgO		5.16	6.84	7.42	10.10	7.13	6.68		1.78
CaO	•	6.76	7.75	4.15	4.06	1.52	1.21		2.84
Na ₂ O	3.00 ¹⁾	5.37	4.25	4.44	4.59	3.50	3.33		5.42
к ₂ 0	0.30 ²⁾	0.21	0.24	0.26	0.24	3.96	2.13		0.26
н ₂ о+				4.10	4.42	1.98	3.20		
н ₂ о ⁻				0.04	0.04	0.07	0.07		
co ₂				0.12	0.04	0.28	0.28		
Gl.t.		1.14	1.14			6.39	9.45		
S		1.00	1.50	5.98	1.15	8.40	11.83	35.57	1.20
Cu Cu	70 ²⁾	16	23	11	549	5000	3990	24508	20
Zn		132	427	142	214	297	1080	7289	65
Pb		24	32	116 *	51	12	64	83	32
Ni		168	181	47	40	48	35	39	100
Co	50 ²)	43	54	140	37	120	108	291	23
Ba	30 ²⁾	170	173			693	498		185
Ag				< 1	<1	2.4	0.5	7	
Pröve- antall		3	3	6	8	10	8	9	

Fig.7.34. Sammenligning av gjennomsnittsverdier for basiske metavulkanitter med økende tilknytning til malm. 1) Irvine & Baragar (1971). 2) Pearce & Gale (1976).

Siden det er vanskelig å anta bergartens kjemi i uspilittisert form, er det like vanskelig å fastslå graden av spilittisering. En kan gå ut fra at de uklorittiserte bergarter representerer en bakgrunnsverdi for normal spilittisering av bergartene.

Sammenlignes de klorittiserte bergarter med de uklorittiserte metavulkanitter, kan det påvises en omvandling siden innholdet av TiO_2 , $Fe_2O_3^{X}$, MgO, H₂O, Cu og Pb er høyere i de førstnevnte, mens innholdet av SiO₂, CaO og Ni er lavere. Økningen av H₂O⁺, MgO og Fe₂O₃tot gjenspeiler delvis omvandlingen til kloritt.

Sammenlignes bergartene fra Giken-II("malm-halo") med de uklorittiserte, har de førstnevnte en kraftig anrikning av Cu, K_2O , S, Fe, Ba og en mindre anrikning av Zn, Co, Ag og muligens CO_2 og H_2O^- . Derimot har bergartene mindre MnO, CaO, Na₂O og Ni. Disse relasjonene stemmer med fig.6.3 med unntak av Co, som her er anriket i svovelkisen, og CaO og MnO-verdiene som burde vært høyere. Disse elementene er trolig anriket i andre exhalitter.

Kisexhalitten (malmen) viser ytterligere anrikning i Cu, Zn, S, Co og Ag og delvis Pb. Ni viser ingen grad til anrikning.

For kvarts-exhalittene finner man selvfølgelig høyere verdier for SiO_2 , mens de fleste andre elementer opptrer relativt mindre enn i de basiske metavulkanitter, dvs. lavere verdier av TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO, MgO, CO. Dette stemmer med modellen i fig.6.3 med unntak av jern som allerede er utfelt som sulfid nær det hydrotermale senter.

Betrakter man klorittbreksjene fra malmen- og ikke malmmiljøet, ser man at det i hovedsak er K₂O, MgO, H₂O⁺ og CaO foruten S, Cu og Zn som markerer forskjellen og nettopp på en slik måte at de to han hensettes til hvert sitt miljø ifølge fig.6.3. Klorittbreksjene fra ikke malm-miljøet vil således med sine høye verdier av H₂O+ og MgO markere en omvandling ved sjøvannsinntrengning, som derved delvis maskerer eller overskygger en tidligere eller senere hydrotermal aktivitet (se fig. 6.1.). Breksjene fra malmmiljøet indikerer en sterk forringelse av CaO innholdet.

7.4.3.2. Bruk av trekantdiagrammer.

K₂O - H₂O⁺ - CaO - diagrammet

Flere nye diagrammer er av forfatteren forsøkt konstruert for å karakterisere de ulike kjemiske forhold for en hydrotermal omvandling og eventuelt bedre evaluere mellom de to breksjemiljøer. Et $K_2O - H_2O^+ - CaO - diagram synes bl.a. godt$ $egnet for å karakterisere disse. Her benyttes <math>K_2O$ og H_2O^+ innholdet for å karakterisere hvert av de to miljøene, mens CaO kan benyttes for å karakterisere graden av omvandling ved utlesking, eller i hvor stor grad metavulkanittene er uomvandlet.

Diagrammet i fig. 7.35 illustrerer godt prøver fra de to miljøtyper samt et "blandingsmiljø". Den markerte K_2O -anrikningen har resultert i dannelse av biotitt. Nå ligger de K_2O -rikeste bergartene (biotitt-breksjene) under malmen, mens klorittbiotittbreksjen danner en del av dissiminasjonsmineraliseringen og malmen. Det kan derfor være naturlig å betrakte de ulike petrokjemiske varianter som ulike soner i det hydrotermale system som senere er deformert og gitt et stratabundent preg.



Fig. 7.35. Diskriminantdiagram for klorittiserte vulkanitter knyttettil malmførende og ikke malmførende soner.

Det er derfor ved prospektering viktig å skille tektonisk stratigrafiske nivåer med K₂O-fattige klorittbreksjer fra K₂O-anrikede breksjer, da sistnevnte vil føre malm (jfr. liggprøven fra Mons Petter, fig. 7.27) og kan være assosiert med såpass anrikede breksjer at det har ført til biotittdannelse. For mer keratofyriske miljøer, f.eks. Ny-Sulitjelma, vil K₂O-anrikningen opptre som serisitt (kvartsserisittskifer).

I Stekenjokk kan også høye K₂O-verdier (serisitt) benyttes som mineraliserings-guide (Juve, 1980). Diagrammet i fig.7.35 kan med andre ord være anvendelig som en geokjemisk mineralogisk rettesnor for å søke inn mot malmførende områder innen metavulkanittene i Sulitjelma ved å utnytte borkjernematerialet.

Cu-Pb-Zn-diagrammet

Fig.7.36 viser plott av ulike metavulkanitter med hensyn på klorittisering og kisinnhold. De klorittiserte prøvene viser en bimodal fordeling, dvs. Cu-fattigere og Cu-rikere. De sistnevnte stammer fra enkelte klorittiserte tuffer i hengen av Mons Petter (fig.7.27). De kisførende metavulkanitter er også klorittiske og plotter i stor grad likt med malm fra Mons Petter, men også blant disse er det enkelte som plotter i



Fig.7.36. Plott av ulike bergartstyper og malmforekomster.

retning av Zn-hjørnet. Disse er fra ikke Cu-anrikede prøver i utkanten av malmmineraliseringen, og hvor Zn naturlig har en høyere verdi eller er anriket noe.

Diagrammet viser samtidig de enkelte forekomsters beliggenhet og alle plotter langs Cu-Zn-siden på grunn av manglende Pb. Betraktes forekomstene i Nordgruvefeltet er det en økende Cu-dominans fra øst mot vest (eller syd-vest om Sagmo og Furuhaugen tas med). Hankabakken skaper riktignok uorden i den geografiske rekken, og delvis Mons Petter, men vil falle innenfor det som kan representere feil i prøvetakings- og analyseprosedyrer for råmalmen.

<u>S-Cu-Co-diagram</u>

I fig.7.37 er S, Cu og Co forsøkt benyttet siden analyseverdiene for Cu og Co viser stor korrelasjon blant klorittbreksjer i et malmmiljø, mot lav korrelasjon i malmsterile vulkanitter. Diagrammet illustrerer også hvorledes en rekke klorittiserte breksjer er mer Co-anrikede enn tilsvarende tuffer.

Dersom prøver fra en rekke varierende miljøer rundt en forekomst ble lagt til grunn, ville det trolig framkomme en forbindelseslinje mellom de to hovedfelter. Spredte enkeltprøver i "feil" felt indikerer at et slikt diagram skulle kunne anvendes i geokjemisk prospektering. De klorittiserte breksjene i Cuhjørnet stammer nemlig fra mobiliseringshaloen like over Mons Petter. Som diagrammet antyder vil en betraktning av forholdet Cu/S raskt kunne indikere det miljø prøven stammer fra (Cu:S > 0.01): malmmiljø).



Fig.7.37. Diskriminantplott som illustrerer Cu-S-Cofordelingen i henholdsvis ikke-klorittiserte metavulkanitter, klorittiserte uten malm, malmassosierte kloritt- og biotittbreksjer og malmprøver. 7.4.4. KONKLUSJON PÅ UNDERSØKELSE AV HYDROTERMAL OMVANDLING VED MALMDANNELSE

> I det foregående har en vurdert analysene fra et profil gjennom Mons Petter malm og sidebergarter, det er sett på et større borhullsnett i Giken-II-området og samtlige prøver er sammenholdt med øvrige bergartsprøver fra Nordgruvefeltet.

Ved samtlige vurderinger har det framkommet at de ulike metavulkanitter synes å karakterisere sine spesielle miljøer og at disse ulikheter harmonerer godt med de omvandlinger en kan forvente av en hydrotermal sirkulasjonsprosess blant vulkanske bergarter.

Vurdering av hydrotermal omvandling er basert på følgende prøvegrupper.

- a) Uklorittiserte basiske metavulkanitter spredt fra Nordgruvefeltet og relativt fjernt fra malmavsetninger.
- b) Klorittiserte metavulkanitter fra hengen av forekomsten Mons Petter-II.
- c) Kloritt- og biotitt-rike metavulkanitter i liggen av forekomsten Giken-II.
- d) Mons Petter-II malm.
- e) Kvartskeratofyrer.

Vurdering av prøvematerialet og resultatene indikerer at:

- Gruppe a: representerer mildere havbunnsomvandling ved havvannstilførsel og Cu-utlutning.
- Gruppe b: representerer sterkere havbunnsomvandling ved havvannstilførsel og Cu-utlutning, overlappende med hydrotermal omvandling og Cu-avsetning. Bergartene viser ingen halo inn mot Mons Petter i det undersøkte profil.
- Gruppe c: representerer hydrotermal omvandling og Cu-avsetning under utstrømning av hydrotermale løsninger gjennom bergartene opp til havbunnen, hvor Giken-forekomsten er dannet. Liggen av Giken-II representerer deler av en tilførselssone som idag er deformert og stratifisert gjennom senere tektonisering.
- Gruppe d: representerer sulfid-utfelling av hydrotermale løsninger på havbunnen.

Gruppe e: representerer mer distale kvartsrike exhalittutfellinger på havbunnen.

Visse klorittrike breksjer fra borhull kan muligens benyttes til å påvise tilførselssonen for ukjente forekomster. Disse breksjene karakteriseres av høyt kaliinnhold og lavt kalsiuminnhold og et like høyt Cu/S-forhold som for sulfidforekomstene.

7.5. MALMDISTRIBUSJON OG MALMPOTENSIALE

7.5.1. FOREKOMSTENES KVALITATIVE OG KVANTITATIVE TREKK

7.5.1.1. Variasjon av Cu-gehalt

Sterk kvalitativ variasjon av kobbermengden (gehalt x mektighet) foreligger i første rekke i malmsoner som har vært utsatt for deformasjon og mobilisering. Deformasjon ved foldning, boudinering, elongasjon etc. påvirker i første rekke mektigheten. Mobiliseringsgraden er også en funksjon av foldningsog boudineringsgraden. For de mer udeformerte malmsoner er kobbermengden relativt stabil og gjenspeiler nok i større grad den primære distribusjonsvariasjon.

Prøvetaking av malmforekomstene er ikke styrt ut fra geostatistiske beregninger ved f.eks. å bestemme optimal prøvetakingstetthet, prøvens influensareal, etc. De fleste prøvene innenfor en malmforekomst er tatt for hver 10. meter langs feltortene. På basis av dette kan følgende sies:

a. Forekomster med kontakt mot glimmerskifer har større grad av kvalitativ variasjon enn forekomster omgitt av bare tuffer eller breksjer. Størst variasjon synes de kisbåndene å ha som har glimmerskifer i både heng og ligg.

Variasjonen kan tilbakeføres til varierende deformasjon på grunn av de kompetansekontraster som forventes å ha eksistert mellom metavulkanittene og glimmerskifrene, og særlig mellom ukompetente massive kisbenker innen glimmerskiferbenker. Keratofyriske sulfidsoner innen klorittbreksjer har i stor grad overført de tektoniske spenningsutløsninger til sine omgivende klorittbreksjer, og har derfor i mindre grad blitt påvirket av mobilisering og plastisk deformasjon.

- b. Massive kisbenker viser større grad av kvalitativ variasjon enn disseminerte tuffer. Dette er naturlig med bakgrunn i det som allerede er nevnt ved punkt a. siden massive kisbenker er favorisert i tilknytning til glimmerskifer.
- <u>c.</u> Forekomstene viser økende grad av kvalitativ variasjon ved å sammenligne forekomstene fra øst mot vest. Dette er også en naturlig følge som bunner i økende deformasjon fra øst mot vest.

Variasjon av malmsonens kvalitet har sterk betydning for vurdering av:

- kjerneboringer i malmletningsfasen
- prøvetaking tettheten for malmberegningen og sikkerheten i denne
- driftsgeologisk produksjonsstyring og hyppigheten av oppfølging.

Jo større grad av kvalitativ variasjon en malmsone har, desto større er det samlede areal innenfor en forekomst hvorved gehalt og mektighet kan likestilles med submarginale arealer utenfor den potensielle forekomst. Som en følge av dette, øker usikkerheten ved vurdering av et prospekteringshull mot et potensielt malmområde eller en anomali. Hva representerer to negative borskjæringer?: En uinteressant mineralisering eller to submarginale "hull" i en ellers kvalitetsmessig rik forekomst?

De ovenfor skisserte punkter a, b og c kan illustreres i Bursi gruve som har vært en av de mest utsatte forekomster med tanke på en kontrollert kvalitetsstyring (skiferkontakt og lengst i vest). Driftsstollene i Bursi kunne framvise store variasjoner av Cu-gehalten. Prøvetakingsnettet med 10 meters intervall i feltortene var for spredt til å styre driftsområdene. Gruvas beste stuffer kunne ved neste salve bli gruvas dårligste, og omvendt.

Betraktes innholdet av Cu og S og Cu/S-forholdet fra prøve til prøve, fra malmtype til malmtype, eller for forekomsten som helhet, vil en finne at det er en stor korrelasjon mellom Cu og S, dvs. at det er en forholdsvis konstant mengde Cu i forhold til sulfid. Riktignok finnes det ekstreme unntak, og disse synes også å ha økt hyppighet i takt med det kvalitative variasjonsmønster som nettopp ble beskrevet. Dette virker ganske naturlig, da et "for høyt" Cu-innhold skyldes mobilisering. I enkelte sulfidførende tuffer finnes disseminert svovelkis eller massive svovelkisbenker hvor kobberkismengden synes å være "for lav". Noen forklaring utover en primær mangel på Cu kan ikke sees.

Med bakgrunn i den sammenheng det er mellom sulfid og kobber, er det naturlig at forekomster med høyest andel massiv kis samtidig har høyest Cu-gehalt. I Nordgruvefeltet er dette i første rekke Giken, Charlotta og Mons Petter, men også Ny-Sulitjelma rangerer som en av de rikere forekomster. De tre førstnevnte ligger sentralt i feltet.

7.5.1.2. Malmtonnasje som funksjon av Cu-gehalt

Ved beskrivelsen av de ulike malmsoner har det gått fram at alle forekomster er representert av rikere såvel som fattigere malm, marginale områder og submarginale områder. De sistnevnte områdene kan som nevnt utgjøre "hull" i malmarealet, men de største områder ligger i periferien av det økonomiske areal eller som disseminerte partier mot heng eller ligg.

Fordelingen av kobbermengde kan uttrykkes som kilo kobber pr. kvadratmeter (kgCu/m²). Variasjonen kan angis med et histogram over kobbermengden. Nivå -233 i Charlotta-II er prøvetatt systematisk for hver tiende meter uansett graden av malmføring og vil gi et noenlunde riktig statistisk inntrykk av kobbermengdevariasjonen og fordelingen i denne malmsonen. For å ha en følelse med tallverdiene antydes at 2,5 m disseminasjonsmalm (egenvekt = 3 t/m³) å 1% Cu tilsvarer ca. 75 kg Cu/m². En "cut off" på 100 kg Cu/m² tilsvarer ca. 1.4% Cu fordelt over 2,5 m mektighet.



Fig.7.38. Histogram over kobbermengden i prøvene langs nivå -233 i Charlotta-II.

Fig.7.38 viser et histogram fra nivå -233 i Charlotta-II. Som en ser er 57% av prøvene fra områder som er under en cut off-verdi på 1,4%. Ved prospekteringsboring er det altså 57% sjanse for å treffe et Cu-fattig område innenfor forekomsten. Tas kobbervolumet i betraktning, representerer dette arealet bare 20% av kobbermengdene.

20% er et forholdsvis lavt tall sammenlignet med f.eks. Hankabakken, hvor forholdet er helt anderledes. Det finnes imidlertid ikke et systematisk prøvetakingsnett som dekker Hankabakkens marginale områder, da disse ved de driftsgeologiske arbeidene er klassifisert som uinteressante for prøvetaking.

Ved malmberegning av f.eks. Hankabakken med inndeling i malmblokker kan disse sorteres etter gehalt, og framstilles i diagram med en akkumulert gjennomsnittsgehalt ved tilskudd av gradvis fattigere malmblokker. Fig.7.39 viser et slikt diagram, og ved å senke kravet til gjennomsnittsgehalt med 10% (eks. fra 1,5% til 1,35% Cu) øker mengden av produserbar malm med 100% (fra 0,7 mill.t. til 1,4 mill.t.), og kobbermengden med ca. 80% (fra 10.500 t. til 18.900 t Cu). Samtidig senkes "cut-off" fra ca. 1,35% til ca. 1,2% Cu (venstre del av figuren). Diagrammet i fig.7.39 er tegnet med logaritmisk akse for tonnasjen. Den påfallende rettelinjen indikerer at prøvene representerer en malmmineralisering med en normalfordelt kvalitetsvariasjon. Med en antagelse om at de ikke prøvetatte mineraliseringsvolum av marginale og submarginale kobbermengder kan representeres med en forlengelse av kurven i diagrammet, skulle det totale malmpotensial utgjøre ca. 8 mill. t å 1% Cu, dvs. 80.000 t. Cu. Den hypotetiske antagelse må forbli ubesvart inntil Cu-priser og driftsmetoder gjør en verifisering ved prøvetaking aktuell.



Fig.7.39. Malmressursene i Hankabakken-II uttrykt som funksjon av gjennomsnittsgehalt og "cut-off" verdi. Logaritmisk akse er benyttet for angivelse av tonnasjen.

Lignende vurdering kan utføres for de ulike malmnivåer eller for malmfeltet totalt sett. Det er innlysende at de marginale mineraliseringer representerer store nasjonaløkonomiske ressurser. For Hankabakken malmnivå kan det representere en firedobling av Cu-mengdene dersom 1% Cu i gehalt kunne aksepteres i stedet for 1,35% Cu. Det sistnevnte kan ei heller aksepteres idag, og forekomsten har derfor ikke vært gjenstand for produksjon siden 1975.

7.5.1.3. Malm-distribusjon

De kjente gruveområder og malmreserver i Sulitjelma malmfelt ligger innenfor en sirkel med radius på 5 km. Nordgruvefeltet er 7 km fra østligste til vestligste driftsområde i henholdsvis Gudrun og Bursi gruber. Sammenstillingen i fig.7.40 viser rangeringen av de ulike forekomster etter råmalmstonnasje og metallinnhold. Sydfeltet er inkludert. Tallene baserer seg på summen av produsert råmalm og beregning av kjente reserver pr. 1981. Gjenstående malm er utelatt for de brutte

		•	()			•			•	
Råmalm i 100	00 t	Kobbermengde i 10	00 t	Sinkmengde i 100	0 t	Cu+Zn-mengde i 10	000 t	Gehalt i 🖇 Cu		
Giken II	5.520	Giken II	116	Jakobsbakken	127	Jakobsbakken	211	Anna	3,9	
Jakobsbakken	5.300	Jakobsbakken	84	Giken II	33	Giken II	149	Mons Petter	2,8	
Giken I	3.200	Giken I	80	Giken I	26	Giken I	106	Giken-II Vest	2,7	
Ny-Sulitjelma	2.600	Ny-Sulitjelma	52	Ny-Sulitjelma	16	Ny-Sulitjelma	68	Giken-I	2,5	
Hankabakken II	2.200	Mons Petter I,II	47	Mons Petter I,II	13	Mons Petter I,II	60	Mons Petter I+II	2,3	
Bursi	2.180	Charlotta II	38	Charlotta II	11	Charlotta II	49	Charlotta I	2,2	
Sagmo	2.090	Sagmo	38	Charlotta I	8	Sagmo	42	Giken II	2,1	
Mons Petter I+II	2.040	Bursi	34	Hankabakken II	7	Bursi	40	Ny-Sulitjelma	2,0	
Charlotta II	1.950	Charlotta I	31	Hankabakken I	6	Charlotta I	39	Charlotta II	1,9	
Hankabakken I	1.560	Hankabakken II	30	Bursi	6	Hankabakken II	37	Sagmo	1,8	
Charlotta I	1.400	Hankabakken I	22	Gudrun	4	Hankabakken I	28	Furuhaugen	1,8	
Guðrun	700	Guðrun	11	Sagmo	4	Gudrun 🗉	15	Palmberg Vest	1,7	
Furuhaugen	400	Furuhaugen	7	Furuhaugen	1	Furuhaugen	8	Jakobsbakken	1,6	
Palmberg Vest	290	Palmberg Vest	5	Palmberg Vest	0,9	Palmberg Vest	6	Gudrun	1,6	
Giken II-Vest	111	Giken II-Vest	3	Giken II-Vest	0,6	Giken II-Vest	3,6	Bursi	1,5	
Mons Petter	40	Anna	1,2	Anna	0,3	Anna	1,5	Hankabakken I	1,4	
Anna	30	Mons Petter	1,1	Mons Petter	0,2	Mons Petter	1,3	Hankabakken II	1,4	
SUM	32.231	6	i00 , 3		264	720	864,4		1,86	
		the second s								

Fig. 7.40. Rangering av Sulitjelmafeltets forekomster etter malm- og metallmengde samt Cu-gehalt.
området og det er trukket fra et visst malmtap ved malmreserveberegningene. Skal det korrigeres for dette, vil tallene øke med ca. 10-30%. For både Bursi og Jakobsbakken gruber er gjenstående malmreserver medtatt.

Jakobsbakken er noe unik med sin sinkmineralisering, og det må bemerkes at fordelingen av sink på flere av forekomstene i Nordgruvefeltet baserer seg på endel produksjonsdata, prøvetaking og skjønnsmessig vurdering av disse på grunn av råmalmblandingen.

I fig.7.41 er malmmengdene projisert inn mot et øst-vest-profil (120-320⁹) (x-aksen) med grafisk framstilling av malmmengdene (y-aksen) angitt i såvel tonn råmalm som tonn kobber. Stor avstand mellom kurvene indikerer rikere malm. Forekomstenes posisjon er antydet under vest-øst-aksen. Det er en noenlunde jevnt økende og deretter avtagende malmføring fra øst mot vest med tyngdepunktet godt plassert i de sentrale områdene i tilknytning til Giken-malmene.



Fig.7.41. Grafisk framstilling av malmmengde og kobbermengde som funksjon av beliggenhet langs en øst-vest-akse.

Det grafiske mønster illustrerer at den største malmmengden er konsentrert sentralt i Nordgruvefeltet. Man kunne forvente at det er stor korrelasjon mellom påviste malmmengder og avbygnings- og undersøkelsesdypet. Sistnevnte er riktignok

324

Sistnevnte er riktignok en funksjon av noenlunde regelmessig malmføring, men det er påfallende at malmtyngden synes snarere å være en funksjon av undersøkelsesgrad enn kanskje det å representere en reell malmdistribusjon. Verken de østre eller vestre deler av Nordgruvefeltet har vært undersøkt i tilnærmelsesvis like stor grad.

Rupsifeltet som har vært gjenstand for en orienterende undersøkelse indikerer at kurvene i framtiden kan rage høyere til venstre i kurven, og at dypområdene mellom Rupsi og Charlotta vil gi grunnlag for å fylle ut kurven hvor denne idag indikerer et sterilt område.

Som en tidligere har vært inne på, har Nordgruvefeltets forekomster endel fellestrekk. Alle rikere forekomster viser opptreden av massive kisbenker og alle, unntatt Mons Petter, ligger i tilknytning til glimmerskifer. Hankabakksonen og Palmbergsonen representerer i hovedsak fattige malmmineraliseringer (0.8 - 1.5% Cu), selv om rikere partier kan finnes lokalt.

Med grunnlag i fig.7.40 kan følgende erfaringstall om kobbermengdene i Nordgruvefeltet framlegges:

- a) 90% er knyttet til områdene langs Sulitjelma amfibolittgruppes underside.
- b) 78% er knyttet til forekomster i kontakt med Furulundskifer.
- c) 77% er knyttet til malmer rikere enn 1.9% Cu.

Denne situasjon er riktignok betinget, da letearbeider mot dypet har vært konsentrert langs liggen av Sulitjelma amfibolittgruppe, og således forsterket den distribusjon av malmer som de ulike mineraliserte nivåer viser i utgående.

Det bør bemerkes at samtlige forekomster ligger innenfor et mineralisert nivå i nåværende situasjon. Mineraliserte nivåer med brytbare forekomster er representert med en malmforekomst i utgående. Mons Petter I+II danner på en måte et unntak ved ikke å være representert i utgående, og man trodde helt fram til resultater fra dette arbeidet forelå, at forekomsten dannet en fortsettelse av Gamle Mons Petter grube. Mons Petter I+II danner flere unntak siden forekomstene:

- a) ligger i den øvre halvdel av Sulitjelma amfibolittgruppe
- b) ligger uten kontakt med Furulundskifer
- c) har en NØ-lig akseretning
- d) er ikke representert med en malmforekomst i utgående.

Det er i hovedsak det siste forhold, men sammen med de andre som gjør at forekomsten, til tross for sine 50 m fra utgående, ikke ble påvist før i 1971-72. Er Mons Petter I + II således det unntaket som bekrefter regelen om at malm skal ligge i undre deler av amfibolitten? Eller er Mons Petter I + II et eksempel som viser at det er mulig å finne nye forekomster uten tilknytning til veletablerte malmsoner eller Furulundskifer?

Selv om erfaringstallene tilsier at 90% av malmmengdene er knyttet til amfibolittgruppens undre del, betyr ikke det nødvendigvis at 90% av framtidige malmfunn skal gjøres der. Forfatteren er av den formening at tallene snarere indikerer hvilken vanskelighetsgrad det har vært og fortsatt vil være å lokalisere malmer av Mons Petter type basert på geologiske arbeider.

7.5.2. DE GENERELLE MALMLOVER I SULITJELMA

I det etterfølgende er det summert opp endel generelle trekk vedrørende kjente malmforekomster. Det er her tale om malmlover og ikke mineraliseringslover.

- 1. Alle malmer representerer deler av en primær exhalativ sedimentær mineraliserings-horisont.
- 2. Den viktigste horisont er knyttet til perioden etter vulkanismen og før epiklastisk sedimentasjon tok overhånd. En annen horisont er knyttet til en rolig periode halvveis i den vulkanske aktivitet.
- 3. Malmtyngden er knyttet til områdene hvor Sulitjelmaamfibolitt-gruppe minker i mektighet mot vest.
- Malmene er knyttet til store isoklinalfoldestrukturer og ligger i hovedsak på den inverterte toppside av Sulitjelma amfibolittgruppe.
- 5. Fra Ny-Sulitjelma i øst til Mons Petter i vest ligger kjente malmsoner systematisk plassert stadig høyere opp i den tektoniske stratigrafi.
- Alle malmer er knyttet til sine spesifikke malmsoner.
 Sonen er tektonisk kontrollert og flere malmlegemer kan opptre langsetter dens hovedretning, men innenfor sonens begrensning.
- 7. Malmsonene mot undersiden av Sulitjelma amfibolittgruppe har hovedakseretning mot VNV og NV, mens malmsonene på oversiden har hovedakseretning mot NØ.
- 8. De fleste malmsoner gjenspeiler i varierende grad primær distribusjon, tektoniske konsentrasjons- og destruksjonsmekanismer og tektoniske malmakser (foldning, boudinering, elongasjon, mobilisering og breksjiering). Disse kan alle være gjenstand for en rekke lokale lover for de spesifikke malmsoner eller forekomster.
- 9. Alle malmer representerer anrikningsområder som ikke er destruert ved etterfølgende tektonisering.

- 10. Anrikningsområdene er muligens primære konsentrasjonspartier, men også foldeknær synes å være viktige konsentrasjonssteder (mektighesøkning). Anrikningsområdene (mektighetsområdene) har gitt malmen et bedre utgangspunkt for senere destruktiv tektonisering ved elogasjon (mektighetsreduksjon).
- 11. Glimmerskifer som sidebergart har hatt en beskyttende egenskap m.h.p. destruktiv breksjiering og muligens utlesking.
- 12. Alle malmer har klorittbreksje på en side.
- 13. De rikeste malmene ligger med kontakt mot glimmerskifer, unntatt Mons Petter som har kontakt mot en homogen finkornig vulkanitt.
- 14. De rikeste malmene fører alltid massivmalm i vesentlig grad.
- 15. Malmene består hovedsakelig av svovelkis, kobberkis og noe sinkblende, samt stedvis magnetkis.
- 16. Massive malmer har høyere Zn/Cu-forhold enn disseminasjonsmalmer.
- 17. Større malmer har høyere innhold av Au, Sb og As.
- 7.5.3. HYPOTETISK VURDERING AV PRIMÆR OG POSTGENETISK MALMDISTRIBUSJONSHISTORIE

7.5.3.1. Generelle forutsetninger

I kapittel 7.4. og i kapittel 6 konkluderte en med at malmene var avsatt på sjøbunnen på grunn av en hydrotermal sirkulasjonsprosess drevet av varmen fra en stagnerende vulkanisme. En alternativ mulighet for denne varmekilde kan være penekontemporane subvulkanske intrusjoner under sjøbunnen, en modell som nå blir akseptert mer og mer (F.M.Vokes, pers. meddelelse).

I kapittel 3 ble det også belyst en modell for postdannelsesdeformasjon av malmene og omliggende bergarter (fig.3.24 og 3.25). På grunnlag av disse konklusjoner og modeller vil det være naturlig å reise spørsmålet: Er det mulig å danne seg et bilde av den primære malmdistribusjon, og kan en med dette belyse hvor eventuelle ukjente forekomster burde ligge?

Forfatteren har forsøkt å se på dette i det etterfølgende, men en rekke usikkerhetsmomenter, så som antall primære malmnivåer, havbunnsrelieff, mekanismer for kontroll av primær og sekundær malmanrikning, og ikke minst sterk tektonisme, gjør vurderingsresultatet hypotetisk og vanskelig å føre bevis for.

Sulitjelmafeltets økonomiske malmmengder har måttet overleve en sterk og intens flattrykking, elongasjon og delvis mekanisk tektonisering. En av følgende betingelser har derfor måttet være tilstede: Under denne forutsetning kan malmene Giken, Ny-Sulitjelma, Gudrun og eventuelt Hankabakken være anriket langs samme periklinale fold. Denne har så under senere vridningsdeformasjon brakt mesteparten av Giken og Ny-Sulitjelmaforekomstene på henholdsvis over- og underside av folden og således vekk fra periklinalens foldekne.

Ytterligere malm, opprinnelig mektighetsanriket i tilknytning til folden, kan således finnes i forlengelsen av det som idag oppfattes som hovedmalmaksen for Ny-Sulitjelma og Giken-II. Det er også lite sannsynlig å finne nær beslektede økonomiske malmkonsentrasjoner utenfor disse forekomsters malmsonedrag (fig. 4.24). Mineralisering kan riktignok påvises innenfor det stratigrafiske nivå, men mektighetsreduksjonen under deformasjonen har gjort mineraliseringen uøkonomisk. Det er derfor de primært mektigste områder som fortsatt kan ha økonomiske mektigheter.

Alternativt kan deformasjonen ha skjedd under følgende betingelser:

- konsentrert sulfidutfelling i et lokalt dypere havbunnsrelieff og derfor med større mektighet.
- F₁-folden krysser skrått over denne malmkonsentrasjonen.
- ingen vridningsbevegelser av periklinalfolder.

Under disse betingelser vil en få den samme malmdistribusjon som nevnt ovenfor. De primære variasjoner i mektighet og Cu-innhold kan ha gitt endel av de variasjonsmønstre en finner innenfor malmsonen.

7.5.3.3. Charlotta

Charlotta malmsone kan være dannet under de samme foregående betingelser.

Dersom vridningen av " F_1 -malmene" nå har foregått før dannelse av Clarabekken synform, kan Charlotta-malmene være knyttet til samme F_1 -malmtog. Dette er mulig, og i nåværende situasjon skulle det tilsi at både Giken og Charlotta malmsonedrag (fig. 4.24.) møtes i Clarabekken synform i dypet av Rupsifeltet.

Alternativt kan Charlotta være lokalisert til samme primære pre-F₁-malmanrikning, men hvor foldning (Clarabekken synform) har foregått som nevnt ovenfor.

Av det en kan se i utgående har ikke Clarabekken synform gitt en markert mektighetskonsentrasjon av Sigrid malmsone. Det er derfor ingen grunn til optimistiske forhåpninger om at det kan finnes ekstra store malm-konsentrasjoner der Giken og Charlotta malmsonedrag møtes i dypet.

Dersom Charlotta representerer et eget primært avsetningsområde, behøver ikke Giken og Charlotta malmsoner å møtes i Clarabekken synform i Rupsifeltet. I såfall behøver ikke Giken-malmene å ha et malmforløp særlig videre mot NV enn det en kjenner til.

7.5.3.4. Mons Petter

Det kan foreligge to alternative muligheter for primært avsetningsmiljø for disse forekomster:

- enten representerer forekomstene en mindre avsetningshorisont midt inne i den vulkanske sekvens slik nåværende litologiske trekk kan tyde på,
- eller så er forekomsten avsatt i samme horisont som de øvrige malmer i Nordgruvefeltet, nemlig i overgangen mellom vulkansk og epiklastisk sedimentasjon.

Sistnevnte avsetningsmiljø betinger skiferkontakt, men denne kan være mistet på grunn av den sterke tektonisering disse områdene har vært utsatt for. Ved å forfølge Mons Petter malmsone mot vest finner en den søkte skiferkontakt i utgående av Sigridfeltet øst for Foldhammeren (bilag 1). Mons Petter kan derfor muligens relateres til både Sigridfeltets og Charlottanivåets primære stratigrafi.

Sterk deformasjon og utilstrekkelige data gjør at forfatteren har valgt å bli stående med en litt mindre malmfavorisert avsetningsmodell, dvs. en avsetning midt under den vulkanske avsetningsepisode. Malmnivået, se stiplingen i fig.3.24 D og E, representeres også med mineraliseringer i Furulundskjerpene, Charlottabekksonen, Berges-stoll, Brunhammeren, Lapphellaren og Fjelds grube.

I motsetning til de sistnevnte mineraliseringsområder er det bare Mons Petter-forekomstene som er tilstrekkelig anriket i mektighet ved isoklinalfoldning under F_1 -foldefase. Påfølgende deformasjon under utvalsing (se fig.3.19) av den inverterte delen av Mons Petter-forekomstene har gitt en NØlig hovedmalmakse.

Hvor langt langs malmaksen mot NØ man skal forvente en konsentrasjon er det vanskelig å finne holdepunkter for, men sannsynligheten minker trolig med økende avstand fra hovedfoldekneet for folden av Mons Petter MVLP. Sannsynligheten for parallelle strukturer er imidlertid tilstede, og da mot NV, både på over- og undersiden av Mons Petter MVLP.

7.5.3.5. Bursi og Sigrid-sonene

Bursi og Sigrid-sonene representerer samme primære stratigrafi og er trolig et eget anrikningsområde avsatt samtidig med Giken-Charlotta-forekomstene. Foldningen av denne stratigrafi er allerede diskutert i avsnittene 3.3.2.12 og 7.2.9. Sigridfeltets mineralisering (NØ for Foldhammeren) er, i likhet med Mons Petter, gitt en aksedreining til NØ-lig retning ved senere deformasjon.

7.5.3.6. Sulitjelmafeltet samlet

Legges ovenfornevnte vurderinger til grunn kan et preorogenetisk distribusjonsmønster skisseres for Nordgruvefeltets forekomster. I fig. 7.43 er også Sydgruvefeltets malmer tatt med.



Fig.7.43. Hypotetisk primær malmdistribusjon.

Som en ser av fig.7.43 antydes to avsetningsbassenger å representere Nordgruvefeltet. Isoklinalfoldning har ført til distribusjon og form slik de finnes idag (fig.3.24.E). Sammenholdt med forekomstene i Sydgruvefeltet gir dette en tilnærmet N-S-distribusjonsakse og faller sammen med Sulitjelma-bassenget og kaledonsk hovedretning og parallelt et proto-atlantisk riftsystem.

Basert på en slik N-S-akse opptrer det høyst sannsynlig flere hittil ukjente forekomster ytterligere mot nord. Dette vil være i såvidt dype områder og uaktuelle for den framtidige gruvedrift at potensialene omtales ikke nærmere i den videre diskusjon.

Den kanskje mest interessante korrelasjon sees mellom distribusjonen av Kobbertoppgranitten og malmene. Tatt i betraktning at Kobbertoppgranitten er intrudert i Lapphellaren skifer, primært beliggende under amfibolittene, skal det ikke utelukkes at den malmdannende hydrotermale sirkulasjonsprosess er initiert av varmen fra granitten.

7.5.4. STATISTISK MODELLERING AV MALMPOTENSIALER

Hydrotermal malmdannelse i tilknytning til et vulkansk senter er i grove trekk kontrollert av den dypereliggende magasinerte varmemengde, permeabiliteten i bergartene, saltinnholdet i havvannet, metallinnholdet i de vulkanske bergarter, og det topografiske relieff ved utfelling på havbunnen. En rekke av disse parametre kan til en viss grad ansees noenlunde like eller optimale når den hydrotermale malmdannelsesprosess først har trådt i funksjon. En kan derfor stille spørsmålet: Er det noe beregning som viser hvor mye malm det er naturlig å forvente dannelse av, eller finnes det statistiske data over registrerte malmmengder rundt slike vulkanske sentre?

Boldy (1981) viser i en statistisk undersøkelse av 115 kanadiske prekambriske kisforekomster at middelforekomsten representerer 1.27 millioner tonn (m.t.), 83% av forekomstene er av størrelsen 0.1 - 10 m.t. 73% av forekomstene i de kanadiske "Appalachians" (kaledonidene) kan grupperes til samme størrelsesklasse (Agterberg og Divi, 1978). Dette indikerer at statistisk sammenligning av størrelsesfordeling av forekomster fra de to tidspunkter er holdbart. I undersøkelsene er en rekke mindre enkeltforekomster med, og disse er med å senke tallet for middelforekomsten. For malmfelter vil således middelforekomsten være større.

Sangster (1980) har utført en statistisk undersøkelse av 8 relevante malmfelter i Canada og Japan med gjennomsnittlig feltradius på 16 km. Rangert etter metallinnhold (Cu + Zn + Pb) representerer største forekomst innenfor et malmfelt 67% av total metallmengde, nest største forekomst 13%, osv. (Se fig. 7.45, første kolonne).

Statistisk vurdering av ovenfornevnte type kan sammen med kvalitative geologiske undersøkelser benyttes til å foreta semikvantitative anslag av uoppdagede ressurser. Slike vurderinger kan gjennomføres for jomfruelige områder, områder med et par enkeltforekomster så vel som allerede veldefinerte middelverdier. Sangster (1980) indikerer således at den største forekomsten i Snow Lake-området ikke er funnet ennå.

Malmfeltene som er undersøkt har alle vært gjenstand for erosjon, foldning, varierende grad av undersøkelse osv., men tross alt viser de en forbausende lik malmdistribusjonskarakteristikk med unntak av Snow Lake's manglende største forekomst og en gigantforekomst i Baihurst.

Statistikk må i denne sammenheng benyttes som en rettesnor for risikovurdering eller sannsynlighetsvurdering med tanke på de potensielle ressursmuligheter et malmfelt har. Det er ikke dermed uttrykt at slik er det, men det er størst sannsynlighet for å være slik.

Før de nevnte statistiske undersøkelser anvendes på Sulitjelma malmfelt, bør følgende sies: Første kolonne i fig.7.45 representerer kalkalkaline og øybue-tholeiittiske vulkanitter, mens havbunns-tholeiitter er holdt utenfor. Dette forklarer hvorfor metallforholdet Zn:Cu:Pb er ca. 4:1:1; med 6% som sum, i motsetning til ca. 1:2.5:0 for Sulitjelma malmfelt med tilsvarende samlede gehalt på 2,7% Cu + Zn. (Fig. 7.40). Dette er 45% lavere enn for forekomstene i den statistiske undersøkelsen.

Tas det hensyn til det sistnevnte ved en kvantitativ metallvurdering av Sulitjelma malmfelt vil man med utgangspunkt i gjennomsnittstallet 4.6 mill.tonn metall (metall = Cu + Zn + Pb) for et malmfelt (Sangster, 1980), ha et statistisk sett metallpotensiale på ca. 2 mill.tonn i Sulitjelma. Som fig.7.40 viser er nærmere 0.9 mill.tonn av disse dokumentert, dvs. ca. 42%. De resterende 58% skulle således være det forventede potensial.

Sinding-Larsen og Vokes (1978) viser at malmfelt med forekomster av Kypros-typen i de skandinaviske kaledonider gjennomsnittlig holder 0.83 mill.tonn Cu + Zn, men at det er 38% sannsynlighet for at feltet holder mer.

Med utgangspunkt i fig.7.40 og foregående diskusjon av pretektonisk malmdistribusjon kan det settes opp flere mulige rankinglister, se fig.7.44. En baserer seg på forekomstene slik de naturlig er separert i dag. En annen hvor naturlig sammenhørende forekomster er summert sammen, og endelig en hvor det sees på tre muligheter for primære malmkonsentrasjoner ved å ta hensyn til tektonisk deformasjon. Rupsifeltet og Gamle Mons Petter grube er ikke tatt med.

Ingen av de oppstilte rangeringer gir et forhold mellom største og nest største forekomst på rundt 4 eller mer. Da dette er det normale, statistisk sett, ifølge Sangster, foreligger derfor tre muligheter for forklaring (se fig.7.45):

- a) De resterende metallmengder er udokumenterte malmpotensialer (tilleggsmalm) i de dypereliggende områder bare i tilknytning til kjente malmstrukturer. Også her finnes det alternative utgangspunkt avhengig av hvilke malmstrukturer eller grupper som legges til grunn.
- b) De resterende metallmengder er fordelt både som tilleggsmalm til kjente malmstrukturer og som metallmengder i tilknytning til ukjente malmstrukturer. De sistnevnte kan også utgjøre mindre forekomster av størrelsesorden 20 - 70.000 tonn Cu + Zn + Pb, men er ikke illustrert i fig.7.45. Her er ukjente metallmengder fordelt på tilleggsmalm og ukjente malmer i retning av en statistisk idealistisk fordeling.
- c) Endelig er de manglende metallmengder bundet til en stor udokumentert forekomst og svarer følgelig for de statistisk 58% resterende metall-mengder. Dette vil gi en ny rankingliste som vist i fig.7.45.

Den utførte beregningen i fig.7.45 er basert på de "manglende" metallmengder (1.2 mill.tonn). En annen beregning kunne tatt

Nåværende separasjon					Naturlige forekomstgrupper				Pretektoniske grupper				
Rang	Forekomst Cu+		Cu+Zn	%	Rang Forekomster		Cu+Zn	6, 6,	Rang	Forekomster	Cu+Zn [.]	°′	
1	J	Jakobsbakken	211	24,5	1	G-II,G-I,GV	259	30,1		Gruppe alternativ a	uppe alternativ a		
2	G-II	Giken-II	149	17,3	2	J	211	24,5	1	G+N	327	37.9	
3	G-I	Giken-I	106	12,3	3	C-I, C-II	88	10,2	2	J	211	24,5	
4	N	Ny - Sulitjelma	68	7,9	4	H-I, H-II, P	. 71	8,2	3	С	88	10,2	
5	м	Mons Petter I+II	60	7,0	5	Ν	68	7,9	4	H+P	71	8,2	
6	C-II	Charlotta-II	49	5,7	6	М	60	7,0	5	т. М	60	7,0	
7	S	Sagmo	42	4,9	7	S	42	4,9		0.S.V.	000		
8	В	Bursi	40	4,6	8	В	40	4,6		Gruppe alternativ b			
9	C-I	Charlotta-I	39	4,5	9	GH	15	1,7			1		
10	H-II	Hankabakken-II	37	4,3	10	F	8	0,9	1	G+N+C	415	48,1	
11	H-I	Hankabakken-I	28	3,2				· · ·	2	J	211	24,5	
12	GH	Gudrun	15	1,7					3	H+P ·	71	8,2	
13	F	Furuhaugen	ii 8	0,9					L	0.S.V.			
14	Р	Palmberg Vest	6	0,7						Gruppo altoppotiv a			
15	GV	Giken-II-Vest	4	0,5			2			Cicppe alternativ c	1		
									1	G+N+C+H+P	486	56,4	
									2	J	211	24,5	
						0			3	м	60	7,0	
SUM 862 100								0.S.V.					

Fig. 7.44. Rangering av forekomstene etter innhold av Cu og Zn i tusen tonn og %-andel av total metallmengde.

334

Statistiske middelverdier		T= Tilleggsmalm for kjente malmstrukturer														
(Sangster)			Nåværende separasjon			Naturlige grupper			Naturlige grupper			Pretektonisk gruppe alt. a				
Rang	Cu+Zn	%	Malm	Cu+Zn	ø	Malm	Cu+Zn	%	Malm	Cu+Zn	%	Malm	Cu+Zn	%		
1 2 3 4 5 6 7 8 9	1390 270 160 100 65 50 40 35 30	67 13 7,8 4,9 3,1 2,5 2,0 1,7 1,5	G-II+T J G-I N M C-II S B C-I	1349 211 106 68 60 49 42 40 39	65,2 10,2 5,1 3,3 2,9 2,4 2,0 1,9 1,9	C+T G J H+P N M S B GH	1288 259 211 71 68 60 42 40 15	62,2 12,5 10,2 3,4 3,3 2,9 2,0 1,9 0,7	G+T J C H+P N M S B GH	1459 211 88 71 68 60 42 40 15	70,5 10,2 4,3 3,4 3,3 2,9 2,0 1,9 0,7	G-II+T J C H+P N M S B GH	1527 211 88 71 68 60 42 40 15	73,8 10,2 4,3 3,4 3,3 2,9 2,0 1,9 0,7		
				Idealisering ved antagelse av ukjente									ulmstrukturer (U)			
1			Malm	Cu+Zn	%	Malm	Cu+Zn	%	Malm	Cu+Zn	%	Malm	Cu+Zn	%		
1 2 3 4 5 6 7 8 9	1390 270 160 100 65 50 40 35 30	67 13 7,8 4,9 3,1 2,5 2,0 1,7 1,5	U J G-II G-I N M C-II S B	1200 211 149 106 68 60 49 42 40	58 10,2 7,2 5,1 3,3 2,9 2,4 2,0 1,9	G-II J G-I N C-II S B-	+T-U 11 2 1 1	89 58 11 10,2 60 7,8 06 5,1 68 3,3 60 2,9 49 2,4 42 2,0 40 1,9	G+T-U J C H+P N M S B	1299 211 160 88 71 68 60 42 40	62,8 10,2 7,8 4,3 3,4 3,3 2,9 2,0 1,9	G+N+T-U J U-I U-II C H+P M S B	1267 211 160 100 88 71 60 42 40	61,2 10,2 7,8 4,9 4,3 3,4 2,9 2,0 1,9		

Fig. 7.45 Rangering av forekomster medregnet tilleggsmalm (T) og ved idealisert størrelsesfordeling. Tallene angir henholdsvis Cu + Zn i 1000 tonn og prosentvis andel av total metallmengde. Forkortelsene er forklart i fig. 7.44. 335

utgangspunkt i at største forekomst skulle representere 67%, men dette ville ikke tilføre beregningene noe vesentlig nytt.

Her kan det tilføyes at ifølge Sinding-Larsen og Vokes (1978) er det 50% sannsynlighet for at Kypros-forekomster i de skandinaviske kaledonider har 65% av Cu + Zn mengdene i den største forekomsten, henholdsvis 99% sannsynlighet for at 48% av metallet er lokalisert slik.

De idealiserte verdier i fig.7.45 viser at forholdet mellom de to største forekomstene svarer til kravet, dvs. større enn 4. Forekomstrekken gir ekstremt god overensstemmelse med de statistiske verdier, i motsetning til fig.7.44.

Dette kan tas som et indisium på at det er riktig å postulere en udokumentert malmmengde i en størrelsesorden av 1,2 mill.tonn Cu + Zn. Dette tilsvarer ca. 45 mill.tonn råmalm å 2,7% Cu + Zn. Spørsmålet som gjenstår er derfor: Hvordan og hvor er disse fordelt innen Sulitjelma malmfelt?

Dersom potensialet av marginalmalmer av Hankabakk-typen ble medtatt, ville dette redusere overslaget med ca. 0.2 mill.tonn metall, eller ca. 10 mill.tonn råmalm ifølge fig.7.39.

Det er naturlig å tillegge vesentlig tilleggsmalm til både Charlotta- og Giken-strukturene. Med Rupsifeltet i tankene er det ikke umulig at resterende malmmengder er knyttet til Charlottasonen. Dette gir rangeringen i midtre kolonnne i fig.7.45 og denne viser god overensstemmelse med idealranglisten.

Med Giken-strukturen som utgangspunkt er det satt opp tre alternativer. Samtlige er akseptable for de to største forekomster, men ved idealisering ved antagelse av ukjente malmstrukturer (idealforekomst nr.3, evt. også 4) blir forekomstfordelingen enda bedre.

Muligheten for at manglende metallmengder er samlet i bare en forekomst er tilstede, men som fig.7.45 viser, behøver ikke de andre forekomstene å føre ytterligere tilleggsmalm av betydning. En ukjent forekomst av størrelsesorden 45 mill. tonn råmalm åpner for store muligheter både prospekteringsog driftsmessig.

De resterende 45 mill.tonn malm kan således enten tillegges Charlotta- eller Giken-strukturen eller begge, eventuelt at ca. 100-160 t.t. metall, dvs. ca. 3-6 m.t. råmalm med disse kan finnes i et eller to ukjente malmstrukturer. Det er derfor en stor sannsynlighet for at ca. 30 - 40 m.t. råmalm fortsatt skal kunne finnes i tilknytning til Giken-Charlotta-Rupsi dypmalmområder.

Uansett hvilke av de ovenfornevnte spekulasjonslinjer som følges er resultatene akseptable ut fra en statistisk idealmodell. Ytterligere evaluering må derfor gjøres ut fra struktur- og malmgeologiske kriterier.

Først bør følgende betraktninger knyttes til den topografiske situasjon i Sulitjelma da et vesentlig område av feltet er skåret bort og atskilt malmfeltet i to områder. Spørsmålet som kan stilles er derfor: Er dette en anomal erosjon som det bør tas hensyn til, og hvor stort metall-tap representerer dette i så fall?

Tar en utgangspunkt i fig.7.46, vil områdene nordvest for kotelinje 600 m.o.h. og vestover til Furuhaugen representere en anomal erosjon. Dette areal tilsvarer 7 km² eller ca. 15% av det kjente malmfelt. Kvantitativt skulle dette tilsvare 300.000 tonn metall ved en linjær metalldistribusjon.



Fig.7.46. Anomalt erosjonsareal i malmfeltet.

Arealet ansees for lite, morfologisk sett, til å kunne representere en gigantforekomst, men i tilknytning til Furuhaugen er det sannsynlig at det kan ha ligget en større forekomst, og kanskje en av de idealiserte ukjente malmstrukturer. Erosjonsandelen for Charlotta vil ikke representere mer enn høyst 50.000 tonn metall, men nok til å forfremme Charlotta i rang til å representere den samme idealforekomsten.

Hvor er det så geologisk mest sannsynlig at de resterende metallmengder finnes?

7.5.5. GEOLOGISK MODELLERING AV MALMPOTENSIALENE

7.5.5.1. En stor Zn-rikere forekomst?

De fleste idealiserte distribusjonsmodeller rangerer Jakobsbakken som nr.2. Da denne forekomsten avviker fra de andre med sitt høye Zn-innhold, er det grunn til å stille spørsmålet: Er forekomst nr.1 også en Zn-forekomst? Cu:Zn-forholdet for tilsvarende skandinaviske kisfelter er vist i listen under:

Stekenjokk: 1.4% Cu 2.6% Zn Cu:Zn = 1:1.9 (Stephens, 1980) Skorovas 1.2% Cu 2.0% Zn Cu:Zn = 1:1.7 (Reinsbakken, 1980) : 1.7% Zn Cu:Zn = 1:1.3 (Haugen, pers.med.) Joma 1.3% Cu : Tverrfjell: 0.9% Cu 1.1% Zn Cu:Zn = 1:1.2 (Motys, 1977) Løkken : 2.1% Cu 1.9% Zn Cu:Zn = 1:0.9 (Grammeltvedt, 1977) Sulitjelma: 0.8% Zn Cu: Zn = 1:0.41.9% Cu

Malmdannelsesprosessen har, som beskrevet i kapittel 7.4, lesket Cu ut av vulkanittene noe analyser av de spilittiserte bergartene i stor grad har bekreftet.

Derimot har de samme bergarter normale Zn-verdier ifølge Vinogradov (1962)). Se side 223. Dette taler for at Sulitjelmafeltet burde være anomalt med lave sinkverdier i malmene. For å få avklart dette burde en undersøke Cu og Zn verdiene i tilsvarende metavulkanitter for de forannevnte malmfelter, vurdert utleskningsgrad og sammenholdt dette med Cu/Zn-forholdet i malmene. Samtidig burde en eventuelt belyse hvorfor Zn ikke er så utlesket i Sulitjelmafeltet slik prøvene indikerer.

Dersom de kjente og postulerte resterende metall-mengder for Sulitjelmafeltet skulle samlet gi et Cu/Zn-forhold tilsvarende Løkken, som også er en malm tilknyttet et ofiolittmiljø, ville ukjente metallmengder fordele seg med henholdsvis 450 t.tonn Cu og 690 t.tonn Zn. Dette ville gi et Cu:Zn forhold på 1:1,5 noe nettopp Jakobsbakken hadde.

Forekomst nr.1 skulle således holde ca. 4% Cu + Zn (Jakobsbakken: 1.6% Cu, 2.4% Zn) og med 1.200 tonn metall ville dette gi 30 mill.tonn malm. I størrelse tilsvarer det en Løkkenforekomst (Grenne et al. 1980), eller en Stekenjokk-Levi-forekomst (Stephens 1980). Forekomst nr.1 av denne typen er derfor et sannsynlig leteobjekt, men hvor?

Jakobsbakken karakteriseres med å ligge i ytterkant av malmfeltet. Se fig. 7.46. Tar en utgangspunkt i at sydøstre deler av malmfeltsirkelen har en naturlig erosjon, består det gjenværende område av 3 hjørner hvorav Jakobsbakken ligger i det ene, Rupsifeltet i det andre og Gudrun-Valdis i det tredje. I Rupsi er det påtruffet mineralisering som viser det søkte Cu:Zn forhold: 13.6 m å 1,18% Cu og 1,74% Zn (Se punkt 7.2.10.2).

Fig.7.36 viser økende Zn:Cu forhold for forekomstene ved å gå fra vest mot øst i Nordgruvefeltet og trenden kan indikere at en Zn-forekomst kan finnes øst for Nordgruvefeltet. På den annen side har Gudrun-forekomsten visse likhetstrekk med de dypere deler av Sagmo, (magnetkisførende, båndet og stripete malm). Det kunne derfor ligge en Zn-forekomst 2-3 km øst for Gudrun i tilknytning til Jasper-sonen, men da i dypet, siden Jasper-sonen viser sporadisk kismineralisering i utgående, og ikke helt av den etterlyste Zn-rikere type. Betraktes situasjonen også ut fra en pretektonisk distribusjonssituasjon, se fig.7.43, er det slett ikke umulig at en periferiforekomst av Zn-rikere type er knyttet til områdene øst for Gudrun. Deformasjonen i dette området er mildere enn lenger vest og i Jakobsbakk-området, og sammenholdt med mindre flatklemming (større mektighet) vil statistiske 30 mill.tonn neppe representere et areal større enn det dobbelte av Jakobsbakken, dvs. ca. 1 km².

Betraktes Rupsifeltet ut fra en pretektonisk situasjon, synes ikke den nevnte mineralisering å representere et perifert område dersom den pretektoniske tolkning med Charlotta i samme struktur er riktig. Dette taler imot muligheten av at Rupsifeltet holder en Zn-rikere forekomst. Det er bare ett borhull i et glissent borprogram som viser Zn-anomale forhold. Tilsvarende anomale forhold er heller ikke ukjent vestligst i Charlotta-II.

Det foreligger ikke detaljerte prøver som skulle kunne si om det var laterale endringer av Cu- og Zn-verdier for spefifikke lag i Charlotta malmsone. Prøver over den samlede lagpakke viser ingen lateral trend, men svært få driftsprøver er analysert på Zn. Muligheten av at Charlotta-sonen blir Zn-rikere mot NV kan derfor ikke avskrives, men lokale Znrikere partier skyldes mest trolig relikter fra en pretektonisert Zn-rikere fase mot den stratigrafiske topp. Det er ingen korrelerbar stratigrafisk trend for Rupsiprøvene, men de store mektigheter indikerer anomale foldestrukturer som hittil ikke er kjent i detalj.

Den tredje og kanskje mest sannsynlige mulighet er at en Zn-rikere forekomst ligger i nærheten av Jakobsbakken i Sydfeltet. Da de litostratigrafiske og strukturelle forhold i dette feltet ikke er undersøkt i detalj, må en nærmere geologisk lokalisering forbli ubesvart.

7.5.5.2. Tilleggsmalmer mot dypet av kjente strukturer

Både ved forekomstbeskrivelsene og den pretektonisk stratigrafiske tolkning, er de enkelte malmsoners muligheter til å føre malm mot dypet blitt berørt. Her kan raskt nevnes dypet av Gudrun og mulige parallelle malmer knyttet til Ny-Sulitjelma MVLP langs dens østre isoklinalfoldete begrensning, dypet av Ny-Sulitjelma, dypet av Giken, dypet av Charlotta og Rupsifeltet, og endelig Mons Petter-aksen med parallelle akser på NV-siden (Fig.7.47).

Sulfidhorisonten på den primære topp av vulkanittene har vært mer favorabel og derfor den viktigste horisont med henblikk på nye malmfunn. Alle de ovenfornevnte forekomsters dypområder (unntatt Mons Petter) er knyttet til denne. Framtidige malmmengder må derfor forventes å ligge hovedsakelig i området mellom Rupsi og Giken-II med et mindre avvik fra denne linjen.

Dette potensielle framtidige malmområde innenfor Nordgrubefeltet har et NV-lig strøk og et steilere fall enn nåværende





områder av Charlotta og Giken. (Se profil NØ-6). Malmaksen vil således gå tilnærmet parallelt med strøket, og dypeste områder av Giken vil således tangere koten for + 1000 m.o.h. og tvilsomt gå under denne. Malmpotensialet er således gitt en geologisk begrensning mot dypet.

All informasjon i Bursi-Rupsi-området hittil tyder på at Clarabekken synform fortsetter i NØ-lig retning, men det skal ikke utelukkes at den kan dreie mot NV. All informasjon tilsier også at denne synformen markerer en begrensning mot vest for de stratigrafiske nivåer de potensielle malmer er knyttet til. Det potensielle malmområde for Giken-Charlotta-Rupsi har således også en begrensing mot NV.

Bursi malmsone forventes derimot å fortsette NV for Clarabekken synform etter først å være destruert av tektonikken i de første par hundre metre.

Dypet av øst-malmene (Østerdypet) er tidligere omtalt, og det kan konkluderes med at området er potensielt lovende.

7.5.5.3. Ukjente sulfid-malmstrukturer

Giken klorittbreksjeledd er tolket som en utvalset periklinal fold. En tilsvarende fold kan finnes østenfor med en parallell flatklemt foldetunge. Overgangen mellom disse to periklinale folder er muligens sadel-formet, men nå flatvalset. Det er derfor en mulighet for at Ny-Sulitjelma malmsone på dypet dreier sin akse mot NØ for således å komme tilbake langs en NV-akse i Otervannsområdet i tilknytning til Jasper-sonen. Det er ingen strukturelle informasjoner som direkte underbygger en slik hypotese.

Som nevnt er Mons Petter mest trolig knyttet til en sulfidhorisont midt i vulkanittlagpakken. Denne synes å ha vært mindre favorabel for malmdannelse i regional skala, og lokale konsentrasjoner synes heller å være styrt av tektoniske konsentrasjonsmekanismer enn å være av primær natur. Knyttet til samme stratigrafi er i fig. 4.24 angitt mulige malmsoner med NØ-lige akser, men som tidligere nevnt er det mindre sannsynlig at økonomiske konsentrasjoner finnes i disse. Det samme synes også å gjelde for sonen i området mellom Gamle Mons Petter grube og Berges stoll (500 m nord for Gudrun).

Det er ikke noe som tyder på at malm skal kunne opptre i andre horisonter innen Sulitjelma-amfibolitten enn de to som her er beskrevet. Følgelig må resten av amfibolitten med stor sannsynlighet betraktes som steril, selv om det opptrer en rekke mindre kisførende horisonter.

En isoklinal fold av amfibolitten parallelt med Giken antiform lenger nede i Furulundskiferen er mulig. Denne skulle muligens åpenbare seg i dagen øst for Nordgruvefeltet eller påtreffes i Østerdypfeltet. Det er ikke umulig at amfibolitt-leddet i hengen av Jasper-sonen i øst utgjør denne tektonisk lavere foldetunge, men da mellomliggende Giken klorittbreksjeledd i så fall mangler, er det mer sannsynlig at amfibolitten utgjør denne. Borhull mot dypet fra både Giken, Hankabakken og Ny-Sulitjelma har indikert en tynn amfibolitt-horisont under Giken KBL. På grunn av topografisk snitt og strøkendring, vil et eventuelt underliggende ledd heller ikke komme ut i dagen mot øst. Opptreden av et underliggende amfibolittledd kan derfor ikke utelukkes mot dypet og det vil i så fall høyst sannsynlig være representert med potensielle malmsoner.

I Sulitjelmafeltet er det ikke funnet indikasjoner på at kismalmer alene er knyttet til nivåer i Furulundskifer. Opptreden av grafittførende rustglimmerskifer øverst i Furulundskiferen tyder på at et reduserende havmiljø har eksistert i tidlige perioder under avsetning av sedimenter i Furulundgruppen. Det er derfor mulig at en større kisforekomst kan finnes nettopp i en slik stratigrafisk sekvens. For Nordgruvefeltet synes sannsynligheten liten, men disse deler av Furulundskiferen er lite undersøkt.

Sulfidhorisonter i overliggende enheter i Nordgruvefeltet, f.eks. i Lapphellaren skifer, er ikke undersøkt i detalj. Derfor er heller ikke disse tatt med i en malmressursvurdering.

7.5.6. KONKLUSJON MED RANGERING AV SANNSYNLIGE MALMPOTENSIALER I NORDGRUVEFELTET

Som en konklusjon på de geologisk mulige malmstrukturer, kan følgende sannsynlighetsrang settes opp for Nordgruvefeltet. Forfatteren har anslått forventede malmmengder på basis av den statistiske analysen. Fig. 7.48. (Kjente malmreserver er ikke tatt med i disse tall). Minkende rang angir en relativt minkende sannsynlighet for forekomstenes eksistens slik forfatteren har vurdert situasjonen ved arbeidets slutt.

Av områdene 1-4 i fig.7.48 er det bare Mons Petter-området som er attraktivt i øyeblikket på grunn av transportgunstig beliggenhet med hensyn til gruvedrift. Imidlertid er det statistisk sett stor sannsynlighet for at området som også geologisk gir høyeste sannsynlighet, representerer betydelige malmmengder. Dersom Giken/Charlotta med Rupsi danner utgangspunktet i en pretektonisk større malmstruktur, vil denne i det utpekte potensialfelt holde 20-45 mill.tonn malm.

En større Zn-rikere forekomst i Sydfeltet eller i Rupsi, ville blitt gitt rang etter Mons Petter.

Foruten de mest aktuelle områder for opptreden av potensielle ressurser gis det videre en rangert liste for mineraliseringssoner hvor forekomster forventes å opptre, men disse (5 - 7) representerer mest sannsynlig marginalmalm (< 1.5% Cu).

Til slutt fortsettes listen (8-12, fig.7.48) med mineraliseringssoner eller nivåer hvor hittil ukjente anrikningsstrukturer av betydning kan opptre, selv om sannsynligheten minker nedover listen. Det vises til fig. 4.24.E.

BRYTBAR MALM	1.	Giken-Charlotta-Rupsi :	20-45 mill.tonn dersom ingen annen storforekomst.
			1-5 mill.tonn dersom separat storforekomst.
		 a. Giken-II-dypet b. Charlotta-II-dypet c. Rupsi d. Giken-II -> Rupsi-området e. Charlotta-II -> Rupsiområdet 	
	2.	Mons Petter :	0 - 3 mill.tonn
		a. NÖ-aksen (Hovedmalmdraget) b. Parallellakser på NV-siden	
	3.	Österdypet :	0 - 6 mill.tonn
		a. Ny-Sulitjelma-II b. Gudrun II	
	4.	Otervannsfeltet :	0 - 6 mill.tonn ve d Cu-forekomst 30 mill.tonn dersom Zn-forekomst
	-	a. Jaspersonens dyp	
	5.	Hankabakken malmsonedrag, 5 km :	0 - 10 mill.tonn
MARGINAI MALM	6.	Sigridfeltet med Clara og Tuva- sonene :	0 - 6 mill.tonn
	7.	Bursi-nivået i NV :	0 - 3 mill.tonn
	8.	Lavere tektoniske ledd i Sulitje!ma-amfibolitten :	3 - 30 mill.tonn
re malmstrukturer	9.	Mons Petter - Berges stoll kissonedrag :	0 - 2 mill.tonn
		 a. Furulundskjerp-sonen b. Charlottabekksonen (mest trolig mot NV) c. Hankenholasonene 	
	10.	Mons Petter - Fjelds grube kissonedrag :	0 - 2 mill.tonn
		a. Lapphellaren kissone b. Fjelds grube kissoner c. Brunhammersonen	
IKJENJ	11.	Ukjente kissoner i Sulitjelma- amfibolitten	
	12.	Malmer i Furulundskiferen (ukjent hittil).	~

Fig. 7.48. Rangering av sannsynlige, mulige og hypotetiske malmpotensialer i Nordgruvefeltet.

343

Da Sydgruvefeltet ikke har vært gjenstand for en tilsvarende geologisk analyse, er det ikke riktig å gi en tilsvarende rangeringsliste. Med stor sannsynlighet kan det likevel sies at eventuelle udokumenterte malmpotensialer ligger langs liggen av Sulitjelma-amfibolitten. Det er ikke usannsynlig at en forekomst ligger nede i Furulundskiferen i disse mer distale områder.

Det må til slutt presiseres at rangeringen ovenfor er forsøkt basert på en nøktern vurdering av tilegnet informasjon og kunnskap. En ting er sikkert, faciten er neppe slik listen uttrykker det, men det synes mest sannsynlig i skrivende stund. L I T T E R A T U R R E F E R A N S E R

Agterberg, F.P. and Divi, S.R., 1978: A statistical model for the distribution of copper, lead and zinc in the Canadian Appa-lachian region; Economic Geology, 73, pp. 230-245.

Amstutz, G.C., 1974: Spilites and Spilitic Rocks; International Union of Geological Sciences, Serie A, Number 4. Springer-Verlag.

Anger, G., Nielsen, H., Puchelt, H., Ricke, W.,1966a: Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany). Econ. Geol. 61, 511-536.

Anger, G., Nielsen, H., Puchelt, H., Ricke, W., 1966b: Die genetischen Zusammenhänge zwischen deutschen und norwegischen Schwefelkies-Lagerstätten unter besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse von Schwefelisotopen-Untersuchungen. Clausthaler Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der mineralischen Rohstoffe 3, Berlin.

Billett, M., (In prep.), : Ph D thesis, London University College.

- Blatt, H., Middelton, G. and Murray, R., 1972: Origin of Sedimentary Rocks. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 631 p.
- Blokhina, L.I., Koptev-Dvornikov, V.S., Lomize, M.G., Petrova, M.A., Tikhomirova, E.I., Frolova, I.I. and Yakovleva, E.B., 1959: Principles of classification and nomenclature of the ancient volcanic clastic rocks. Intern. Geol. Rev., 1(12). 56-61.
- Boldy, J., 1981: Prospecting for deep volcanogenic ore. CIM Bulletin, Vol. 74, No. 834, pp. 55-65.
- Boyle, A., 1978: Primary volcanic features of the Sulitjelma Amphibolite. In: Proc. Tectonic Evolution of the Scandinavian Caledonides. (Cooper, M.A. and Garton, M.R., Eds.) Dept. of Geol., City of London Polytechnic.
- Boyle, A., 1980: The Sulitjelma amphibolite, Norway: Part of a lower palaeozoic ophiolite complex ? Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979, Cyprus Geol. Surv. Dept. 1980.
- Boyle, A.P., 1982: The Structure, Petrology and Ophiolitic Affinities of the Sulitjelma Amphibolites, Central Scandinavian Caledonides. - Unpubl. Ph.D.-thesis. University of London.
- Boyle, A.P., Griffiths, A.J. and Mason, R., 1979: Stratigraphical inversion in the Sulitjelma area, Central Scandinavian Caledonides. Geol. Mag. 116(5), pp. 393-402.
- Boyle, A., Hansen, T.S., Mason, R., in press: A New Tectonic Perspective of the Sulitjelma Region. In: Proc. Uppsala Caledonide Symposium, 1981.
- Bugge, J.A.W., Jensen, R., Hansen, T.S., 1975: Vurdering av malmmengdene i Nordgruvefeltet, Sulitjelma. Upubl. rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.
- Campbell, F.A, Ethier, V.G. and Krouse, H.R., 1980: The Massive Sulfide Zone: Sullivan Orebody. Econ. Geol. Vol. 75, No. 6, pp. 916-926.

Carlsson, L., 1969: Jervasfältet. Arsrapport 1969, Boliden. (Upubl.)

Carmichael, I.S., Turner, F.J. and Verhoogen, J., 1974: Igneous petrology. McGraw Hill, 739 p.

Cooper, M.A., 1978: The tectonic evolution of the Sørfold area. In: Proc. Tectonic Evolution of the Scandinavian Caledonides. (Cooper, M.A. and Garton, M.R., Eds.) Dept. of Geol., City of London Polytechnic.

Cooper, M.A., Bliss, G.M., Ferriday, I.L. and Halls, C., 1979: The Geology of the Sorjusdalen Area, Nordland, Norway. NGU Nr, 351, pp. 31-50.

Cooper, M.A. and Bradshaw, R., 1980: The significance of basement gneiss in the tectonic evolution of the Salta Region, Norway. Journ. of the Geol. Society.Vol.137,(3),pp.231-240.

Cosgrove, J.W., 1976: The formation of crenulation cleavage. Geol. Soc. London, Vol. 132, p. 155-178.

Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979: The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin, 450 p.

Deer, W.A., Howie, A.R. and Zussmann, J., 1966: An introduction to the rock-forming minerals. Longmans, 528 p.

Dolphin reference book,:Dictionary of geological terms. Dolphin Books, 1962.

Eidsvik, P., 1972: Måling av oppladet potensial ved Mons Petter og Bursi, Sulitjelma, Fauske, Nordland. NGU Rapport nr.1123 for A/S Sulitjelma Gruber.

Fakhuri, M., 1969: Die Bearbeitung der Kupferlagerstätte, Sulitjelma, Norwegen. Diplomarbeit, Johannes Gutenberg Universität, Mainz.

Ferriday, I.L., Halls, C. and Hembre, O.S., 1981: Variations in the chemistry and mineralogy of distal exhalite horizons and their relationships to massive sulphide mineralization at Skorovas, Norway. In: Proc. Caledonian-Appalachian Stratabound Sulphides. Univ. of Strathclyde, Glasgow, Scotland.

Findlay, R., 1972: Regional geological field mapping in the area south of Knallerdalen and the area of Salefjell. Upubl. rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.

Findlay, R.H., 1980: A regional lithostratigraphy for southern and eastern Sulitjelma, north Norway. NGT 60, 223-234.

Fischer, R.V., 1966: Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth Sci. Rev., 1, pp.287-298.

Flinn, D., 1962: On Folding during Three-dimentional Progressive Deformation, Quart. J. Geol,Soc., 118,285-344.

Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1975: Magma types and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth and Planetary Science Letters, 27, pp.211-218.

Gale, G.H. and Roberts, D., 1974: Trace element geochemistry of Norwegian Lower Palaeozoic basic volcanics and its tectonic implications. Earth Planet. Sci. Lett., 22, pp.380-390.

- Gee, D.G., 1977: Nappe displacement in the Scandinavian Caledonides. In: K.L. Burns and R.W.R. Rutland (Eds.), Structural Characteristics of Tectonic Zones. Tectonophysics, 47, pp. 393-419.
- Gehrisch,W., 1970: Schwefelisotopen Untersuchungen an Sulfiden aus der Lagerstätte Sulitjelma, Nord Norwegen. Diplomarbeit, München
- Gehrisch, W., 1972: Studien zwischen Spurenelement-Gehalten und Schwefelisotopen-Verhältnissen in Sulfiden der Kieslagerstätte Sulitjelma/Nordnorwegen. Inaugural-Dissertation, München.
- Gehrish, W., Maucher, A., Nielsen, H., 1975: Sulfur-Isotope and Element Analyses from the Sulitjelma Ore Bodies, Northern Norway. Mineral Deposits (Berl) 10,pp. 57-69.
- Geis, H.-P., 1978: Structural control of stratiform deposits with a new example from Sulitjelma. Econ. Geol.73, pp.1161-1167.
- Gjelle, S., 1974: Hovedfagsoppgave, Univ. Oslo.
- Gjelle,S., 1978: Geology and srtucture of the Bjøllånes Area, Rana, Nordland. NGU,343, 1-37.
- Grammeltvedt, G., 1977: Løkken-forekomsten, Sør-Trøndelag. I Malmgeologisk Symposium, Kaledonske Malmforekomster. BVLI's Tekniske Virksomhet. November 1977.
- Grenne, T., 1975: En petrologisk-mineralogisk undersøkelse av Sulitjelmafeltets sulfidførende metavulkanske serier. Diplomarbeide ved NTH.
- Grenne, T., Grammeltvedt, G. and Vokes, F.M., 1980: Cyprus-type sulphide deposits in the western Trondheim district, central Norwegian Caledonides. In: Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979, (Panayiotou, A., Ed.) Nicosia, Cyprus Geol. Surv..
- Grenne, T. and Reinsbakken, A., 1981: Possible correlations of Island Arc greenstone belts and related sulphide deposits from the Grong and eastern Trondheim districts of the central Norwegian Caledonides. In: Proc. Caledonian-Appalachian Stratabound Sulphides. Univ. of Strathclyde, Glasgow, Scotland.
- Gustavson,M., 1978: Caledonides of North-Central Norway. IGCP Project 27, Norwegian Contribution No.5c. Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region,Geol.Surv.Canada. Paper 78-13,25-30.
- Gustavson, M. and Gjelle, S., 1981: Regional Geology of Central Nordland. Earth evol. scien. 6-13.
- Hansen, T.S., 1973: En geologisk oversikt over Sulitjelma malmfelt. Foredrag ved NGF landsmøte 1973. Internt matr. ved Sulitjelma Gruber.
- Hansen, T.S., 1975: Registrering av geotektoniske strukturer for driftsplanlegging ved A/S Sulitjelma Gruber. I referat: Detaljerte tektoniske undersøkelsers betydning for driftsplanlegging i en grube. Malmgeologisk Symposium. BVLI - 1976.

Hansen, T.S. and Harrison, J.D., 1975: Detailed geological mapping of the Kong Oscar ore-field. Upublisert rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.

Hansen, T.S., 1977: Geologisk aktivitet for perioden 1977-1979. Internt matr. ved A/S Sulitjelma Gruber.

Hawkes, H.E. and Webb, J.S., 1962: Geochemistry in mineral exploration. Harper & Row, Publisher, New York.

Heaton, T.H.E. and Sheppard, S.M.F., 1977: Hydrogen and oxygen isotope evidence for sea-water-hydrothermal alteration and ore deposition, Troodos complex, Cyprus. In Volcanic processes in ore genesis. Proceedings. The Inst. of Min.and Met., The Geol. Soc. of London.

Hedberg, H.D., 1972: Summary of an International Guide to Stratigraphic classification, Terminology and Usage. Lethaia, Vol. 5, pp. 297-323.

Henley, K.J., 1968: The Sulitjelma metamorphic complex. Upubl. Ph.D. avhandling. Univ. of London.

Henley, K.J., 1970a: The structural and metamorphic history of the Sulitjelma region, with special reference to the nappe hypothesis. N.G.T. 50, pp. 97-136.

Henley, K.J., 1970b: Application of the muscovite-paragonite geothermometer to a staurolitegrade schist from Sulitjelma, north-Norway. Mineralog. Mag. 37, pp.693-704.

Hobbs, B.E., Means, W.D. and Williams, 1976: An outline of structural geology. John Wiley & Sons, Inc., 571 p.

Hofseth, A., 1934: Diplomarbeide. Norges tekniske høgskole, Trondheim.

Holmquist, P.J., 1900: En geologisk profil öfver fjällområdena emellan Kvikkjokk och Norska kusten. G.F.F. 22.

Holmsen, G., 1917: Sulitjelmatrakten. NGU Nr. 81.

Horikoshi, Ei, 1969: Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-type deposits in the Kosaka district, Japan. Mineralium Deposita, V.4, pp. 321-345.

Hurlbut, C.S. Jr., 1959: Dana's manual of mineralogy. 17th edition. Toppan Company Ltd., Tokyo.

Hutchinson, R.W., 1973: Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ. Geol., Vol. 68, pp. 1223-1246.

International Subcommission on Stratigraphic Classification, Lethaia, Vol.5, pp.297-323, Oslo,1972.

Irvine, T.H. and Baragar, W.R.A., 1971: A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Journal of Earth Science 8, 523.

Juve, G., 1980: Geochemical studies on the Stekenjokk ore deposit. Rep. 12, Geol. Inst., NTH, Trondheim, 1980.

- Kaplan, J.R., Sweeney, R.E. and Nissenbaum, A., 1969: Sulfur isotope studies on the Red Sea geothermal brines and sediments. In Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. Springer, pp. 474-498.
- Kautsky, G., 1953: Der geologische Bau des Sulitjelma-Salojauregebietes in den nordskandinavischen Kaledoniden. Sver. Geol. Unders. C528, 232 p.
- Kinkel, A.R., 1966: Massive sulfide deposits related to volcanism and possible methods of emplacement. Econ. Geol., V.61, No. 4, pp. 673-694.
- Kirchner, G., 1955: Geologie und Tektonik des Sulitjelma Sudgrubengebietes. Diplomarbeit. Montannische Hochscule, Leoben, Austria.
- Kollung, S., 1977: Geologisk kartlegging i Sulitjelmafeltet 1977. Del 1. Furulund-Rupsielv. Intern rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.
- Kollung, S., 1978: Geologisk kartlegging i Sulitjelmafeltet 1978. Del 2. Flatkjølen-Virihaure-Sorjusområdet. Intern rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.
- Kollung, S., 1979: Stratigraphy and Major Structures of the Grong District, Nord-Trøndelag. NGU 354, 1-51.
- Kollung, S.,1980a: Geologisk kartlegging i Sulitjelmafeltet 1980. Rapport 1. Baldoaivve-Øvrevann-Blåmannsisen. Intern rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.
- Kollung, S.,1989b: Geologisk kartlegging i Sulitjelmafeltet 1980. Rapport 2. Sorjusområdet-Duoldagop. Intern rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.
- Kollung, S., 1981: Geologisk kartlegging i Sulitjelmafeltet. Samlerapport. Intern rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.
- Kollung, S. og Findley, R., 1970: Geologiske undersøkelser. Området mellom Lairofjell og Balvann. Intern rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.
- Krause, H., 1956: Zur kenntnis der metamorphen kieslagerstätte von Sulitjelma (Norwegen). Neues Jb. Miner.Abh. 89, 137-148.
- Kullerud, G., Padget, P., Vokes, F.M., 1955: The temperature of deposition of sphalerite-bearing ores in the Caledonides of Northern Norway. NGT 35, 127.
- Kulling, O., 1960: On the Caledonides of Swedish Lapland. In Magnusson, N.H., et al., Description to accompany the pre-Quaternary rocks of Sweden, Sver. Geol, Unders., B16, 150-177.
- Kulling, O., 1964: Översikt över Norra Norrbottensfjällens Kaledonberggrund. Sver. geol. Unders., Ser. Ba, No. 19, 166 pp.
- Kulling, O., 1972: Berggrundskarta över Norrbottens fjällens sødra del. SGU.
- Lassen,T., 1879:Kobberforekomsten i Vattenbygden i Skjærstad i Nordland. Polyteknisk Tidsskrift.Kristiania.

- Lusk, J. and Crockett, J.H., 1969: Sulfur isotope fractionation in coexisting sulfides from the Heath Steele B-1 orebody, New Brunswick, Canada. Econ. Geol., vol. 64, pp.147-155.
- Ljøkjell, P., 1972: Norske sinkblendetyper. Kjemisk sammensetning undersøkt med røntgenmikrosonde. BVLI, Teknisk Rapport nr. 22/1.
- Malvik, T., 1980: Undersøkelse av sølv-mineraler i maleprodukt fra A/S Sulitjelma Gruber. Rapport Geol. Inst., NTH.(Upubl.)
- Malvik, T. og Foslie, G., 1981: Undersøkelse av sølv-mineraler i Zn-konsentrat og S-konsentrat ved A/S Sulitjelma Gruber. Rapport nr. 27/81. Geol. Inst. Malmgeologi, NTH. (Upubl.)
- Mason, R., 1966: The Sulitjelma gabbro complex. Unpubl. Ph.D. thesis, University of Cambridge.
- Mason, R., 1967a.: The field relations of the Sulitjelma gabbro, Nordland, Norsk geol. Tidsskr.,47, 237-248.
- Mason, R., 1967b,: Electron-probe microanalysis of coronas in a troctolite from Sulitjelma, Norway. Min. Mag., 36, 504-514.
- Mason, R., 1971: The chemistry and structure of the Sulitjelma gabbro. Norsk Geol. Unders., 269, pp. 108-141.
- Mason, R., 1978: Metamorphism and tectonics of the Sulitjelma Area. In: Proc. Tectonic Evolution of the Scandinavian Caledonides. (Cooper, M.A. and Garton, M.R., Eds.) Dept. of Geol., City of London Polytechnic.
- Mason, R., 1978: Petrology of the metamorphic rocks. Textbook of petrology, vol. 3, George Allen & Unwin; London, 254 p.
- Mason, R., 1980: Temperature and pressure estimates in the contact aureole of the Sulitjelma gabbro, Norway: Implications for an ophiolite origin. In:Procs. Intern.Ophiolite Symp., Cyprus 1979, (Panayiotou, A., Ed.) Nicosia, Cyprus Geol. Surv.
- Mellingen, T., 1961: Charlotta-Giken feltet i Sulitjelma. Diplomarbeid,NTH.
- Mitchell, A.H. and Bell, J.D., 1973: Island arc evolution and related mineral deposits. Jour. Geology, V.81, pp.381-405.
- Mitchell, A.H. and Garson, M.S., 1976: Mineralization at plate boundaries. Minerals Sci.Engng., Vol.8, no. 2.
- Miyashiro, A., 1975: Classification, characteristics and origin of ophiolites. Jour. of Geology, Vol. 83, p.249-281.
- Moore, J.G., 1965: Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. Am. Jour. Sci., 263, pp. 40-53.
- Moorhouse, W.W., 1959: The study of rocks in thin section. Harper & Row, Publishers, 514 p.
- Mottl, M.J., 1983: Metabasalts, axial hot springs, and the strukture of hydrotermal systems at midocean ridges. Geol. Soc. Am.Bull. V.94, p.161-180.
- Motys, M.H., 1977: Kisforekomsten ved Tverrfjell gruve på Hjerkinn.I:"Kaledonske malmforekomster", Malmgeologisk Symp., BVLI-1977.

- Nicolson, R., 1966: On the relations between volcanic and other rocks in the fossiliferous east Lomivann area of Norwegian Sulitjelma. Norges geol. Under., 242, 143-156.
- Nicholson, R., 1967: On kink-zone development and metamorphic differentation in the low-grade schists of Norwegian Sulitjelma. Norg. geol. Unders., 247, 133-146.
- Nicholson, R., 1974: The Scandinavian Caledonides.In: The Ocean basins and margins (Nairn, A.E.M.and Stehli, F.G., Eds.) Vol. 2: The North Atlantic Plenum Press New-York-London. 598 p).
- Nicholson, R. and Rutland, R.W.R., 1969: A section across the Norwegian Caledonides: Bodø to Sulitjelma. Norges Geol. Unders. 260, 86 p.
- Nisbet, E.G.& Fowler, C.M.R., 1978: The Mid-Atlantic Ridge at 37 N and 45 N: some geophysical and petrological constraints. Geophys. J. Rox. Astron.Soc., 631-660.
- Oftedahl, Chr., 1958: A theory of exhalative-sedimentary ores. Geol. Fören. Förhandl. 80, 1-19.

Oftedahl, Chr., 1980: Geology of Norway, NGU 356, 3-144.

Oftedahl, Chr., 1981: Norges Geologi. Tapir, Trondheim, 207 s.

- Pearce, J.A., 1975: Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. Tectonophysics, 25, 41-68.
- Pearce, J.A., 1980: Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites, In: Ophiolites. Proceeding, International Ophiolite Symposium, Cyprus 1979.
- Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett. 19, pp. 290-300.
- Pearce, J.A. and Gale, G.H., 1976: Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. In: Proc. Volcanic processes in ore genesis. The Inst. of Min.and Met., The Geol. Soc. of London.
- Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979: Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variation in Volcanic Rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 69, pp. 33-47.
- Rai, K.L., 1972: Geology and geochemistry of Caledonian massive sulphide deposit at Sulitjelma, Nordland, Norway. NORAD Res. Contrib.Inst. Geol., Oslo, 50 pp.
- Rai, K.L., 1977: A geochemical approach to the genesis of the Caledonian sulphide mineralization at Sulitjelma, Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 57, pp. 361-378.
- Rai, K.L., 1978: Micromineralogy and geochemistry of sphalerites from Sulitjelma mining district, Norway. NGT, Vol. 58, pp. 17-31.
- Ramdohr, P., 1938: Antomonreiche parageneses von Jakobsbakken bei Sulitjelma. Norsk Geol. Tidsskr., 18, 275-289.
- Ramsay, J.G., 1967: Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill Book Company. 568 p.

Reinsbakken, A., 1980: Geology of the Skorovass Mine; a volcanogenic massive sulphide deposit in the Central Norwegian Caledonides. Norges geol. Unders. 360, pp. 123-154.

Rekstad, J., 1917: Fjeldstrøket Fauske-Junkerdalen. NGU Nr.81.

Reymer, A.P.S., 1979, Unpublished thesis, Univ. Leiden, 123pp.

Reymer, A.P.S., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.Th. and Verschure, R.H.,1980: A note on Rb-Sr whole-rock ages in the Seve Nappe of the central Scandinavian Caledonides. Norsk Geol. Tidsskr., Vol.60, pp.139-147.

Ruthland, R.W.R. & Nicholson, R., 1965: Tectonics of the Caledonides of part of Nordland, Norway. Quart. J. geol. Soc. Lond., 121, 73-109.

Råheim, A., 1977: A Rb/Sr study of the rocks of the Surnadal syncline. Norges Geol. Tidsskr., 57, pp. 193-204.

Råheim, A., Gale, G.H. and Roberts, D., 1979: Rb, Sr ages of basement gneisses and supracrustal rocks of the Grong area, Nord-Trøndelag, Norway. Norges Geol. Unders. 354, pp.131-142.

Saltikoff, B., Honkamo, M. and Kallio, P., 1976: BASIC computer programs for petrochemical calculations. Report of investigation No. 13, Geol. Survey of Finland.

Sangster, D.F., 1980: Quantitative characteristics of volcanogenic massive sulphide deposits. 1. Metal content and size distribution of massive sulphide deposits in volcanic centers. CIM Bull., V.73 (814), p.74-81.

Saunders, A.D., Tarney, J., Stern, C.R. and Dalziel, I.W.D., 1979: Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. Geol. Soc. of Am. Bull., Part I, V. 90, pp. 237-258.

Sinding-Larsen, R. and Vokes, F.M., 1978:The Use of Deposit Modeling in the Assessment of Potential Resources as Exemplified by Caledonian Stratabound Sulphide Deposits. Mathematical Geology, Vol. 10, No. 5, p. 565-579.

Sjøgren,Hj.,1893: Om Sulitelma grufor i Norge. Geol. För.Förh. B. 15. Stockholm.

Sjøgren,Hj.,1894: Om Sulitelmakisenes geologi. GFF,Bind 16.

Sjøgren,Hj.,1895: Nya bidrag till Sulitelmakisernes geologi. GFF,B. 17.

Sjøgren,Hj.,1896: Om Sulitelmaområdets bergarter og tektonik. GFF,B. 18

Sjøgren, Hj., 1900a: Ofversigt af Sulitelmaområdets geologi. Geol. För. Förh., B.22, Stockholm.

Sjøgren, Hj., 1900b: En krintfynd vid Sulitelma. Geol. För. Förh., B.22, Stockholm.

Spooner, E.T.C.,1977: Hydrodynamic model for the origin of the ophiolitic cupriferous pyrite ore deposits of Cyprus. - In: Proc. Volcanic processes in ore genesis.The Inst. of

Min. and Met., The Geol. Soc. of London.

352

Stanton, R.L., 1972: Ore Petrology. McGraw-Hill Book Company, 713 p.

Stanton, R.L. and Ramsay, W.R.H., 1980: Exhalative ores, volcanic loss, and the problem of the island arc calcalkaline series; a review and an hypothesis. Norges geol. Unders.,360,pp.9-57.

Stelzner,A.W.,1891: Die Sulitelma-gruben im nördlicher Norwegen. Freiberg in Sachsen.

Stephens, M.B., 1980: Spilitization, element release and formation of massive sulphides in the Stekenjokk volcanites, central Swedish Caledonides. Norges geol. Unders. 360, pp. 159-193.

Stephens, M.B., 1981: Stratabound sulphides in the Scandinavian Caledonides - review of recent results (Abs.). In: Proc. Caledonian-Appalachian Stratabound Sulphides. Univ. of Strathclyde, Glasgow, Scotland.

Steenken, W.F., 1957: Geology and petrology of the region south of Russånes, Saltdal, Norway. Medet. Geol. Inst. Univ., Amsterdam, p. 244.

Streckeisen, A.L., 1974: Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks. Geol.Rund., 63, 773-786.

Sturt, B.A., Thon, A. og Furnes, H., 1979: The Karmøy ophiolite, Southwest Norway. Geology, V.7, p. 316-320.

Søvegjarto, U., 1977: Kaledonske jernmalmer i Nordland. I "Kaledonske malmforekomster", Malmgeologisk symposium, Trondheim, BVLI, 1977.

Søyland Hansen, T., 1980: Some guide-lines to ore in the Sulitjelma ore-field. NGU 360, p. 235.

Thompson, J.B. Jr., 1957: The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. Am. Miner.42, pp. 842-858.

Thompson, J.B., Jr., 1972: Oxides and sulfides in regional metamorphism of pelitic schists: Internat.Geol.Cong., Montreal, Proc., Sect. 10, p. 27-35.

Trøger, W.E., 1971: Optische bestimmung der gesteins-bildenen minerale. 4. aufl. E. Scweizerbart"sche Verlagsbuchhandlung.

Turekian,K.K. and Wedepohl,K.H.,1961: Distribution of the Elements in some Major Units of the Earth's Crust. Bull.Geol.Soc. Amer. 72, 172-202.

Turner, F.J., 1968: Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspects. McGraw-Hill Book Company, p. 403.

Tørnebohm, A.E., 1896: Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Kgl. Svenska Vit.Akad. Handlingar 28, Stockholm.

Vinogradov, A.P., 1962: The average content of chemical elements in the chief types of igneous rocks of the crust of the Earth-Geochemistry 7, pp. 555-571.

Vogt, J.H.L., 1890: Salten og Ranen. NGU Nr. 3.

Vogt,J.H.L.,1894: Uber die Kieslagerstätten vom Typus Röros'

Vogt,J.H.L.,1894: Uber die Kieslagerstätten vom Typus Röros' Vigsnäs,Sulitelma in Norwegen und Rammelsberg in Deutschland. Zeitschr. für prakt.Geol.

Vogt,J.H.L.,1899: Sulitelma kis- og kobbermalmfelt.Kristiania.

Vogt, Th., 1927: Sulitjelmafeltets Geologi og Petrografi. Norges Geol. Unders. 121, 560 pp.

Vogt, Th., 1935: Origin of the Injected Pyrite Deposits. NTH, Avhandlinger.

Vogt, Th., 1944: Fjellkjedens flytestrukturer og malmforekomstene. Det Kg. Norske Vidensk. Selsk. Forh., 17B, 118–121.

Vokes, F.M., 1976: Caledonian massive sulphide deposits in Scandinavia; As comparative review. In Wolf, K.H., Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier.

Wedepohl,K.H.,1978: Handbook of Geochemistry - 3,56-E-1, Barium. - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

Wilson, M.R., 1968: An investigation of the supposed nappe structure of the north side of Langvann, Sulitjelma, North-Norway. Upubl. Ph.D. avhandling. Univ. of Manchester.

Wilson, M.R., 1971: The timing of orogenic activity in the Bodø-Sulitjelma tract. NGU 269, pp. 184-190.

Wilson, M.R., 1972a: Excess radiogenic argon in metamorphic amphiboles and biotites from the Sulitjelma region, Central Norwegian Caledonides. Earth Planet. Sci. Lett. 14, pp.403-412.

Wilson, M.R., 1972b: Strain determination using rotational porphyroblasts, Sulitjelma, Norway. Journ. of Geol., Vol. 80, pp. 421-431.

Wilson, M.R., 1972c: A preliminary account of geochronological investigations in the Scandinavian caledonides between 66°N and 68°N. ZWO Laboratorium voor Isotopen-Geologie, Progress report. Dec. 1972.

Wilson, M.R., 1973: The geological setting of the Sulitjelma ore bodies, Central Norwegian Caledonides. Econ. Geol. 68, pp. 307-316.

Wilson, M.R. and Nicholson, R., 1973: The structural setting and geochronology of basal granitic gneisses in the Caledonides of part of Nordland, Norway. Journ. geol. Soc. London 129, pp. 365-387.

Winkler, H.G.F., 1967: Petrogenesis of metamorphic rocks, 1st edn. New York: Springer-Verlag.

Winkler, H.G.F., 1976: Petrogenesis of metamorphic rocks, 4th edn. New York: Springer-Verlag.



.

No.

•



Geologisk blotningskart over Bursimarka. Kartet danner en liten tilleggsbit til hovedkartet,i bilag 3, i det nordvestre hjørne. For tegnforklaring henvises til hovedkartet.




















