

HØVEDFAGSOPPGAVE

I

MINERALOGI OG PETROGRAFI

UNIVERSITETET I OSLO

VÅRSEMESTERET 1971

EN GEOLOGISK OG PETROGRAFISK UNDERSØKELSE
MED MALMGEOLOGISKE BETRAKTNINGER
I OMRADET BERKÅK - SØKNEDAL, SØR - TRØNDELAG

AV

PER AKSEL LINDBERG

FORORD.

Materialet til denne oppgaven er hovedsaklig inn - samlet somrene 1967, 1968 og 1969. Fra områdets NO - lige deler er materialet innsamlet under arbeid for "Røros - prosjektet" sommeren 1970. Bearbeidelsen har i sin helhet foregått på Institutt for Geologi, Oslo.

Jeg vil rette en spesiell takk til min hovedfags - veileder professor J.A.W.Bugge for inspirerende veiledning både i felt og på instituttet og for tillatelse til å benytte materiale innsamlet for "Rørosprosjektet" i det foreliggende arbeide.

Videre vil jeg takke alle ansatte og studiekamerater ved Institutt for Geologi som har bidratt med nyttige råd og vink. En spesiell takk vil jeg rette til de som nylig har arbeidet og arbeider med lignende problemer i Trondheims - feltet. Det nære samarbeid har vært til stor hjelp.

Jeg vil takke Norges Geologiske Undersøkelse for økonomisk bistand og for å ha stillet materiale fra Berg - arkivet til min disposisjon.

Killingdal Grubeselskab A/S, ved direktør J.J.Lange, har bidratt med økonomisk støtte, og bergingenior Snemo og stiger I.Aune har med stor velvilje hjulpet og assistert meg under mine opphold på Undal. Jeg takker alle for hjelpen.

Til slutt vil jeg takke min kone, Karen-Elisabeth, for all hjelp og oppmuntring i studietiden.

Oslo, mars 1971


Per Aksel Lindberg

INNHALDSFORTEGNELSE.

Forord.....	V
Innholdsfortegnelse	VI
Fortegnelse over illustrasjoner	IX
Fortegnelse over tabeller	X
Fortegnelse over vedlegg	X

KAP. I: INNLEDNING

Feltets geografiske beliggenhet	11
Topografiske og geomorfologiske forhold	11
Arbeidets hensikt	13
Arbeidsmetoder og hjelpemidler	13
Tidligere arbeider	15
Generell geologisk oversikt	17

KAP. II: PETROGRAFI

HEVERTJØNN FORMASJONEN	19
Feltgeologiske iakttagelser	19
Putelava	19
Massiv grønnsten	22
Pyroklastiske bergarter	22
Lapilli tuff	22
Tuff	23
Agglomerat	23
Metasedimenter	24
Sure vulkanitter	24
Mineralsammensetning og struktur	25
Lavabergartene	25
Metasedimentene	26
De sure vulkanitter	27
Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø	30
BUVANN FORMASJONEN	32
Feltgeologiske iakttagelser	32
Mørk bituminøs skifer	33
Båndet kvartsitt	34
Fyllitt - sandstens leddet	35

Sandstener	35
Fyllittene	36
Mineralsammensetning og struktur	37
Mørke bituminose skifere	37
Båndete kvartsitter	37
Fyllitt - sandstens leddet	38
De fyllittiske skifere	38
Sandstenene	39
De sandige skifere	40
Den grovkornede sandstensbenken	40
Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø	41
UNDAL FORMASJONEN	43
Feltgeologiske iakttagelser	43
De basiske vulkanitter	43
Mørk bituminøs skifer	44
Mørk kisholdig kvartsitt	44
Mineralsammensetning og struktur	45
De basiske vulkanitter	45
Den mørke bituminose skiferen	47
Mørke kisholdige kvartsitter	47
Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø	48
SKAUMSJO FORMASJONEN	49
Feltgeologiske iakttagelser	49
Mineralsammensetning og struktur	49
Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø	50
STAVILLA FORMASJONEN	51
Feltgeologiske iakttagelser	51
Mineralsammensetning og struktur	51
Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø	53
KALEDONSKE INTRUSIVDERGARTER	54
Ia: Grovkornet trondhemitt ved Skaumsjøen ...	54
Mineralsammensetning og struktur	54
Ib: Trondhemitt - porfyritt	56
Mineralsammensetning og struktur	56
Ic: Trondhemitt - aplitt	57
Mineralsammensetning og struktur	57

VIII

II: Middelskornet metagabbro	58
Mineralsammensetning og struktur	58

KARAKTERISTISKE MINERALPARAGENESER

OG METAMORFE FACIES	61
Konklusjon	65

KAP. III: TEKTONIKK

STRATIGRAFI OG KORRELASJON	66
Konklusjon	69
STRUKTURELLE DATA OG IAKTTAGELSER	70
Planstrukturer	70
Bånding	70
Akseplanskiffrighet	70
Sprekker	72
Lineære strukturer	72
Første sett lineære strukturer	72
Annet sett lineære strukturer	72
Folder og foldestil	72
Første foldefase	72
Annen foldefase	74
Analyse av strukturelle data	76
Konklusjon	79

KAP. IV: MALNGEOLOGI

UNDAL GRUVE	81
Historisk oversikt	81
Produksjonsdata og gehalter	82
Malmlegemets form og dimensjoner	83
Malmens mineralogi	84
ØVRIGE "GRUVER" OG SKJERP	87
DISKUSJON AV MALMENS GENESE	90
Konklusjon	93

SAMMENDRAG	94
------------------	----

LITERATURENHENVISNINGER	96
-------------------------------	----

FORTEGNELSE OVER ILLUSSTRASJONER.

Fig. 1:	Oversiktskart over Trondheimsfeltet.....	12
Fig. 2:	Foto. Veiskjæring med utvitrede puter	20
Fig. 3:	Foto. Presset pute med blørerom	21
Fig. 4:	Putelava m. puter i finskifrig klorittisk materiale	21
Fig. 5:	Foto. Lapilli-tuff m. elongerte fragmenter	23
Fig. 6:	Foto. Agglomerat. Fragmenter av grønnsten	24
Fig. 7:	Foto. Båndet kvartsitt	34
Fig. 8:	Foto. Folder i båndet kvartsitt	34
Fig. 9:	Foto. Fold i sandsten. Euvann formasjonen	35
Fig. 10:	Foto. Lagning og sekundær skiffrighet i fyllitt ...	36
Fig. 11:	Foto. Klastisk korn i grov sandsten	41
Fig. 12:	Foto. Putelava med flattryste puter	44
Fig. 13:	Foto. Sonarbygget plag. i trondhemitt	55
Fig. 14:	Foto. Ganger av trondhemitt i fyllitt	57
Fig. 15:	Foto. Rester av primær pyroksen i amfibol	59
Fig. 16:	Oversiktskart over det undersøkte område med biotitt - isograden inntegnet	63
Fig. 17:	Skisse som viser relasjonene mellom s_1 , s_2 og s_3 ..	70
Fig. 18:	Foto. Paralellorientering av glimmerminerale	71
Fig. 19:	Foto. Mikrostrukturer i mørk fyllitt	71
Fig. 20:	Tegning av håndstykke som viser relasjoner mellom forskjellige planstrukturer	73
Fig. 21:	Foto. Similar - fold i båndet kvartsitt	73
Fig. 22:	Foto. Konsentrisk fold i sandstenslag	74
Fig. 23:	Strukturkart over det undersøkte området	75
Fig. 24:	Stereodiagram, F_1 -akser og L_1 -lineasjoner	76
Fig. 25:	- " - , poler til s_2 - plan	77
Fig. 26:	- " - , F_2 -akser og L_2 -lineasjoner	77
Fig. 27:	Sprekkediagram	78
Fig. 28:	Tredimensjonal fremstilling av foldestilen og deformasjonen innen feltet	80
Fig. 29:	Snitt gjennom malmen, nivå 44	84
Fig. 30A	Sammensetningen av massivmalmen i Undal gruve medregnet gangart	86
Fig. 30B	Sammensetningen av massivmalmen uten gangart	86

FORTEGNELSE OVER TABELLER.

Tabell 1:	Analysen av basiske vulkanitter fra Hevertjønn formasjonen sammenlignet med analyser av grønnstener fra andre områder	28
Tabell 2:	Analysen av basiske vulkanitter fra Undal formasjonen sammenlignet med analyser av grønnstener fra andre områder	46
Tabell 3:	Oversikt over observerte mineral - parageneser i bergarter innen feltet	62
Tabell 4:	Lithostratigrafisk korrelasjon mellom forskjellige deler av Trondheimsfeltet	68
Tabell 5:	Symboler for strukturelementer i det undersøkte området	74
Tabell 6:	Oversikt over målte egenskaper hos ertsmineralene	86
Tabell 7:	Oversikt over skjerp innen det undersøkte området	88

FORTEGNELSE OVER VEDLEGG.

Plansje 1:	Geologisk kart over området Berkåk - Soknedal, Sør - Trøndelag fylke. Målestokk 1:50 000
Plansje 2:	Profil over de nordlige deler av det undersøkte område
Plansje 3:	Horisontal og vertikal projeksjoner av Undal gruve Målestokk 1:2000
Plansje 4:	Blokkdiagram over Undal gruve. Målestokk 1:1000
Plansje 5:	Blokkdiagram over sentraldelen av det undersøkte området. Målestokk 1:50 000

Totalt 5 vedlegg, alle innlagt i separat mappe
bakerst i oppgaven.

K A P. I: I N N L E D N I N G.

Feltets geografiske beliggenhet.

Det undersøkte område ligger i Sør - Trøndelag fylke, ca. 60 km. S for Trondheim, mellom $62^{\circ}45'$ - $63^{\circ}00'$ N og $9^{\circ}50'$ - $10^{\circ}25'$ Ø.

Feltet hører inn under Rennebu og Midtre Gauldal kommuner, og har et flateinnhold på ca. 550 km².

Geologisk sett ligger feltet i det sentrale, vestlige Trondheimsfeltet. (fig. 1)

De viktigste kommunikasjonsmidlene er Dovrebanen, med Berkåk stasjon sentralt beliggende i feltet, og europavei E 6 med forbindelse til Trondheim.

Toppografiske og geomorfologiske forhold.

En del av feltet, særlig i vest og nordvest, er snaufjell. Tregrensen ligger på ca. 700 m.o.h.. De høyeste toppene er Ramshopiken på 1173 m.o.h. og Risåsen med Kongsvarden på 1011 m.o.h.. I denne delen av feltet er vegetasjonen sparsom, og berggrunnen forholdsvis godt blottet.

Største delen av feltet ligger mellom 300 - 700 m.o.h.. Det er her en blanding av glissen furuskog og store myr-strekninger i de høyeste partiene, særlig i områdene øst for Skaumsjøen og nordvest for Dovrebanen.

I dalsenkningene, og særlig ned mot de kultiverte områder i de store dalførene, vokser kraftig granskog.

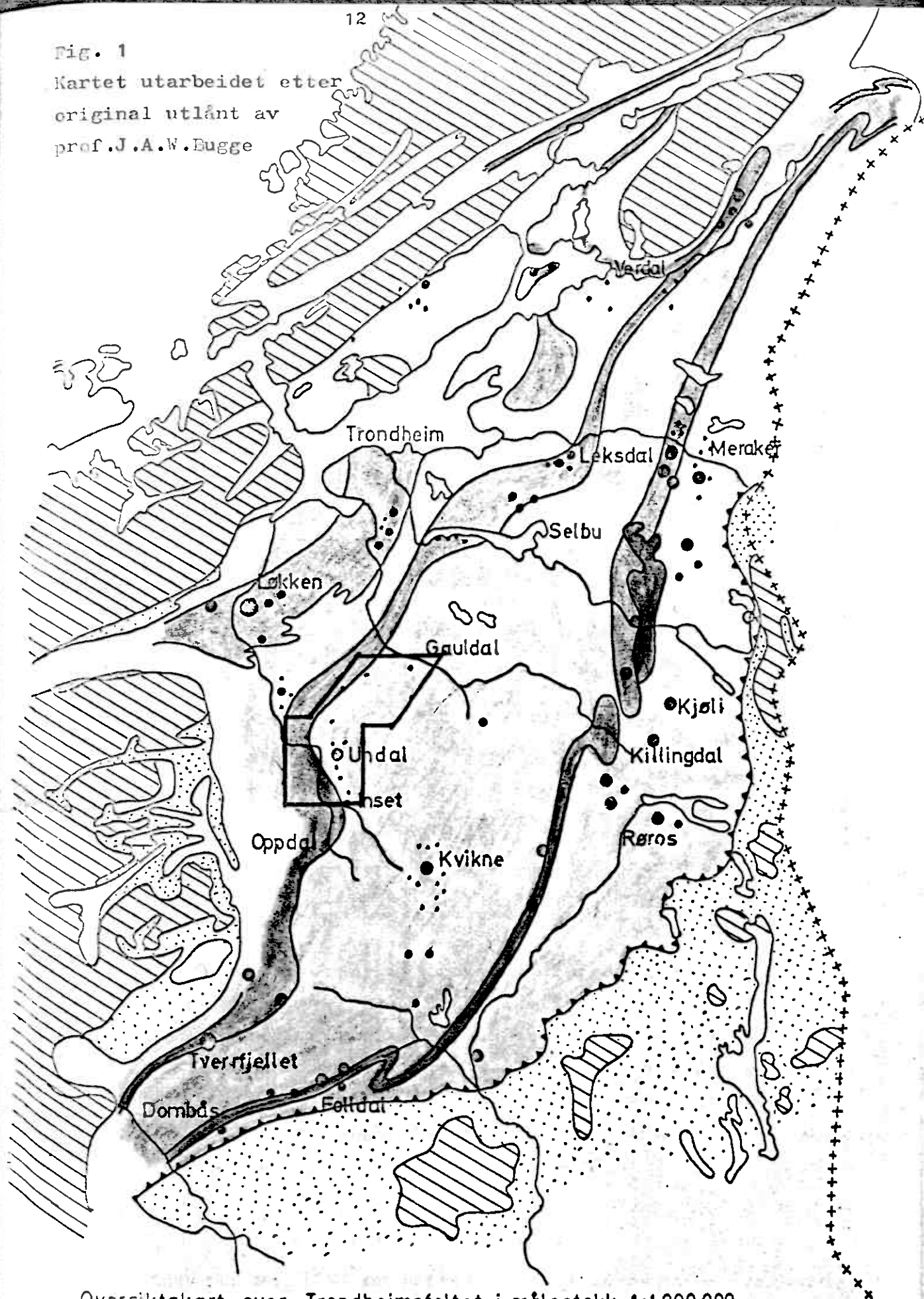
Tre større dalfører skiller seg ut. Sentralt i feltet går Orklas dalføre, først parallelt med Bergartenes hoved-strekretning nordover til Berkåk. Derfra skjærer den seg vest-over på tvers av stroket.

Soknas dalføre, som i sør er splittet opp i to mindre dalfører med elvene Stavilla og Ila, er hele tiden sub-parallell stroket, mens Haukas dalføre skjærer seg ned på tvers av strokretningen.

I alle tre dalfører, særlig i de øverste partier, har elvene flere steder erodert temmelig dype canyons.

Fig. 1

Kartet utarbeidet etter
original utlånt av
prof. J.A.W. Bugge



Oversiktskart over Trondheimsfeltet i målestokk 1:1 000 000
Det undersøkte område er rammet inn med rødt.
Viktige gruver og skjerp er avmerket med sorte punkter

Grunnfjell



Eokambrium



Gulagruppe



Støengruppe

U.Hovingr.
og yngre

Arbeidets hensikt.

Den primære oppgave har vært å løse de genetiske problemer i forbindelse med kismineraliseringen. I forbindelse med dette har det vært nødvendig å foreta en mer regional geologisk undersøkelse av de petrografiske, strukturgeologiske og stratigrafiske forhold.

Arbeidsmetoder og hjelpemidler.

Som kartgrunnlag er brukt de upubliserte kartblad Rennebu 1520 I og Budal 1620 IV i NGU's serie M 711, målestokk 1 : 50 000. Ekvidistansen på disse kartene er 20 m..

Det geologiske kart som følger oppgaven har innlagt standard UTM - rutenett for sone 32 (NATO - koordinater).

Under kartloggingen har jeg benyttet flyfotografier i målestokk ca. 1 : 35 000 og 1 : 6000.

Både kartblad Rennebu og kartblad Singsås (tilsvarende nytt kartblad Budal) foreligger i den serie med aeromagnetiske kart i målestokk 1 : 50 000 (kurveintervall 100 gamma) som NGU utga i 1957.

Geofysisk malmløting har utført elektromagnetiske bakke-målinger i et par mindre områder.

De foreliggende geofysiske data har i områder med sterk overdekking vært til stor hjelp ved sammenhengning av det geologiske kartet.

Ved mikroskopering av tynnslip er for det meste brukt Zeiss, "Standard Universal Pol". Til mikrofotografering er brukt Zeiss, "Photomikroskop Pol". Dette siste mikroskopet er også påmontert et mikrofotometer som har vært brukt til refleksivitetsmålinger i forbindelse med ertsmikroskoperingen.

Ertsmikroskoperingen har ellers vært utført med et Leitz, "Dialux Pol".

Hårdhetsmålinger av ertsmineraler har vært utført med en Leitz, "Durimet Pol" mikrohårdhetsmåler.

Aksevinkler (2V) er bestemt ved hjelp av universalbord, montert på en Leitz, "Dialux Pol".

Som referanselitteratur har jeg benyttet Troger(1959), Kerr(1959), Deer, Howie & Zussmann(1967), Ramdohr(1955) og Cameron(1961).

Ved modalanalyse av bergarter i tynnslip har jeg vanligvis talt 500 punkter.

Bergartsanalyser er utført med en Siemens, Sekvens Røntgen Spektrograf (SRS). Resultatene er gitt datamaskinell behandling på Universitetets regnemaskin "Control Data 3000" etter et program utarbeidet av Finn Erik Skaar.

Siemens røntgendifraktometer er brukt til identifikasjon av enkelte mineraler.

Ved inndeling av feltets suprakrustale enheter har jeg benyttet den rettleiding som er gitt av G. Henningsmoen (1955).

Klassifikasjon av eruptive og sedimentære bergarter er etter henholdsvis Streckeisen(1967) og Pettijohn(1957).

Tidligere arbeider.

Det er forholdsvis få geologiske arbeider som i noen særlig grad behandler det undersøkte område.

Naumann(1824) beskriver i korte trekk Oppdal - Inset massivet og bergartene i et veiprofil fra Inset til Nåverdal. Han har også et grovt kart som viser grense mellom "diabas", basiske vulkanitter og glimmerskifre samt plasseringen av Nyberget gruve ved Inset.

Strøm(1825) har en kortfattet beskrivelse av hoved - bergartene innen feltet med angivelse av et par veldefinerte grenser.

Helland(1873) gir en ganske inngående beskrivelse av kisleforekomster i Trondheimsfeltet. Både Undal, Nyberget og Kviknegruvene er omtalt. Arbeidet inneholder en rekke illustrerende profiler fra en del av gruvene, deriblant Undal og Nyberget. Helland er av den oppfatning at kisleforekomstene opprinnelig er sedimentære dannelser.

Kjerulf(1876) framstiller en rekke interessante profiler langs Orklas og Gaulas dalfører. Han omtaler "Gulaskifrene" og "Iglfjelds grønsten", og bemerker vanskelighetene med den sekundære skiffrighet i bergartene. Kjerulf sier (sitat): "Skivingens fulstendige uafhængighed af lagningen er et forhold, som har den største betydning ved alle spørgsmål om leier, lag og lagrekker, deres fald og magtighed."

Vidre henleder han oppmerksomheten på det fenomen at ertsforekomstene etter hans mening er knyttet til "eruptivernes linier".

Reusch(1890) beskriver noen lokaliteter langs jernbanelinjen ved Støren stasjon.

Tørnebo(1896) trekker opp retningslinjer for en inndeling av Trondheimsfeltet i geologiske enheter. De enkelte enheter er petrografisk beskrevet. Det vedlagte kart i målestokk 1:800 000 med tilhørende profiler inneholder en rekke detaljer som ikke er kommet med på senere publiserte kart.

J.H.L.Vogt(1899) beskriver flere forekomster langs den da prosjekterte Sell - Støren jernbane. Både Undal gruve, Nyberget gruve og flere skjerp blir ganske inngående beskrevet.

C.Bugge(1910) gir en grei og oversiktlig beskrivelse av de fleste bergarter innen det undersøkte område. Hans beskrivelser av de basiske vulkanitter og spesielt av pillow-lavaene er meget innstruktiv. I motsetning til Torneboen har han feiltolket stratigrafien.

C.W.Carstens(1920) beskriver et profil fra Jøldalshytta til Berkåk.

Th.Vogt(1940) nevner en tynn benk med effusiv grønnstein mellom Bones og Refset i Gauldalen.

C.Bugge(1954) postulerer en oppbygging av fjellkjeden med en sentral geantiklinal sone flankert av en rekke store liggende folder.

Strand(1960) behandler kort geologien i de sentrale og østlige deler av Trondheimsfeltet.

Wolff(1967) diskuterer stratigrafien og tektonikken i deler av Trondheimsfeltet, og har sammmentegnet et geologisk oversiktskart i målestokk 1 : 500 000.

Nilsen(1969/70 p.c.) gir opplysninger om geologien i Inset-Kvikne området.

GENERELL GEOLOGISK OVERSIKT.

Det undersøkte område ligger i sin helhet innenfor den Kaledonske fjellkjede, i den vestlige del av Trøndheimsfeltet.

De bergarter som finnes i feltet faller i to adskilte hovedgrupper, i vest et massiv med basiske og sure vulkanitter, i de sentrale og østlige deler hovedsaklig sedimenter.

I innen den vestlige gruppen av bergarter er det ikke foretatt noen videre oppdeling, mens det har vært naturlig å inndeile bergartstypene i de sentrale og østlige deler i fire formasjoner:

Vest- delen	<u>Hevertjønn formasjonen:</u> Grønne, basiske vulkanitter med innleirede metasedimenter av vekslende sammensetning	Støren- gruppe
	<u>Buvanns formasjonen:</u> Lyse og mørke fyllittiske skifere med grafittiske(alun?) skifre, sandstener, sandige skifre og båndete kvartsitter.	
Sentr- og øst- delen	<u>Undal formasjonen:</u> Grønne, basiske vulkanitter og svarte bituminose skifre. Mørk kvikholdig kvartsitt.	Gula- gruppe
	<u>Skaumsjø formasjonen:</u> Mørke fyllittiske skifere	
	<u>Stavilla formasjonen:</u> Kalkrike glimmerskifre og fyllitt- iske skifre.	

I denne stratigrafiske oversikten har jeg også (ytterst til høyre) ført inn betegnelsene som tradisjonelt er brukt på de bergartsgrupper jeg mener å kunne plassere bergartene innen feltet i.

Navnet Gula gruppe eller Gula skifer gruppe har vært benyttet først av Kjerulf(1871), siden av Tørnebohm(1876) med flere.

Bergartene tilhørende Gula gruppen har siden vært gruppert sammen med Roros skifrene og gitt navnet Roros gruppen.

Roros skifrenes stratigrafiske stilling er nå fastlagt som tilhørende Øvre Hovin gruppe, Wolff(1967), og det er naturlig som Strand(1960) og Wolff(1967) påpeker, å gå tilbake til navnet Gula gruppe som betegnelse på de bergarter som stratigrafisk befinner seg under Støren gruppen.

Feltet gjennomsettes av store mengder med sure og noen basiske intrusivbergarter. Disse er hovedsaklig konsentrert i de sentrale og østlige deler av feltet.

Gruvevirksomhet har gamle tradisjoner i distriktet, og det eksisterer en lang rekke større og mindre skjerp. Det er allikevel foreløpig bare Undal gruve som har økonomisk interesse.

K A P. II: P E T R O G R A F I

HEVERTJØNN FORMASJONEN.

Formasjonen består vesentlig av grønne basiske vulkanitter med mindre mengder av lyse sure keratofyrlignende bergarter. Enkelte steder opptrer det sedimenter innleiret i de vulkanske avsetningene.

Formasjonen har fått sitt navn etter Hevertjønn som ligger i det sørvestre hjørnet av feltet. I området rundt dette vannet er de fleste bergarter innen denne formasjonen godt utviklet.

Feltgeologiske iakttagelser.

Gode blottninger er lett tilgjengelige i veiskjæringer på begge sider av Orkla fra bunnen av bakkene vest for Berkåk, og videre vestover mot Rennebu kirke. En rekke fine skjæringer finnes også sørover langs E 6 og Dovrebanen fra Toset til Ulsberg.

De grønne basiske vulkanittene som jeg velger å kalle grønnstener, består av en stadig vekslning mellom fine, tynnlaminerte grønne skifre, som antagelig er tuffer, og mer massive lavabenker til dels utviklet som nydelige putelavaer.

Det er naturlig å dele disse grønnstenene inn i to hovedgrupper: Lavabergarter og pyroklastiske bergarter. Lavabergartene består igjen av to typer: Putelava og massiv grønnsten.

Putelava finnes særlig godt utviklet i veiskjæringer i Orkdalen ved Bergsbu, og i skråningene fra Nerigardsvannet og opp mot Iglfjellet. (fig. 2)

Bergartene fra disse lokalitetene er inngående beskrevet av C. Bugge (1910). På Bugges kart fra 1910 er avmerket områder med det han kaller "variolittisk diabas". Etter beskrivelsene ville det med den nuværende terminologi være naturlig å klassifisere bergartene innenfor disse områdene som putelava.

I tillegg til de områder som er avmerket på C. Bugges kart, har jeg funnet putelava en rekke andre steder i feltet.



Fig.2 Veiskjæring ved gården Flå. Tydelige merker i fjellveggen etter utvitrede puter.

Over alt har putene, som beskrevet av C.Bugge(1910), en flatpresset, elipsoidal fasong med en mengde små hulrom langs kanten. Disse må antas å være blærerom. Det har ikke vært mulig å komme fram til en entydig bestemmelse av opp/ned på basis av blærerommene (fig. 3).

Putenes størrelse varierer fra 20 - 30 cm. og opp til 1 m. målt langs lengste akse. Gjennomsnittet for de lokaliteter jeg har besøkt ligger på ca. 50 cm.

Mellomrommet mellom putene er i de fleste tilfelle fylt med en finskifrig klorittisk masse (fig. 4).

Oppbyggingen av putene stemmer overens med de beskrivelser som er gitt av C.Bugge(1910), Th.Vøgt(1945) og H.Carstens(1955a):

En finkornig sentral del som er omgitt av et 3 - 5 cm. tykt lag med epidot som det dominerende mørke mineral. Ytterst er det et 1 - 3 mm. tykt lag av klorittisk materiale.



Fig.3 Presset pute med blærerom langs kanten. Fra putelava ca. 1 km. NV for Nerigardsvatnet. Legg merke til den begynnende utvitring av putens sentrale deler.



Fig.4 Putelava med puter liggende i et finskifrig klorittisk materiale. Lokaltet nær toppen av Iglfjell.

Massiv grønnsten. Denne bergarten er for det beste meget finkornet, ofte så finkornet at en skikkelig bestemmelse av mineralsammensetningen er meget vanskelig. Bergarten er også i mange tilfelle fullstendig strukturlos uten tegn til hverken skiffrighet, benluning eller bånding. Det er ikke alltid mulig å avgjøre hvorvidt de opprinnelig var lavaer eller tuffer.

T.Torske(1965) peker på den antagelse som er gjort i mange tidligere arbeider i Trondheimsfeltet; at alle skiffrige varianter av grønnsten skulle være tuffer, og at et lignende resonnement da naturlig ville lede til at alle massive, finkornige grønnstener skulle være lavaer. Han sier videre (sitat): "This structural criterion seems to carry little evidential force unless sustained by evidence of the mineral composition or inherited diagnostic textural features."

Der hvor jeg i mikroskopet har kunnet registrere en blastofittisk tekstur og/eller flytestrukturer som jo indikerer at det opprinnelig må ha vært en stivnet bergartsmelte, har jeg regnet bergarten for å være en metamorfosert lava.

Pyroklastiske bergarter. Innen grønnstenen forekommer det tre varianter. Det er tuff, lapilli-tuff og aglomerater.

De tre typene av pyroklastisk materiale forekommer i de fleste tilfelle sammen, ofte i rask veksling, slik at et lag med lapilli-tuff umiddelbart følges av 2 - 3 m. mektige lag av henholdsvis finkornet grønn tuff og skarpkantet agglomeratmateriale.

Lapilli-tuff er hovedsaklig funnet i de nedre nivåer innen Hevertjonn formasjonen. Gode blotninger finnes særlig i veiskjæringer langs E 6 ca 1 km. S for Tosetberg gård.

Bergarten består av eliptisk elongerte pyroklastiske fragmenter i en finkornig grunnmasse av grønnstenslignende karakter. Fragmentenes størrelse, målt langs midlere akse, ligger på fra 1 - 6 cm. Akseforholdet hos de elongerte lapillifragmentene er som 1:2:6. Elongasjonen danner en linjestruktur med fall mot SO.(fig. 5)

Flere steder forekommer en alternering av lapillirike lag med finkornede tufflag. Lagene kan være fra ca. 50 cm. og opp til 3 - 4 m. mektige.

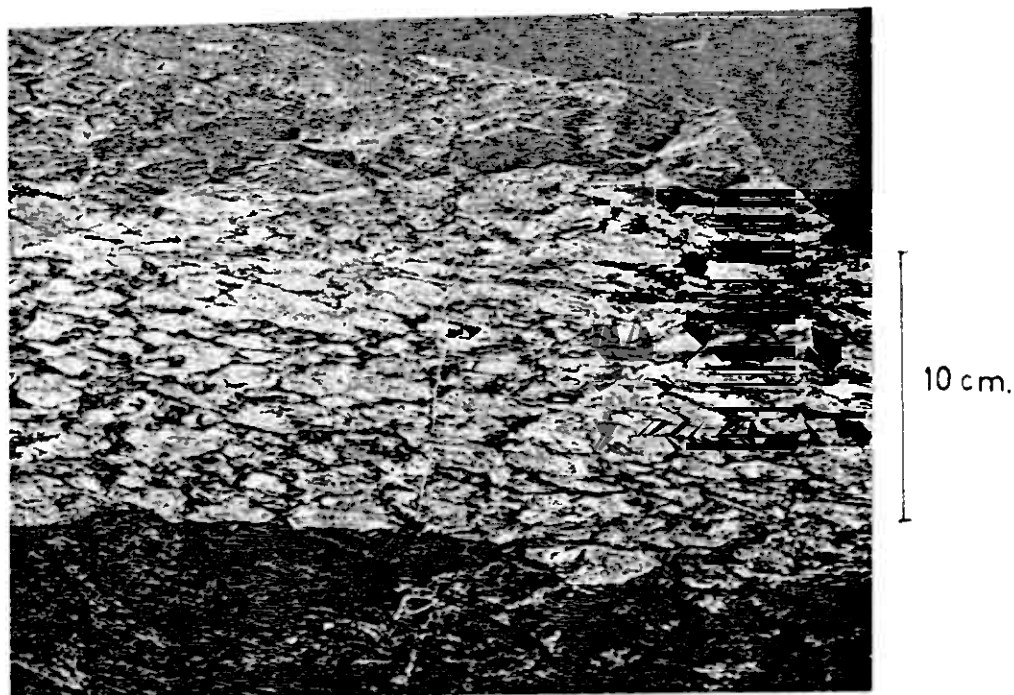


Fig.5 Lapilli-tuff med tydelig elongasjon av fragmentene.
Fra lokalitet ca. 1 km. S for Tosetberg gård.

Tuff finnes som allerede nevnt assosiert med lapilli - tuff, dessuten også flere andre steder innen Hevertjønn formasjonen. Bergarten er finkornet, skifrig ofte laminert. Mange steder er skifrichetsflatene tett besatt med 2 - 3 mm. store pyrittkrystaller.

Agglomerat er funnet i nær kontakt med både lapillituff og tuff. Gode blotninger kan studeres langs E 6 litt N for Løften lok.506,610.

Bergarten består av kantede fragmenter av massiv grønnsten i en tett grønn grunnmasse. Fragmentene er fullstendig usortert, og det er ikke mulig å iaktta noen form for lagning. Størrelsen på fragmentene er svært variert, fra 3 - 4 cm. og opp til 70 cm. målt langs lengste akse (se fig.6 neste side)

To steder innen formasjonen er det forekomster av klebersten. Det er lok.497,633 ved Bratset gård og lok.478,692 litt N for Flåsetran'.

Forekomsten ved Bratset har vært drevet en del av bondene i omegnen, men den er av for dårlig kvalitet til å være av noen særlig verdi.

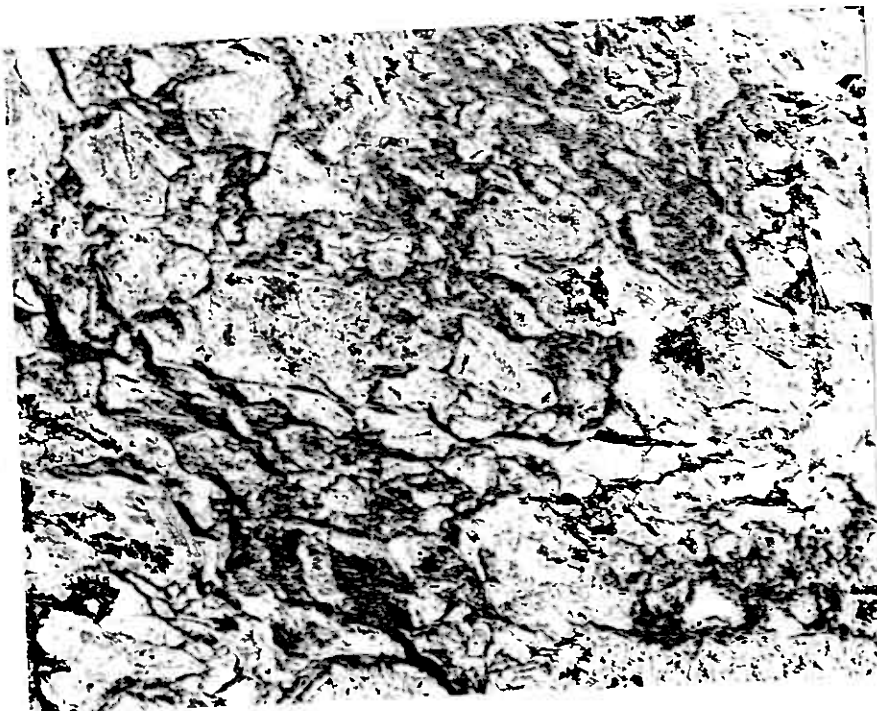


Fig.6 Agglomerat med kantede fragmenter av massiv grønnsten i finkornig grunnmasse. Lok.506,610.

Metasedimenter: Tre steder innen Hevertjønn formasjonen er det funnet små mektigheter med metasedimenter. Disse består av en blanding av mørk, finlaminert, fylittisk skifer med innleirede lyse kvartsrike bånd.

Beliggenheten av de tre lokalitetene indikerer at metasedimentene er avsatt omtrent samtidig i isolerte bassenger.

Sure vulkanitter: Denne betegnelse omfatter alle de fin-kornede eller porfyriske bergarter med albitt og kvarts som hovedmineraler.

Bergarter av denne type er funnet utelukkende i Hevertjønn formasjonenes vestlige deler, rundt Hevertjønn og Ryphø.

Det er ikke iaktatt noen intrusive kontakter, og sammen med bergartenes store utstrekning i strøkretningen, synes dette å indikere en ekstrusiv opprinnelse. Det har falt naturlig å benytte betegnelse; kvartskeratofyr og porfyrisk kvarts-keratofyr på de to bergartsvariantene.

Lignende bergarter er beskrevet fra flere andre steder i Trondheimsfeltet (Th.Vogt 1945, H.Carstens 1960)

Mineralsammensetning og struktur.

Den mineralogiske beskrivelse av Hevertjønn formasjonen faller naturlig i fire adskilte deler:

- Lavabergartene
- Pyroklastiske bergarter
- Metasedimenter
- Sure vulkanitter

Lavabergarter: Her behandles putelava og massiv grønnsten under ett da mineralsammensetningen stort sett er den samme. Mineralinnholdet er: Albitt, kloritt, ⁺ epidot/klinozoisitt, ⁺ amfibol, karbonat, ⁺ kvarts, lys glimmer(sericitt), ⁺ biotitt, pyritt og aksesorier. Biotitt opptrer kun i små mengder i noen få preparater.

Strukturen er finkornig nematoblastisk - lepidoblastisk.

Plagioklas er utviklet som små xenoblastiske korn. Polysyntetisk tvilling er skjelden. Minerallet er bestemt på U-bord (Slemmons 1962) til å være en albitt, An 6 - 7. Mineralkornene er ofte sterkt sericittisert.

Amfibol forekommer i varierende mengde i slipene. Kornene er tavleformige. Minerallet har svakt grønnlig egenfarge. Pleokroismen er svak: X = gulgrønn Y = lys grønn Z = blågrønn.

c/Z varierer mellom 10 - 15°. Målinger av $2V_x$ gir variasjoner mellom 83 - 78°. Dataene synes å passe for en aktinolit.

Kloritt: Pleokroismen er svak: Z = nesten fargeløs $X \sim Y$ = svakt gulgrønn. Minerallet har anomalt blå interferensfarger (Berliner blå) og tilnærmet rett utslukking. Antagelig er dette en pennin.

Klinozoisitt: Minerallet er fargeløst og uten pleokroisme. Det har rett utslukking og er optisk (+).

Epidot: Fargeløst til svakt gulfarget mineral som har meget svak pleokroisme. Utslukkingen er rett. Minerallet er optisk (-). Interferensfargene er av 2. orden.

Lys glimmer (sericit): Mineraliet er fargeløst og uten pleokroisme. $2V_x$ er ca. $30 - 40^\circ$. Forekommer serlig som omvandlingsprodukt i plagioklasen.

Biotitt forekommer som rester inne i større kloritt-korn. Pleokroisme: X = svakt gullig, Y $\wedge$ Z = rød-brun/brun. $2V_x$ er liten.

Karbonat opptrer som xenoblastiske korn med pent utviklede tvillingstriper.

På grunn av bergartens ekstreme finkornethet er det vanskelig å få pålitelige modalanalyser. Følgende antas allikevel å representere et gjennomsnitt for lavabergartene:

Epidot/klinozoisitt	35%
Amfibol	25%
Kloritt	20%
Albitt+litt kvarts	10%
Karbonat+aksesorier	10%

De pyroklastiske bergarter har i grove trekk samme mineralogiske sammensetning som lavabergartene. Matriks i lapillituffene og agglomeratet består av en meget finkornet masse av albitt, epidot/klinozoisitt, kloritt og $\pm$ biotitt.

Fragmentene består av lavabergarter og har følgelig samme mineralsammensetning og struktur som beskrevet for lavabergartene. De enkelte mineralers optiske sentrekk er beskrevet i det foregående.

Metasedimentene skiller seg klart ut fra vulkanittene.

Strukturen er lepidoblastisk i de fyltistiske partier, granoblastisk i de mer kvartsrike.

Mineralinnholdet er følgende: Kvarts, lys glimmer, kloritt, $\pm$ biotitt, albitt, bituminøs substans.

Kvarts: Mineraliet har sterkt undulerende utslukking. Det opptrer mest som xenoblastiske korn.

Lys glimmer: Mineraliet er uten egenfarge og pleokroisme. $2V_x$ er middels $30 - 40^\circ$. Opptrer mest som parallellorienterte flak, ofte bøyde eller brukket.

Kloritt: Mineraliet har de samme kjennetegn som beskrevet for kloritten i lavabergartene.

Biotitt forekommer også her som rester innesluttet i større klorittkorn.

De sure vulkanitter innen Hevertjønn formasjonen er som tidligere nevnt av to typer. Den ene er lys, finkornet til tett kvartskeratofyr og den andre en porfyrisk kvartskeratofyr med lys finkornet grunnmasse.

Den finkornede varianten har samme mineralogiske sammensetning som grunnmassen i den porfyriske.

Forholdet mellom fenokrystaller og grunnmasse varierer kraftig. Så godt som alle overganger mellom porfyrfri og maksimalt innhold av fenokrystaller finnes representert.

Fenokrystallene er kvarts og albitt. Kvartsen har en svakt blåaktig fargetone.

Strukturen er finkornet granoblastisk til blastoporfyrisk. Mineralsammensetningen er følgende: Kvarts, Albitt, lys glimmer, kloritt, aksekorier. En modalanalyse av bergarten viser:

Albitt	50%
Kvarts	30%
Lys glimmer	7%
Kloritt	8%
Aksekorier	5%

De enkelte mineralers kjennetegn er:

Albitt: Kornene er anhedralt utviklet, ofte noe sericittisert. Godt utviklede tvillinger er sjeldne og i de fleste tilfelle skilles mineralet bare fra kvartsen ved forskjellen i relieff. Mineralet er bestemt på U-bord (Slemmons 1962) til en albitt, An 7 - 8.

Lys glimmer: Mineralet er fargeløst og uten pleokroisme. $2V_x$ ligger mellom 30 - 40°.

Kloritt: Pleokroismen er svak: Z = nesten fargeløs XwY = svakt gulgrønn. Mineralet viser anomalt blå interferensfarger (Berliner blå). Utslukkingen er tilnærmet rett. Det antas å være en pennin.

Det kan være av interesse å se på to røntgenanalyser som er utført på grønnsteinene fra Hevertjønn formasjonen.

Analysene er beheftet med en til dels stor feilprosent i innholdet av Al_2O_3 da det foreløpig ikke har lyktes å oppnå en tilstrekkelig grad av korrelasjon for standardkurven. Utslagene er særlig store for innhold av Al_2O_3 på over 15 - 16%.

Standardkurvene beregnes av datamaskin på grunnlag av verdier fra 5 - 11 internasjonale bergartsstandarder.

For de andre elementene ligger korrelasjonskoeffisienten for standardkurven i alle tilfelle på 0,98 eller høyere. Resten av analyseresultatene gir derfor en ganske god indikasjon på bergartens sammensetning.

I tabell 1 nedenfor er en oversikt over analyseresultatene sammenlignet med analyser av tilsvarende bergarter fra andre områder.

Tabell 1

Analyse nr.

Vekt%	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,35	47,73	48,50	55,85	46,90	46,50	46,77
MgO	7,41	7,31	7,12	3,48	3,20	7,44	6,82
Al_2O_3	24,18	21,92	15,00	15,33	19,78	14,50	14,65
CaO	13,59	13,06	9,44	2,93	4,18	14,19	12,42
K_2O	0,08	0,09	0,51	0,61	1,92	0,08	1,07
Na_2O	1,81	1,99	2,65	6,49	4,93	0,79	2,59
MnO	0,15	0,20	0,11	0,14	0,01	0,16	0,15
Fe_2O_3	11,09	12,10	12,77	11,87	11,58	10,62	11,65
Ti_2O_3	1,78	1,85	2,05	1,20	1,75	1,83	3,00
P_2O_5	0,28	0,20	0,21	0,05	0,01	0,23	0,37
SrO	0,05	0,01	-	-	-	-	-
Volat.	1,24	0,91	2,52	2,44	8,07	7,16	0,51
Sum	109,01	107,37	100,02	99,95	102,33	100,13	100,00

Prove 1: Området Berkåk-Soknedal lok.(485,695), Massiv grønnsten

Prove 2: "- lok.(450,585), "- "

Prove 3: Jotunheimen, Elliot&Cowan 1966, Skifrig amfibolitt

Prove 4: Gjersvik, Grognfeltet, Strand 1956, Grønnsten

Prove 5: Unkervann, Helgeland, Strand 1958, Grønnskeer

Prove 6: Blåsjøområdet, Nilsson 1964, Alkalifattig grønnsten

Prove 7: Gjennomsnitt for effusiv alkali-basalt, Barth 1962

Tabellen viser at det er ganske god overensstemmelse mellom analyser av de basiske vulkanittene fra Hevertjønn formasjonen og analyser både av grønnsten fra andre områder og gjennomsnitt for alkaliske basalter.

I likhet med typiske grønnstener har også de basiske vulkanitter fra Hevertjønn formasjonen et relativt høyt innhold av Na i forhold til K. Som nevnt er det også sikre tegn på at store deler av vulkanismen har vært subaquatisk.

Etter Barth (1962, s.218) skulle derfor Hevertjønn formasjonens basiske vulkanitter kunne karakteriseres som spilittiske lavaer.

Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø.

Flere observasjoner indikerer en invertert lagstilling innen det undersøkte område. Dette vil bli diskutert i kapitlet om tektonikk. På det nåværende tidspunkt vil det forenkle fremstillingen om vi bare antar at dette er tilfelle.

De pyroklastiske bergartene opptrer særlig i to horisonter. Den ene ikke langt fra grensen mot den tektonisk overliggende Buvann formasjonen, den andre i de sentrale deler av Hevertjønn formasjonen, særlig i skriningene opp mot Iglfjell.

Ingen av horisontene lar seg følge kontinuerlig i storkretningen. Det synes likevel som om de to horisonter representerer bestemte stratigrafiske nivåer. På bakgrunn av dette kan det settes opp en slags stratigrafi innen vulkanittene:

Putelava
Ovre pyroklastiske horisont
Putelava i veksling med
massiv grønnsten
Metasedimenter i isolerte
bassenger
Undre pyroklastiske horisont
Putelava og massiv grønnsten

Det er rimelig å anta at Hevertjønn formasjonens bergarter er avsatt i en synorogen og sterkt vulkansk fase i den Kaledonske fjellkjedes utvikling.

Den vulkanske fasen blir, som den stratigrafiske rekkefølge tilsier, innledet av en periode med forholdsvis rolige erupsjoner og dannelse av basaltiske lavaer. Disse må, siden de omfatter en rekke putelavaer, for en stor del ha vært submarine. Dette stemmer også godt med det som sies av deSitter (1954 s.398) om de magmatiske faser i orogenesen.

Etter hvert har den vulkanske virksomheten blitt mer eksplosiv med dannelse av forskjellige typer pyroklastisk materiale.

Metasedimentene indikerer en rolig periode uten særlig omfattende vulkansk virksomhet. Sedimentasjonen antas som nevnt tidligere å ha foregått i isolerte bassenger delvis under reduserende betingelser.

Denne relativt rolige periode avløses så av en ny oppblomstring av den vulkanske virksomhet. Også denne gang innledet med dannelse av basaltiske bergarter hvorav en del er dannet submarint.

Lavaene etterfølges så igjen av pyroklastika og nye lavaer.

BUVANN FORMASJONEN.

Denne formasjonen består av vekslende lyse og mørke fyllittiske skifre, enkelte lag med grafittiske (alun?) skifre, sandstener, sandige skifre og båndede kvartsitter.

Hele formasjonen er gjennomført av en rekke sure intrusivganger av Trondhjemittisk sammensetning. Her finnes også den eneste gabbroide intrusjon innen det undersøkte område.

Buvannet har på grunn av sin sentrale beliggenhet gitt formasjonen navn. Formasjonens bergarter er godt blottet i veiskjæringer både langs E 6 fra Tosetberg og nordover og langs veien fra Berkåk og ned i Orkdalen.

Feltgeologiske iakttagelser.

De vekslende lyse og mørke fyllitter som kvantitativt er de viktigste bergarter innen formasjonen, er svært fin-skifrige og forvitrer lett. Store arealer innenfor det område formasjonen omfatter er derfor dekket av myr eller kultivert land. Under arbeidet i felt har det likevel vært mulig å skille ut fire kartleggbare enheter eller ledd.

Tatt i tektonisk rekkefølge fra bunn til topp er det følgende: Nederst, på grensen mot Hevertjønn formasjonen, en mørk bituminøs skifer med forholdsvis beskjeden mektighet, dernest en sone med båndet kvartsitt som er intenst foldet. Også denne sonen har relativt liten mektighet. Disse etterfølges så av en mektig lagpakke med vekslende lyse og mørke fyllitter, sandstener og sandige skifre. Lagserien avsluttes med et tynt lag grov sandsten, til dels konglomeratisk utviklet.

Et par steder er det funnet en tynn kalkbank i nærheten av grensen mot den overliggende Undal formasjonen.

Det er flere observasjoner som tyder på at lagfølgen her er invertert, men dette vil bli næyere behandlet i kapitlet om tektonikk.

Det vil allikevel være av verdi på det nåværende tidspunkt å sammenligne denne lagfølgen med den som er satt opp av statsgeolog T. Torske i hans arbeide fra Selbustrand (T. Torske 1965)

og delvis også de data som foreligger fra området rundt Killingdal grube (I.Rui 1968) og traktene Tynset - Savalen (I.Rui p.c.) (se nedenfor).

Tørnebom (Tørnebom 1896) kaller bergartene i disse nivåer for Brekkskifer gruppen. Han beskriver bergartene som overveiende grå fyllitter som delvis består av finere, delvis av grovere materiale. Innleiret i disse fyllitter forekommer mørke bituminøse skifre, sukkerkornig kvartsitt og kalksten.

Berkåk-Soknedal	Selbustrand-Mostadmarka, (T.Torske 1965)	Ålen-Tynset (I.Rui 1968)
Basiske vulk.	Basiske vulk. Storen gr.	Basiske vulk. Ant. Storen gr.
Mørk bitum. skifer	Lys grønn fyllitt	Mørk bitum. skifer m. Dichtyonema
Båndede kvartsitter	Lys båndet kvartssk.	Polymikt def.kongl. Tynne kvartsitt bånd
Vekslede lys og mørk fyllitt, sandsten og sandig skifer	Kalkførende gråvakke Gråvakke, Sub-gråvakke Gråvakke-fyllitt	Mørke skifre m. enkelte kalksili- katbånd, sandsten
Tynn benk grov sst.	Kalkførende arkose	Polymikt kongl.
Lys og mørk fyllitt		Svartskifer
Tynn kalkbenk		Tynn kalkbenk
Mørk fyllitt	Lys og mørk fyllitt	Svartskifer

Vi skal så se litt på de enkelte ledd innen formasjonen.

Mørk bituminøs skifer finnes nesten alltid på grensen mot Hevertjønn formasjonen. Der et par steder synes den å mangle helt. Mektigheten varierer fra 50 - 200 m.

Bergarten har i friskt brudd en matt sort overflate. Den inneholder en del magnetkis (vasskis) og på forvitret overflate viser den som regel sterk rustdannelse.

Det knytter seg flere mindre skjerp til denne sonen. Bergarten har således flere likhetpunkter med den bituminøse, sulfidholdige mørke skifer på grensen mellom basiske vulkanitter og fyllitter/glimmerskifer/sandstener som er beskrevet

(I. Rui 1968) fra Ålen og hvor det er funnet *Dichtyonema* (J.H.L.Vogt 1889).

Båndet kvartsitt. Bergarten er svært karakteristisk og har av den grunn vært brukt som en ledehorisont under kartleggingen.

Den består av alternerende, tynne lyse og mørke bånd. På forvitret overflate er bergarten nesten hvit, og viser en iøyenfallende selektiv forvitring der lyse kvartsrike bånd står fram som rygger, mens de mørke fyllittiske lag er kraftig erodert (se fig. 7 og 8).

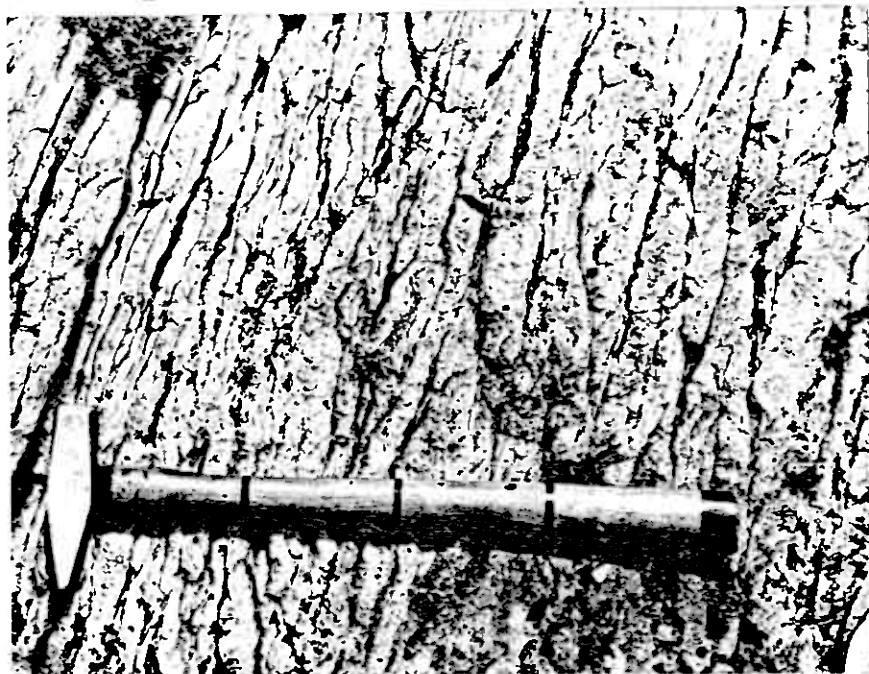


Fig.7 Båndet kvartsitt fra lok. 498,715.



Fig.8 Folder i båndet kvartsitt med tydelig selektiv forvitring. Lok. 495,654.

De kvartsrike lagene er ca. 2 - 3 cm. tykke og de fyllittiske 0,1 - 0,5 cm. Enkelte steder kan tykkelsene av de respektive lagene gå opp i 20 - 30 cm. Flere steder er bergarten intenst foldet (se fig.8).

En lignende bergart er beskrevet fra området rundt Selbustrand (T.Torske 1965). Hans beskrivelse og billedmateriale levner ingen tvil om at det må dreie seg om samme bergart.

I likhet med T.Torske (1965) tyder jeg denne bergarten som et opprinnelig lagdelt sediment, avsatt ved syklisk sedimentasjon av alternerende sand- og leirholdig materiale.

Fyllitt - sandstens leddet. Bergartene som hører inn under denne betegnelsen, omfatter mørke og lyse fyllitter, sandige skifere og sandstener. Generelt sett er bergartene kalkfattige.

Sandstenene er som regel meget finkornige og virker mesoskopisk fullstendig homogene. Selv forholdsvis inngående undersøkelser har ikke brakt for dagen noen lokalitet hvor det er mulig å iakta noen form for sedimentære strukturer.

Fargen på sandstenen er i friskt brudd blågrå, på forvitret overflate noe brunaktig.

Sandstenens kompetente karakter har gjort at foldeknær og ombøyninger ofte er godt bevart (se fig.9).



Fig.9 Fold i sandstenslag i Buvann formasjonen. Lok.517,633.

Fyllittene består av en intens veksling mellom lyse og mørke bånd. Bergarten spalter i to retninger, en parallell lagningen og en parallell med akseplanene til mikrofalter. Særlig akseplanskiffrigheten er framtrædende og arter seg ofte som såkalt "strain-slip cleavage". Langs disse flatene spalter bergarten i meget tynne flak (se fig.10).

Lagningen framtrer i snitt som millimeter tykke lag (se fig.10).

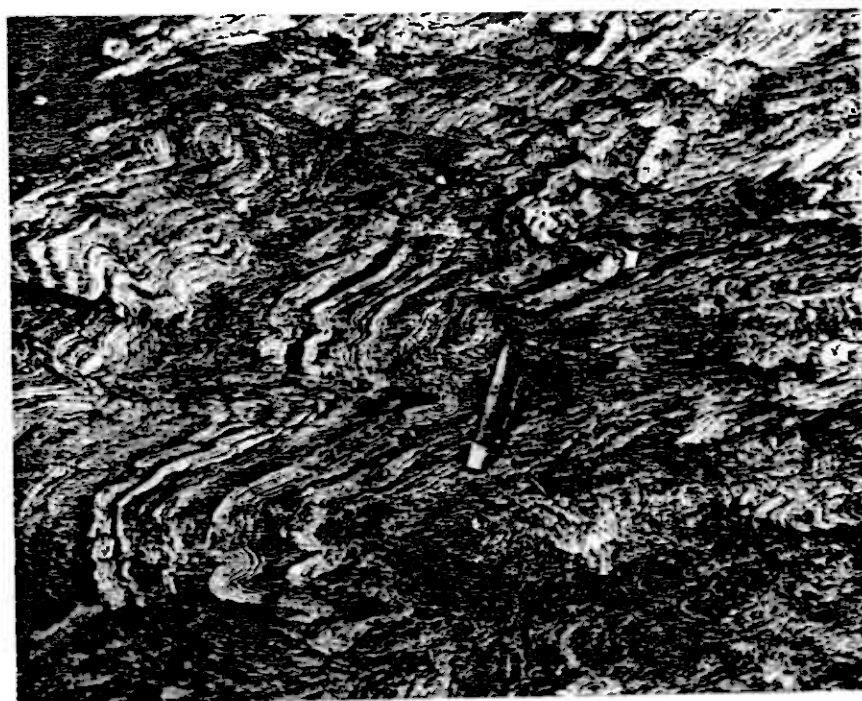


Fig.10 Illustrasjon som viser lagning (tynne mørke og lyse bånd) og skiffrighet (ved lommekniven) i fyllitt fra Buvann formasjonen. Lok. 534,708.

I nærheten av grensen til den tektonisk overliggende Undal formasjonen forekommer det på noen lokaliteter en tynn bank med grov sandsten, til dels nesten konglomeratisk, innleiret i finkornige sandstener og sandige skifere.

Bergarten er tidligere beskrevet (C.Bugge 1910) fra lokaliteter ved Bjørset i elven Igla (586,778) og i Våttåsen (635,885) og Storskaråsen (610,870) syd for Storen.

Selv har jeg iaktatt bergarten særlig pent blottet i jernbaneskjæring syd for Berkåk stasjon (528,639).

Et par steder (532,642 og 523,670) har jeg funnet en tynn bank med grå krystalin kalksten. Tykkelsen på kalken varierer mellom 50 - 70 cm.

I området Tynset - Rostvangen skal det (I.Rui p.c.) være

registrert kalk i et tilsvarende stratigrafisk nivå.

Mineralsammensetning og struktur.

Den mørke bituminose skiferen har følgende mineralinnhold: Kvarts, muskovitt (sericitt), kloritt, albitt, rutil, bituminøs substans, $\pm$ sulfid (magnetkis), $\pm$ biotitt.

Strukturen er finkornet lepidoblastisk til granoblastisk med biotitt-porfyroblaster.

Bergarten har vært utsatt for kraftige mekaniske påkjenninger. Kvartskornene har kraftig undulerende utslukking og muskovittflak er bøyd og til dels bruddet av i mikrofalter. Det har vært vanskelig å få gjort en skikkelig modalanalyse av bergarten, men følgende kan kanskje sies å representere et gjennomsnitt:

Kvarts	35%
Muskovitt	35%
Kloritt	20%
Albitt	5%
Aksesorier	5%

De enkelte mineralers karakteristika er følgende:

Biotitt: Forekommer som porfyroblaster med langste akse opp til 1,5 mm. Pleokroisme: X= svakt gullig Y $\sim$ Z= rødbrun. $2V_x$ er meget liten. Brytningsindeks er bestemt v.h.a. imersjonsmetoden til $n_y \sim n_z = 1,650$. Minerallet er antagelig en lepidomelan.

Kloritt: Pleokroismen er svak Z=nesten fargeløs X $\sim$ Y=svakt gulgrønn. Minerallet har anomalt blå interferensfarger (berliner blå), og tilnærmet rett utslukking. Antagelig er dette en pennin.

Lys glimmer: Minerallet er fargeløst. $2V_x$ er ca. 35° .

Albitt: Kornene er ofte sterkt sericittisert. Godt utviklede tvillinger er skjeldne. Minerallet er bestemt på u-bord (Slemmons 1962) til en albitt An 7-8.

Båndet kvartsitt: Undersøkte slip av bergarten viser god overenstemmelse både hva struktur og mineralsammensetning angår, med den kvarts-skiferen som er beskrevet fra området omkring Selbustrand (T.Torske 1965 s.17).

Strukturen kan beskrives som granoblastisk mosaikk i de kvartsrike lagene og lepidoblastisk i de mer glimmerholdige lag.

Mineralinnholdet er følgende: Kvarts, lys glimmer, kloritt + biotitt, albitt, kalkspat, rutil. Kalkspat forekommer bare som noen ganske få korn.

Karakteristika for de viktigste mineralene er følgende:

Lys glimmer: Minerallet er fargeløst og uten pleokroisme. $2V_x$ er middels stor $30 - 40^\circ$. For det meste er minerallet utviklet som finkornige aggregater. Antagelig er det overveiende sericitt.

Kloritt: Også her har kloritten anomalt blå interferensfarge (Berliner blå) og tilnærmet rett utslukking. Pleokroismen er svak: Z =nesten fargelos $X \wedge Y$ =svakt gulgrønn. Det er grunn til å anta at vi også her, som i den mørke bituminøse skiferen, har en pennin.

Albitt: Mineralkornene er små og som regel sterkt sericittisert. Enkelte korn har forholdsvis godt utviklede tvillinglameller. Bestemmelse av An-gehalten etter Michel - Levy - metoden (Bryhni 1966) gir An 8-9.

Biotitt: Minerallet forekommer som små spredte korn i enkelte slip. Pleokroisme: X =svakt gulaktig $Y \wedge Z$ =rødbrun. $2V_x$ er meget liten.

Rutil: Forekommer som små nålformede krystaller. Enkelte kneformede tvillinger er iaktatt

Kalkspat: Minerallet er utviklet som enkeltstående xenoblastiske korn med pent utviklede tvillingstriper.

Fyllitt-sandstens leddet er meget omfattende og det vil være hensiktsmessig å konsentrere beskrivelsen til å omfatte tre typiske slip, et for hver av de tre hovedtyper av bergarter; fyllittiske skifere, sandstener og sandige skifere. En fullstendig beskrivelse av alle bergartsvarianter som forekommer innen dette ledd i formasjonen ville føre for langt.

De fyllittiske skifere har følgende karakteristiske særtrekk:

Strukturen er finkornet lepidoblastisk - granoblastisk. Karbonatkornene samlet i uregelmessige slirer. Det er flere små uregelmessige kvartsårer med vesentlig større kvartskorn enn i grunnmassen. Disse representerer antagelig sekundære sprekkefyllinger.

Mineralinnholdet i bergarten er: Kvarts, muskovitt, albitt, kloritt, karbonat, aksesorier (for det meste kis).

Muskovitt: Mineraliet er fargeløst og uten pleokroisme. $2V_x$ er middels ca. $30 - 40^\circ$.

Kloritt: Pleokroismen er svak: $Z =$ nesten fargeløs $X\&Y =$ svakt grønn. Ingen anomale interferensfarger. Skjev utslukking ca. $4 - 6^\circ$. Dette kan være en prochloritt.

Albitt: Mineraliet opptrer som små korn, som er nesten fullstendig sericittisert. Enkelte korn, innesluttet i kalkspatkorn, har unngått sericittisering. En bestemmelse av disse kornene på U-bord (Slemons 1962) gir An 7 - 8.

Karbonat: Forekommer i uregelmessige slirer og som enkelte porfyroblaster. De sistnevnte kan være opp til 1 mm. store. Mineralkornene har en poikiloblastisk struktur med inneslutninger av albitt.

Sandstenene er den andre hovedtype av bergarter innen dette komplekset. Beskrivelsen som følger kan sies å representere et gjennomsnitt.

Strukturen hos sandstenene er finkornig lepidoblastisk - blastopsamittisk. Bergarten er fullstendig rekrystallisert slik at det er vanskelig å finne sikkert klastiske korn. Enkelte svært diffuse bergartsfragmenter forekommer.

Mineralinnholdet er: Kvarts, albitt, lys glimmer, kloritt, karbonat, rutil og aksesorier.

Kvarts: Kornene er som regel ekvidimensjonale. Primære korngrenser hos klastiske korn er meget vanskelig å gjenkjenne på grunn av nydannet kvarts og korrosjon av karbonat.

Rutil: Mineraliet forekommer som nålformede krystaller. Kneformede tvillinger er iaktatt.

Matriks består av en finkornet blanding av kvarts, kloritt og sericitt.

Ellers er karakteristika for de enkelte mineraler som beskrevet for tilsvarende mineraler i de fylittiske skifere.

De sandige skifere framtrer med hensyn til mineralsammensetning og struktur, som et bindeledd mellom de fylittiske skifere og sandstenene.

Strukturen er massiv finkornig granoblastisk til lepidoblastisk. Bergarten består kvartskorn, mye matriks, en god del karbonat og aksesorisk feltspat(albitt), rutil og opake mineraler.

Kvarts: Primære korngrenser for klastiske korn er også her vanskelig å gjenkjenne på grunn av de sekundært dannede kvartskorn.

Feltspat(albitt): Mineralet opptre som spredte klastiske korn, ofte sterkt sericittisert.

Matriks er en finkornet, massiv blanding av kvarts, kloritt og sericitt.

Optiske kjennetegn for de enkelte mineraler er som beskrevet for de tilsvarende mineraler i de fylittiske skifere. En modalanalyse av de sandige skifere gir følgende resultat:

Kvarts	22%	{	Kvarts	ca.45%
Feltspat	3%		Sericitt	ca.35%
Karbonat	30%		Kloritt	ca.20%
Matriks	35%			
Aksesorier	10%			

Den grovkornede sandstensbenken skiller seg ikke mineralogisk fra de øvrige sandstener og sandige skifere. Strukturelt sett skiller den seg fra sandstenene bare ved et større antall antatte klastiske kvartskorn og bergartsfragmenter som også gjennomgående er større enn i sandstenene(se fig.11).

Kalken har ingen spesielle mineralogiske særtrekk. Foruten karbonat inneholder bergarten som aksesorier noe kismineraler og finfordelt grafitt. Grafitten er skyld i den grå fargen på kalken.

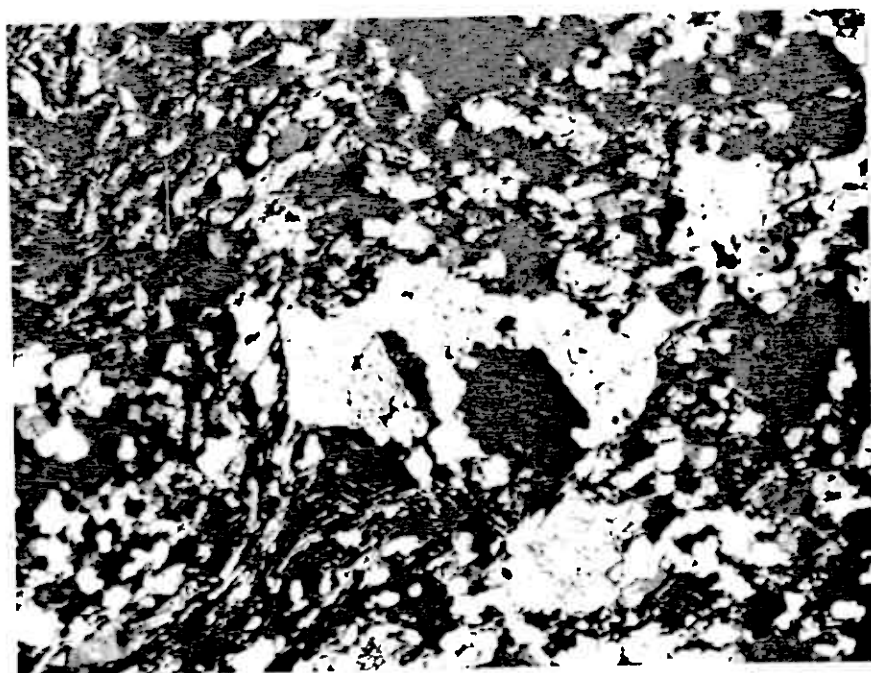


Fig.11 Mikrofotografi av grovkornet sandsten fra Buvann formasjonen. Relativt store klastiske kvartskorn i en fin-kornig matriks. Midt på bildet et tydelig bergartsfragment. Kryssede nicols. 33x

Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø:

Som tidligere nevnt indikerer det samlede observasjonsmateriale en invertert lagstilling innen det undersøkte område. Til tross for at dette først vil bli skikkelig behandlet i kapitelet om tektonikk, vil det lette framstillingen på det nåværende tidspunkt om man godtar en foreløpig påstand om at Buvann formasjonen stratigrafisk ligger under Hevertjønn formasjonens basiske vulkanitter.

Den sedimentære fase som representeres ved Buvann formasjonen ble antagelig innledet av en periode med relativt rolige forhold og lavt relieff, indikert ved avsetningen av de mørke, finskifrige fylitter umiddelbart over Undal formasjonen. Lokalt har det også vært slike forhold (grunt vann) at kalkdannende organismer har kunnet eksistere.

Den grove sandstensbenken indikerer overgang til en tidlig orogen fase med heving av land omkring sedimentasjonsbassenget. Sedimentene som tilhører fylitt - sandstens-leddet, kan for en stor del klassifiseres som meta-gråvakker eller sub-gråvakker og representerer antagelig den synorogene fasen (deSitter 1964 s.315 - 320).

De mørke bituminose skifere på overgangen til Hevertjønn formasjonens basiske vulkanitter, indikerer at det like før og kanskje delvis i begynnelsen av den vulkanske periode da de basiske vulkanitter ble dannet, må ha vært en rekke dårlig ventilerte bassenger med forholdsvis stor utstrekning innen geosynklinalen. Her har det da eksistert et reduserende miljø med alle nødvendige betingelser for dannelse av svartskifer.

UNDAL FORMASJONEN.

Formasjonen består av basiske vulkanitter, mørk bituminøs skifer (svartskifer), og mørk kisholdig kvartsitt. Bergartene har fått navn etter Undal gruve som ligger midt i bergartskomplekset.

Feltgeologiske iakttagelser.

Bergartene har for det meste små mektigheter, men kan lokalt svulme opp. Særlig er dette tilfelle ved Undal gruve, lok. (536,660), hvor de basiske vulkanitter når opp i en tilsynelatende mektighet på 700 m. Vanligvis ligger formasjonens totale mektighet på 100 - 200 m. hvorav vulkanittene utgjør ca. halvparten, som regel noe mindre.

På grunn av de gjennomgående små mektigheter og bergartenes spesielle karakter, har hele formasjonen i enkelte områder vært benyttet som ledehorisont under kartleggingen.

Forståelsen av de tektoniske forhold er for en stor del knyttet til kartleggingen av denne formasjonen. Særlig i de NO delene av feltet har det kommet fram et intrikat foldemonster.

De basiske vulkanitter. Bergartene har mange likhetspunkter med de basiske vulkanitter som er beskrevet fra Hever-tjønn formasjonen.

Vulkanittene innen Undal formasjonen er best utviklet i de to linseformede områdene (se plansje 1) rundt Undal gruve. Tre typer vulkanitter er representert; Putelava, tuff og massiv grønnsten. Særlig putelava er ofte pent utviklet. Gode lokaliteter finnes ved gården Nylykkja lok. 534,673 og ved lok. 539,655 litt S for Undal gruve. Putene er flattrykke og hver pute er omgitt av en tynn sone med finskifrig klorittrikt materiale (se fig.12).

Tuff forekommer særlig i et område fra jernbanelinjen lok.(528,658) og nordover ca.1 km. Bergarten er meget finlaminert og finskifrig, ofte med små pyrittkrystaller på skifrichetsflatene.

Et spesielt trekk ved vulkanittene i Undal formasjonen er at de ofte tynner ut i strøkretningen og nesten forsvinner. Noen ganger er da vulkanitthorisonten utviklet som en slags skarnlignende bergart.

Denne "skarn"-bergarten har opp til 4 - 5 cm. lange strålførmige aggregater av en lys amfibol og noen steder er det også 1 - 2 cm. store granater.

Disse fenomener gjør seg særlig gjeldende i områdene rundt Ramstadsjøen.



Fig.12 Putelava med flattrøykte puter omgitt av finskifrig kloritttrikt materiale. Lok.(534,673).

Mørke bituminøse skiferer. Skiferene har en meget velutviklet sekundær skiffrighet parallell med akseplanene i mikrofolds. På forvitret overflate har bergarten et matt, sort, litt koksaktig utseende. Friskt brudd er mer glinsende sort.

Det er et relativt høyt innhold av magnetkis(vasskis) i bergarten. Kisen er ofte anrikt i bestemte bånd som muligens kan representere primær lagning. Mange steder har kisinholdet forårsaket en kraftig rustdannelse. Det har igjen vært opphavet til mange av de større og mindre skjerp som finnes i denne sonen.

Mørk kisholdig kvartsitt. Bergarten er betydelig hardere enn skiferene omkring, og danner ofte markerte rygger i terrenget. Særlig fremtredende er dette i områdene NO for Ramstadsjøen. C.Bugge(1910 s.28) beskriver bergarten som særlig fremtredende ved Rognes i Gauldalen lok.(732,873).

Enkelte steder er det fine eksempler på selektiv forvitring. Kisen har vitret ut og etterlatt et kvartsskjelett.

Mineralsammensetning og struktur.

De basiske vulkanittene har en mineralsammensetning og struktur som ligger nær opp til den som er beskrevet for tilsvarende bergarter innen Heyvertjønn formasjonen.

Det er ikke oppdaget noe skille mellom lavabergarter og pyroklastika med hensyn til mineralsammensetning, og de behandles derfor under ett.

Strukturen er finkornig til tett nematoblastisk - lepidoblastisk.

Mineralinnholdet er følgende: Albitt, kloritt, klinozoisitt, $\pm$ amfibol, karbonat, $\pm$ kvarts, lys glimmer (sericitt), $\pm$ biotitt, pyritt og akseesorier.

Albitt er utviklet som små xenoblastiske korn. U-bord bestemmelser (Slemmons 1962) gir en albitt med An 7 - 8. Kornene er ofte sterkt sericittisert.

Amfibol: Minerallet har svak grønnlig egenfarge. Pleokroismen er svak: X = gulgrønn, Y = lys grønn, Z = blågrønn. $c \wedge Z$ varierer mellom 12° - 15° . Målinger av $2V_x$ gir variasjoner mellom 85° - 80° . Det er antagelig en aktinolit.

Kloritt: Pleokroismen er svak: Z = nesten fargeløs, X $\vee$ Y = svakt gulgrønn. Utslukkingen er litt skjev. Ingen anomale interferensfarger. Dette kan være en prokloritt.

Klinozoisitt: Minerallet er fargeløst og uten pleokroisme. Det har rett utslukking og er optisk(+).

Lys glimmer: Fargeløst mineral uten pleokroisme. $2V_x$ er ca. 30° - 40° .

Karbonat opptrer som porfyroblaster, alltid med pent utviklede tvillingstriper.

Det er utført tre røntgenanalyser på vulkanittene fra Undal formasjonen. Analysene er beheftet med en ganske stor feilprosent i innholdet av Al_2O_3 da det foreløpig ikke har lyktes å oppnå en tilstrekkelig grad av korrelasjon for standardkurven. Utslagene er særlig store for innhold av Al_2O_3 på over 15 - 16%.

For de andre elementene ligger korrelasjonskoeffisienten for standardkurvene i alle tilfelle på 0,98 eller høyere. Resten av analyseresultatene gir derfor en ganske god pekepinn om bergartens sammensetning.

I tabell 2 er analyseresultatene satt opp sammen med analyser av typiske grønnstener fra andre områder.

Tabell 2

Analyse nr.

Vekt %	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,79	52,60	53,66	52,45	51,13	48,50	50,65
NgO	8,48	8,34	4,31	7,12	6,71	6,60	5,61
Al ₂ O ₃	20,57	15,28	14,54	15,00	17,23	16,16	12,59
CaO	6,67	2,58	7,71	9,44	8,55	6,46	8,88
K ₂ O	0,30	0,09	0,37	0,51	0,39	0,11	0,58
Na ₂ O	5,05	1,82	4,03	2,65	4,94	5,23	3,07
MnO	0,33	0,21	0,12	0,11	0,08	0,18	0,21
Fe ₂ O ₃	12,71	16,85	10,51	12,77	9,87	10,08	13,63
Ti ₂ O ₃	1,76	2,37	2,71	2,05	0,38	1,65	2,88
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,64	0,29	-	0,26	0,24
SrO	0,02	-	0,01	-	-	-	-
Volat.	2,23	2,58	2,43	2,52	0,73	2,77	2,74
Sum	106,11	102,93	101,05	100,02	100,78	99,91	99,95

Prøve 1: Området Berkåk-Soknedal lok.(548,700), grønnsten

Prøve 2: - " - lok.(543,665), putelava

Prøve 3: - " - lok.(528,658), grønnskifer(tuff)

Prøve 4: Jotunheimen, Elliot & Cowan 1966, Skifrig amfibolitt

Prøve 5: Sulitjelmafeltet, Vogt, Th. 1927, Klorittførende epidot-amfibolitt,

Prøve 6: - " - , - " - , Grønnsten m. aktinolit-tisk hornblende, fink.

Prøve 7: Blåsjøområdet, Nilsson, G. 1964, Mettet grønnsten.

Ser en bort fra det unormale innholdet av Al₂O₃, er overenstemmelsen mellom analyseresultatene fra Undal formasjonens vulkanitter og typiske grønnstener ganske bra.

Den mørke bituminose skiferen har følgende mineralinnhold: Kvarts, lys glimmer, kloritt, albitt, bituminøs substans, opake mineraler (magnetkis, magnetitt, pyritt), $\pm$ biotitt.

Strukturen er finkornet lepidoblastisk til granoblastisk, med biotitt - porfiroblaster.

Kvarts: Kornene er xenomorfe og har sterkt undulerende utslukking.

Biotitt forekommer som porfiroblaster opp til 1 mm. store. Pleokroismen er: X = svakt gulaktig, Y $\wedge$ Z = Brun. $2V_x$ er meget liten. Brytningsindekser best. ved imersjonsmetoden gir $n_y \wedge n_z = 1,633$. Mineralet befinner seg antagelig et sted mellom meroksen og lepidomelan.

De andre mineralene synes å være identiske med de mineralene som er beskrevet fra vulkanittene.

Mørk kisholdig kvartsitt forekommer flere steder i den bituminose skiferen. Kvartsitten spalter i 3 - 5 cm. tykke skiver etter soner med anrikning av glimmer og bituminøst materiale. Sonene representerer antagelig primær lagning.

Den mørke fargen skyldes en anrikning av kismineraler (pyritt, magnetkis) og magnetitt.

Strukturen er granoblastisk, interlobat

De enkelte mineraler har ingen spesielle kjennetegn ut over det som allerede er beskrevet tidligere for tilsvarende mineraler. Mineralinnholdet er: Kvarts (90%), lys glimmer, biotitt, opake mineraler (pyritt, magnetkis, magnetitt) til sammen 8-9% og 1% aksesorier, vesentlig apatitt og titanitt.

Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø.

Undal formasjonens bergarter er antagelig dannet i en tidlig vulkansk periode i fjellkjedens utvikling. På samme måte som Hevertjønn formasjonens vulkanitter er de antagelig synorogene.

Vulkanittene er helt innleiret i svartskifere og mørke bituminøse kvartsitter. Reduserende forhold må ha eksistert over største delen av sedimentasjonsbassenget.

James (1954) peker på at svarte bituminøse skifre og lignende produkter fra sterkt reducerende miljøer synes å dukke opp i den geosynklinale syklus like etter sedimentene som blir dannet på kontinentalhyllen. På dette tidspunkt, hvor øybuene har begynt hevingen, men før land tørlegges innenfor geosynklinalen, framkommer den halvisolasjon som er nødvendig for dannelsen av svartskifer.

SKAUMSJO FORMASJONEN.

Formasjonen består av gjennomgående mørke forholdsvis homogene skifere og fyllitter. Sedimentene er ofte gjennomsett av små, sure, gangformige intrusiver.

Jeg har gitt formasjonen navn etter Skaumsjøen hvor bergartene er pent blottet flere steder langs bredden av sjøen. Denne delen av feltet er ellers svært dårlig blottet.

Feltgeologiske iakttagelser..

Fyllittene er lyse til middels mørke og glinsende. Skiferene er gjennomgående mørkere enn fyllittene og har ofte en rustbrun forvittringshud, noe som antagelig skyldes et vist innhold av bitumines substans og/eller sulfider.

Det er ikke iaktatt noen sedimenter av mer grovklastisk natur.

Bergartene klover gjerne i to retninger. Den ene retningen er en meget velutviklet akseplanskifrichet, parallell akseplanene i mikroforlder. Den andre klopen følger den primære lagning i bergarten og er langt mindre fremtredende.

På skifrichetsflatene etter akseplanskifricheten kommer det noen steder frem en meget fin krusfolding.

Segregasjon av kvarts er ganske vanlig i fyllittene. Kvartsen er gjerne lokalisert som avlange staver i foldeknær, såkalte "Quarts rods". Disse representerer da foldeaksens retning.

Hele formasjonen tynner ut nordover langs strekretningen, og forsvinner helt i området ved Åndalsfossen vest for Ramstad-sjøen, lok.(655,830).

Her er Undal formasjonen og Stavilla formasjonen i direkte kontakt med hverandre.

Mineralsammensetning og struktur.

På grunn av bergartenes store grad av homogenitet over store avstander er den mineralogiske undersøkelsen konsentrert om noen ganske få preparater.

Strukturen er finkornig lepidoblastisk. Mineralinnholdet er: Kvarts, lys glimmer, biotitt, kloritt, karbonat og aksesorier (ofte sulfider).

Kvarts opptrer som små xenoblastiske korn med sterkt undulerende utslukking. Kvantitativt er dette det viktigste mineral ved siden av glimmermineralene.

Lys glimmer: Minerallet er fargeløst og uten pleokroisme. $2V_x$ er middels stor ca. 35° . Mineral-kornene er ofte bøyde og/eller brukket.

Biotitt: Pleokroismen er middels: $X =$ er lys gul $Y \wedge Z =$ rødbrun. $2V_x$ er svært liten. Bestemmelser av brytningsindeks v.h.a. imersjonsmetoden gir $n_y \sim n_z = 1,650$. Antagelig er dette en lepidomelan.

Albitt: Forekommer som små, dårlig fortvillingede korn. Skilles fra kvarts på grunnlag relativt relieff.

Kloritt: Minerallet har svakt grønnlig egenfarge. Pleokroismen er svak: $Z =$ nesten fargelos, $X \wedge Y =$ svakt gulgrønn. Minerallet har anomalt blå interferensfarger (Berliner blå), og tilnærmet rett utslukking. Dataene kan passe for en pennin.

Lamellære sammenvoksninger av kloritt, biotitt og lys glimmer er vanlig.

Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø.

Innen Skaumsjø formasjonen er bergartene finkornige og stort sett homogene over store områder. Det er ikke funnet spor hverken etter mer grovklastiske sedimenter eller noen form for vulkansk aktivitet.

Sammen tyder dette på at sedimentene har vært avsatt i en rolig periode under geosynklinaldannelsen.

Transporten av materiale til avsetningsstedet må ha vært jevn og rolig, og bare de finere kornfraksjoner er blitt transportert og avsatt som et leirsediment.

Lokalt må det antagelig ha eksistert dårlig ventilerte bassenger med reduserende betingelser som har fremmet dannelsen av de mer bituminøse og sulfidholdige skiferhorisontene.

I samsvar med beskrivelser av Stille og Kay (Kay 1947) kan disse sedimentene som er fri for basiske vulkanitter klassifiseres som miogeosynklinale.

STAVILLA FORMASJONEN.

Formasjonens bergarter er karakterisert ved et generelt høyt karbonatinnhold.

Karakteristisk er båndede kalk-glimmerskifere og kalkfyllitter.

Bergartene er særlig godt blotet langs breddene av elven Stavilla og formasjonen har fått navn etter den.

Feltgeologiske iakttagelser.

Bergartene representerer alle overganger fra glimmerskifere til fyllitter. Oftest er bergartene middels til lys grå av farge, men enkelte grønngrå varianter forekommer.

Det mest iøyenfallende trekk er det ekstremt høye karbonatinnholdet.

Karakteristisk er også den ofte intense vekslingen mellom mørkere glimmerrike bånd og lyse kalkrike bånd. De enkelte bånd er ofte ikke mer en 2 - 3 mm. tykke.

Båndingen representerer antagelig en primær lagning.

Svært ofte er bergartene intenst isoklinalfoldet. Foldemonsteret kommer særlig godt frem der hvor båndingen er mest fremtredende.

Bergartene har en tydelig kløveretning parallell med akseplanene i isoklinalfoldene. Kløv parallell med primær lagning er skjelden utviklet.

Forvittringsfargen er karakteristisk lys brunlig. Enkelte steder har det foregått en utlutning av de mest karbonatrike partier i bergarten.

Et par steder er det registrert tynne benker med mer grovklastisk materiale. Også disse bergarter har et høyt karbonatinnhold.

Hverken sure eller basiske intrusiver eller ekstrusiver er iaktatt innen formasjonen.

Mineralsammensetning og struktur.

Det forekommer fire bergartsvarianter innen formasjonen: Grå og grågrønne kalk-glimmerskifere, grå kalkfyllitter og kalkførende gråvakke.

Mineralinnholdet er i store trekk det samme for alle fire varianter: kvarts, karbonat, muskovitt, biotitt, albitt og kloritt.

Den grågrønne kalk-glimmerskiferen skiller seg ut ved et relativt høyt innhold av kloritt.

Karakteristika for de enkelte mineraler er:

Kvarts forekommer som små xenoblastiske korn, ofte med undulerende utslukking.

Karbonat: Mineraliet er det kvantitativt viktigste i bergartene. Kornene har meget velutviklede tvillinglameller.

Muskovitt: Fargeløst mineral uten pleokroisme. $2V_x$ er $30 - 40^\circ$.

Biotitt: Pleokroismen er middels: X = lys gul, Y+Z = lys brun. $2V_x$ er liten.

Kloritt: Meget svak grønnlig egenfarge. Pleokroismen er svak: Z = fargelos, X+Y = gulgrønn. Anomalt blå interferensfarger er vanlig. Utslukkingen er rett. Det er rimelig å anta at det er en pennin.

Albitt forekommer mest som små korn uten tydelige tvillingstriper. Ofte er kornene innesluttet i større karbonatkorn.

Muskovitt, biotitt og kloritt opptre ikke skjelden i lamellære sammenvoksninger.

Strukturen i glimmerskiferene og fyllittene er lepidoblastisk i de glimmerrike partier og granoblastisk i de karbonatrike.

De mere grovklastiske sedimentene har en lepidoblastisk til blastopsamittisk struktur. Til dels er strukturen porfyreblastisk med karbonatporfyroblaster.

Karbonatporfyroblastene er ofte poikiloblastiske, med inneslutninger av små kvarts- og/eller albittkorn.

Lignende kalkførende gråvakke bergarter er beskrevet fra områder lengre nord (T.Torske 1965)

Dannelsesbetingelser og avsetningsmiljø.

Bergartene innen Stavilla formasjonen har gjennomgående et høyt karbonatinnhold. Enkelte steder dominerer karbonat over de andre mineralene i den grad (40 - 50% karbonat) at det kan være riktig å karakterisere bergartene som laminerte eller urene kalker.

Sedimentasjonsbassenget må ha vært forholdsvis grunt slik at det har vært gode levevilkår for kalkdannende organismer. Den intense vekslingen mellom glimmerrike og karbonatrike bånd kan tyde på en form for syklisk sedimentasjon.

De kalkførende gråvackene må skyldes tilførsel av grovere materiale, for eksempel ved en kortvarig periode med høyere relieff.

Pettijohn (1957) beskriver denne fasen med til dels store akkumulasjoner av kalker og kalkholdig materiale som stabil plattform eller forlands facies.

Det er mulig at bergartene innen Stavilla formasjonen, som er det siste ledd i den stratigrafiske kolonne jeg er kommet frem til, representerer innledningsfasen i en geosynklinal sedimentasjonssyklus.

KALEDONISKE INTRUSIVBERGARTER.

Intrusivbergartene opptrer i Buvann formasjonen og Skaumsjø formasjonen. Bergartene faller i to hovedtyper, sure og basiske. De basiske forekommer som to mindre isolerte kropper, de sure som gangformige intrusiver i både Buvann - og Skaumsjø formasjonen. Et større trondhemittmassiv finnes ved Skaumsjøen.

Følgende bergartstyper vil bli beskrevet:

I : Trondhemitter

- a: Grovkornet trondhemitt ved Skaumsjøen
- b: Trondhemitt - porfyritt
- c: Trondhemitt - aplitt

II : Middelskornet meta - gabbro

De tre bergartstypene Ia, Ib og Ic kan etter Goldschmidt (1916 s. 75 - 101) klassifiseres som trondhemitter. Han har i sin klas^sifisering i stor utstrekning benyttet typelokaliteter som ligger i eller i nærheten av det område jeg har undersøkt, og jeg har derfor benyttet den samme terminologi ved klassifiseringen av de sure bergartstypene.

Ia: Grovkornet trondhemitt ved Skaumsjøen.

Bergarten opptrer i et større massiv i nordenden av Skaumsjøen. Fargen er meget lys grå til hvit. Grensen mot de omkringliggende skifere og fyllitter er over alt skarp og veldefinert. Det er ikke iaktatt noe spor etter kontaktomvandlinger.

Tre sett sprekker tilnærmet vinkelrett på hverandre gjennomsetter bergarten og fremkaller en oppsprekking i store blokker.

Mineralsammensetning og struktur.

Strukturen er idiomorf til hypidiomorf grovkornet. Mineralinnholdet er følgende: Kvarts, plagioklas, (kalifeltspat, mikroklin), lys glimmer, biotitt, kloritt, epidot/klinozoisitt.

Plagioklasen er alltid flott sonarbygget (se fig.13) Ofte er den også mer eller mindre saussurittisert. Tvillinger etter både periklin - og albittloven er vanlige.

De sonarbygde plagioklaskornene har en kalkrik kjerne og blir mindre kalkrike mot periferien. An-innholdet varierer fra An 20 - 22 altså en oligoklas i kjernen, til An 7 - 8 d.v.s. en albitt i ytterste sone.

Dette skyldes antagelig metamorf omvandling av plagioklasen.

Bestemmelsene av plagioklasen er utført etter Michel-Levy metoden (Bryhni 1966)

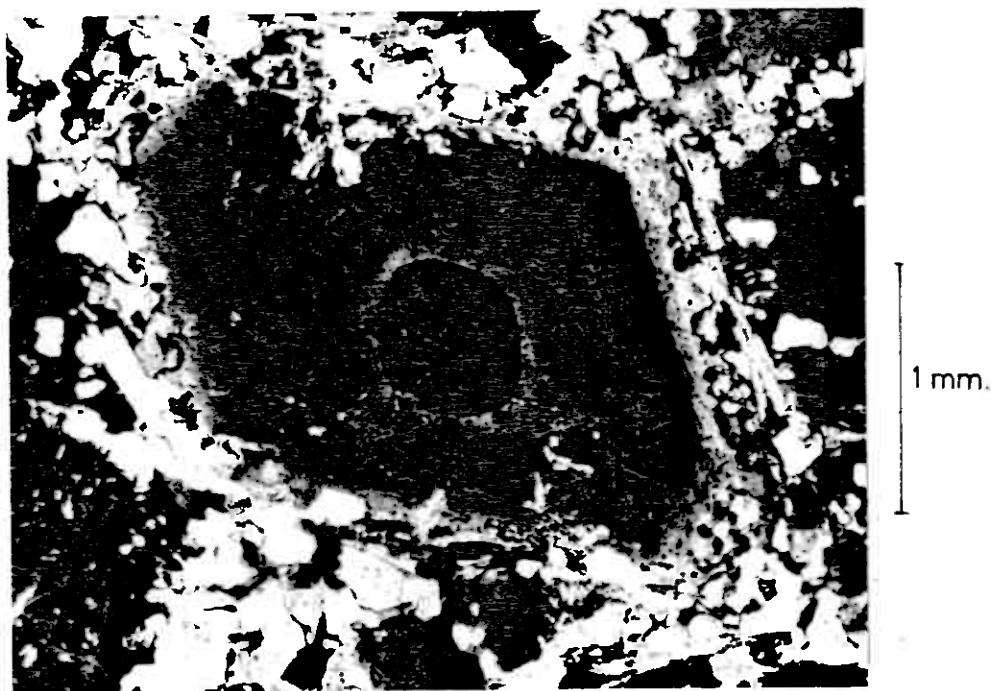


Fig.13. Mikrofotografi som viser sonarbygget plagioklas i trondhjemit. Lok(570,680). Kryssede nicols. 33 x

Kalifeltspat: Enkelte små korn med kalifeltspat forekommer inneklemt mellom plagioklaskorn. Mineralet er en mikroklin.

Lys glimmer forekommer som omvandling i plagioklaskorn (sericitt) og som enkelte ansamlinger mellom større plagioklaslister. Mineralet er fargeløst og uten pleokroisme. $2V_x$ er middels ca. 30° . Antagelig er mineralet vesentlig dannet sekundært.

Biotitt opptrer som urene korn innesluttet i og delvis omdannet til en kloritt med anomalt blå interferensfarger. Pleokroismen er: X = fargeløs, Y•Z = brun. $2V_x$ er meget liten.

Kloritt: Mineraliet opptrer som før nevnt, som omvandlingsprodukt etter biotitt. Anomalt blå interferensfarger er vanlig.

Ib: Trondhemitt - porfyritt.

Denne bergartstype opptrer som gjennomsettende ganger både i Buvann formasjonen og Skaumsjø formasjonen. Tektigheten på gangene kan variere fra 20 cm. og opp til 5 - 6 m., men ligger vanligvis på 0,5 - 1 m. (se fig.14). Fargen er hvit til gråhvitt.

Mineralsammensetning og struktur.

Karakteristisk for bergarten er idiomorfe fenokrystaller av plagioklas i en finkornig grunnmasse. Plagioklasen er valkert sonarbygget på samme måte som i den grovkornede trondhemitt (se fig.13).

Mineralinnholdet er stort sett det samme som i den grovkornede trondhemitten: Kvarts, plagioklas, lys glimmer, biotitt, kloritt, epdot/klinozoisitt og litt erts. Kalifeltspat er ikke iaktatt.

Strukturen er idiomorf til hypidiomorf porfyrisk.

Plagioklas: Som i den grovkornede trondhemitten er plagioklasporfyroblastene sonert, med kalkrik kjerne og surere randsoner. Enkelte steder kan kjernen bli noe kalkrikere enn beskrevet for den grovkornede trondhemitten, opp til An 40 d.v.s. en andesin, men det vanlige er An ca 25 altså en oligoklas. Randsonen er som i den grovkornede trondhemitten An 7 - 8, en albitt.

Plagioklasen i grunnmassen har samme sammensetning som randsonen i de porfyriske plagioklaskornene, An 7 - 8. Bestemmelsene er for det meste gjort etter Michel - Levy metoden (Bryhni 1966), men enkelte stikkprøver er gjort på U-bord (Slemmons 1962).

De andre mineralene er som beskrevet for grovkornet trondhemitt.



Fig.14 Ganger av trondhjemitt setter gjennom grå skifere i Buvann formasjonen, lok.(514,632)

Ic: Trondhjemitt - aplitt.

Denne finkornede bergartsvarianten opptrer på samme måte som trondhjemitt - porfyritten, gangformig i Buvann - og Skaumsjø formasjonen. Mektighetene er som beskrevet for den porfyriske varianten, Ib.

Mineralsammensetning og struktur.

Bergarten inneholder hovedsaklig kvarts og plagioklas. Noen ganger opptrer det også en god del biotitt. Biotitten gir opphav til rustflekker på forvitret overflate.

Mineralinnholdet er følgende: Kvarts, plagioklas, lys glimmer, $\pm$ biotitt, kloritt, karbonat og noe erts.

Strukturen er finkornet til tett hypidiomorf sukkerkornet

Plagioklasen har tvillingstriper etter albittloven. Sonarbygde korn er meget skjeldne. I de få som er

iaktatt ligger An-innholdet i kjernen på ca. An 10 d.v.s. en oligoklas. Randsonen har samme sammensetning som den alt overveiende del av plagioklas-kornene, An 7 - 8 ; en albitt.

Bestemelsene er gjort på U-bord (Stemmons 1962).

Karbonat forekommer som sprekkefyllinger og er antagelig av sekundær opprinnelse. Kornene har pent utviklede tvillingstriper.

Karakteristika for de øvrige mineraler er som beskrevet for grovkornet trondhjemsitt, Ia.

II: Middelskornet metagabbro.

Foruten ved Skamfersetra forekommer denne bergartstypen også som en liten intrusivkropp NV for Euvannet lok.(508,703).

Nakroskopisk er det ingen forskjell på bergartene fra de to lokalitetene og undersøkelsen er konsentrert om massivet ved Skamfersetra.

Bergarten er middelskornig med enkelte grovkornige partier. De mineraler som sees i håndstykke er amfibol og plagioklas. Dette gjør at bergarten, særlig på forvitret overflate, får et grønnspekket utseende. I friske prøver er dette mindre fremtredend.

Grensen mot de omgivende skifere er i alle blotninger skarp og veldefinert.

Mineralsammensetning og struktur.

Hovedmineralene er: Amfibol (m. rester av primær pyroksen), saussurittisert plagioklas, klintzoisitt. Dessuten opptrer i mindre mengde: Kloritt, lys glimmer, biotitt, $\frac{1}{2}$ kvarts.

Strukturen er krystalloblastisk, middelskornig. Enkelte ganger sees spor etter primær ofittisk struktur.

Amfibol opptrer som større stenglige eller tavleformede korn. Rester etter primær pyroksen i sentrum av større korn er vanlig (se fig.15).

Innesluttete lister av opprinnelig plagioklas i restene av de primære pyroksenkorn er tydet som en primær ofittisk struktur.

Restene av de primære pyroksener er som oftest

nesten fullstendig omvandlet (uralittisert). Noen få korn er noe bedre bevart og indikerer en opprinnelig klinopyroksen, antagelig augitt eller diopsid.

Den sekundære amfibol har lys grønn egenfarge. pleokroismen er ganske svak: $X = \text{lys gulaktig}$, $Y = \text{lys grønn}$, $Z = \text{svak blågrønn}$. $c/Z = 15 - 18^\circ$, $2V_x \approx 80^\circ$. Interferensfargene når opp til midt i 2. orden. Brytningsindekser er $n_x \approx 1,640$ og $n_z \approx 1,670$. Antagelig er dette en aktinolit.

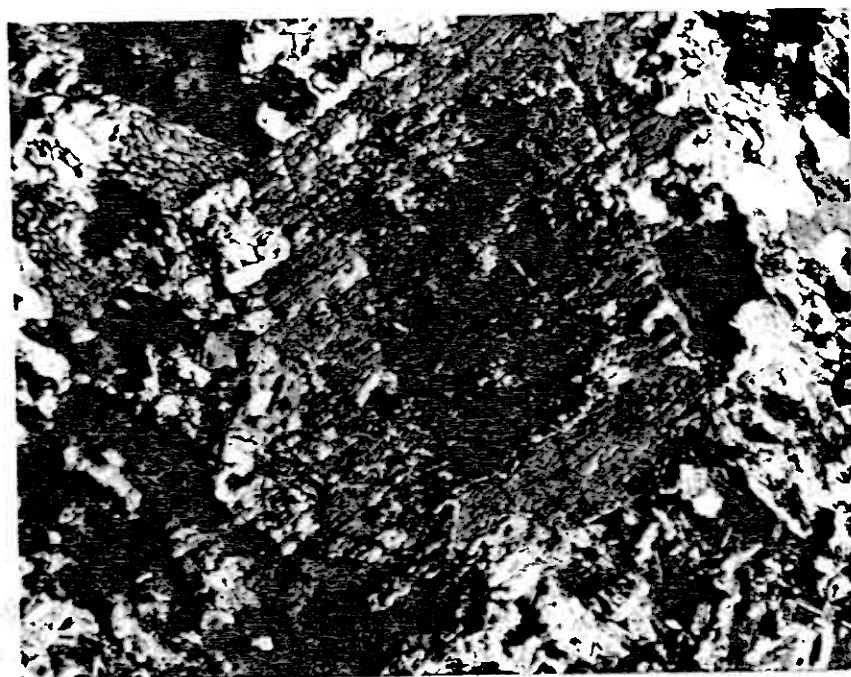


Fig.15 Mikrofotografi som viser rester av primær pyroksen innsluttet i amfibol. x nicols, forstørrelse 33 x. Proven er fra metagabbroen ved Skamfersetra, lok.(530,630)

Plagioklas: Mineralet er utviklet som listeformige individer. Vanligvis er mineralet fortvillinget etter albittloven, men samtidig er mineralkornene sterkt saussurittisert og helt eller delvis omdannet til et aggregat av klinozoisitt og lys glimmer. Enkelte mindre omdannede korn gir anledning til bestemmelse av den maksimale utslukningsvinkel normalt (010). Målinger gir som gjennomsnitt 10° . Det skulle tilsvare en oligoklas.

Klinozoisitt: Mineralet er uten pleokroisme, har rett utslukking og er optisk(+). Interferensfargene er anomale 1. ordens farger. Mineralet opptrer som listeformige korn og aggregater i plagioklaskorn.

Kloritt: Pleokroismen er svak: $X \sim Y$ = lys grønn, Z = fargeløs. Elongasjonen er (-). $2V_z$ er liten. Det er muligens en prokloritt.

I det følgende vil jeg trekke fram de argumenter som tilsier at den beskrevne bergart primært har hatt gabbroid sammensetning.

Først og fremst er det flere steder spor etter primær pyroksen med ofittisk struktur. Videre er innholdet av mørke mineraler høyt, med en "Color index" på 40 - 60.

Anfibol med aktinolitisk sammensetning regnes som et vanlig omvandlingsprodukt av pyroksen i basiske bergarter (Deer, Howie and Zussmann 1967, s.166).

Bergarten bør på dette grunnlag betraktes som en gabbro eller noritt. Restene av den primære pyroksen er identifisert som en klinopyroksen, antagelig augitt eller diopsid.

Både Streckeisen (1967, s.170) og Barth (1962, s.55) klassifiserer gabbroer som bergarter inneholdende plagioklas + klinopyroksen som hovedmineraler, og noritt som inneholdende plagioklas + rombisk pyroksen.

Bergarten må altså primært ha vært en gabbro, og den korrekte betegnelse i dens nåværende metamorfe tilstand synes å være metagabbro.

KARAKTERISTISKE MINERALPARAGENESEER OG METAMORFE FACIES.

Den følgende diskusjon av metamorfosen i feltet er først og fremst basert på "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" av Winkler (1967).

I tabell 3, neste side, er en oversikt over de karakteristiske mineralparageneser i de viktigste bergarter innen hver formasjon.

Innen det undersøkte område forekommer i alle parageneser kvarts + kloritt. Dette indikerer etter Winkler (1967, s.94) at metamorfosen ikke overskrider grønskifer facies, idet kloritt ikke er stabil sammen med kvarts i høyere facies.

Granat er ikke iaktatt i noen av paragenesene, og det synes derfor som om høyeste subfacies, B1.3. i grønskifer facies av Barrovian type kan utelukkes.

Da heller ikke mineralselskapet plagioklas + epidot eller hornblende/aktinolitt, som er typisk for høyeste subfacies, A1.2. i grønskifer facies av Abukuma type (Winkler 1967, s.118), er observert, kan høyeste subfacies utelukkes også her.

De aktuelle metamorfe facies i feltet skulle derfor være: Grønskifer facies, Barrovian type, subfacies B1.1. og B1.2. eller Abukuma type, subfacies A1.1.

Tabell 3 viser at biotitt forekommer jevnt fordelt innen Stavilla -, Skaumsjø - og Undal formasjonene, men bare i deler av Buvann - og Hevertjønn formasjonene.

Figur 16 viser tilnærmet beliggenheten av biotittisograden innenfor det undersøkte området.

Biotitt opptrer i liten grad i den delen av Hevertjønn formasjonens basiske vulkanitter som ligger innen biotitt - isograden. Dette kan skyldes den lave K - gehalt i disse bergartene (K_2O av størrelsesorden 0,1%), som gjør at biotitt vanskelig dannes til tross for at P,T - forholdene ligger til rette for dannelsen av dette mineral.

Det samme forhold gjør seg også gjeldende for Undal formasjonens basiske vulkanitter, som i sin helhet ligger innenfor biotittisograden.

For bergartene vest for biotittisograden er subfacies B1.1. eneste mulighet da grønskifer facies av Abukuma type ikke har noen subfacies fri for biotitt, ekvivalent med Barrovian

Tabell 3

Formasjoner	Bergarter	Mineralparagenese							
		Kv.	Ab.	Mu.	Kl.	Akt.	Ep.	Bi.	Ksp.
Hevertjønn formasjonen	Basiske vulkanitter	(X)	X	X	X	(X)	X	(X)	X
	Meta-sedimenter	X	X	X	X			(X)	
	Sure vulkanitter	X	X	X	X				
Buvann formasjonen	Bitumines skifer	X	X	X	X			(X)	
	Kvarts-skifer	X	X	X	X			(X)	X
	Fyllittisk skifer	X	X	X	X				X
	Sandstener	X	X	X	X				X
	Sandige skifere	X	X	X	X				
Undal formasjonen	Basiske vulkanitter	(X)	X	X	X	X	X	(X)	X
	Bitumines skifer	X	X	X	X			X	
Skaumsjø formasjonen	Mørke skifere og fyllitter	X		X	X			X	(X)
Stavilla formasjonen	Karbonatrik glimmer-skifer og fyllitt	X	X	X	X			X	X

X = Mineral et over alt med i denne bergartstype

(X) = Mineral et bare med enkelte steder innen denne bergartstype

Kv. = Kvarts Ab. = Albitt Mu. = Muskovitt Akt. = Aktinolit

Ep. = Epidot Bi. = Biotitt Ksp. = Kalkspat

type, subfacies B1.1. (Winkler 1967, s.92 og 117).

Sees bergartene øst for biotittisograden isolert, er både subfacies B1.2. og A1.1. mulige alternativer.

Mellom metamorfe facies av Abukuma type og Barrovian type er det imidlertid store differanser i trykkforholdene. Dette betinger at metamorfe facies av Abukuma type er dannet i en betydelig grunnere del av jordskorpen enn Barrovian type (Winkler 1967, s.93)

Sett i relasjon til bergartene vest for biotittisograden som befinner seg i laveste subfacies i grønskifer facies Barrovian type; B1.1., synes det derfor som om subfacies B1.2. best gjenspeiler den metamorfe tilstand hos bergartene øst for biotittisograden.

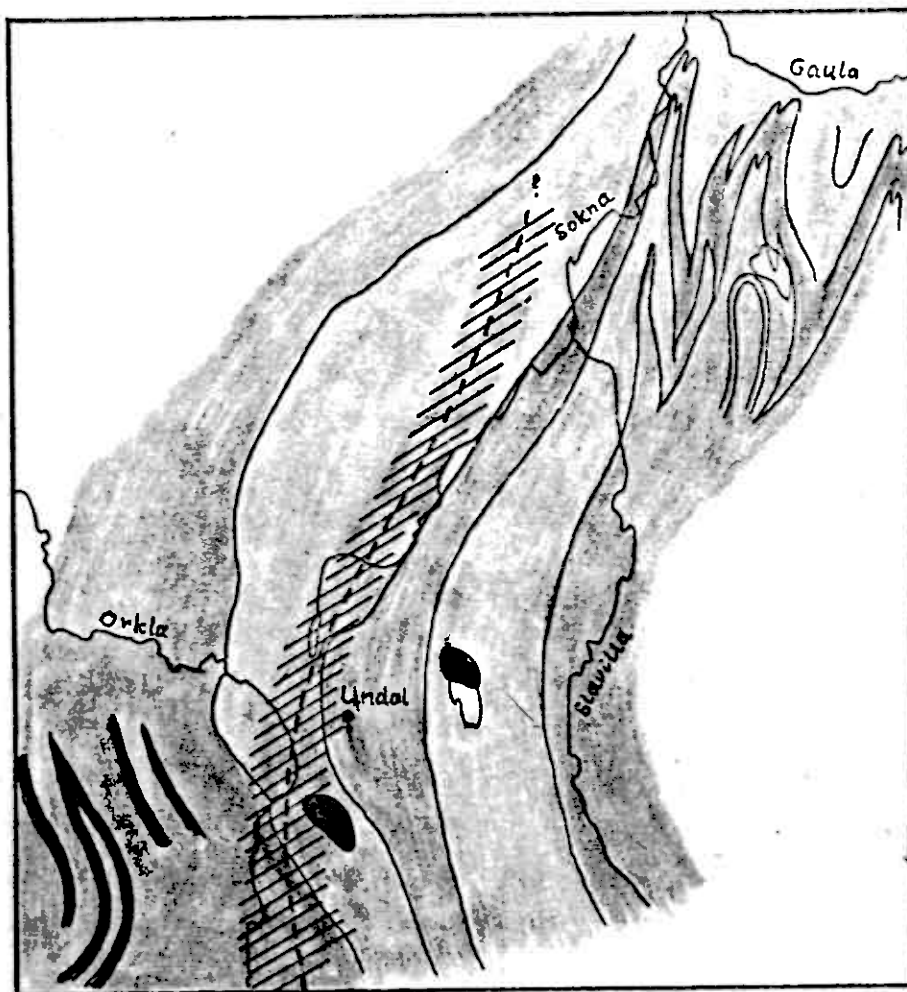


Fig.16 Oversiktskart over det undersøkte område med biotittisograden innlagt som tykk stiplet linje. --- Skraveringen markerer usikkerheten ved fastleggelsen. Fargekoden er den samme som i fig. 23. side 75.

I sitt siste arbeid foreslår Winkler(1970) at begrepet metamorfe facies avskaffes, og han vil i stedet innføre en oppdeling i fire såkalte "metamorphic stages" og en klassifisering basert på isograder i vanlige bergarter.

De fire "stages" er følgende: Very - low - stage, low - stage, medium - stage og high - stage.

Overgangen very - low - stage til low - stage er definert ved isograden hvor zoisitt/klinozoisitt begynner å opptre i bergartene. Winkler(1970,s.205) presiserer at ".... due to the new formation of zoisite or of non - Fe - rich epidot(clino - zoisite), a very characteristic assemblage of minerals is to be observed in rocks when metamorphism of the low - stage sets in, it is the assemblage:

chlorite + quartz + zoisite/clinozoisite

Han sier videre s.206: "It should be remembered that we are not interested in the many different complete set of mineral-parageneses when applying the classification of metamorphic stage, but we only have to make sure that in the area under investigation rocks are found that have primary chlorite + quartz + zoisite/clinozoisite as a mineral assemblage with mutual contacts (contacting mineral paragenesis).

This is all that is necessary in order to decide whether we are in the low - stage or very - low - stage."

Bergartene i feltet skulle derfor etter dette klart befinne seg i low - stage metamorfose.

Winkler(1970) deler videre inn sin low - stage ved hjelp av flere isograder. Han gir hver stage et nummer. Nummeret for low - stage er 2. De forskjellige isograder innen hver stage er så a, b, c, o.s.v.

For low - stage er definert 4 isograder. Det er:

2a: Stilpnomelan ut/biotitt inn

2b: Almandinrik granat inn

2c: Hornblende inn

2d: An(17 - 20) + hornblende

Sett i relasjon til de mineraler som er iaktatt innen det undersøkte område(se tabell 3) er det bare isograd 2a som er av interesse i dette tilfelle. På bakgrunn av de observerte mineralselskaper skulle feltet etter Winklers nye klassifisering befinne seg på overgangen 2/2a i low - stage metamorfose.

Konklusjon.

Hvis det klassiske faciesbegrep legges til grunn må hele det undersøkte område sies å være metamorfosert til grønskifer facies av Barrovian type.

Metamorfosen er lavest i de vestlige deler hvor mineralparagenesene indikerer laveste subfacies, B 1.1

I de østlige deler øker metamorfosegraden, slik at bergartene her befinner seg i midlere subfacies, B 1.2

Tas det hensyn til Winklers nye klassifikasjonssystem for metamorfe bergarter, må hele feltet plasseres i low - stage med biotitt-isograden (2a) gående sentralt gjennom området.

Dette er helt i tråd med Goldschmidt (1915) som har bestemt bergartene i området til å ligge på overgangen mellom "Zone des Chlorits" og "Zone des Biotits".

K A P. III: T E K T O N I K K.

STRATIGRAFI OG KORRELASJON.

Under den petrografiske beskrivelse av Hevertjønn - og Euvann formasjonene er det postulert innvertert lagstilling innen det undersøkte området. Idet følgende skal vi se litt nærmere på de belegg som finnes for en slik antagelse.

Hevertjønn formasjonens tektoniske undergrense (ikke vist på det geologiske kartet) er på de steder jeg har iaktatt den, representert ved et polymikt konglomerat. Konglomeratet består hovedsaklig av av dårlig rundete boller av kalk, grønnsten, sure intrusiver, (keratofyr?) og jaspis.

Dette konglomerat er antagelig identisk med det polymikte konglomerat som danner basis i Undre Hovin gruppe, Venna (Stokvola) konglomeratet. (Vogt, Th. 1945)

De basiske vulkanitter i Hevertjønn formasjonen kan følges kontinuerlig mot NO hvor de nær grensen for det undersøkte område Lok. (600, 870) henger sammen med grønnsten tilhørende Støren gruppen (Kjerulf 1875, Tørnebo 1896, Carstens, C.W. 1920, Vogt, Th. 1945).

Det synes derfor helt klart at Hevertjønn formasjonen er identisk med den klassiske Støren gruppe, og at den ligger invertert.

De bergarter som tektonisk ligger over Hevertjønn formasjonen kan også følges mot NO hvor de går over i de bergarter som Kjerulf (1875) beskriver fra profilet gjennom Gauldalen og kaller Gula skifergruppe. Som allerede nevnt i innledningen, vil jeg holde fast ved Kjerulfs opprinnelige betegnelse og beholde navnet Gula gruppe.

Både Tørnebo (1896) og C.W. Carstens (1919) viser at Gula gruppens (Tørneboms Brekkskifer gruppe og Carstens Røros gruppe) bergarter er eldre enn Støren gruppen som de tektonisk overligger.

De samme forfattere (Carstens, C.W. 1919 s. 63 og Tørnebo 1896, s. 83-84) omtaler grønnstensbanker som innleiringer i Gula

gruppens øverste nivåer. C.W.Carstens (1920) beskriver disse som petrografisk identiske med Støren gruppens grønnstener. Disse grønnstensbenker må tilsvare Undal formasjonens basiske vulkanitter.

Mellom grønnstensbenkene i Gula gruppens øverste nivåer og Støren gruppen beskriver Tørnebo (1896,s.83) og C.W.Carstens (1919,s.63) vekslende lag med grå skifere, noen steder med kalklag. Disse bergarter må svare til det jeg har kalt Buvann formasjonen.

Tabell 4 gir en oversikt over stratigrafien i forskjellige deler av Trondheimsfeltet sett i relasjon til det undersøkte området.

De eldste bergarter innen det undersøkte området er Stavilla formasjonens kalkrike glimmerskifere og fyllitter. Disse representerer innen det undersøkte område, Gula gruppens laveste nivåer. Bergartene kan sansynligvis korreleres med Goldschmidt (1915) "Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmer-schiefer". Også C.W.Carstens (1919) omtaler slike bergarter fra Gula gruppens sentralsone. Rui (1971 p.c.) og Nilsen (1971 p.c.) rapporterer likeledes kalkrike og/eller kalksilikatrike bergarter fra Gula gruppens laveste nivåer, henholdsvis i områdene Tolga-Os-Savalen og Kvikne.

Den grove sandstensbenken og den tynne kalken mot basis av Buvann formasjonen d.v.s. umiddelbart over de basiske vulkanitter i Undal formasjonen, kan korreleres med et konglomerat og en kalk som ligger i tilsvarende posisjon i området Ålen - Tynset (Rui 1968) (se også tabell 4).

De svarte bituminøse skifere i Buvann formasjonens øverste nivå(d.v.s. øverst i Gula gruppen) som også er beskrevet av flere forfattere (Tørnebo 1896,s.83, C.W.Carstens 1919,s.61,C.Bugge 1910,s.27) mener jeg kan korreleres med den bituminøse skifer som opptrer på grensen mot de grønne vulkanitter i Ålen, Øvre Gauldal (Rui 1968). I disse skifere er funnet *Dichtyonema flabelliforme* (J.H.L.Vogt 1888) som fastlegger bergartens stratigrafiske posisjon til underste del av Underordovicium, 2e (Stormer 1941,s.162-163).

Tabell 4. Lithostratigrafisk korrelasjon mellom forskjellige deler av Trondheimsfeltet.

	Svorkmo-Lundamo Th. Vogt(1945) Carstens(1954)	Vestlige Trondheimsfelt Carstens(1919)	Vestlige Trondheimsfelt Tørnebo(1896)	Berkåk-Soknedal Lindberg(1971)	Mostadmarka- Selbustrand Torske(1965)	Ålen - Tynset Rui(1971 p.c.)
U. Hovin Gruppe	Grønnstenskg. (Venna)	Grønnstenskg. el. breksje	Grønnstenskg. (Stokvolabrek.)	Grønnstenskg.	Grønnstenskg. el. breksje	- - - - -
Støren Gruppe	Grønnsten med putelava og keratofyr	Grønnsten med putelava keratofyr	Grønnsten med putelava	Grønnsten med putelava og pyroklastika Keratofyr	Grønnsten med putelava og pyroklastika Keratofyr	Grønne Hbl.sk.
Gula Gruppe	Glimmerskifer	Svart bitum. skifer	Svart kulhold. skifer	Svart bitum. skifer	Lys grønn fyllitt	Bitum. skifer Dichtyonema
	Kvartsittkg.	- - - - -	- - - - -	Båndet kv.sitt	Kvartsittsk.	Kvartsittkg.
	Glimmerskifer	Grå gl.skifer	Grå og brune skifere (Brekkskifere)	Vekslende lyse og mørke fyl. m. sst. og sandige skifere	Gråvakke, subgråvakke, gråvakkefyllitt	Gråvakkesst. og gl.skifer
				Grov sandsten		Tynt kgl.
				Lys og mørk fyl.		Svartskifer
	Kalksten	Kalksten	Kalksten	Kalksten	Kalkrik ark.	Kalksten
	- - - - -	- - - - -	- - - - -	Mørk fyllitt	- - - - -	Svartskifer
	Glimmerskifer	Grønnstenslag Glimmerskifer	Grønnsten/sk. Grå og brune skifere (Brekkskifere)	Grønnsten/sk. Lyse og mørke fyllitter	Lys og mørk fyllitt	Amfibolitt Vekslende fyllitter og sandstener m. enkelte kalk- silikatbånd
		Kalksilikat bergarter		Kalkrike fyl. og gl.skifere		

Dette tilsier en Underordovicisk alder på Støren gruppens basiske vulkanisme og en Kambrisk alder på største delen av Gula gruppens bergarter.

Disse konklusjoner er helt i tråd med de fleste tidligere arbeider som likeledes fastlegger Støren gruppens alder til Underordovicium (Kjerulf 1875, Tornebohm 1896, C. Bugge 1910, C.W. Carstens 1919, Th. Vogt 1945)

Konklusjon.

Hevertjønn formasjonen synes å være identisk med Støren gruppen. Den overleirer tektonisk de yngre bergarter som tilhører Undre Hovin gruppe, og lagrekken må derfor være invertert.

Buvann-, Undal-, Skaumsjø- og Stavilla formasjonene tilhører Gula gruppen. Hele lagrekken ligger invertert. Den delen av Gula gruppen som ligger innen det undersøkte område synes å være av Kambrisk til Underordovicisk alder.

STRUKTURELLE DATA OG IAKTTAGELSER.

Innen strukturgeologien hersker det en viss uenighet om terminologien. Av den grunn er det viktig å benytte definerte uttrykk og begreper.

I det følgende vil jeg omtale de definisjoner som følges.

Planstrukturer.

Begrepet s - plan omfatter plan av premetamorf opprinnelse, foliasjon og sprekker. Foliasjon benyttes om alle typer s-plan av metamorf opprinnelse (Turner & Weiss 1963, s.91)

Bånding er en vanlig forekommende planstruktur i bergartene. Bredden av båndene varierer fra noen mm. opp til flere cm. I enkelte tilfelle når den opp i størrelsesorden dm. Båndingen er over alt hvor det kan kontrolleres, parallell med formasjons-grensene, og er tolket som primær lagning. Denne planstruktur er betegnet s_1 .

Akseplanskifrihet: Dette er den mest vanlige foliasjons-type i det undersøkte område. Akseplanskifrihet vil si at bergarten har en foliasjon (sub)parallelt et sett foldeakseplan.

Etter Turner & Weiss (1963, s.99) er dette en foliasjons-retning som andre typer s-plan (lagning, kløv) tenderer mot ved økende deformasjon. Når akseplanskifrihet er en fremherskende planstruktur i området, indikerer dette høy grad av deformasjon.

Det er utviklet to sett akseplanskifriheter. En er parallell med akseplan i folder tilhørende en antatt tidlig foldefase (F_1) og betegnes s_2 . Den andre er parallell med akseplan i folder dannet ved en antatt senere fase (F_2) og disse betegnes s_3 . (se fig. 17).

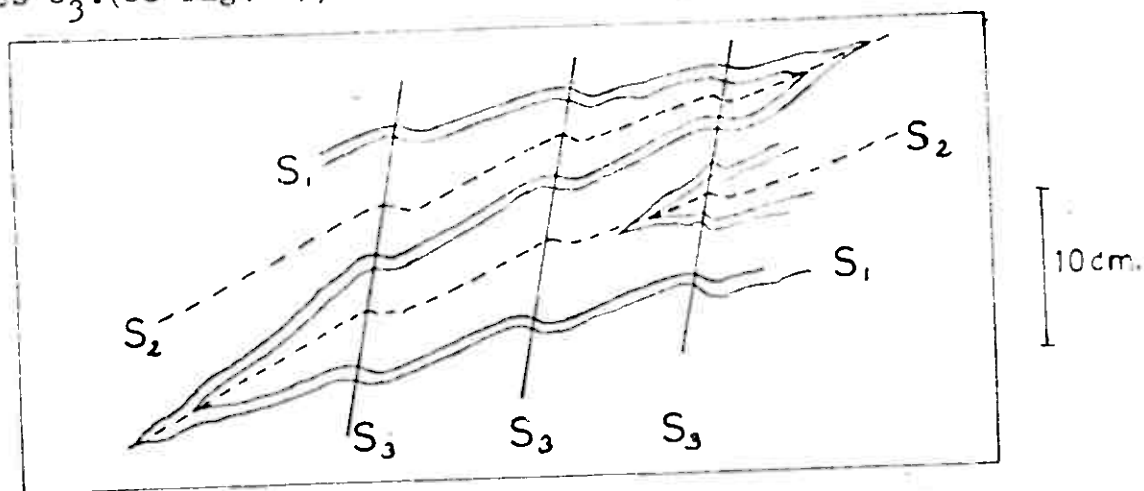
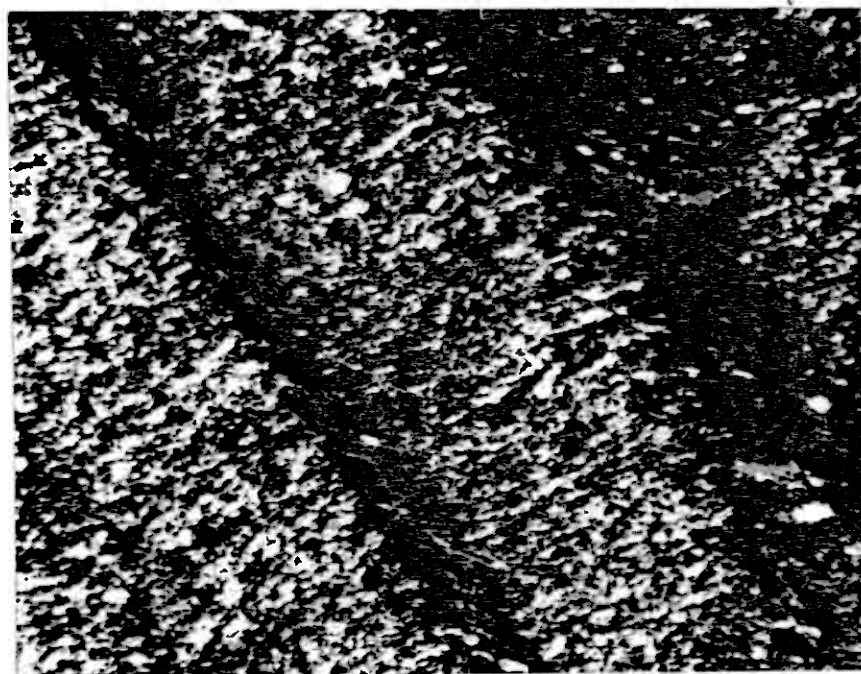


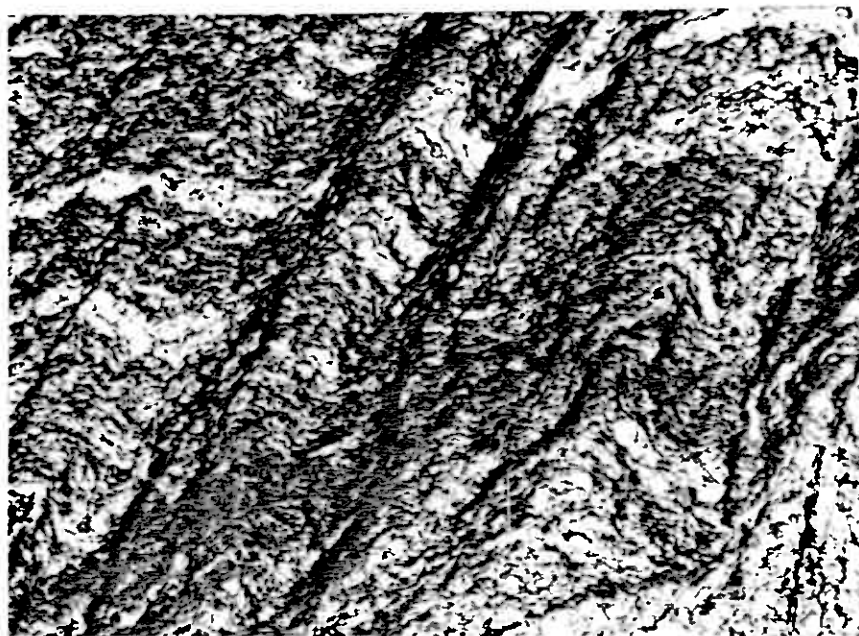
Fig. 17 Skisse som viser relasjonen mellom s_1 , s_2 og s_3 . Tegning etter dagboksskisse fra lok(502,676).

I det undersøkte område følges ofte akseplanskiffrigheten av en parallellorientering av mineralene. Glimmermineraler er ofte orientert med basis parallell s_2 . Slipbildene fig.18 og 19 viser parallellorientering av glimmermineraler etter s_2 .



1 mm.

Fig.18 Mikrofotografi som viser parallellorientering av glimmermineraler, med basis parallell s_2 . Mørk fyllitt fra Skaumsjø formasjonen, lok(586,687). Vanlig lys, 33 x.



1 mm.

Fig.19 Mikrofotografi som viser "fracture cleavage" i fyllitt fra Skaumsjø formasjonen. lok(575,619). Vanlig lys, 33x.

Sprekker er særlig behandlet innen Hevertjønn formasjonens område da det er det eneste målbare strukturelement av betydning i grønnsteinene.

Den alminnelige sprekketype som er utviklet er såkalte "Conjugate joints". Det er skjærsprekker som vanligvis opptrer i par. Vinkelen mellom dem skal ideelt halveres av lineasjonen (Turner & Weiss 1963, s. 101).

Lineære strukturer.

De vanligste lineære strukturer i det undersøkte område er foldeakser, parallellorientering av mineraler, skjæringslinjer mellom s-plan og avlange kvartsslirer ("rods").

Første sett lineære strukturer defineres som skjæringslinjen mellom bånding (s_1) og akseplanskiffrigheten (s_2) eller minerallineasjoner. De orienterte mineraler ligger i foliasjonsplanet (s_2).

Disse strukturelementene har samme retning og betegnes L_1 . De er særlig godt utviklet i Buvann formasjonens fyllitter og sandige skifere. Retningen er Kaledonsk, tilnærmet N-S.

Annet sett lineære strukturer er definert ved skjæringslinjen mellom bånding (s_1) og akseplanskiffrighet (s_3). Strukturen gjenkjennes bare med sikkerhet når den deformerer tidligere strukturelementer (f.eks. s_2). Strukturenes retning er tilnærmet O-V. Retningen antas å tilhøre den sene foldefase (F_2). Figur 20 viser relasjonen mellom s_1 , s_2 og s_3 sett i forhold til deres retninger i bergartene og i rommet.

Folder og foldestil.

Ved beskrivelsen av foldene og deres stil og symetri benyttes terminologi fra Turner & Weiss (1963).

Første foldefase (F_1). Både småfoldene i Buvann formasjonens fyllitter og sandige skifere og de mer regionale folder som er kartlagt i Undal formasjonens basiske vulkanitter er tette, nær isoklinale similar type folder som er overfoldet mot vest.

Foldene er karakterisert ved et relativt stort forhold mellom amplitude og bølgelengde. I fig. 21 er vist en typisk similar fold i båndet kvartsitt. Foldeaksen stuper mot SSV.

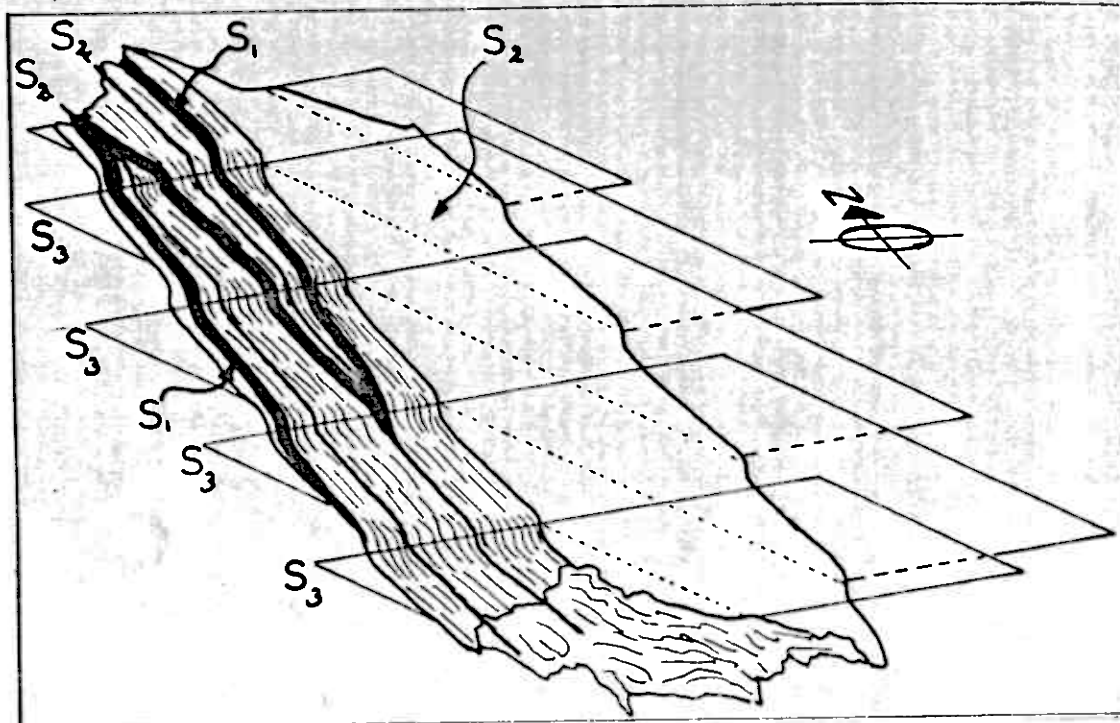


Fig. 20 Tegning av orientert håndstykke som viser relasjonen mellom s_1 , s_2 og s_3 . Prove fra lys fyllitt i Buvann formasjonen lok(500,677).

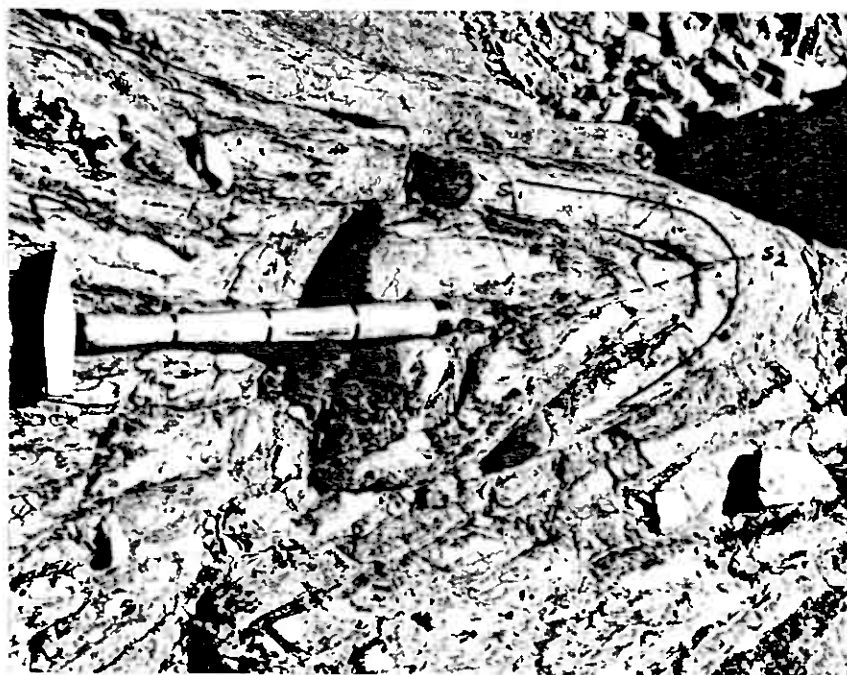


Fig. 21 Typisk similar type fold i båndet kvartsitt fra Buvann formasjonen. Lok(515,625).

Enkelte steder opptrer i Buvann formasjonen mer kompetente sandstensbenker som er foldet i konsentriske folder (se fig. 22). Dette er vanlig for folder i mer kompetente sedimentære bergarter. De opptrer hovedsaklig i isolerte lag av en bergartstype

innesluttet i en annen med forskjellige mekaniske egenskaper (Turner & Weiss 1963, s. 112 - 113).

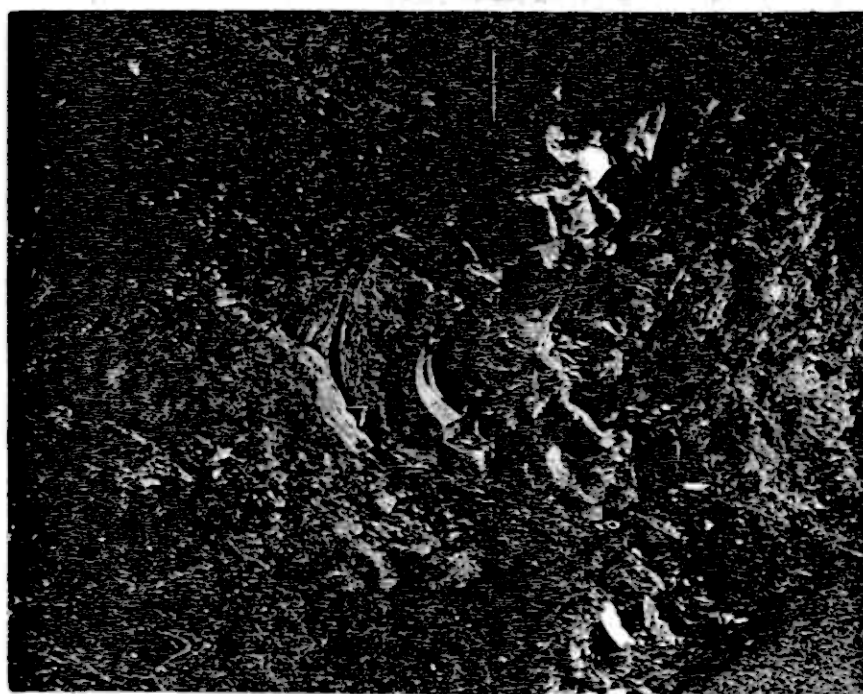


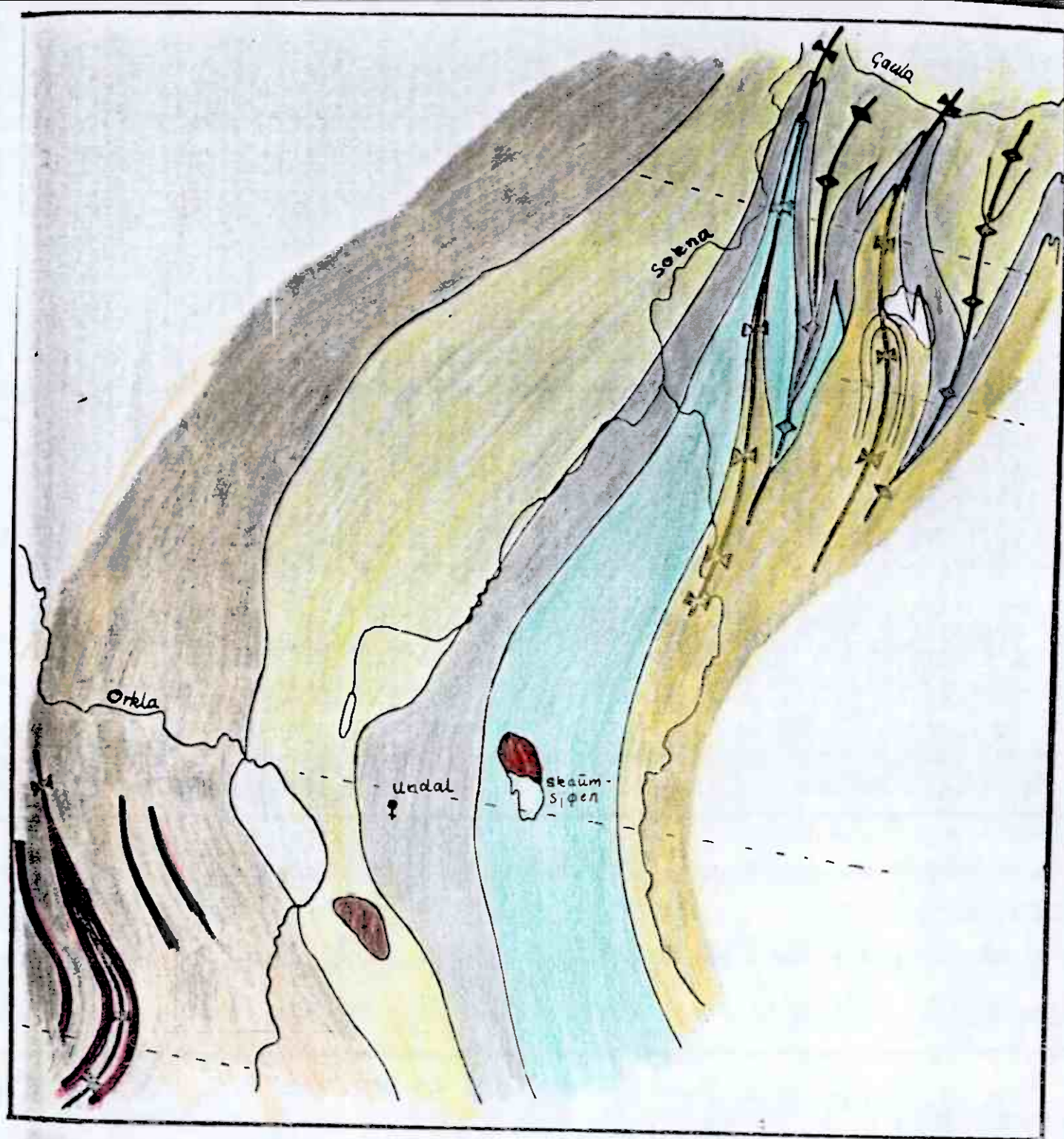
Fig. 22 Konsentrisk fold i sandstenslag i Buvann formasjonen fra veiskjæring langs E6 lok(513,628).

Annen foldefase (F_2) er karakterisert ved åpne folder med O-V gående akser med fall mot O. Akseplanet (s_3) er steilt. De tidlige similar type foldene er tydelig deformert i denne fase. Akseplanet (s_2) er i den sydlige del av feltet overfoldet mot VSV, men dreier i de nordlige deler slik at det her er overfoldet mot VNV. På figur 23 er vist et forenklet geologisk kart med de tektoniske hovedelementer inntegnet.

I tabell 5 er det gitt en oversikt over de symboler som er brukt for strukturelementer i det undersøkte område.

Tabell 5 Symboler for strukturelementer. Området Berkåk-Soknedal

Fase	Symbol	Type	Foretrukken orientering
1	s_1	Banding tolket som primær lagning	Variabel
	s_2	Akseplanskiffrighet etter folder i s_1	Variabel, men med en kons i N-S retning
	L_1	Lineasjon parallell skjæring mellom s_1 og s_2	Vanligst i SSV retning
	F_1	Foldeakser	Vanligst i SSV retning
2	s_3	Akseplanskiffrighet etter folder i s_1 og s_2	Stort sett NNV - OSO retning
	L_2	Lineasjon parallell skjæring mellom s_1 og s_3	OSO retning, variabel stupning
	F_2	Foldeakser	- " -
	ϕ_2	Statistisk foldeakse	OSO retning



Grønnsten	} Hevertjønn form.
Keratofyr	
Lys fyllitt	} Buvann form.
Sv.Sk. m. Gr.st.	
Mørk skifer	} Skaumsjø form.
Kalkrik skifer	
Trondhjemitt	} Intrusiver
Gabbro	

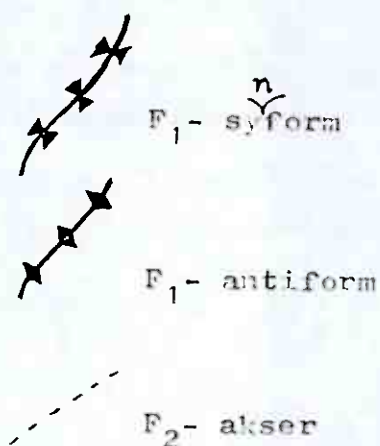


Fig. 23

Analyse av strukturelle data.

De strukturelle data er plottet på Schmidt's nett, undre halvkule. Det er brukt 400^g inndeling. Konturering er foretatt etter metode beskrevet av Strand (1945).

I figur 24 er plottet og konturert foldingsakser (F_1) og lineasjoner (L_1) til første foldefase, F_1 -fasen som betegnes hovedfolderetningen. Denne folderetning faller sammen med den kaledonske hovedretning.

Fra det østlige Trondheimsfeltet beskriver Rui (1967) en hovedfolderetning med tilnærmet N-S retning.

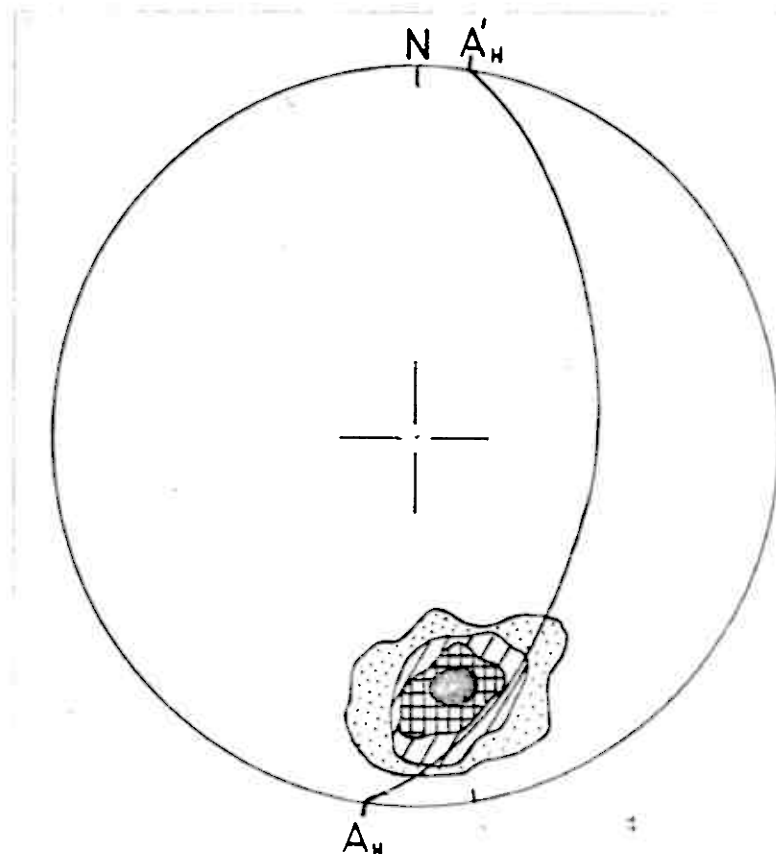


Fig. 24 Foldingsakser (F_1) og lineasjoner (L_1) fra første fase
Totalt 52 observasjoner. β_1 retning N 190° , fall 32° mot SSO
 1-10% 10-30% 30-50% > 50%

Hvis polene til s-planene faller på en storsirkel er foldingen sylindroidal, og foldeaksen er normal til denne storsirkelen. Denne statistiske foldeaksen kalles β -aksen (Sander 1948, s. 132).

I figur 25 er plottet poler til s_2 -plan. Polene er konturert. De faller tilnærmet på en storsirkel, og β_2 definerer en foldeakse med retning N 110° og fall 45° mot CSO. Dette er foldeaksen for den transversale (F_2) fasen.

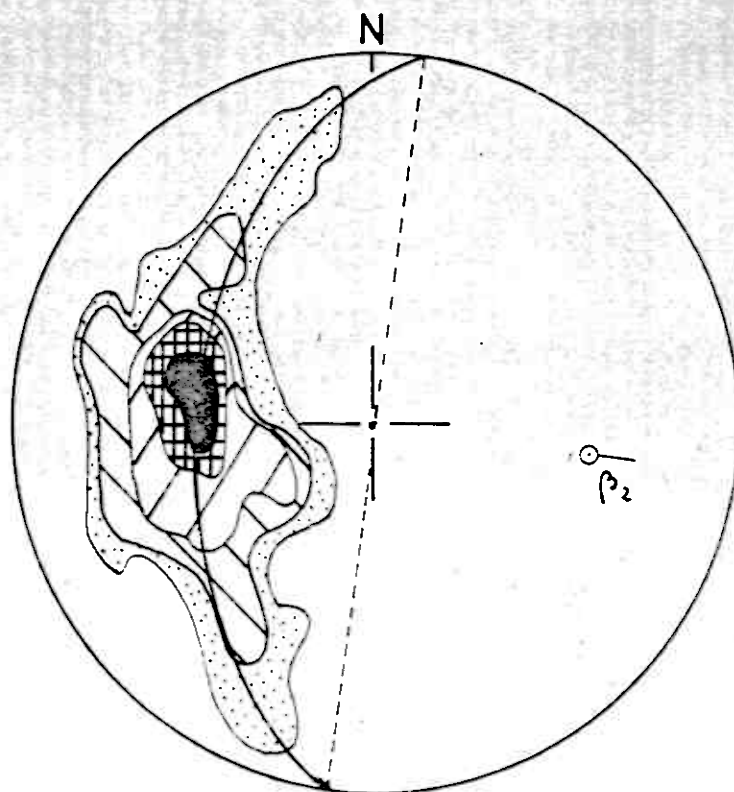


Fig.25 Poler til s_2 - plan plottet og konturert. Totalt 150 obs.

 1-5%
  5-10%
  10-20%
  20-30%
  > 30%

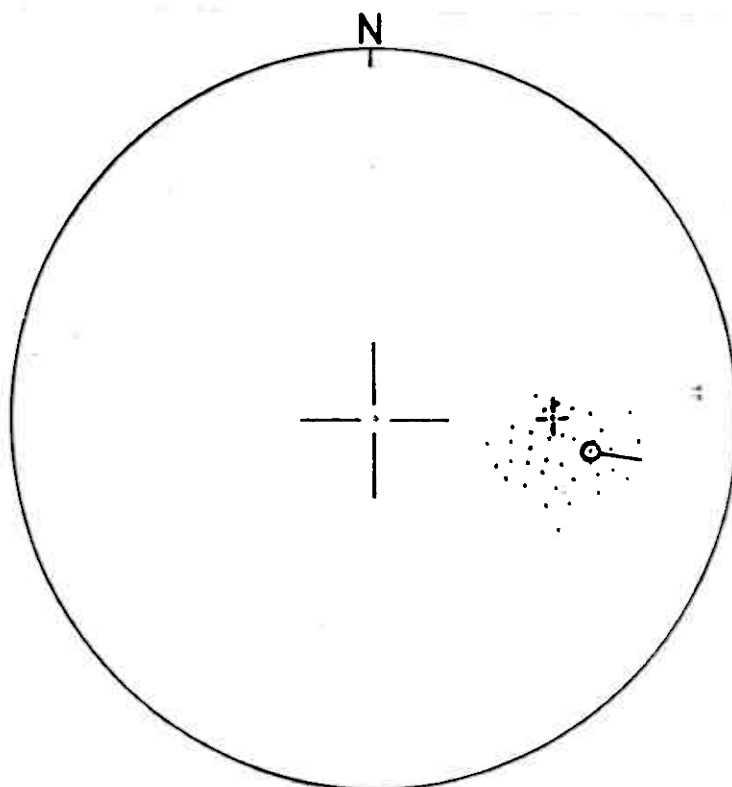


Fig.26 Plottede L_2 og F_2 strukturer (markert med punkter). Totalt 32 observasjoner. $-|-$ er malmaksen i Undal gruve β_2 er statistisk foldeakse F_2 - fase.

Den statistisk beregnede foldeakse (β_2) faller godt sammen med plottede L_2 og F_2 strukturer som vist i figur 26. Malmaksen i Undal gruve faller også sammen med denne retningen.

Det undersøkte sprekkesystem i grønnstenene fra Hevertjønn formasjonen viser som nevnt et konjugert sprekkesystem. Sprekkediagrammet i figur 27 gir et bilde av sprekkefordelingen i området. Det fremgår av diagrammet at lineasjonsretningen L_2 for den transversale foldefase (F_2) tilnærmet halverer den stumpe vinkel mellom sprekkeene. Dette er et forhold som er vanlig også andre steder i den Kaledonske fjellkjede (Ramberg 1967).

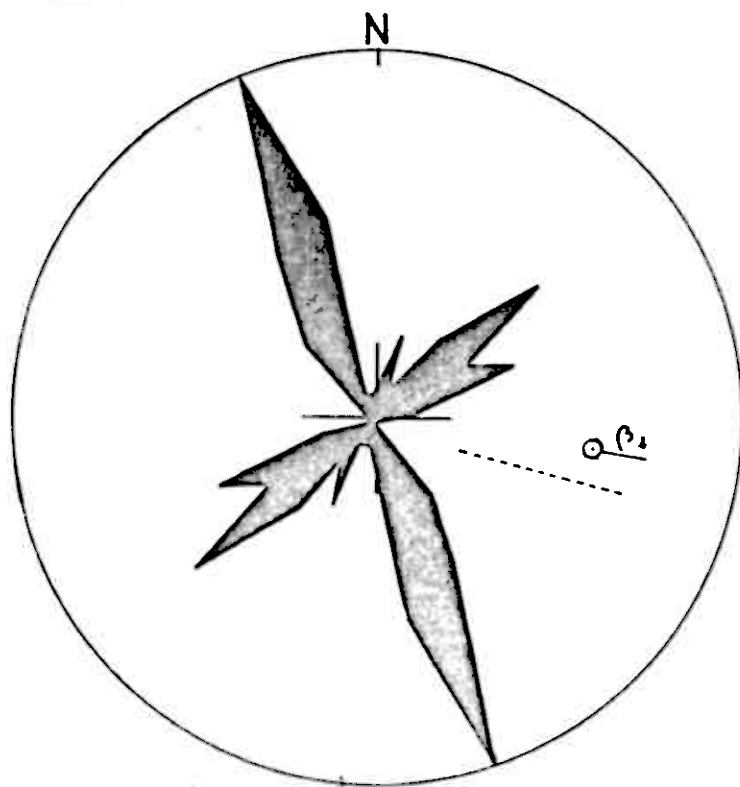


Fig. 27 Sprekkediagram fra grønnstener i Hevertjønn formasjonen. Totalt 95 observasjoner.

I selve malmlegemet forekommer også en tredje lineasjonsretning som tilnærmet halverer vinkelen mellom L_1 og L_2 . Hvor vidt denne retning representerer en tredje foldefase er på det nåværende stadium ennå uklart.

Konklusjon.

Det synes etter dette klart at den transversale folde-
retning må være den yngste da denne foldefase deformerer akse-
planene (s_2) til hovedfolderetningen, F_1 -fasen.

Følgende modell antas å representere det tektoniske
hendelsesforløp:

Fase 1: Bergartene foldes etter tilnærmet N-S like akser.

Foldestilen er tette overfoldede, similar type folder.

Fase 2: Det gamle foldesystem refoldes i en transversal folding
med akseretning VNV - OSO. Her er foldene mer åpne.

Fremstillingen i figur 28 er et forsøk på å gi et tre-
dimensjonalt bilde av deformasjonsstilen i området.

Profilet på plansje 2 i vedlegget gir et begrep om
foldestilen i den NO delen av feltet.

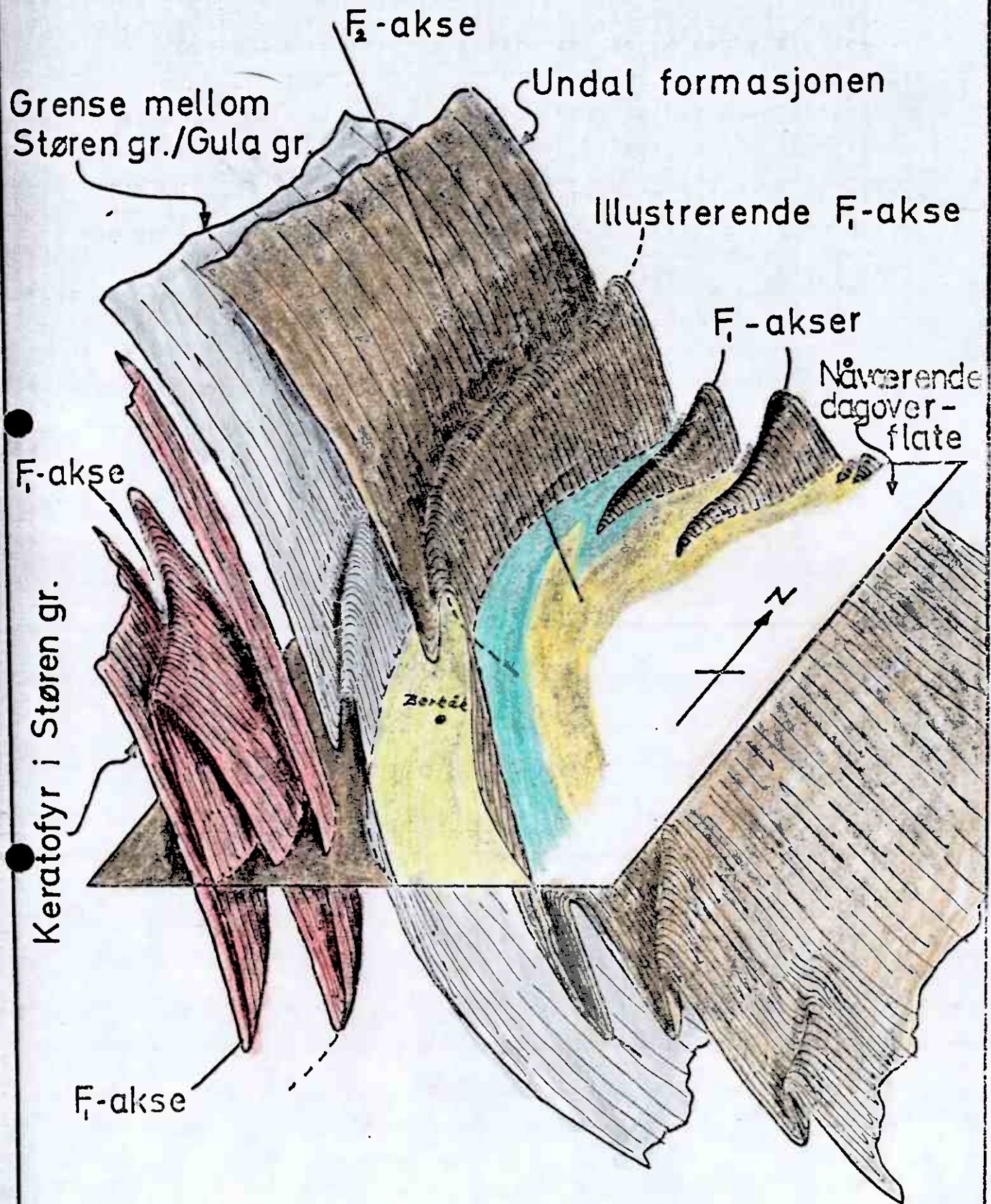


Fig. 28 Stilisert fremstilling av foldestilen og deformasjonen i feltet.

K A P. IV: M A L M G E O L O G I.

Innen det undersøkte område er det en rekke kisforekomster, i alt 16. Av disse er det bare Undal gruve som er av en slik størrelsesorden at den har hatt og har noen økonomisk interesse.

Under arbeidet med forekomstene både i feltet, og ellers, har arbeidene til S.Foslie (1925 og 1926) vært til stor hjelp.

Eldre data vedrørende Undal gruve skriver seg fra rapporter og kart som velvilligst er utlånt fra bergarkivet i N.G.U.

Nytt materiale vedrørende drift og produksjon er fritt stilt til rådighet av Killingdal Gruber A/S ved direktor J.J.Lange og bergingeniørene Smemo og Greslien. Stiger Inge Aune har hjulpet meg under arbeidet i gruen. Jeg vil takke alle for hjelpen.

UNDAL GRUVE.

Historisk oversikt.

Forekomsten har vært kjent siden før 1651 og var først drevet som kobbergruve noe den var uegnet til på grunn av den lave kobbergehalt.

Malmen har en kort tid vært smeltet ved Iglbro smeltehytte som var drevet av verket selv, deretter ved Nåverdalen smeltehytte som var drevet av Kvikne kobberverk.

Senere har den vært drevet på svovelkis i kortere perioder i 1863 - 76 og 1915 - 22. Driften var i liten skala. Fram til 1922 var det tatt ut ca. 40 000 tonn kis.

I den senere tid har gruen tilhørt Killingdal Gruber A/S som har drevet forekomsten i to perioder fra 1952 - 59 og 1966 - 71. Driften er foreløpig opphørt på grunn av situasjonen på kobbermarkedet.

Gruben har gjennom den siste driftsperiode vært gjennomgående for en betydelig modernisering..

Forekomsten må karakteriseres som en typisk marginal forekomst.

Produksjonsdata og gehalter.

Fram til 1922 ble det tatt ut ca. 40 000 tonn malm. Driftsperioden 1952 - 59 ga en totalproduksjon på ca. 145 000 tonn, og i den siste perioden gruva var i drift ble det tatt ut i alt ca. 94 000 tonn malm. I alt er det drevet ut ca. 279 000 tonn malm på Undal. Årsproduksjonen var i 1970 på ca. 21 751 tonn.

Malmen kjøres med jernbane til Killingdal Grubeselskab A/S oppredningsanlegg i Trondheim. Det er en transportstrekning på ca. 85 km.

En generalanalyse av Undal - malmen gir følgende resultat:

S	33,4	%
Fe	34,8	%
Cu	0,95	%
Zn	1,10	%
Pb	0,03	%
Co	0,009	%
Ni	0,001	%
Bi	0,001	%
As	0,023	%
Sb	0,005	%
Se	0,001	%
SiO ₂	15,8	%
Al ₂ O ₃	0,68	%
CaO	4,9	%
MgO	0,65	%
Au	0,1 gr./tonn råmalm	
Ag	7,0 gr./tonn råmalm	

Analysen er utført av Statens Provningsanstalt, Stockholm i 1955.

Malmen regnes i siste driftsperiode å ha holdt et gjennomsnitt på ca. 0,9 % Cu og ca. 1 % Zn.

Malmlegemets form og dimensjoner.

Malmen i Undal gruve har form som en lang, smal linjal med tilnærmet linseformet tverrsnitt. Lengste akse i malmen, malmaksen, stuper ca. 50° mot Ø. Denne retning faller som tidligere nevnt godt sammen med foldeaksen for den transversale (F_2) fasen. Fram til sommeren 1970 var malmen fulgt sammenhengende ca. 600 m. etter fallet. Utstrekningen i felt ligger på mellom 60 - 100 m., med ca. 70 m. som middel. Nektigheten ligger som regel på 3 - 5 m., men kan lokalt gå opp i 8 - 10 m.. Malmarealet loddrett på akseretningen er ca. 500 m^2 . (se plansje 3). Største vertikale avstand til dagen i gruen var i 1970 mellom 400 og 450 m.

Malmen ligger i sin helhet i svartskifer tilhørende Undal formasjonen og med Undal formasjonens grønnsten ca. 100 - 120 m. over i hengen. (se blokkdiagram plansje 4 og horisontal og vertikalprojeksjon, plansje 3)

På flere nivåer (165, 227, 277 m.f.) er malmen skåret av finkornige ganger av trondhemitt-aplitt.

Mellom nivå 105 og nivå 277 (se plansje 3) er malmen splittet i to adskilte legemer av en 2 - 5 m. tykk kile av sidestenen. De to legemer løper sammen igjen like over nivå 277.

Som det fremgår av horisontalprojeksjonen av malmen (plansje 3), viser malmalinjalen en ganske svak undulasjon langs lengste akse. Denne undulasjonen henger nøye sammen med den skrå lineasjonsretningen i malmen som er nevnt tidligere i kap. om tektonikk. Lineasjonen har retning $N 150^\circ$ og stuper 45° mot SG.

Særlig på nivå 44, men også på de nærmeste nivåer under er det observert en "gaffling" i malmen. (se fig. 29).

Disse tre observasjoner, oppsplitting i to malmlegemer, gaffling av malmen og undulasjonene langs lengste akse, kan tydes som indiser på at malmen er foldet.

Malmlegemet er forkastet ved to mindre forkastninger, spranghøyde 6 - 10 m. (se plansje 3).

I strøkretningen ca. 300 m. S for malmens utgående ble det i 1968 på satt et borhull. Borhullets lengde var 115 m. Det var spor etter en svak kismineralisering i svartskiferen i fortsettelsen av malmens nivå.

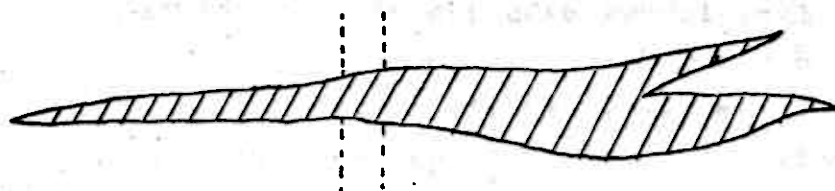


Fig.29 Snitt gjennom malmen vinkelrett på lengste akse i nivå 44.
Målestokk 1 : 1000.

Malmens mineralogi.

Malmlegemet har en svært homogen sammensetning. Det er ikke iaktatt vesentlige variasjoner i malmens mineralogi hverken fra heng til ligg eller mot dypet.

Mineralinnholdet er følgende:

Magnetitt (Fe_3O_4)

Svovelkis (FeS_2)

Magnetkis (FeS)

Zinkblende (ZnS)

Kobberkis (CuFeS_2)

Marcasitt (FeS_2)

Magnetitt er det eldste mineral i forekomsten.

Mineralet opptrer som store idiomorfe krystaller. Krystallene er sterkt oppknust, enten ved tektoniske bevegelser eller ved introduksjonen av den sulfide mineralfasen. Sprekkene i kornene er fylt med sulfidmineraler, hovedsaklig svovelkis og magnetkis.

Svovelkis er kvantitativt det viktigste mineral i forekomsten. Mineralet opptrer for det meste som idiomorfe krystaller. Det er det eldste mineral i sulfidfasen og totalt det nest eldste mineral i forekomsten. Svovelkisen fyller sprekker i magnetitkornene, og langs randen av sprekke er magnetitten fortrent og erstattet av svovelkis.

Magnetkis forekommer i mindre mengder i malmen. Mineralet fortrenger ofte svovelkis langs sprekker i større idiomorfe korn. Ofte viser mineralet sterke anisotropi-effekter. Magnetkisen er tydelig eldre enn både zinkblende og kobberkis. Begge disse mineraler fortrenger flere steder magnetkisen langs sprekker. Ofte opptrer også zinkblende og særlig kobberkis som blæreformede inneslutninger i større korn av magnetkis.

C.W.Carstens(1930) regner zinkblende for å være eldre enn magnetkis i forekomster av "Rørostype" som han også klassifiserer Undal - malmen som. Jeg har imidlertid ikke i noe preparat fra Undal iaktatt at magnetkisen fortrenger zinkblendens. Det motsatte er derimot ofte tilfelle som nevnt i det foregående.

Marcasitt. I de dagnære deler av gruva, d.v.s. fra nivå 20 og opp, kan det i enkelte preparater iakttas omvandling av magnetkis til marcasitt langs spalteflater i magnetkisen. Lignende forhold er beskrevet av S.Foslie(1950) fra Håfjellstuva i Ofoten.

Aldersrekkefølgen mellom zinkblende og kobberkis er uklar, og observasjonene er ofte motstridende.

Kobberkis forekommer som uregelmessig grundmasse mellom idiomorfe korn av svovelkis. Mineralet fyller sprekker gjennom både magnetitt, svovelkis og magnetkis. Små blæreformede inneslutninger av kobberkis er vanlig i alle de andre ertsmineralene. Et vanlig fenomen er at med øket innhold av kobberkis blir malmen fattigere på zinkblende og svovelkis, men rikere på magnetkis. Dette er særlig fremtredende i en "apofyselignende" del av malmen på nivå 240.

Zinkblende forekommer på samme måte som kobberkisen. Mineralet har ofte karakteristisk dyp rød indre-refleks.

I tabell 6 er vist en oversikt over de ertsmineralene som er iaktatt og de viktigste observerte data for disse.

Tabell 6

Mineral	Vickers hardhet	Reflektivitet	Andre egenskaper
Magnetitt	-	21,0	Store idiomorfe kryst.
Svovelkis	-	54,5	Oftest idiomorft utviklet
Magnetkis	250	42,0 - 44,6	Sterkt anisotropt
Zinkblende	196	17,6	Mørk rød indrefleks
Kobberkis	188	44,2	
Marcasitt	-	52,7	Sekundært omv. prod. langs
			spalteflater i magnetkis

I de to trekantdiagrammene nedenfor er fremstilt den mineralogiske sammensetning til massivmalmen i Undal gruve.

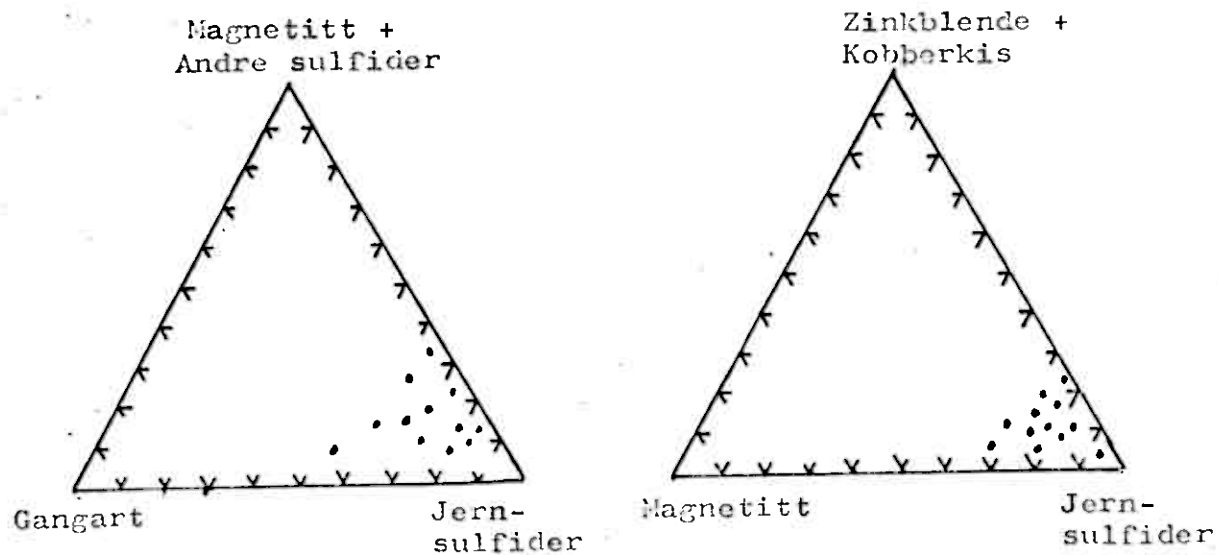


Fig.30A Viser sammensetningen av massivmalmen medregnet gangart.

Fig.30B Viser sammensetningen av malmen uten gangart.

Begge diagrammer er basert på modalanalyse av 12 preparater.

ØVRIGE "GRUVER" OG SKJERP.

Innenfor det undersøkte område ligger en rekke skjerp. Ved noen skjerp er det utført en del prøvedrift, men ikke i en slik utstrekning at betegnelsen gruve kan anvendes. En del av skjerpene omtales likevel av folk i distriktet som gruver.

De fleste skjerpene er nevnt i S.Foslies (1926) fortegnelse over Syd - Norges gruver og malmforekomster.

En del av skjerpene er også kort omtalt av C.Bugge (1910) i hans beskrivelse til rektangelbladet Rennebu.

I tabell 7 er gitt en oversikt over alle skjerp innenfor det undersøkte område. Tabellen omfatter skjerpets navn, kartkoordinat, oversikt over innholdet av kisminerale og eventuelle anmerkninger.

For de skjerp som er omtalt av S.Foslie (1926) er det nummer han har betegnet skjerpets med i sin fortegnelse oppført. De skjerp som også er omtalt av C.Bugge (1910) er merket med B. For et par skjerps vedkommende anvender C.Bugge og S.Foslie avvikende navn, men beskrivelsene og de undersøkelser jeg har gjort, viser at det dreier seg om samme skjerp.

Alle skjerpene er i tabellen gitt et nummer som også går igjen på det geologiske kartet, plansje 1.

Av de 15 skjerpene som er omtalt i tabell 7, er det 3 som fortjener nærmere omtale. Det er Vora skjerp, Hammerseter skjerp og Vasli gruve.

Hammerseter skjerp: Forekomsten ligger i en meget mørk og rusten sone av svartskiferen. Bergarten er intenst småfoldet og oppklistret. Lokaliteten er (408,662) i en bratt hammer rett V for den lille plassen Hammerseter.

Det er skutt inn en liten stoll (4 - 5 m.). Kisgangen er ganske tynn. Tykkelsen varierer mellom 40 og 80 cm.

Mineralselskapet er: Magnetitt, svovelkis, magnetkis, kobberkis og Marcasitt. Aldersrekkefølgen er magnetitt eldst og kobberkis yngst.

Marcasitt opptrer som sekundært omvandlingsprodukt langs spalteflatene i magnetkisen.

Svovelkis - krystallene er ofte sterkt resorbert av magnetkisen.

Nr. Skjerpets navn	Bergart og Formasjon	F	B	Koordinat	Mineralinnhold	Annmerkninger
1 Rogstad grube	Svartskiifer Undal form.	123	-	678,865	Py, <u>Mk</u> ,	
2 Høgseggen skjerp		124	B	693,800	Py, <u>Mk</u> ,	Liten røsk i skiifer
3 Bordal(Soknes) skjerp		122	B	590,781	Py, <u>Mk</u> ,	Rustsone ca.15 m.
4 Garli gruben		-	-	572,750	Py, <u>Mk</u> ,	
5 Igle gruben		117	B	550,707	Py, <u>Mk</u> , Cu,	
6 Nylykkja skjerp		-	-	536,674	Py, <u>Mk</u> , Mc	
7 Endal(Skamferseter) skjerp		120	-	541,644	Py, <u>Mk</u>	I kontakt m.Trond.apl.
8 Nertjønna skjerp		-	-	568,620	Mt, Py, <u>Mk</u>	Sedimentært utseende
9 Dovannet skjerp		-	-	568,600	Py, <u>Mk</u>	— " —
10 Vasli gruben	Mørk skiifer Buvann form.	116	B	510,723	Py, <u>Mk</u> , Cu,	Grunnstoll+synk(6m.)
11 Iglbog gruben	Svartskiifer Buvann form.	112	B	512,778	Py, <u>Mk</u>	
12 Hammerseter skjerp		118	B	488,662	Mt, Py, <u>Mk</u> , Cu, Mc	Kort stoll(4-5 m.)
13 Vora skjerp		121	-	526,606	Py, <u>Mk</u> , Zn	To synker, vannfylt
14 St.Olafs grube	Metasedimenter	114	B	476,682	<u>Mt</u> , Py	Jernverk nær ved
15 Sliper skjerp	Hevertjønn form.	113	B	474,691	<u>Mt</u> , Py	

Py = Pyritt, Mk = Magnetkis, Mc = Marcasitt, Mt = Magnetitt, Cu = Kobberkis, Zn = Sinkblende

Rubrikken F gir nummere fra S.Foslies(1926) fortegnelse over gruber og malmforekomster i Sør-Norge

Rubrikken B betegner skjerp som er omtalt av C.Bugge(1910)

Det mineralsymbol som er understreket angir forekomstens hovedmineral

Kobberkis forekommer bare i meget små mengder og helst som inneslutninger i litt større korn av svovelkis.

Vasli gruve. Mineraliseringen er knyttet til en mørk skifer i Buvann formasjonen. Den har muligens sammenheng med en 3 m. tykk gang av trondhemitt - porfyr som skjærer gjennom skiferen ca. 3 m. i det liggende av forekomsten.

Den mineraliserte sonen er ca. 25 - 30 m. langs utgående i strøkretningen og ca. 1 - 1,5 m. bred. S_2 -roket ser ut til å være parallelt med akseplanskiffrigheten (s_2) i skiferen, N15° fall 60° mot ØSØ.

Det er utført en forholdsvis omfattende prøvedrift. En 15 - 20 m. lang grunnstoll er anlagt samt en 6 m. dyp synk. Malmen inneholder hovedsaklig svovelkis i en magnetkis grunnmasse. Svovelkisen opptrer til dels i store krystaller (2 - 4 mm.) Det er observert små mengder kobberkis.

Vora skjerp. Skjerpet ligger i svartskifer tilhørende Buvann formasjonens stratigrafisk øverste nivå og med Hevertjønn formasjonens grunnstener ca. 200 - 300 m i det liggende av forekomsten. Mineraliseringen er tilnærmet parallell med den fremtredende s_2 planstrukturen i området, N380° fall 50° mot ØNØ. Den mineraliserte sonen har en tykkelse på maksimalt 2 m. hvorav ca. $\frac{1}{2}$ m. er impregnasjon i skiferen.

Ved dette skjerp er det utført en noe mer omfattende undersøkelse enn ved de to foregående. Det er satt ned to skrå synker. Begge er fylt med vann. I strøkretningen er det med ca. 15 - 20 m. mellomrom 3 røsker.

Geofysisk Malmløting utførte i 1956 en geofysisk undersøkelse av forekomsten. Målingene (GM - rapport nr.186, 1956) er utført etter Turam - metoden. De gav ingen tydelig positive indikasjoner og resultatet som helhet må sies å være negativt.

De to skjerpene i Hevertjønn formasjonens metasedimenter, St. Olavs gruve og Sliper skjerp, er opprinnelig drevet som jerngruver, og hovedmineralet er også magnetitt.

C. Bugge (1910) nevner at malmen skal være smeltet ved et gammelt jernverk, 'St. Olavs jernverk' ved gårdene Flaa i årene 1854 - 62.

Diskusjon av malmens genese.

Trondheimsfeltet er et av Norges største kislefter, og problemene omkring dannelsen av malmene har i lang tid vært omfattet med stor interesse.

En rekke teorier om forekomstenes genese har vært fremmet i årenes løp, men grovt sett har diskusjonen konsentrert seg om hvorvidt malmene skal klassifiseres som syngenetiske eller epigenetiske.

Den videre diskusjon vil konsentrere seg om dette spørsmål som er av fundamental betydning.

For å lette framstillingen vil jeg først nevne en del momenter som kan være av betydning under diskusjonen.

1. Av de 16 forekomstene innen det undersøkte område ligger 13 i typiske svartskifere. De tre resterende forekomstene ligger i mørke skifere.
2. To av skjerpene, Nertjønna skjerp og Dovann skjerp viser tegn på å være av primær sedimentær karakter. I dette området ser også skiferene ut til å være relativt mindre intenst foldet.
3. Alle forekomstene innen det undersøkte området unntagen to (Nertjønna skjerp og Dovannet skjerp), synes å ligge i områder hvor deformasjonen har vært særlig sterk. Kislegemene er innleiret i skifere som er intenst foldet. Dette forhold kommer særlig godt frem når det opptrer benker med båndet kvartsitt i nærheten av forekomstene. Denne bergarten har i større utstrekning enn skiferen bevart foldestrukturene.
4. Malmen i Undal gruve synes ikke å ligge konkordant med lagningen, men følger en fremtredende sekundær skifrihet (akseplansskifriheten, s_2). Lengste akse i malmlegemet faller sammen med foldeaksen for annen generasjons foldingen den transversale F_2 -fasen.
5. De fleste av forekomstene ligger i umiddelbar nærhet av enten Hevertjønn - eller Undal formasjonenes grønnstener.

Marmo(1960) er av den oppfatning at det er en genetisk sammenheng mellom de bergarter han kaller "sulphide - graphite - schists" og forekomster av sulfidmalmer da disse opptrer i tilknytning til hverandre. Han sier: "... the sulphide - graphite -

schists form the primary source of the oreforming material, but its modification and final deposition are to be ascribed to the tectonic deformations accompanied by hydrothermal activity."

I sin diskusjon påpeker han at metamorf rekrystallisasjon kombinert med sterke tektoniske bevegelser vil kunne føre til en mobilisering og konsentrasjon av metallene i "sulphide - graphite - schists".

Det vann som var tilstede i det primære sediment drives nesten fullstendig ut under metamorfosen, og det kan dermed ha virket som et transporterende "fluidum".

Dette forhold understrekes av Noble(1963) som peker på at vann som trenges ut av sedimenter ved konsolidering og metamorfose kan være en malmdannende løsning.

Elliston(1966) regner dette for å være tilfelle med Peko malmen i Australia N.T.

Generelt peker Park & MacDiarmid(1964,s.31 - 33) på at: "A growing number of geologists attach significance to metamorphic processes, and especially to the action of waters set in motion from buried sediments either by the heat from a cooling magma or by regional metamorphism..." De samme forfattere sier også videre: "Accompanying tectonic processes may provide avenues along which the metals and metamorphic fluid travel, producing a hydrothermal system."

Gray(1959,s.23 -24) er av den mening at "connate waters" ble aktivert under regionalmetamorfosen og lutet ut ertsmineralene fra omgivende bergarter. Metallene ble senere konsentrert i områder med gunstige P,T - vilkår eller i forbindelse med spesielt reaktive bergarter.

Moment 1 og 2 synes etter dette å kunne tas som indisier på at det er en genetisk sammenheng mellom svartskiferene og de massive kiskforekomster. Svartskiferene kan sannsynligvis tilsvare Marmos(1960) "sulphide - graphite - schists".

Sulfidrike, svarte skifere er også vanlig over hele Trondheimsfeltet(se C.W.Carstens 1919 og 1924), og finnes ofte i nærheten av større kiskforekomster.

Både Marmo(1960) og Park & MacDiarmid(1964) forutsetter tektonisk kontroll av kisforkomstene. En slik tektonisk kontroll synes å være til stede i det undersøkte område (moment 3 og 4).

Innen den Kaledonske fjellkjede er det et vanlig fenomen at kisforekomstene er tektonisk kontrollert.

Det er tilfelle i Sulitjelmafeltet hvor alle kjente forekomster av betydning ligger i nærheten av et skyveplan (J.A.W. Bugge, muntlig medd. 1967, se også J.A.W. Bugge, 1964, s.120 - 121).

Rui(1968) viser en tydelig sammenheng mellom kismineraliseringen og beliggenheten av skyvesonen i de østlige deler av Trondheimsfeltet.

Nilsen(1970 p.c.) og Rui(1970 p.c.) rapporterer en tydelig sammenheng mellom lokalisering av kisforekomster og intens folding av de omgivende bergarter fra områdene, Tynset - Røstvangen - Kvikne.

Fra Grogn-feltet kan trekkes fram at Joma-malmen ligger i en skarp omboyning av grønnstener (Foslie 1957). Lignende forhold gjør seg også gjeldende for forekomsten i Stekenjokk på Svensk side av grensen NO for Joma - feltet.

Tilknytningen til grønnstener som nevnt i moment 5, er likeledes et fenomen som gjør seg gjeldende i regional skala innen Trondheimsfeltet.

Studerer man den geologiske kartskissen over Trondheimsfeltet vist i fig.1, er det påfallende mange kisforekomster som enten ligger i eller meget nær grønnsten. Disse forhold gjør seg også gjeldende innen andre deler av den Kaledonske fjellkjede.

Forholdet blir kanskje enda mer slående når man tar i betraktning dataene fra den nyere kartlegging innen Gula gruppen som er utført i de siste årene av medarbeidere tilknyttet "Rørosprosjektet" under ledelse av prof.J.A.W.Bugge.

Disse arbeider (Rui 1970 p.c., Nilsen 1970 p.c., Lieungh 1970 p.c. og forfatteren) viser at de fleste kisforekomstene innen Gula gruppen forekommer i nær tilknytning til grønnstener og amfibolitter tilhørende bergartskomplekser som kan parallelliseres med Undal formasjonen i det området jeg har kartlagt.

Alle de største kisforekomstene våre,, som Løkken, Joma, Tverrfjellet, og Skorovass ligger i grønnsten.

Det synes derfor som om et primært innhold av tungmetaller i grønnstenene kan ha hatt innvirkning ved dannelsen av kisforekomstene.

C.Bugge (1954, s.74) konsentrerer det hele til følgende: "... the different pyrite deposits in the mountain chain have crystallized out of solutions which originated from the sedimentary Leksdal pyrite by metamorphic processes in the folding period. We could say that the crystalline pyrite is palingenetic Leksdal pyrite. Probably there has been added to the original solution other solutions ascending from magmatic sources, which may explain the relatively high contents of copper, zinc etc. found in some of the deposits."

Konklusjon.

Etter min oppfatning er kisforekomstene innen det undersøkte området betinget av en kombinasjon av metamorfe og tektoniske prosesser.

Ved regionalmetamorfosen er de sedimentære sulfider som primært var til stede i svartskifersedimentene, anriket sammen med primære forekomster av tungmetaller i grønnstenene som metamorfe "fluids" langs tektonisk fordelaktige soner, f.eks. sprekker, skiffrighetsflater, knusningssoner eller foldeknær dannet under fjellkjedefoldningen.

Under gunstige fysikalsk - kjemiske forhold har det så funnet sted en felling av de metallførende løsninger, slik at tungmetallene er avsatt, hovedsaklig som sulfider.

Forekomstene innen det undersøkte område kan kanskje ved bruk av J.A.W.Bugges klassifikasjonssystem for malmer (forelesninger i malmgeologi ved Univ. i Oslo) klassifiseres genetisk som:

Malmer dannet under regionalmetamorfose ved metasomatiske prosesser i et avgrenset bergartskompleks under medvirkning av oppløsninger som er mobilisert under lav til midlere trykk - temperaturforhold. I systemet er dette gruppe C/II,2/b,1.

SAMMENDRAG.

Området Berkåk-- Soknedal hører i geologisk henseende til det vestlige Trondhjemsfelt. Berggrunden består vesentlig av svakt metamorfe suprakrustal - bergarter av kambrisk til under-ordovicisk alder. Blandt suprakrustalene finnes en rekke mindre kisforekomster.

I tillegg til suprakrustalene opptre mindre intrusjoner av gabbro og trondhemitt.

Suprakrustalbergartene i feltet er delt inn i 5 formasjoner:

- Hevertjønn formasjonen (yngst)
- Buvann formasjonen
- Undal formasjonen
- Skaumsjø formasjonen
- Stavilla formasjonen (eldst)

Hevertjønn formasjonens bergarter kan parallelliseres med Støren gruppen, og de øvrige fire formasjoner hører alle til Gula gruppen.

Støren gruppens (Hevertjønn formasjonen) bergarter opptre i feltets vestlige og nordvestlige deler. I de sentrale og østlige deler består feltet av bergarter tilhørende de øvrige formasjoner (Gula gruppe).

Bergartene i Hevertjønn formasjonen er vesenlig metamorfe basaltiske lavaer og pyroklastika. Underordnet opptre også sure vulkanitter (keratofyrer) og innleirede metasedimenter. Vulkanismen synes å være en blanding av rolige sub-marine erupsjoner av spilittisk lava og eksplosive utbrudd med tuffer og agglomerater.

Buvann -, Skaumsjø - og Stavilla formasjonenes bergarter består av lyse og mørke fyllitter, sandstener og sandige skifere samt enkelte lag med båndete kvartsitter og svartskifere. Stavilla formasjonens bergarter skiller seg fra de øvrige ved et gjennomgående høyt kalkinnhold.

Bergartene i Undal formasjonen er vesentlig svartskifer - sedimenter med innleirede basiske vulkanitter. Formasjonen representerer en tidlig vulkansk fase i fjellkjedens utvikling. Den danner en særlig lett kartleggbare enhet og har derfor vært benyttet som ledehorisont under kartleggingen.

Alle bergarter innen det undersøkte området er metamorfosert til grønnskifer facies.

Området har gjennomgått minst to deformasjonsfaser. Hovedfoldefasen, eldste fase, har dannet liggende, spisse, similar type folder som er overbikket mot V. Hele området ligger invertert. Foldeaksen har tilnærmet N-S retning og stuper mot S. Denne retning faller sammen med den Kaledonske hovedfolderetning. Akseplanskiffrighet er det mest fremtredende strukturelement.

Annen foldefase, den såkalte transversale fase, har deformert hovedfoldefasens strukturelementer og dannet slake bøyingsfolder med akseretning Ø-V og stupning mot Ø.

Største kisforekomst er Undal gruve som ligger sentralt i feltet. Malmen har linjalform med tilnærmet linseformet tverrsnitt. Lengste akse i malmlegemet falder sammen med foldeaksen for den transversale foldefasen.

Kismineraliseringen antas å være betinget av en kombinasjon av metamorfe og tektoniske prosesser.

Under regionalmetamorfosen er primære sulfider fra svartskifersedimentene og primærinnhold av tungmetaller i de basiske vulkanitter anrikt som metamorfe "fluids" langs tektonisk fordelaktige soner.

Gunstige fysikalsk - kjemiske betingelser har så forårsaket en felling av de metallforende løsningene slik at tungmetallene er avsatt, hovedsaklig som sulfider, på sine nåværende leiesteder.

LITERATURHENVISNINGER.

- Barth, T. F. W. (1962) Theoretical Petrology. John Wiley, New York 1962.
- Bryhni, I. (1966) Mineralidentifikasjon. Universitetsforlaget, Oslo 1966.
- Bugge, C. (1910) Fjeldbygningen inden rektangelbladet Rennebus omraade. N.G.U. nr.56
- (1948) Kisene i fjellkjeden. N.G.T. bd.27 h. 1 - 2.
- (1954) Den Kaledonske fjellkjede i Norge. N.G.U. nr. 189.
- Bugge, J. A..W. (1964) Hva rommer fjellene våre? Tidsskr. Kjemi, Bergv., Metallurgi 1964, bd.24,nr.6-7.
- cameron, E. N. (1961) Ore Microscopy. John Wiley, New York 1961.
- Carstens, C. W. (1919) Geologiske undersøkelser i Tronheims omegn. N.G.U. nr.83, Årbok 1918 og 1919
- (1920) Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. Det kgl. Norske Vidensk. Selsk.Skr. 1919 nr. 1.
- (1924) Der Unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemsgebiet. N.G.T. 1922, bd. 7 h. 3 - 4.
- (1929) Petrologische Studien im Trondhjemsgebiet. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr. 1928, nr. 1.

- Carstens, C. W. (1936) Zur Genesis der Kisevorkommen des Trondhjemsgebietes. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr. 1935, nr.11.
- Deer, Howie & Zussman (1967) An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longmans, London, 1967.
- Elliot, R. B. & Cowan, D. R. (1966) The petrochemistry of the amphibolites of the Holleindalen greenstone group, Jotunheimen, Norway. N.G.T. bd. 46
- Elliston, J. (1966) The genesis of the Peko orebody. The Australian institute of Mining & Mineralogy, Proceedings, no.218, june 1966.
- Foslie, S. (1925) Syd - Norges gruber og malmforekomster. N.G.U., nr. 126.
- (1926) Norges svovelkiskeforekomster. N.G.U., nr. 127.
- (1950) Supergene Marcasite Replacing Pyrrhotite. N.G.T., bd. 28.
- (1956) Geologisk kart: "Namsvatnet med en del av Frøyingsfjell" N.G.U., nr.196.
- Goldschmidt, V. M. (1915) Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens III. Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjemsgebietes. Vidensk.-Selsk. Skr., I, Mat.-Nat. Klasse 1915, nr.10.
- (1916) Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vidensk.Selsk.Skr., I, Mat.-Nat.Klasse, 1916, nr.2

- Gray, A. (1959) The Future of Mineral Exploration. Inst. of Mining and Metallurgy (London) Trans., vol. 68, pt. 2.
- Helland, A. (1873) Forekomster af Kise i visse Skifre i Norge. Universitetsprogram, Christiania 1873.
- Henningsmoen, G. (1955) Om navn på stratigrafiske enheter. N.G.U. nr. 191, Årbok 1954.
- Hoeg, O. A. (1968) Vitenskapelig forfatterskap. Universitetsforlaget, 1968.
- James, H. L. (1954) Sedimentary facies of Ironformation. Econ. Geol., vol. 49.
- Kerr, P. F. (1959) Optical Mineralogy. McGraw - Hill, New York 1959.
- Kjerulf, Th. (1871) Om Trondhjems stifts geologi (I). Nyt. Mag. for Naturvidesk., bd. 18, h. 4.
- (1876) Om Trondhjems stifts geologi (II). Nyt. Mag. for Naturvidesk., bd. 21, h. 1.
- Marmo, V. (1960) On the possible genetical relationship between sulphide schists and ores. Inter. Geol. Congress. Part XVI, Genetic Problems of Ores. Report of the Twenty-First Session Norden, Kjøbenhavn 1960.
- Naumann, C. F. (1824) Beitrage zur Kenntniss Norwegens II. Leipzig 1824.
- Nilsson, G. (1964) Berggrunden inom Blåsjöområdet i nordvästra Jämtlandsfjällen. S.G.U., ser.C, nr.595.
- Noble, E.A. (1963) Formation of ore deposits by water of compaction. Econ. Geol., vol. 58.
- Park, Jr., C. F. & MacDiarmid, R. A. (1964) Ore Deposits. Freeman and Co., San Francisco and London 1964.
- Pettijohn, F. J. (1949) Sedimentary Rocks. Harper & Brothers, New York 1949.

- Pettijohn, F. J. (1957) Sedimentary Rocks. Harper & Brothers New York 1957.
- Ramberg, I. B. (1967) Kongsfjell - områdets geologi, en petrografisk og strukturell undersøkelse i Helgeland, Nord - Norge. N.G.U., nr. 240.
- Ramdohr, P. (1955) Die Ertzmineralien und Ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin 1955
- Reusch, H. (1890) Geologiske iakttagelser fra Trondhjems stift. Forh. i Vidensk. Selsk. i Christiania 1890, nr. 7.
- Rui, I. J. (1968) Geologiske og petrografiske undersøkelser i traktene rundt Killingdal grube i Ålen, Sør - Trøndelag. Forsøk på å løse genetiske problemer i forbindelse med kismineraliseringen. Hovedfagsoppgave i mineralogi og petrografi, Universitetet i Oslo, vår 1968.
- Schneiderhohn, H. (1962) Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. 4. oppl. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 1962 .
- deSitter, L. U. (1964) Structural geology, 2.ed . McGraw - Hill, New York 1964.
- Slemmons, D. B. (1962) Determination of Volcanic and plutonic Plagioclases. Using a Tree - or Four - Axis Universal Stage. Geol. Soc. of America. Special Papers, nr. 69, New York 1962.
- Strand, T. (1945) A metod of counting out petrofabric diagrams. N.G.T., bd. 24 s. 112 - 113
- (1956) Hamsvatnet med en del av Froyningsfjell. N.G.U., nr. 196

- Strand, T. (1958) Greenschists from the south-eastern part of Helgeland, their chemical composition mineral facies and geological setting. N.G.U., nr 203,
- (I O.Holtedahl 1960) The central and eastern part of the Trondheim region. N.G.U., nr.208
- Streckeisen, A. L. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie bd. 107, h. 2.
- Strøm, H. C. (1825) Geognostiske Bemærkninger om Værkerne i det nordenfjeldske Bergværksdistrikt. Mag. for Naturv. V, 1825.
- Torske, T. (1965) Geology of the Mostadmarka and Selbustrand Area, Trøndelag. N.G.U., nr.232
- Tröger, W. E. (1959) Tabellen zur optischen Bestimmung der Gesteisbildenden Minerale. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1959.
- Turner, F. J. & Weiss, L. E. (1963) Struktural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw - Hill, 1.ed., 1963
- Törnebohm, A. E. (1896) Grunddragen af det Centrala Scandi-naviens bergbygnad. Kgl. Svenska Vetensk.-Akad. Handl., bd. 28, nr. 5.
- Vogt, J. H. L. (1899) Kisforekomster langs den projekterede Sell - Støren - jernbane. Tekn. Ugeblad 1899
- Vogt, Th. (1927) Sulitjelmafeltets geologi og petro - grafi. N.G.U., nr. 121

- Vogt, Th. (1941) Geological notes on the Dictyonema locality and the upper Guldal District in the Trondheim area. N.G.T., 1940 bd. 20, h. 3 - 4.
- (1945) The geology of part of the Holonda - Horg district, a type area in the Trondheim region. N.G.T., bd. 25.
- Winkler, H. F. G. (1965) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer Verlag, Berlin 1965.
- (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic stage, and a Classification based on Isograds in Common Rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie, nr. 5 1970
- Wolff, F. Chr. (1967) I "Studies in the Trondheim Region, Central Norwegian Caledonides II." Geology of the Meråker area as a key to the eastern part of the Trondheim region. N.G.U., nr. 245



TEGNFORKLARING

SUBKAKRUSTALER

HEVERTJØNN FORMASJONEN

- Grønnsten
- Putelava
- Lopilli-tuff
- Tuft
- Agglomerat
- Kvartskaratolr
- Poriyrisk kvartskaratolr

BUVANN FORMASJONEN

- Mørke grafittiske skifre
- Båndede kvartsitter
- Vekslande lyse og mørke fyltiller m/sandstener og sandige skifre
- Kalk

UNDAL FORMASJONEN

- Grønnsten
- Putelava
- Tuft
- Svart bituminøs skifer
- Svart kisholdig kvartsitt

SKAUMSJØ FORMASJONEN

- Mørke fyltistiske skifre

STAVILLA FORMASJONEN

- Kalkrike glimmerskifre og fyltiller

INTRUSIVER

- Trondjemitt
- Gabbro
- Lineasjon
- Strøk og fall
- Skjerp m. nr. (Lindberg)
- Grube
- Synform
- Anklform
- Jernbane
- Vei

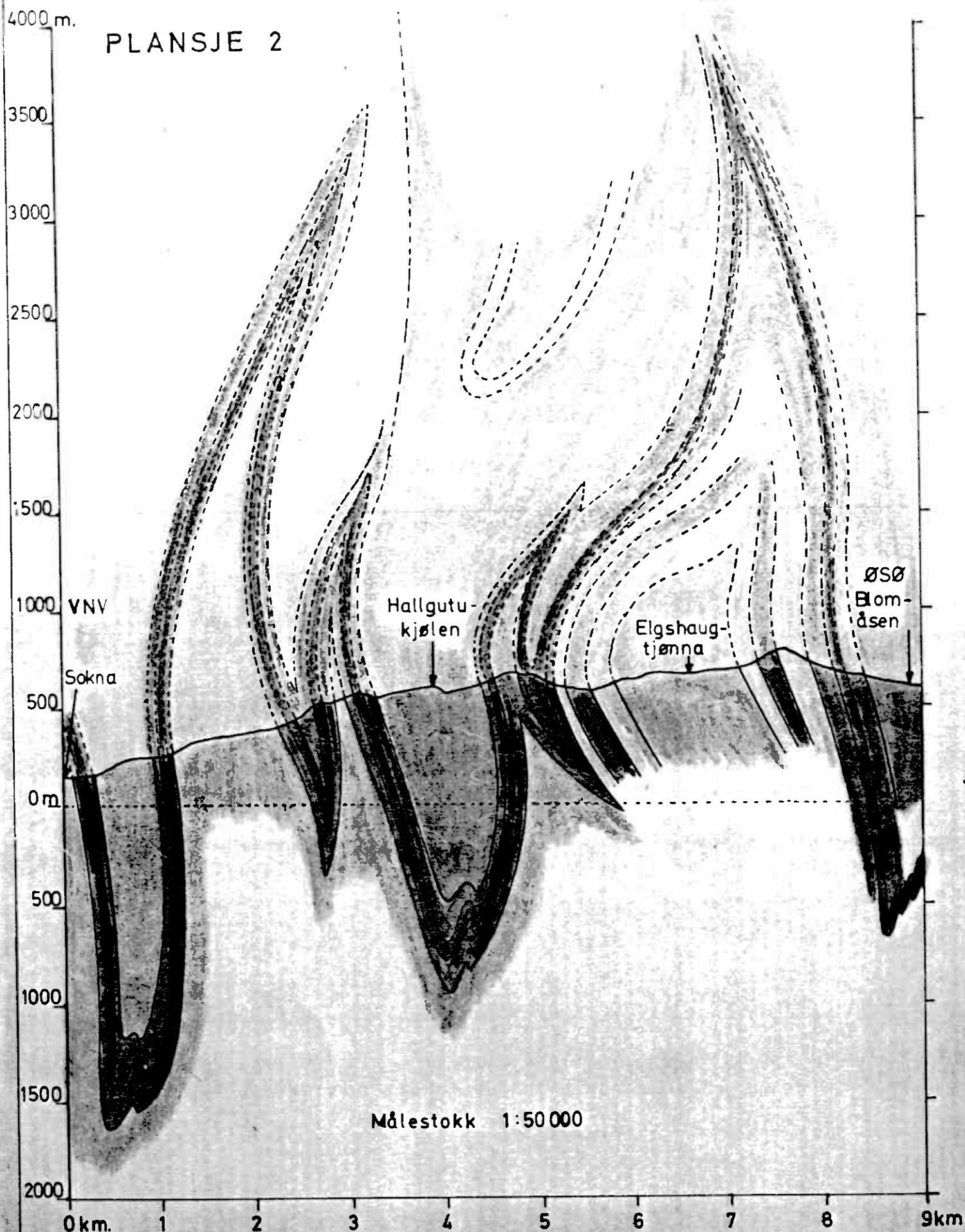
FOLLDAL VERK A/S-AMOCO NORWAY J.V.

PROJECT
GEOLOGISK KART OVER BERKÅK-SOKNE DAL 1970

ETTER: PER AKSEL LINDBERG

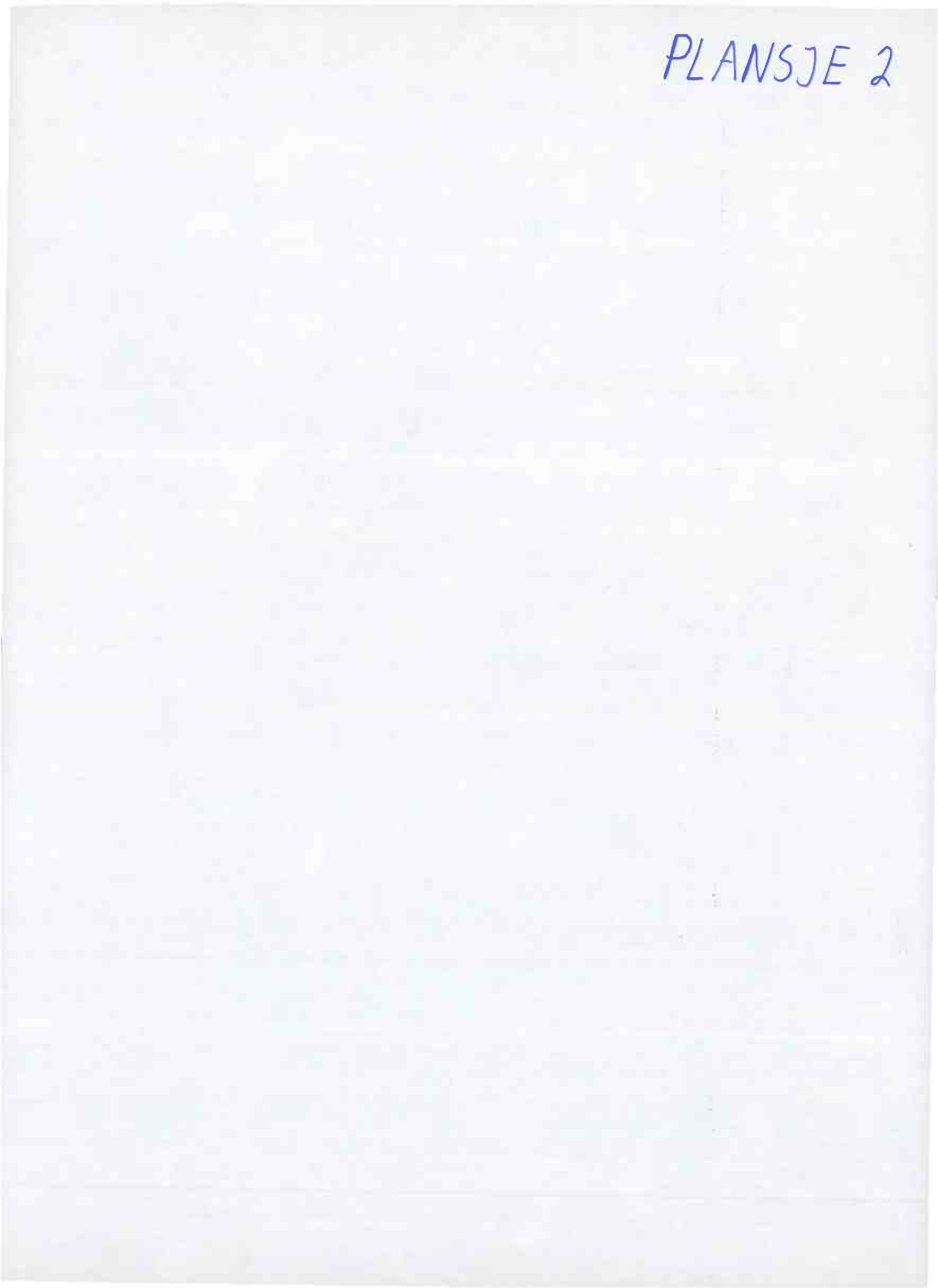
Date Scale: 1:50 000

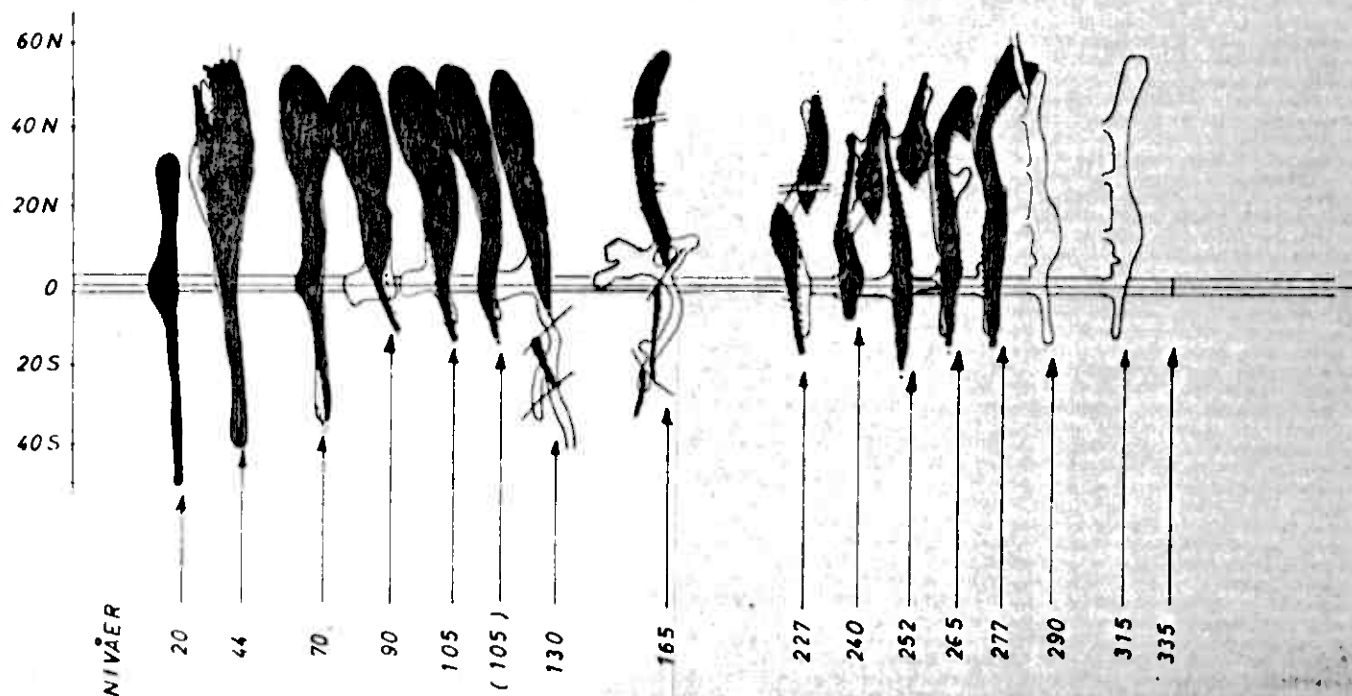
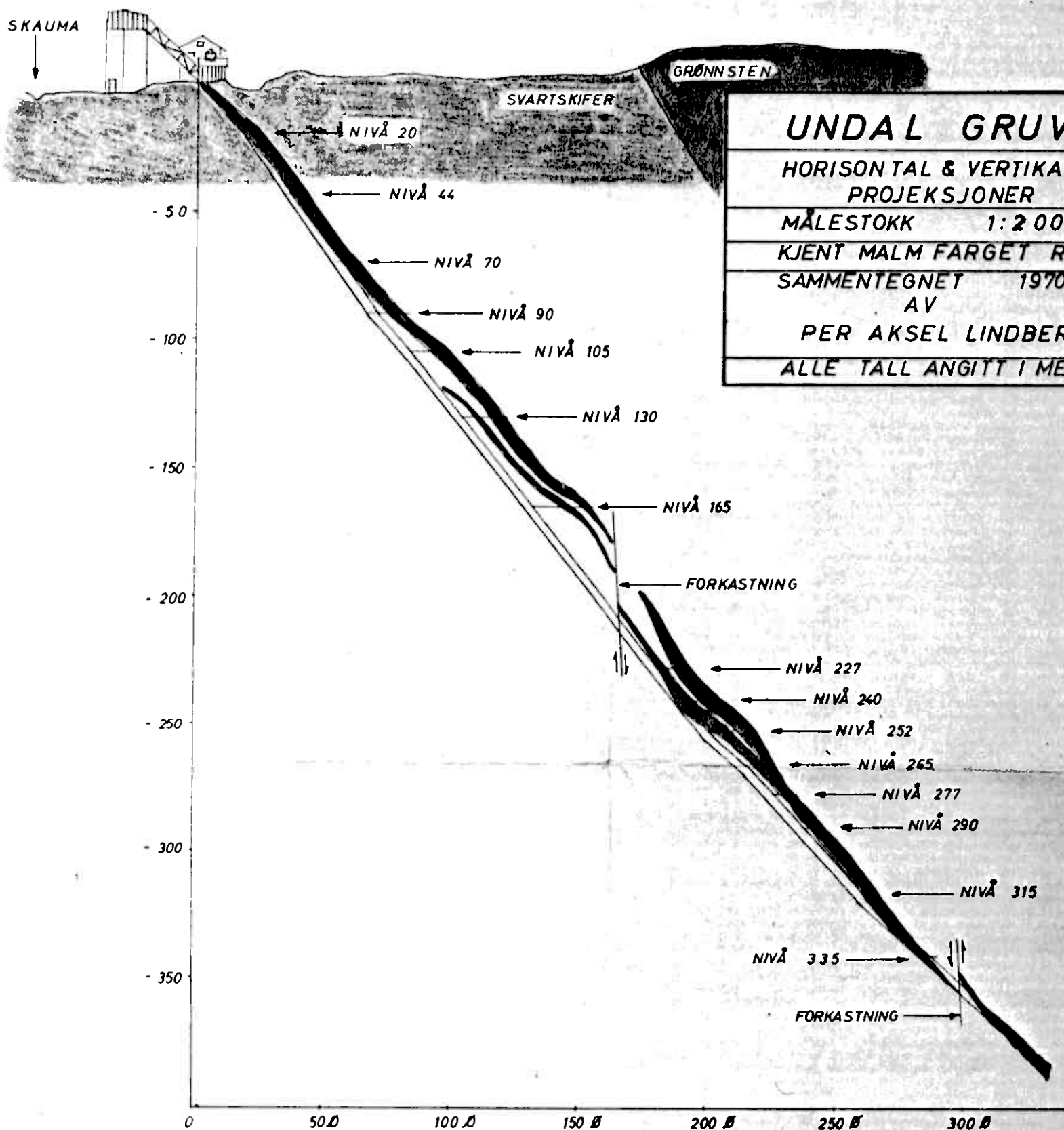
PLANSJE 2



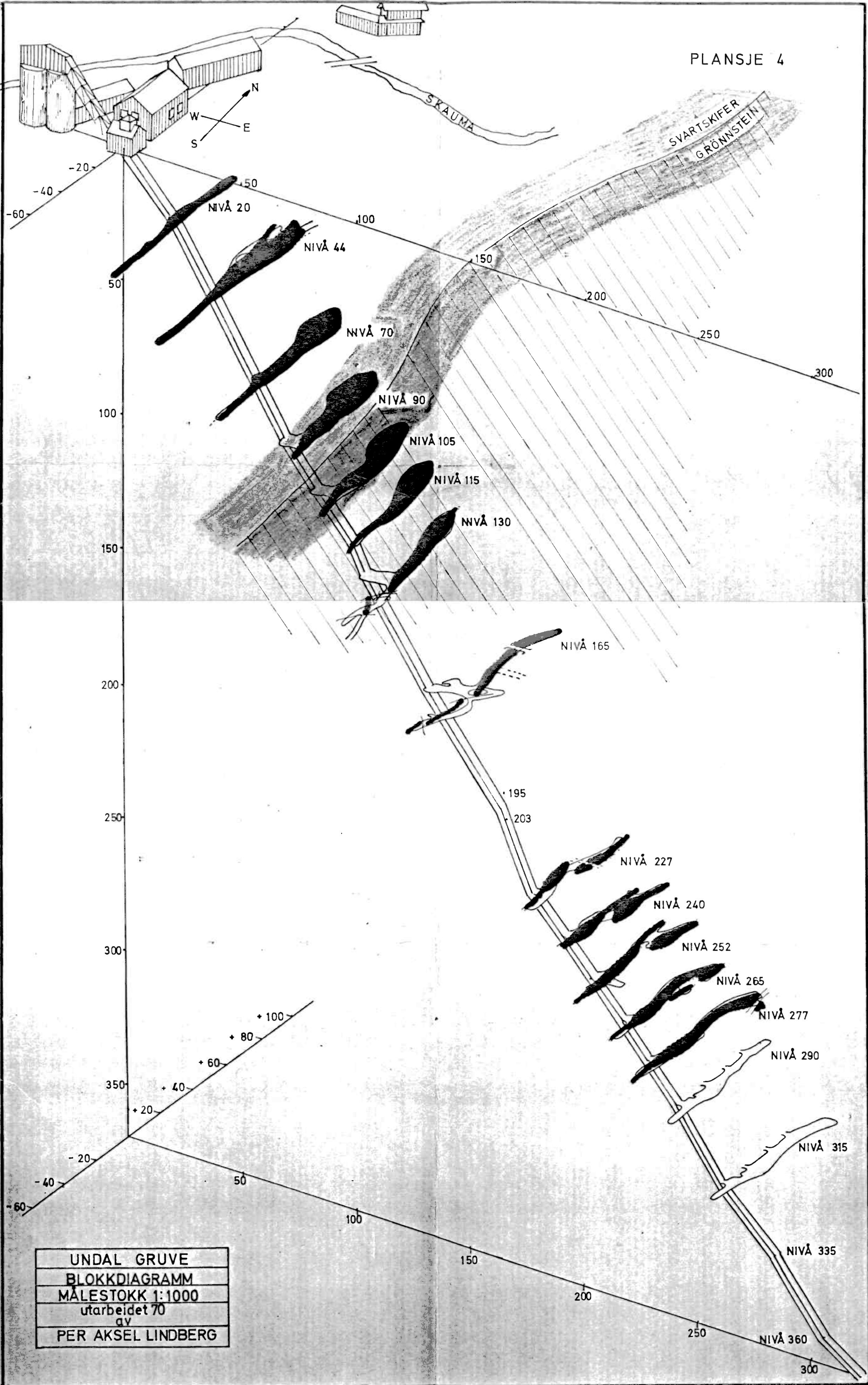
Profil AB, fra Sokna til Blomåsen. Høyden overdrevet i forholdet 2/1
 Fargekode, som på det geologiske kart, plansje 1
 Følgeaksens fall: 33° mot SSV. Profilet lagt tilnærmet normalt på foldeaksen

PLANSJE 2



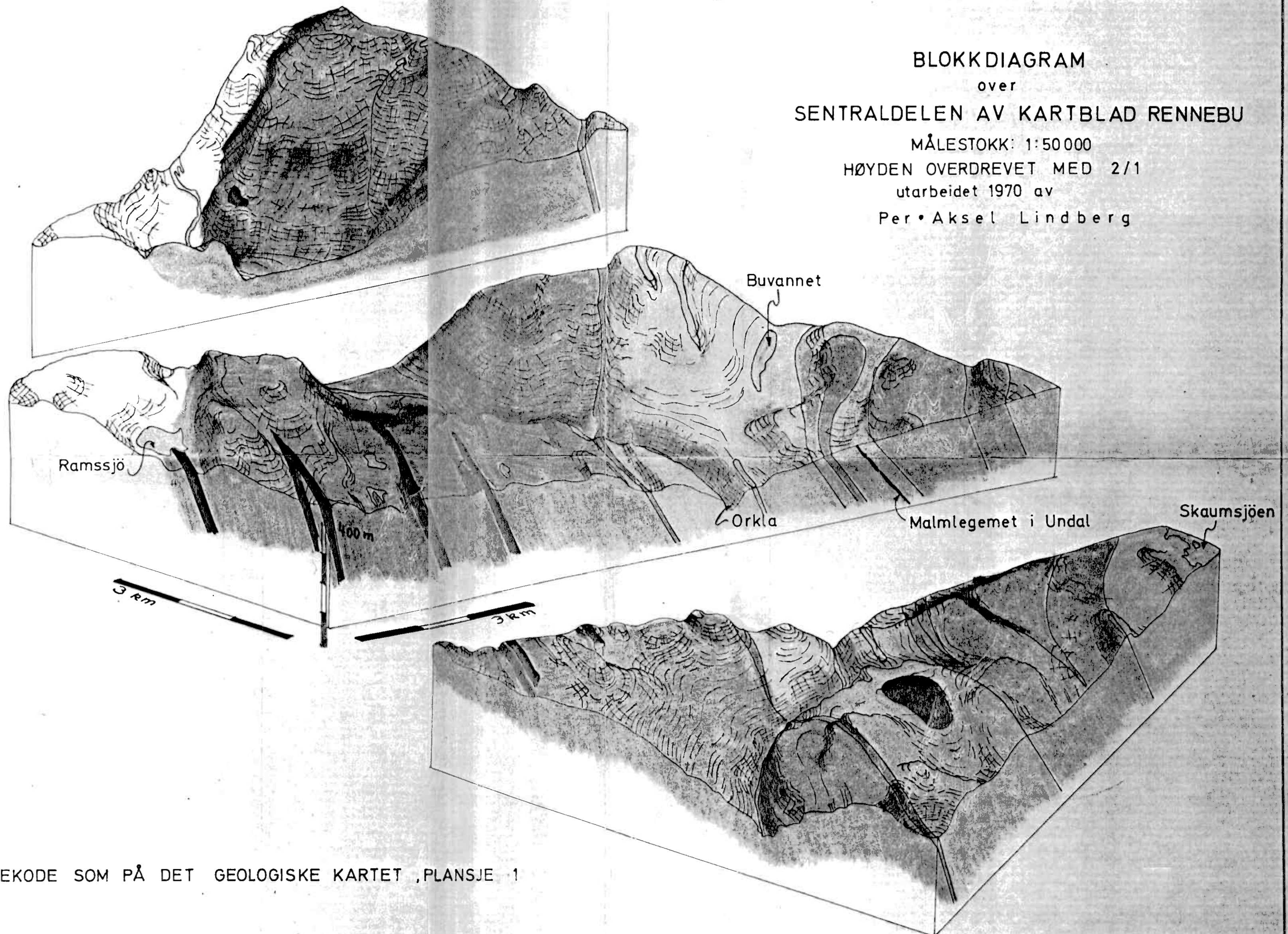


PLANSJE .3.



UNDAL GRUVE
BLOKKDIAGRAMM
MALESTOKK 1:1000
utarbeidet 70
av
PER AKSEL LINDBERG

BLOKKDIAGRAM
over
SENTRALDELEN AV KARTBLAD RENNEBU
MÅLESTOKK: 1:50 000
HØYDEN OVERDREVET MED 2/1
utarbeidet 1970 av
Per • Aksel Lindberg



FARGEKODE SOM PÅ DET GEOLOGISKE KARTET ,PLANSJE 1