



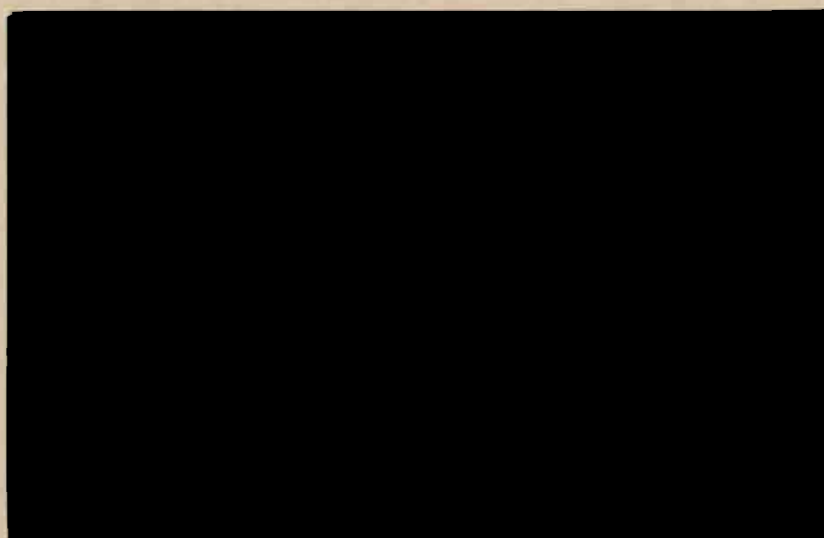
Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 2295	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering	Gradering Fortrolig
Kommer fra ..arkiv Sulitjelma Bergverk A/S	Ekstern rapport nr "522141006"	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Wolftram prosjektet Sulitjelma, Baldoaivve.				
Forfatter ERICHSEN E.		Dato 1984	Bedrift Sulitjelma Gruber A/S	
Kommune	Fylke	Bergdistrikt	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde	Dokument type	Forekomster		
Råstofftype	Emneord			
Sammendrag Undersøkelse av Baldoaivve granitten med videre bearbeiding av innsamla bekkemateriale. Oppkonsentrering v.hj. av 'gullhjul~ er forsøkt, og apparatet egner seg godt til Scheelitt -separasjon. Baldoaivve-granitten består av tre faser 'dykes~ og 'sills~, yngst kvit granitt, deretter grø granitt og den eldste fasen mørk kvartsdioritt/dioritt. Geokjemisk korrelerer disse intrusivene best med reduserende I-type granittoider. Molybden gir halo-soneringer i tilknytning til de anomale scheelitt - områdene. Wolftram. Geologi. Geokjemi. Saltdal.				

GEOLOGISK INSTITUTT
MALMGEOLOGI
NORGES TEKNISKE HØGSKOLE
TRONDHEIM



MINING GEOLOGY
THE TECHNICAL UNIVERSITY OF NORWAY

Wolfram-prosjektet

Sulitjelma.

INNHALDSFORTEGNELSE =====

Innholdsfortegnelse	side	1
Innledning	"	2
1. Tung mineral undersøkelser	"	3
1.1 Innledning	"	3
1.2 Gjennomføring	"	3
1.3 Analyser og resultater	"	4
1.4 Vurdering av resultatene	"	5
1.5 Konklusjon	"	19
2. Baldoaivve granitten's geokjemi	"	20
2.1 Formål	"	20
2.2 Tilgjengelig materiale	"	20
2.3 Analyser og resultater	"	20
2.4 Vurdering av resultatene	"	21
2.5 Konklusjon	"	29
3. Aktuelle mineraliserings typer	"	31
3.1 Formål	"	31
3.2 Aktuelle mineraliserings typer	"	31
3.3 Diskusjon	"	34
3.4 Konklusjon	"	35
4. Prioriterings rekkefølge	"	36
5. Metodikk	"	37
6. Konklusjon/sammendrag	"	38
Litteraturreferanse	"	39
Bilag	"	41-50

INNLEDNING

=====

Regionale undersøkelser av Baldoaivve granitten har vist scheelitt anrikninger i bekkesedimentet.

Sulitjelma Bergverk A/S ønsket en nærmere undersøkelse av feltet ved en videre bearbeiding av tilgjengelig bekkemateriale. I tillegg var det av interesse å sammenstille informasjon fra Baldoaivve granitten med andre kjente mineraliseringer knyttet til granitter, slik at man kan få en bedre forståelse av aktuelle mineraliserings typer innen feltet.

Prioriterings rekkefølge og metodikk for videre oppfølging er vurdert pånytt på bakgrunn av den nye informasjonen.

Oppdraget er utført gjennom SINTEF ved Geologisk Inst., Norges Tekniske Høgskole.

1. TUNGMINERAL UNDERSØKELSER.

=====

1.1 Innledning:

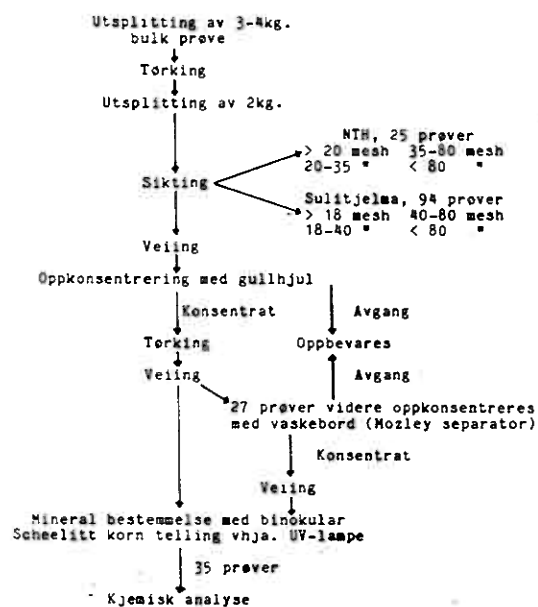
Tidligere undersøkelser har vist at scheelitt i bekkematerialet innen Baldoaiivve feltet har latt seg oppkonsentrere ved hjelp av både felt- (tungmineral vaskepanne) og laboratorie metoder (vaskebord-Mozley separator).

Ideen bak den videre undersøkelsen har vært å få vurdert tungmineral innholdet på nytt. En ny oppkonsentrerings metode (gullhjul) som skal være god til å fange opp de spesielt tunge mineralene, er blitt benyttet.

1.2 Gjennomføring:

Materialet som ble brukt for denne undersøkelsen, består av nedsiktet bekkemateriale < ca. 2 mm. (Tidligere betegnet bulk prøve). Prøvematerialet representerer hele bekkesediment snittet i de prøvetatte lokalitetene. (119 lokaliteter, bulk prøve ikke samlet i lok. 8). Utgangsmengden i prøvene varierte fra 2-9 liter avhengig av hvor lett det var å finne materiale i bekkene.

Flytskjema, figur 1, viser gangen i den videre bearbeid-ingen av prøvene.



Figur 1.
Flytskjema over bearbeidningen.

Til å begynne med ble begge de to fineste fraksjonene (35-80, < 80 mesh) oppkonsentrert. Resultatet mht. antall scheelitt korn var så dårlig for den fineste fraksjonen (<80 mesh) at oppkonsentrering av denne fraksjonen ble sløffet ved videre bearbeiding.

Det ble benyttet forskjellig siktesats inndeling for prøver bearbeidet henholdsvis i Sulitjelma og ved NTH. Forskjellen er dog så liten at en kan se bort ifra forholdet (35 mesh = 417 mikron, 40 mesh = 420 mikron).

27 av de totalt 119 oppkonsentrerte prøvene ble videre oppkonsentrert v.h.j.a. vaskebord (Mozley separator) ved NTH. Konsentrat mengden etter gullhjul bearbeiding var for alle disse 27 prøvene såpass stor, at det var nødvendig med en videre oppkonsentrering.

35 gullhjul konsentrat ble valgt ut for kjemisk analyse. Utvelgelsen skjedde etter følgende kriterier:

- * For å få et bedre bilde over de analyserte elementers fordeling innen et større område ble prøver innen Storforsdalens drenerings felt valgt ut.
- * Prøvene ble ellers valgt ut på bakgrunn av resultatet av scheelitt korn tellingen.

1.3 Analyser og resultater:

De 35 utvalgte gullhjul konsentratene ble analysert ved Mercury Analytical Ltd. på følgende elementer; Au, W, As, Mo, Be, og Sn. Au, Mo og Sn er analysert ved atom absorpsjon, mens W er analysert kolorimetrisk. (As og Be ?).

Resultatet av mineral bestemmelsen av gullhjul konsentratet er vedlagt som bilag 1.

Figur 2 viser en sammenstilling av antall scheelitt korn i bulk- og gullhjul konsentratet. Utgangsmaterialet er det samme for disse to konsentrat typene, men det er blitt benyttet henholdsvis vaskebord (Mozley separator) og gullhjul ved oppkonsentrering. Merk at utgangsmengden for sikting og oppkonsentrering og størrelsen er forskjellig for de to konsentrat typene.

Antall scheelitt korn i gullhjul konsentratet er sammenstilt med resultatet fra scheelitt korn tellingen av tung konsentratet (konsentratet etter tung mineral panningen) og fremstilt i bilag 2.

Resultatet av den kjemiske analysen er oppført i bilag 3.

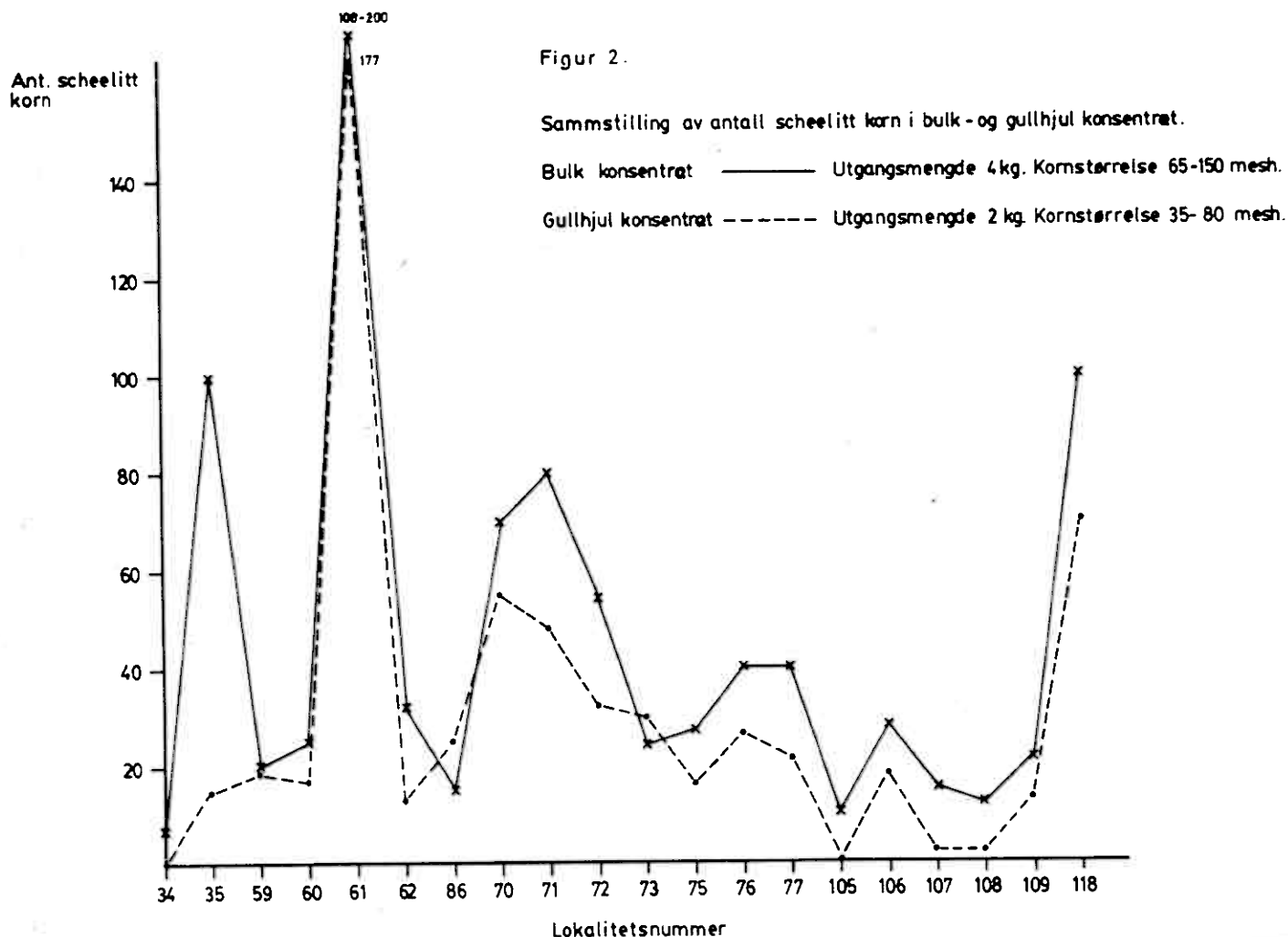
Figur 3 viser en sammenstilling av W-analyse og scheelitt korn telling for gullhjul konsentratet.

Figur 10 og 13 angir den geografiske fordeling av henholdsvis Mo- og As analysene.

1.4 Vurdering av resultatene:

Mineral bestemmelsen angir at kvarts, granat, ilmenitt og amfibol er de mineraler som opptrer hyppigst i gullhjul konsentratene (bilag 1). Videre er det observert epidot-diopsid, rutil, kloritt, pyritt, magnetitt, hematitt, turmalin, glimmer, zirkon og scheelitt. To av prøvene er svært rike på zirkon (prøve nr. 52 og 54).

Samvariasjonen mellom bulk- og gullhjul konsentratet er meget god (figur 2). Kun en lokalitet (lok. 35) viser en større differans i antall scheelitt korn. Da denne lokaliteten viser et klart utslag i tung konsentratet (bilag 2), er det nærliggende å anta at det er blitt foretatt en feil i bearbeidingen av gullhjul konsentratet for denne prøven. En annen mulighet er at andel fin-/grovkornig scheelitt mellom bulk- og gullhjul konsentratet spiller inn. Det kan tenkes at andel finkornig scheelitt (representert i bulk konsentratet) dominerer i forhold til grovkornig scheelitt (representert i gullhjul konsentratet). Det sistnevnte kan tyde på at lokaliteten befinner seg et "godt stykke" nedenfor selve mineraliseringen.



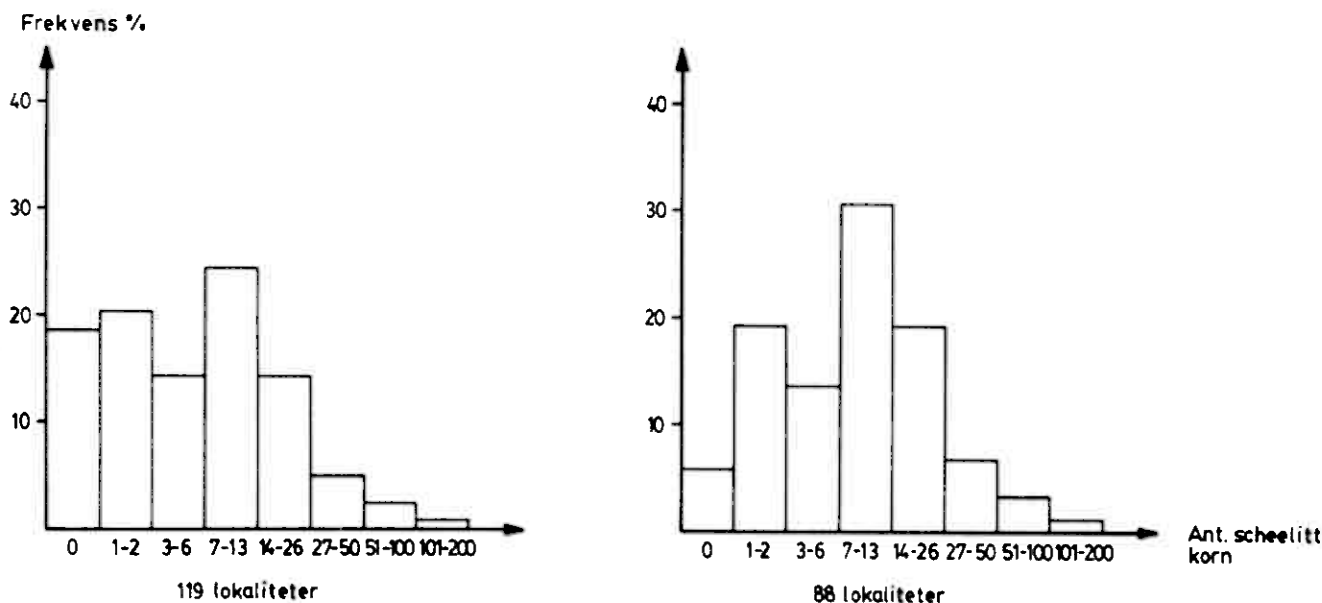
Sammenstilling av antall scheelitt korn i tung- og gullhjul konsentratet (bilag 2) viser en god samvariasjon mellom de to konsentrat typene.

Tilsvarende viser figur 3 en god overenstemmelse mellom antall scheelitt korn og W-analyse resultater for gullhjul konsentratet. En mulig årsak til at forholdet mellom kurvene i figur 3 varierer så sterkt, er at få store scheelitt korn kan gi større W-analyse verdi enn flere små scheelitt korn.

Tidligere resultater har vist at wolfram antar lave homogene verdier innenfor de heterogene rust skifrene (figur 4).

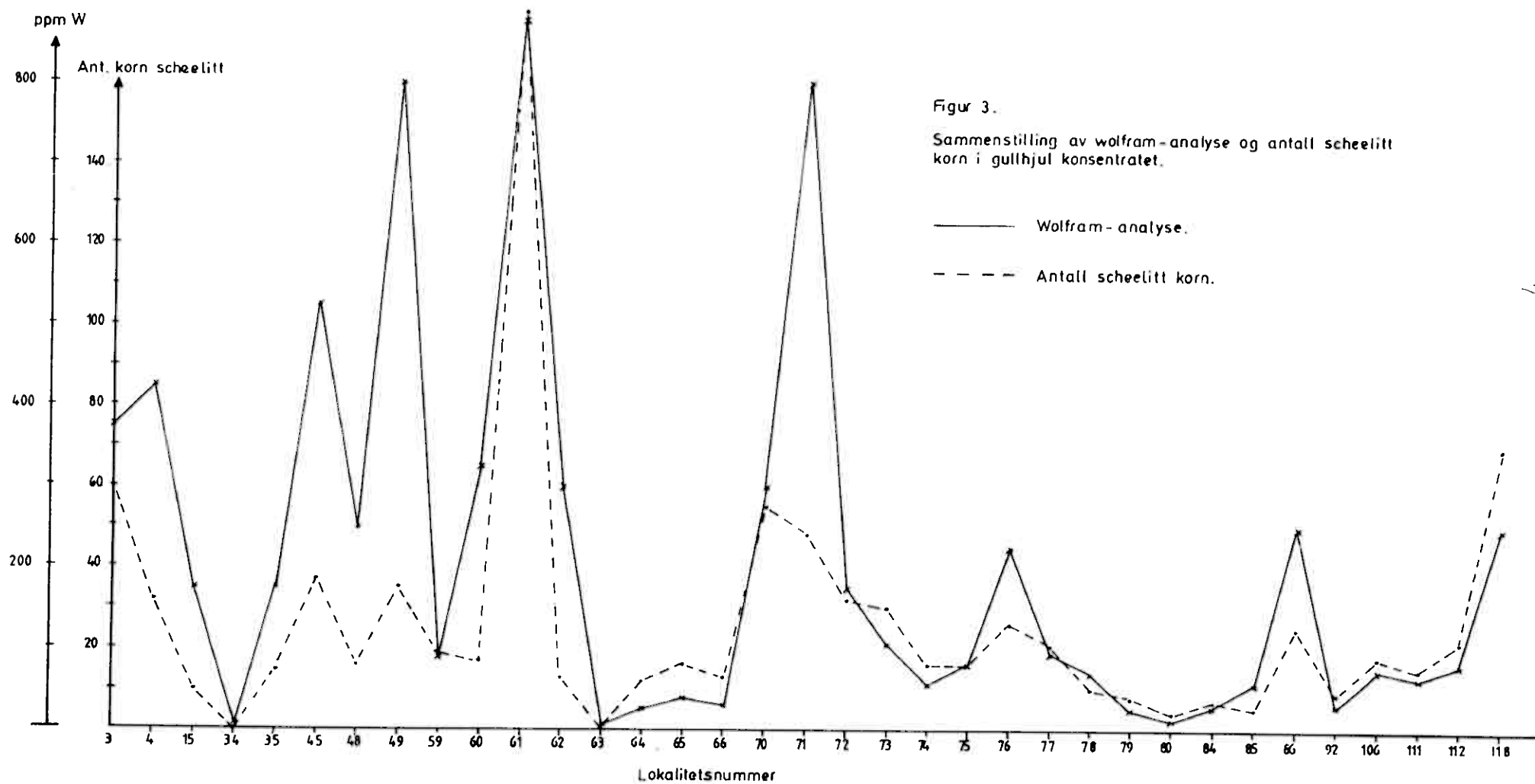
Figur 5 viser kumulativ fordeling av log antall scheelitt korn før (119 lok.) og etter (88 lok.) at lokaliteter innenfor de heterogene rust skifrene er fjernet. 95% kvantilen er for den anomale populasjonen gitt ved henholdsvis 6 korn scheelitt ($= 0,76 \log$ korn scheelitt) og 7 korn scheelitt ($= 0,84 \log$ korn scheelitt).

Figur 6 viser frekvens fordelingen av antall scheelitt korn før og etter at lokaliteter innen de heterogene rust skifrene er fjernet. Tilstedeværelsen av de to populasjonene trer tydeligere fram etter at lokaliteter innenfor de heterogene rust skifrene er fjernet.



Figur 6.

Frekvens fordeling av antall scheelitt korn før (199 lok.) og etter (88 lok.) at lokaliteter innenfor de heterogene rust skifrene er fjernet.

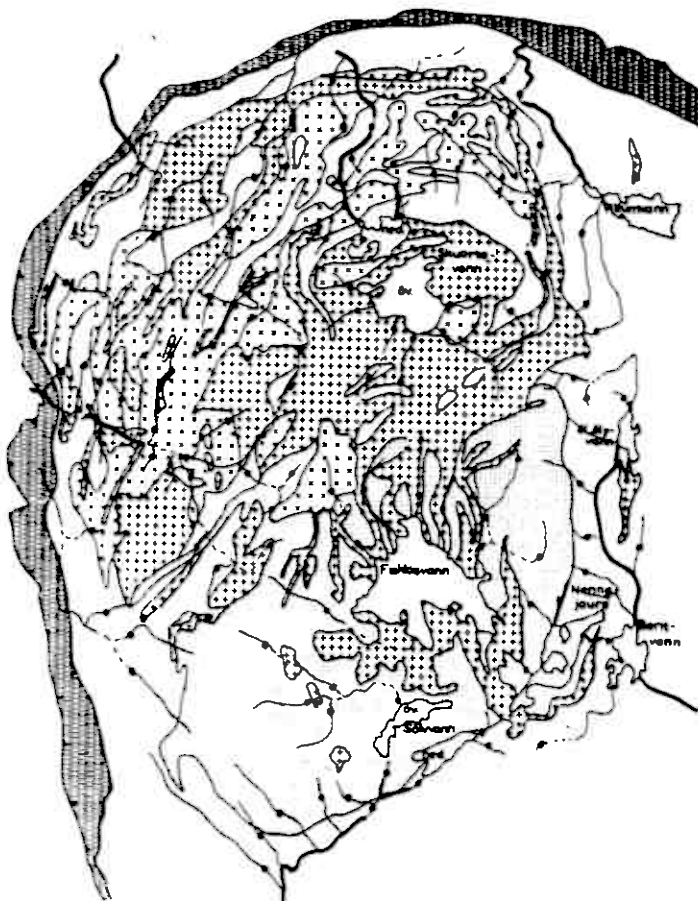
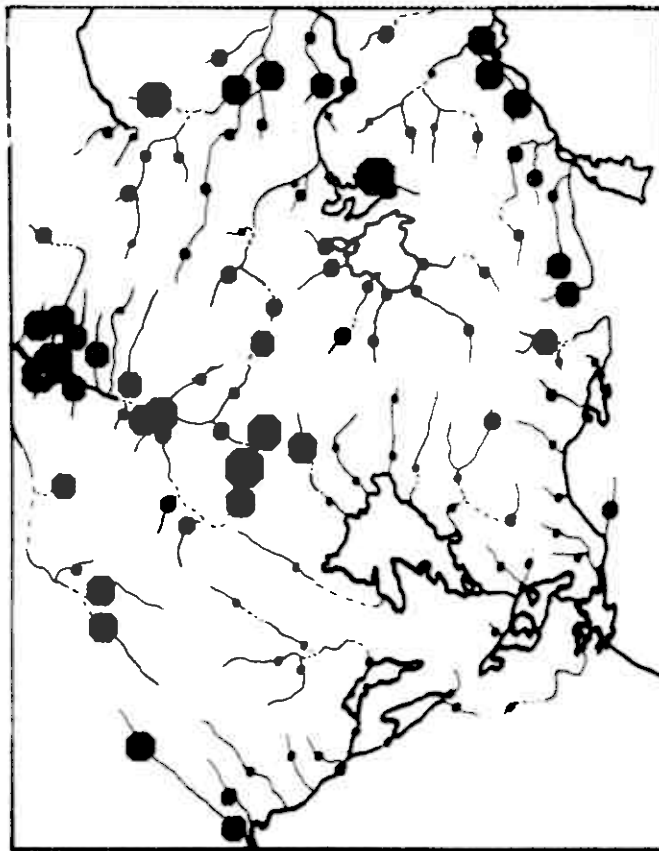


Figur 3.

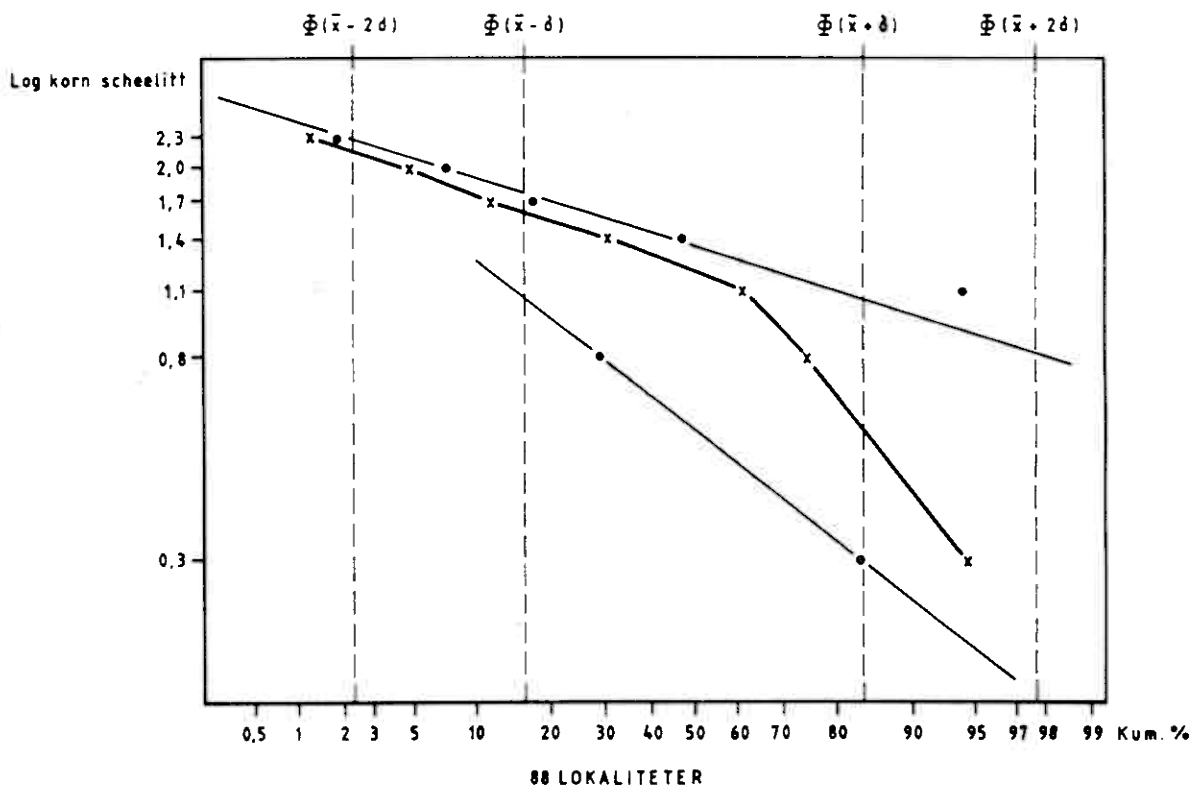
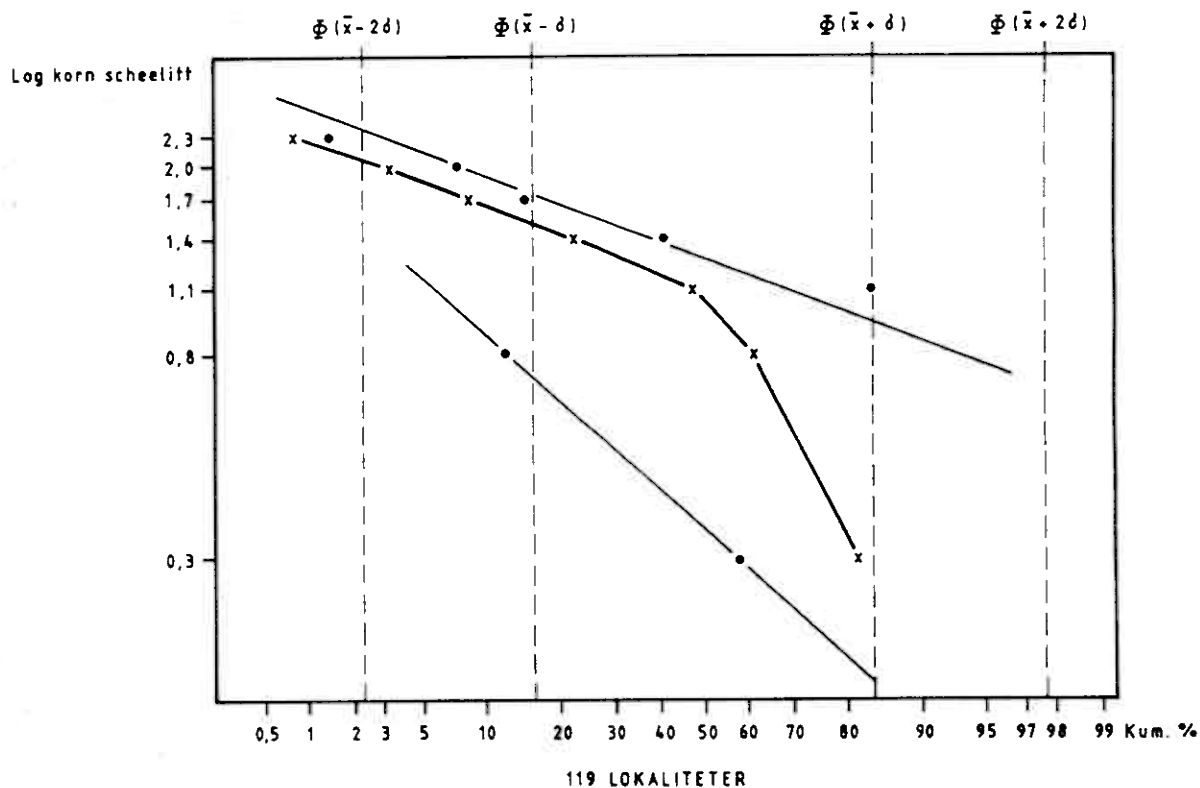
Sammenstilling av wolfram-analyse og antall scheelitt korn i gullhjul konsentratet.

— Wolfram-analyse.

- - - Antall scheelitt korn.

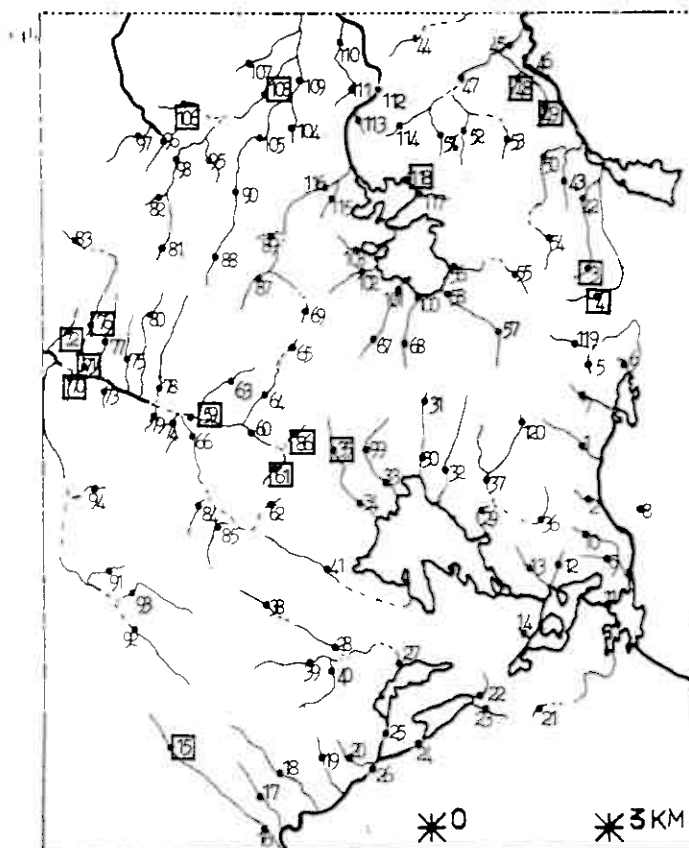


Figur 4.



Figur 5.
Kumulativ fordeling av log antall scheelitt korn
før (199 lok.) og etter (88 lok.) at lokaliteter
innenfor de heterogene rust skifrene er fjernet.

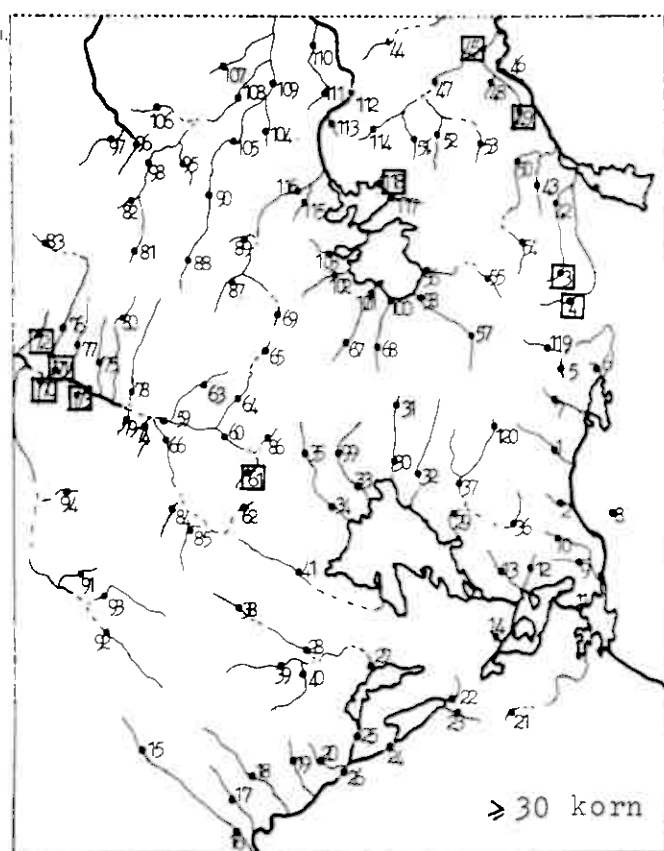
Ut ifra de statistiske vurderingene av gullhjul konsentratet vil en terskelverdi bli satt forholdsvis lavt (7 korn scheelitt). Dette vil medføre at en langt rekke flere lokaliteter blir betraktet som anomale (fig. 7d) i forhold til tidligere resultater (figur 8). En grense på ≥ 15 korn scheelitt i gullhjul konsentratet vil stort sett dekke de tidligere definerte anomale lokalitetene (figur 7c). (Lokalitet 15 og 108 kommer ikke med, 9 nye lokaliteter blir anomale).



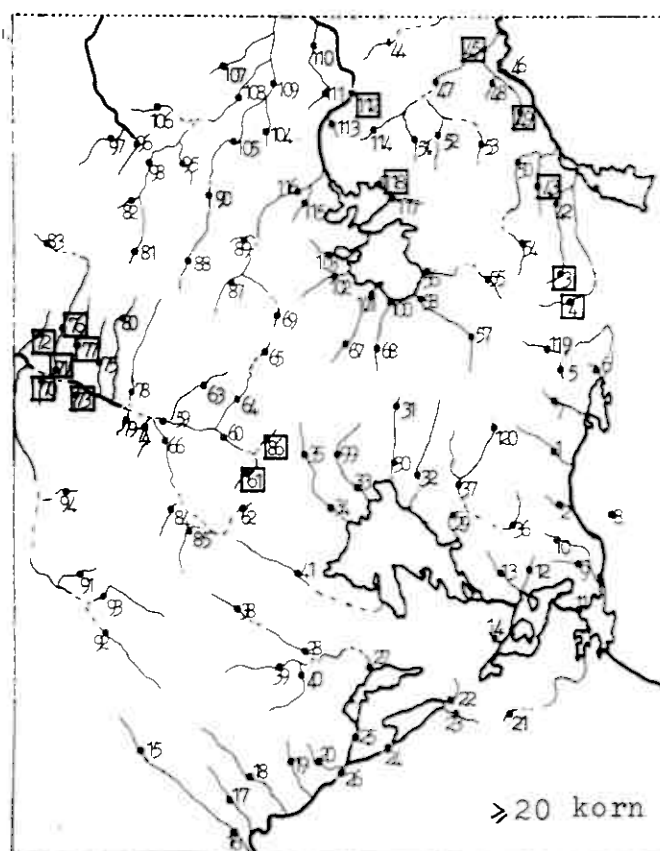
Figur 8.

Tidligere resultater over anomale lokaliteter (≥ 30 korn scheelitt og $> 63\text{ppm W}$ i tung konsentratet).

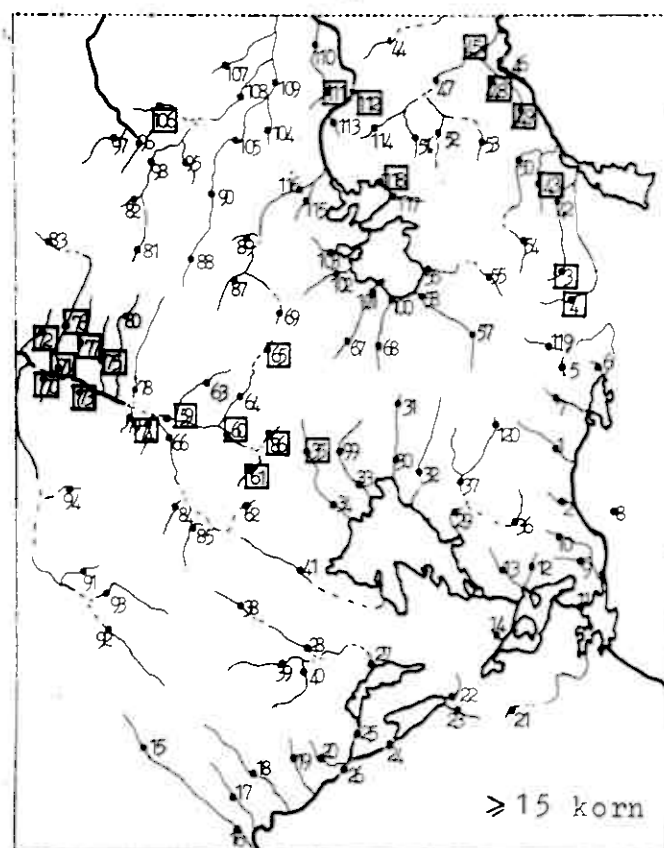
Tabell 1 gir en oversikt over hvilke av de 35 analyserte gullhjul konsentratene som blir anomale ved å benytte resultatet fra W-analysen av tung- og gullhjul konsentratet og scheelitt korn tellingen av tung-, gullhjul- og bulk konsentratet. De prøver som er avkrysset tre eller flere ganger i tabell 1, er stort sett sammenfallende med de lokaliteter som tidligere er definert som anomale (fig. 8). Det er kun lok. 59 som ikke kommer med som anomal i tabell 1. Lok. 108 som defineres som anomal på figur 8, er kun definert pga. den høye W-analysen i tung konsentratet.



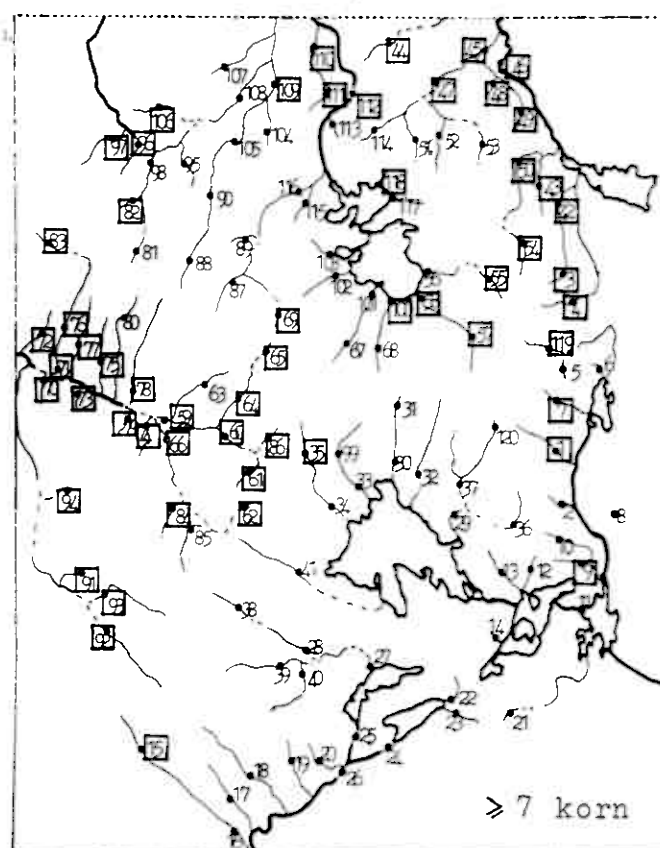
a



b



c



d

*0

*3KM

Figur 7.

Antall scheelitt korn i gullhjul
konsentratet.

Lok.nr. W-analyse.			Scheelitt korn telling.			Lok.nr. W-analyse.			Scheelitt korn telling.		
	Gull	Tung	Gull	Tung	Bulk		Gull	Tung	Gull	Tung	Bulk
3	X		X	X	-	72	X	X	X		X
4	X		X	X	-	73	X		X		
15	X	X		X	-	74			X		-
34						75			X		
35	X	X	X	X	X	76	X	X	X	X	X
45	X		X		-	77			X		X
48	X	X	X		-	78					-
49	X	X	X		-	79					-
59		X	X			80					-
60	X		X			84					-
61	X	X	X	X	X	85					-
62	X				X	86	X	X	X	X	
63					-	92					-
64					-	106		X	X	X	
65			X		-	111			X		-
66					-	112			X		-
70	X	X	X		X	118	X	X	X	X	X
71	X	X	X	X	X						

Tabell 1.

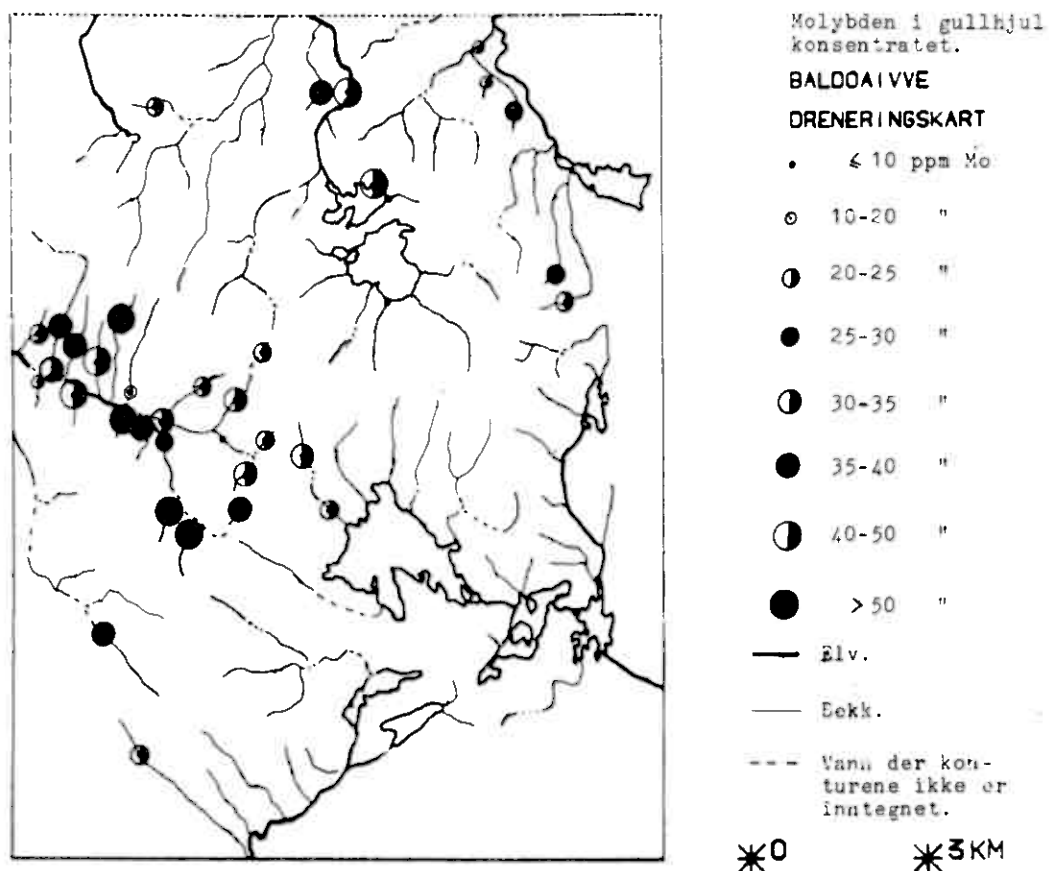
X - Angir prøver som er anomal gitt ved tung_ (anomalt >63ppm) og gullhjul konsentrat (anomalt >100ppm-valgt ved betraktning av figur 3) og scheelitt korn telling av tung_ (anomalt ≥30 korn), gullhjul_ (anomalt ≥15 korn) og bulk konsentrat (anomalt ≥30 korn-valgt ved betraktning av figur 2).

- - Angir lokaliteter der bulk konsentrat ikke er bearbeidet.

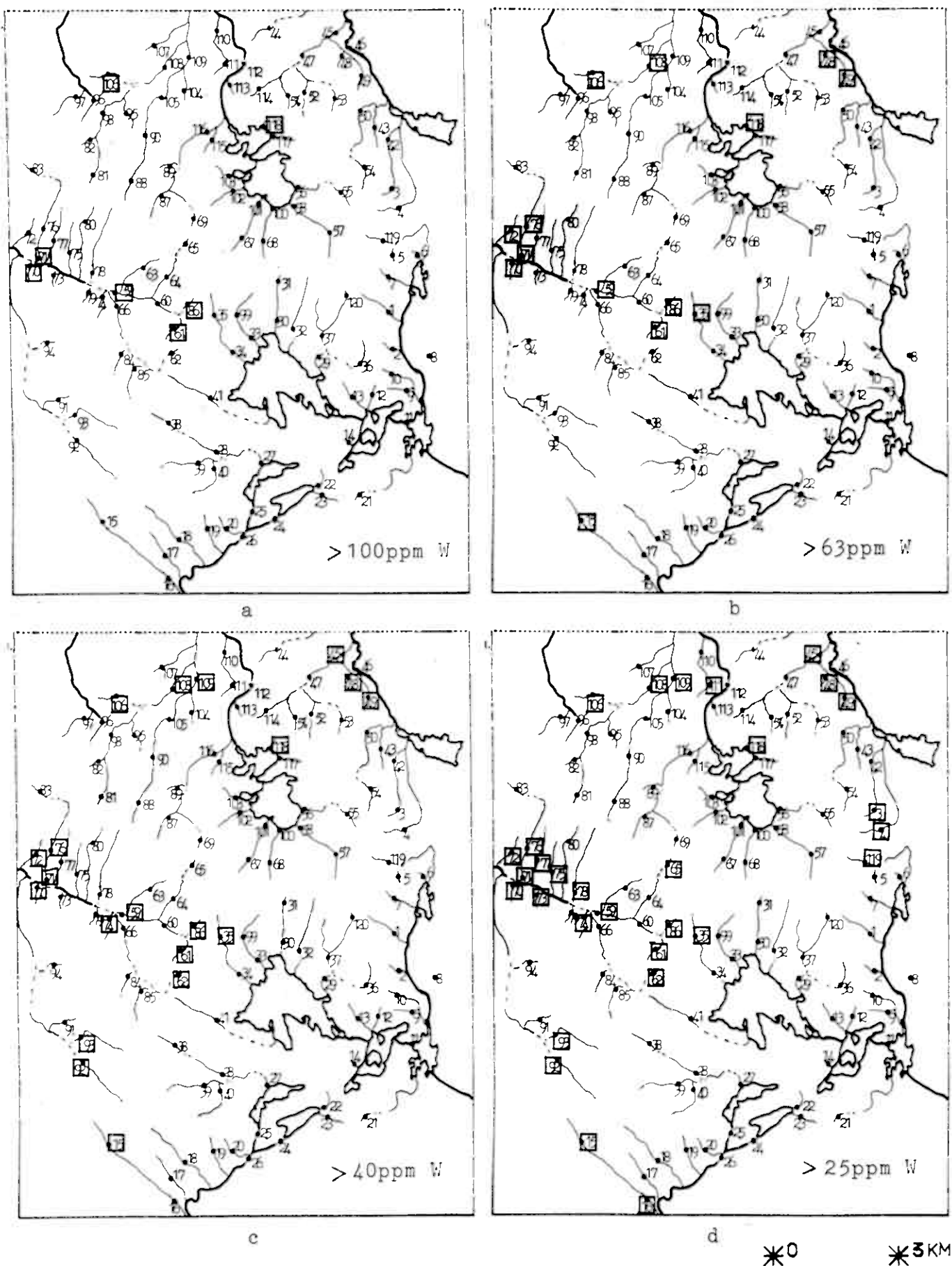
Figur 9 viser hvilke lokaliteter som blir anomale ved å variere terskelverdien for W-analysen av tung konsentratet. Man får tydelig fram at en senking av terskelverdien medfører en utvidelse av tidligere definerte "anomale områder".

På bakgrunn av dette vurderes de tidligere fastlagte grenseverdier mellom anomali og bakgrunn (> 63 ppm for W-analyse- og ≥ 30 korn scheelitt for tung konsentratet) å være korrekt valgt. En får klart avgrenset og fastlagt hvilke områder som bør følges opp. En terskelverdi lik ≥ 15 korn scheelitt for gullhjul konsentratet betraktes dermed som god nok. Når en får nærmere klarlagt hva slags mineraliserings type som opptrer i feltet, kan en på nytt vurdere om det er aktuelt å senke terskelverdien.

Figur 10 viser den geografiske fordelingen av Mo-analyse resultatene. Innenfor Storforsdalen er det to områder med gjennomgående høye analyse verdier (> 35 ppm Mo). Da kun et fåtall av lokalitets prøvene er analysert på molybden (35 stk.), bør en kun vurdere forholdene isolert innenfor Storforsdalen.



Figur 10.



Figur 9.
 Wolfram analyse av tung
 koncentratet.

Figur 11c angir at det er en klar avgrensning mellom områder med høye Mo-verdier (>35ppm) og områder med anomalit scheelitt. Den manglende korrelasjon mellom Mo og W (W kan korreleres med scheelitt) sees også av figur 12. Ved å sammenlikne figur 9 og 11 ser en at wolfram og molybden ved synkende terskelverdi, viser en sammenfallende utvidelse av de "anomale områdene". Molybden opptrer altså som halo soneringer som står i tilknytting til de anomale scheelitt områdene! (fig. 11).

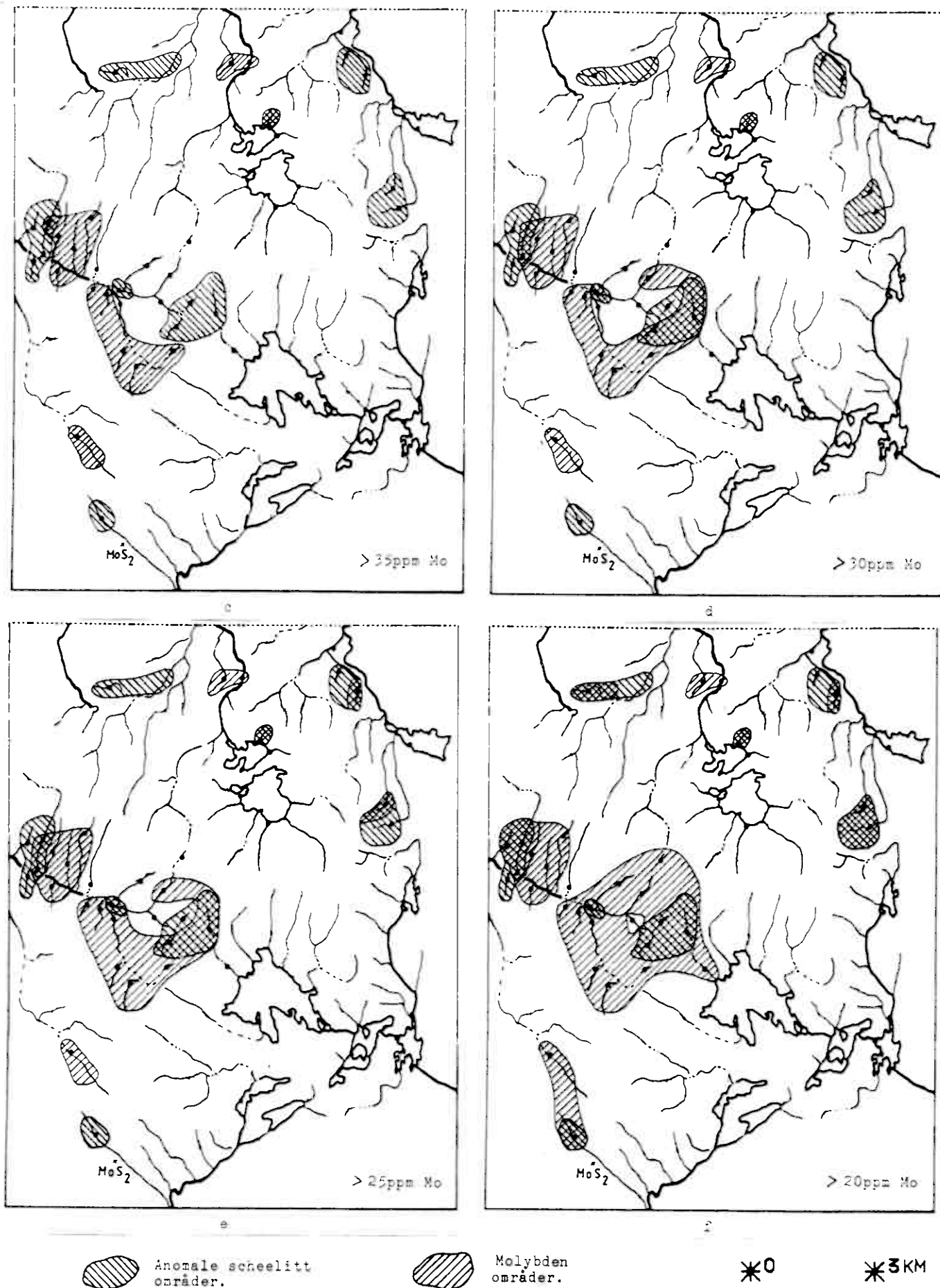
Det at molybden kun lar seg detektere i gullhjul konsentratet og ikke i bekkesediment analysene (Erichsen 1983) tyder på at molybden er bundet til "tunge mineraler". Sammenlikner man tallverdien på Mo-anlysene i gullhjul konsentratet (gj.snitt=33 ppm) med deteksjonsgrensen for molybden (1 ppm), burde eventuell tilstedeværelse av mer oppløste former av molybden (eksempelvis Mo-ion) latt seg bestemme i bekkesediment analysene. En kan derfor fastslå at opptreden av molybden i gullhjul konsentratet skyldes oppkonsentrering av de "tunge mineralene".



a



b



Figur 11.

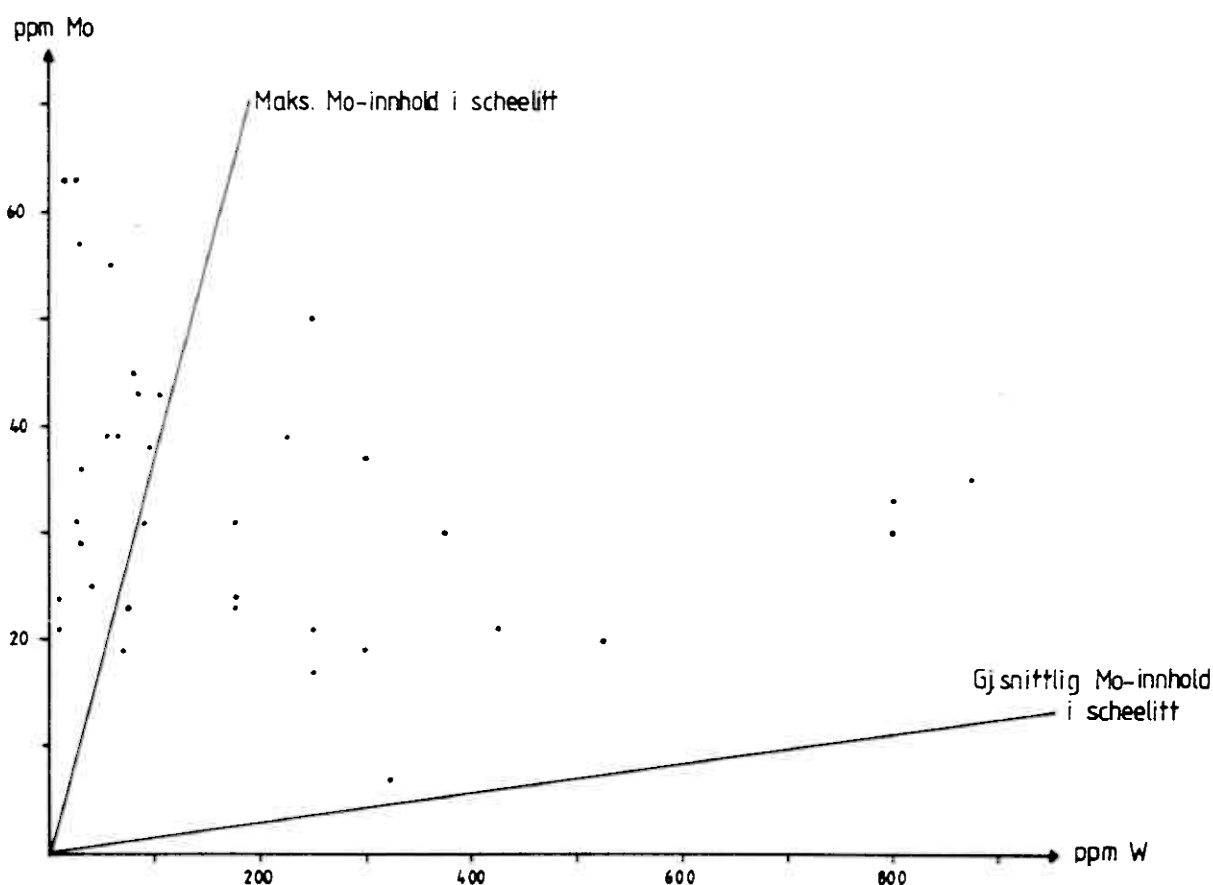
Avgrensning av anomale scheelitt områder og molybden områder med varierende terskelverdi.

Molybden kan i utgangspunktet være knyttet til flere mineraler. Ved siden av molybdenglans er molybden ofte anriket i wolfram mineraler og mineraler som inneholder Ti^{4+} og Fe^{3+} som titanitt, ilmenitt, titanomagnetitt og biotitt (Wedepohl 1978).

Da molybdenglans ikke er observert ved mineral undersøkelse av tung- og gullhjul konsentrat, kan en se bort ifra dette mineralet. Mineralet er dog funnet i en løsblokk helt sør i feltet (Erichsen 1983). (Avmerket på figur 11).

Scheelitten's fluorescens farge (blå-hvit) tyder på et meget lavt molybden innhold. I figur 12 som viser korrelasjonen mellom molybden og wolfram i de analyserte prøvene er det lagt inn linjer som angir gj.snittlig og maksimum molybden innhold i scheelitt (bilag 4 gir dataene som ligger til grunn for beregning av linjene). Hvis all molybdenen er bundet til scheelitten så er molybden innholdet i scheelitten i følge figur 12, svært høyt. Dette er ikke i samsvar med observasjonen av scheelitten's fluorescens farge. Selv scheelitt med gj.snittlig molybden innhold vil gi en gul fluorescens farge (bilag 4).

En kan dermed konstatere at tilstedeværelse av scheelitt ikke kan forklare all molybdenen i gullhjul konsentratet.



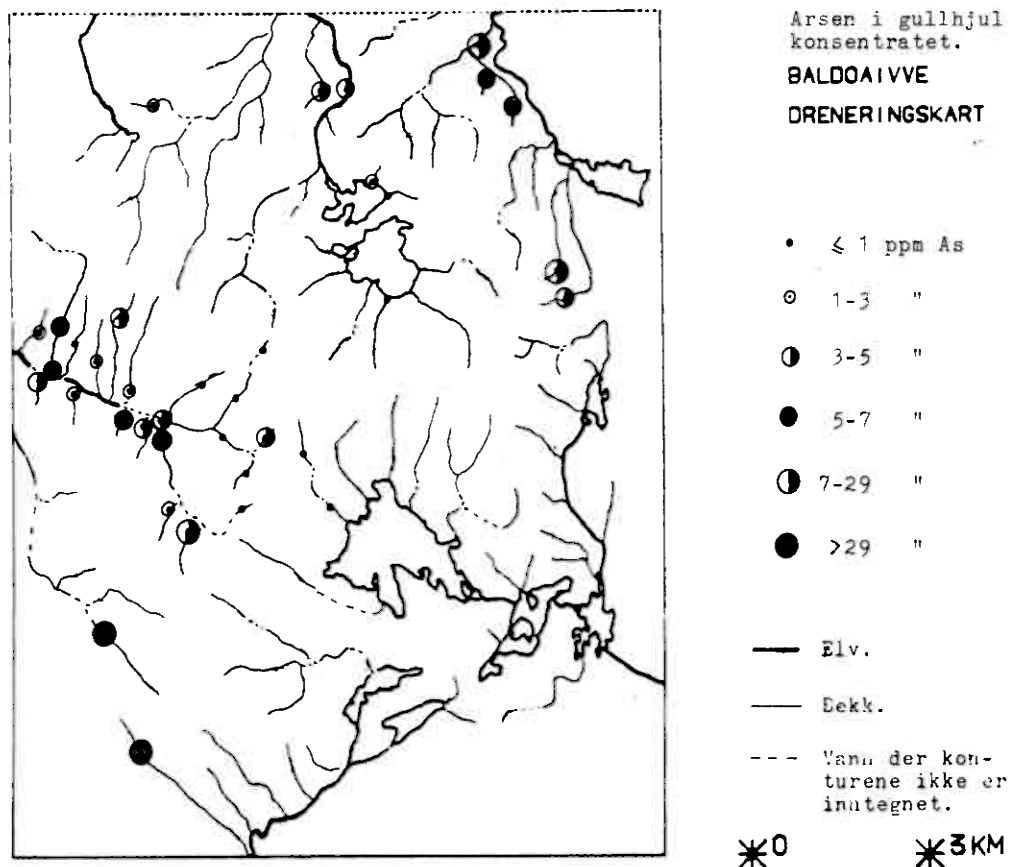
Figur 12.

Korrelasjon mellom wolfram og molybden i gullhjul konsentratet med innlagte linjer som angir gj.snittlig og maksimum molybden innhold i scheelitt.

Mineral undersøkelse av bulk konsentratene (Erichsen 1983) gir et gj.snittlig ilmenitt innhold på 27% i de enkelte konsentratene (variasjonsbredde 6-57% ilm., 22 undersøkte konsentrat). Wedepohl (1978) angir at ilmenitt i granitter kan inneholde opp til 328ppm molybden (variasjonsbredde 1,8-328ppm, gj.snitt 28 ppm). Et så høyt molybden innhold i ilmenitten ligger innenfor rammen som teoretisk kan gi de molybden verdier en har i gullhjul konsentratet (30% ilmenitt * 200ppm Mo (substituert i ilmenitt) = 60ppm Mo, gullhjul konsentratet inneholder maks. 63ppm Mo). Magnetitt innholdet i bulk konsentratet ligger gj.snittlig på 2,4% (variasjonsbredde 0,5-6,2%). Det er angitt at magnetitt kan inneholde maks. 100-200ppm molybden (Wedepohl 1978). Molybden i gullhjul konsentratet kan før nærmere undersøkelser er foretatt, forklares ved tilstedeværelse av ilmenitt og muligens magnetitt i konsentratene.

Figur 13 viser den geografiske fordelingen av As-analyse resultatene. To lokaliteter helt sørvest i området antar høye verdier.

De resterende analyserte elementer (Sn, Be og Au) viser alle verdier rundt eller under deteksjonsgrensen (bilag 3).



Figur 13.

1.5 Konklusjon:

Gullhjøl konsentratet bekrefter de tidligere resultater mht. at scheelitt opptrer anomalt innen Baldoaivve feltet.

Ingen ny informasjon taler for at tidligere fastlagte terskelverdier bør forandres.

Terskelverdien for scheelitt/wolfram bør vurderes pånytt når mineraliserings typen innen feltet blir fastlagt.

Molybden angir halo soneringer i tilknytting til de anomale scheelitt områdene innen Storforsdalen.

2. BALDOAIVVE GRANITTEN'S GEOKJEMI.

=====

2.1 Formål:

Tidligere er Baldoaivve granitten beskrevet som intruderende dykes/sills bestående av tre faser av forskjellig alder; den eldste fasen kvartsdioritt/dioritt, grå granitt og den yngste fasen kvit granitt (Kollung 1981).

For å få et bedre begrep med hva slags type granitt en har i området, er det blitt foretatt en nærmere undersøkelse av Baldoaivve granitten's geokjemi.

2.2 Tilgjengelig materiale:

M.R. Wilson har stilt til disposisjon endel bergarts analyser og aldersdaterings resultater fra sine undersøkelser av bla. Baldoaivve granitten (Wilson 1981).

I tillegg er 8 prøver som representerer de forskjellige intrusive bergarts typene som er observert i området, valgt ut og analysert på hovedelementer og endel utvalgte sporelementer.

En skarn bergart som opptrer innenfor de heterogene rust skifrene, er blitt analysert på endel aktuelle elementer.

2.3 Analyser og resultater:

De 8 bergarts prøvene er analysert ved MTH (I. Vokes). Røntgenfluorescens-analyse er benyttet for hovedelementene, Rb og Sr; Li er analysert ved atomabsorpsjon og FeO er analysert våtkjemisk.

Skarn bergarten består av diopsid (50%), hedenbergitt (20%), kvarts (18%), grossular (10%), (andraditt ?), titanitt (1%), plagioklas (1%) og litt kalkspat. Den er analysert på elementene Sn, W og Au ved Mercury Analytical Ltd. Alle analyseverdier er under deteksjonsgrensen for de enkelte elementene. (Deteksjonsgrenser; Sn: 1ppm, W: 1ppm og Au: 0,02ppm for 10gr. prøvemateriale).

Resultatet av hoved- og sporelement analysene er fremstilt i tabell 2. Etter normativ beregning (CIPW norm) er resultatet plottet i Streckeisen diagram (figur 14).

M.R. Wilson's Rb-Sr "whole rock" isokron plott fra Baldoaivve granitt dykes er fremstilt i figur 15.

Forskjellige diskriminant diagram er benyttet for å få fram spesielle trekk for endel element-par og elementforhold (figur 16-19).

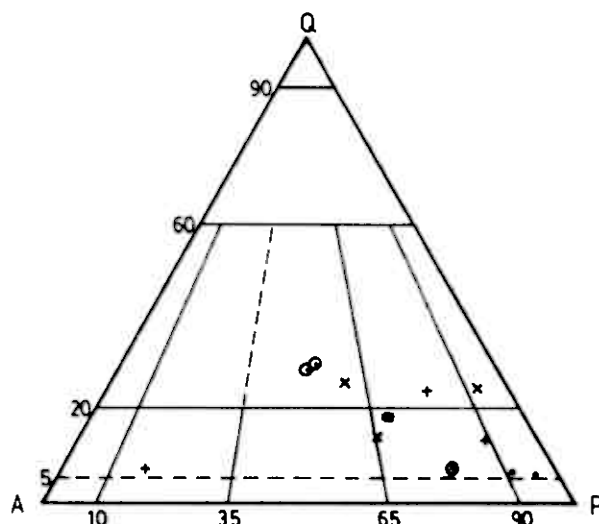
	EE-1	EE-22	EE-32	EE-35	EE-36	EE-43	EE-44	EE-46	842	843	844
%											
SiO ₂	70,93	71,84	73,91	64,81	53,18	62,61	76,19	50,79	56,3	71,5	71,6
TiO ₂	I.M.	0,08	0,11	0,54	2,10	0,07	I.M.	0,92	0,83	0,218	0,216
Al ₂ O ₃	17,03	15,72	14,90	17,53	16,75	19,74	14,78	14,10	16,4	13,9	14,1
1) Fe ₂ O ₃ (tot.)	0,21	0,86	0,90	0,77	1,71	0,27	I.M.	1,30	6,63	2,40	2,14
FeO				2,44	6,53			5,96			
MnO	0,01	0,02	0,02	0,05	0,14	0,01	0,01	0,14			
MgO	0,30	0,50	0,30	0,70	4,60	0,50	0,20	11,73	8,07	0,27	0,26
CaO	1,27	2,24	1,34	3,15	8,33	1,19	1,24	11,39	7,74	1,15	1,20
Na ₂ O	8,09	6,44	4,08	3,97	3,57	2,83	6,06	2,39	2,68	3,02	3,10
K ₂ O	1,53	0,89	4,99	4,47	1,03	11,34	2,70	0,33	2,16	5,63	5,33
P ₂ O ₅	I.M.	0,18	0,02	0,08	0,35	0,02	I.M.	0,15	0,131	0,041	0,043
Glødetap	0,65	0,27	0,27	0,50	0,55	0,38	0,18	0,29			
Sum	100,02	99,04	100,84	99,01	98,84	98,96	101,36	99,49	100,94	98,13	97,99
Rb ppm	32	60	242	192	51	415	212	10	89,8	228	237
Sr "	1297	962	139	294	494	110	135	295	269	72,1	67,7
Li "	17	29	39	43	59	12	10	36			
K:Rb	397	123	171	193	168	227	106	274	200	205	187
Rb:Rb	0,03	0,06	1,74	0,65	0,10	3,77	1,57	0,03	0,33	3,16	3,50
Mg:Li	106	104	46	98	468	100	120	1955			
Fe ₂ O ₃ /FeO				0,32	0,26			0,22			
2) DI	93,4	86,4	91,0	77,5	42,9	81,5	93,9	26,2	40,3	90,0	89,7
3) Per al	0,99	1,00	1,02	1,02	0,76	1,03	0,98	0,56	0,78	1,04	1,07
4) Norm. co	0	0,5	0,4	0,4	0	0,6	0	0	0	0,7	1,3

Tabell 2.

- 1) Fe₂O₃ (tot.) = Fe₂O₃ der FeO er analysert.
 - 2) DI = Differensiasjons indeks (CIPW Q+Or+Ab).
 - 3) Per al = Mol Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O).
 - 4) Norm. co = % normativ korund.
- I.M. = ikke målbart.

2.4 Vurdering av resultatene:

Streckeisen diagrammet (fig. 14) angir en stor spredning på bergarts typene fra kvarts gabbro (EE-46) til leuco monzogranitt (EE-32). Gjennomsnittet for Baldoavve granitten er en leuco kvarts monzodioritt. Det er en diffus overgang mellom "grå-og kvit granitt", mens de mørke intrusive bergartene skiller seg markert ut. De sureste fasene (> 20% kvarts) inneholder alle < 5% mafiske mineraler og kan klassifiseres som leuco granittoider. Pga. det høye kalium innholdet (K₂O-11%) plotter prøve EE-43 som en kvarts syenitt. En kraftig kali-feltspat omvandling antas å være årsaken til dette forholdet.

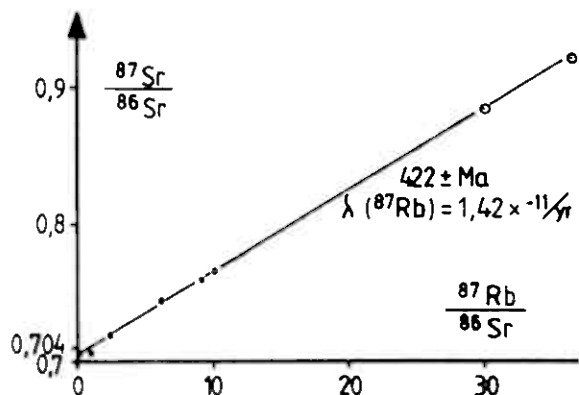


TEGNFORKLARING.
=====

- - Wilson's bergarts prover. Nr 842, 843, 844.
- - Mørke intrusive bergarter. EE-36, EE-46.
- × - Grå granitt. EE-22, EE-32, EE-35 (porfyrisk).
- + - Kvit granitt. EE-1, EE-43, EE-44 (pegmatittisk).
- - Gj.snitt Baldoaivve granitt.

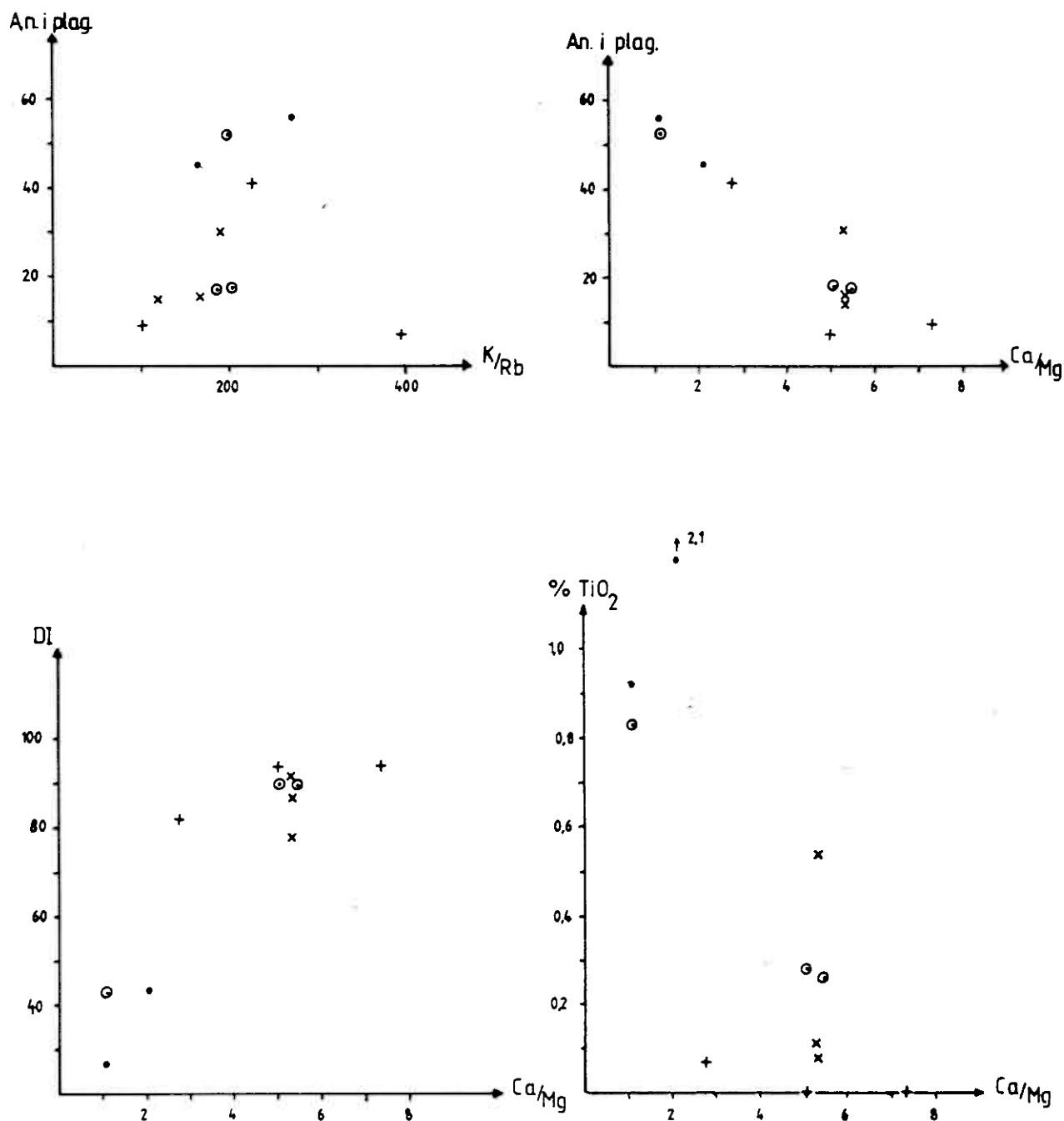
Figur 14.
Streckeisen diagram.

Figur 15 viser at de 8 bergarts prøvene som N.R.Wilson har benyttet for aldersdatering, faller langs samme isokron. Bergartene varierer fra monzogabbro (842) til monzogranitt (843, 844) og angir samme variasjonsbredde som de nye analysene (fig. 14). Da de forskjellige intrusive bergarts typene er knyttet til samme isokron, kan en fastslå at de hører til samme intrusive fase.



Figur 15.
Rb-Sr "whole rock" isokron
plott av Baldoaivve granitt
dykes (Wilson 1981).

Figur 16 viser at Baldoaiivve granitten har gjennomgått en differensiering. Differensieringen er tilkjennegitt ved økt differensiasjons indeks (DI), stigende kalsium-magnesium forhold, avtagende kalium-rubidium forhold, synkende titan innhold og lavere anortitt innhold i plagioklas.



Figur 16.

An. i plagioklas-K/Rb, An. i plagioklas-Ca/Mg, DI (CIPW Q+Or+Ab)-Ca/Mg og Ti₂₀-Ca/Mg forhold. Tegnforklaring se figur 14.

Anortitt innholdet i plagioklas er beregnet ved forholdet mellom anortitt og albitt ($An/An+Ab$) gitt ved normberegningen. Tabell 3 viser en sammenstilling av anortitt innholdet i plagioklas gitt ved henholdsvis normberegning og modal analyse (slip undersøkelser) for endel prøver. Det er en god korrelasjon mellom de to metodene selv om både plagioklas og mikroklin, ut fra slip undersøkelser, er tildels ustabil og omvandlet til alkali-feltspat.

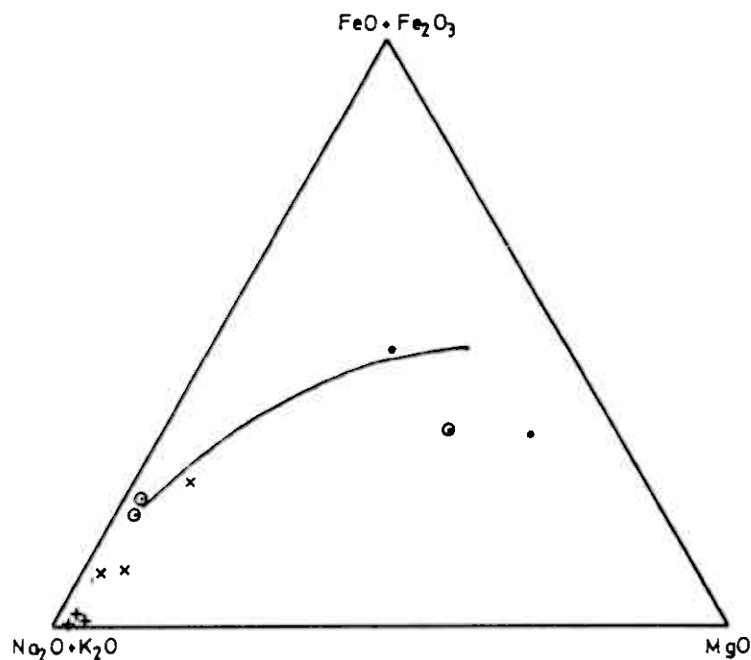
Prøve	Norm	Modal
EE-1	7	4
EE-22	15	25
EE-32	15	26
EE-35	31	26
EE-46	56	40

Tabell 3.
Sammenstilling av anortitt innholdet i plagioklas ved normberegning og modal analyse.

Differensieringen gir et klart skille mellom de mørke intrusive bergartene og de mer sure fasene (fig. 16). AFM-diagrammet (fig. 17) gir i tillegg et skille mellom "grå- og kvit granitt".

Opptreden av skjærende ganger mellom de forskjellige intrusive bergarts typene (Kollung 1981) skyldes dermed differensieringen. Fasene har størknet til forskjellig tid og intrudert internt, tidligere størknede faser.

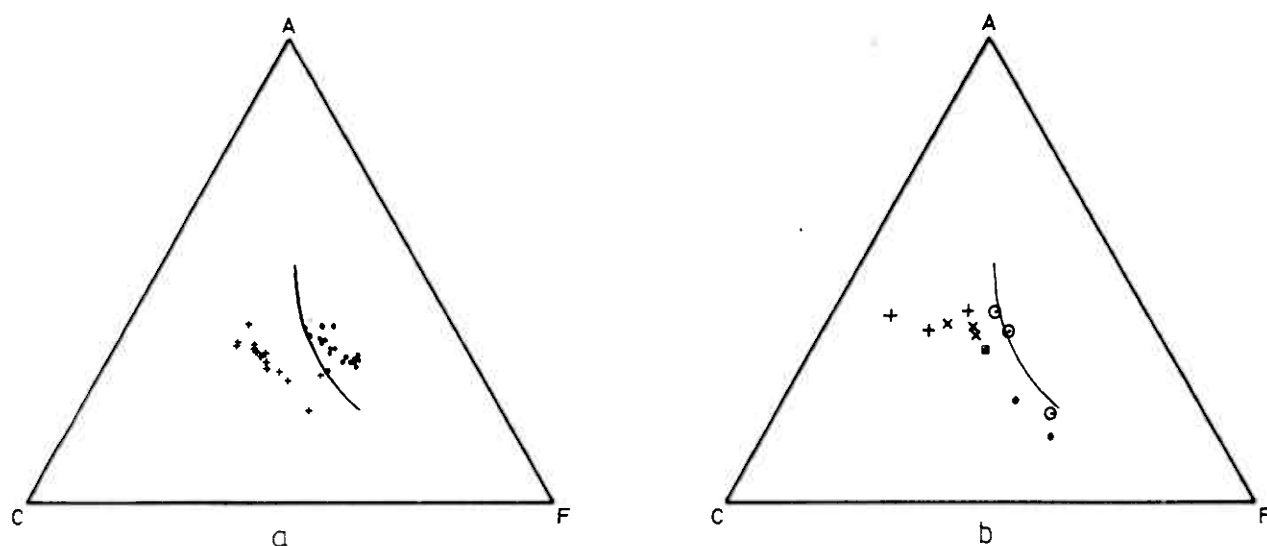
AFM-diagrammet (fig. 17) viser en kalk-alkalin trend for Baldoaiive granitten. Plottene er godt korrelert med den innlagte linjen for granodioritt-seriens differensiasjons forløp.



Figur 17.
AFM-diagram med linje over granodioritt-seriens differensiasjons forløp. Tegnforklaring se figur 14.

Det er flere forhold som angir at Baldoaivve granitten er en såkalt I-type granittoid.

ACF-diagrammet (fig. 18) kan benyttes som et diskriminant diagram for å skille mellom S-type og I-type granittoider (Takahashi et al. 1980). Sammenholdt med figur 18a viser Baldoaivve granitten en klar I-type karakter.



Figur 18.

ACF-diagram (molar forhold; $A = Al_2O_3 - Na_2O - K_2O$; $C = CaO$; $F = FeO + MgO$)

- a) Typisk I-type (kryss) og S-type (prikk) granittoider innen Kosciusko batholitten (Takahashi et al. 1980).
 b) Baldoaivve granitten. Tegnforklaring se figur 14.

Plimer (1983) og Hutchison (1983) nevner flere karakteristiske trekk for de forskjellige typene granittoider. Endel viktige trekk mellom S- og I-typen som det er mulig å tallfeste, er stilt opp i tabell 4 og sammenstilt med Baldoaivve granitten.

Tilstedeværelse av hornblende-rike mafiske xenolitter som er genetisk knyttet til granittoiden, er karakteristisk for I-type granittoider (Plimer 1983). De observerte ultrabasiske amfibolittiske legemene innen Baldoaivve granitten (Kollung 1981) er muligens en tilsvarende ekvivalent.

	I-type granittoider	S-type granittoider	Baldoaivve granitten
SiO ₂	56-75%	66-75%	51-76%
Na ₂ O	> 3,2% i felsiske bergarter(ca.5% K ₂ O) > 2,2% i mafiske bergarter(ca.2% K ₂ O)	< 3,2% < 2,2%	4,2% (3,7% K ₂ O)
Per al.	< 1,1	> 1,1	0,93
Norm. co	< 1,0%	> 1,0%	0,35%
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704-0,706	>0,706	0,704

Tabell 4.

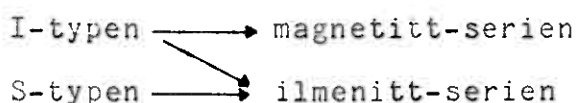
Karakteristiske trekk for I-type- og S-type granittoider sammenstilt med Baldoaivve granitten (per al = mol Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO); norm. co = normativ korund).

Ved siden av den genetiske klassifikasjonen av granittoider (I-type, S-type etc.) kan en skille mellom granittoider etter en deskriptiv klassifikasjon. En har magnetitt-serie granittoider (større mengder med magnetitt kan observeres ved mikroskopiske undersøkelser, høy magnetisk suseptibilitet av bergarten) og ilmenitt-serie granittoider (< 0,1vol.% opake oksyd mineraler som opptre hovedsakelig som ilmenitt, lav magnetisk suseptibilitet av bergarten) (Takahashi et al. 1980). De to seriene antas å reflektere forskjellig oksygen fugasitet under utviklingen av det granittiske magma (magnetitt-serien - oksyderende (høy fo₂), ilmenitt-serien - reduserende (lav fo₂)) (Ishihara 1981).

Baldoaivve granitten har flere trekk som angir at det er en reduserende type, tilhørende ilmenitt-serie granittoider:

- * Slip undersøkelser (9 slip av de forskjellige intrusive bergarts typene) angir at opake mineraler kun opptre sporadisk som aksessoriske mineraler.
- * Forholdet mellom treverdige og toverdige jern (Fe₂O₃/FeO) er lavt; magnetitt-serien: > 0,5, ilmenitt-serien: < 0,5 (Ishihara 1981), gj.snitt Baldoaivve granitt: 0,27.
- * Flymagnetiske målinger utført av Terratest AB (vedlagt diplom Erichsen 1983) viser et lav magnetisk bilde over Baldoaivve granitten i kontrast mot nærliggende bergarter (metasedimenter og amfibolitter).

Ishihara (1981) har forsøkt å korrelere mellom de enkelte genetiske typene av granittoider og de forskjellige seriene med granittoider. Resultatet for japanske og australske granittoider er følgende:



De ultrabasiske amfibolittiske kroppene innen Baldoaivve granitten viser i enkelte lokaliteter en diffus overgang mot de mørke intrusive bergarts fasene (Erichsen 1983). Inneslutningene fører tildels olivin (Vogt 1927, Kollung 1981) og en kan i enkelte lokaliteter se klyser med hornblende. Dette er sannsynligvis rester fra et opprinnelig kildemateriale. I tillegg til tilstedeværelsen av de ultrabasiske inneslutningene er den lave initialverdien på 0,704 (fig. 15), indiser for et "meget dypt" kilde materiale. Om kilde materialet er dannet av tidligere eksisterende magmatisk materiale (kilde for I-type granittoider) eller mantel derivert materiale (kilde for M-type granitt) er ut ifra de foreliggende kriterier (Plimer 1983), vanskelig å fastslå. På tross av dette er de tidligere nevnte I-type trekkene så fremtredene for Baldoaivve granitten at den fremdeles betraktes som en I-type granittoid. Tabell 5 er en sammenstilling av endel karakteristiske forhold for I-type- og M-type granitter gitt av Plimer (1983) og tallfestede data for noen I-type granittoider.

	M-type	I-type	1	2	3
K ₂ O/Na ₂ O	lav	lav	1,32	0,90	1,09
K ₂ O/SiO ₂	lav	moderat	0,06	0,05	0,05
CaO/Na ₂ O+K ₂ O	høy	?	0,22	0,32	0,47
CaO	?	høy	0,90	2,36	3,66

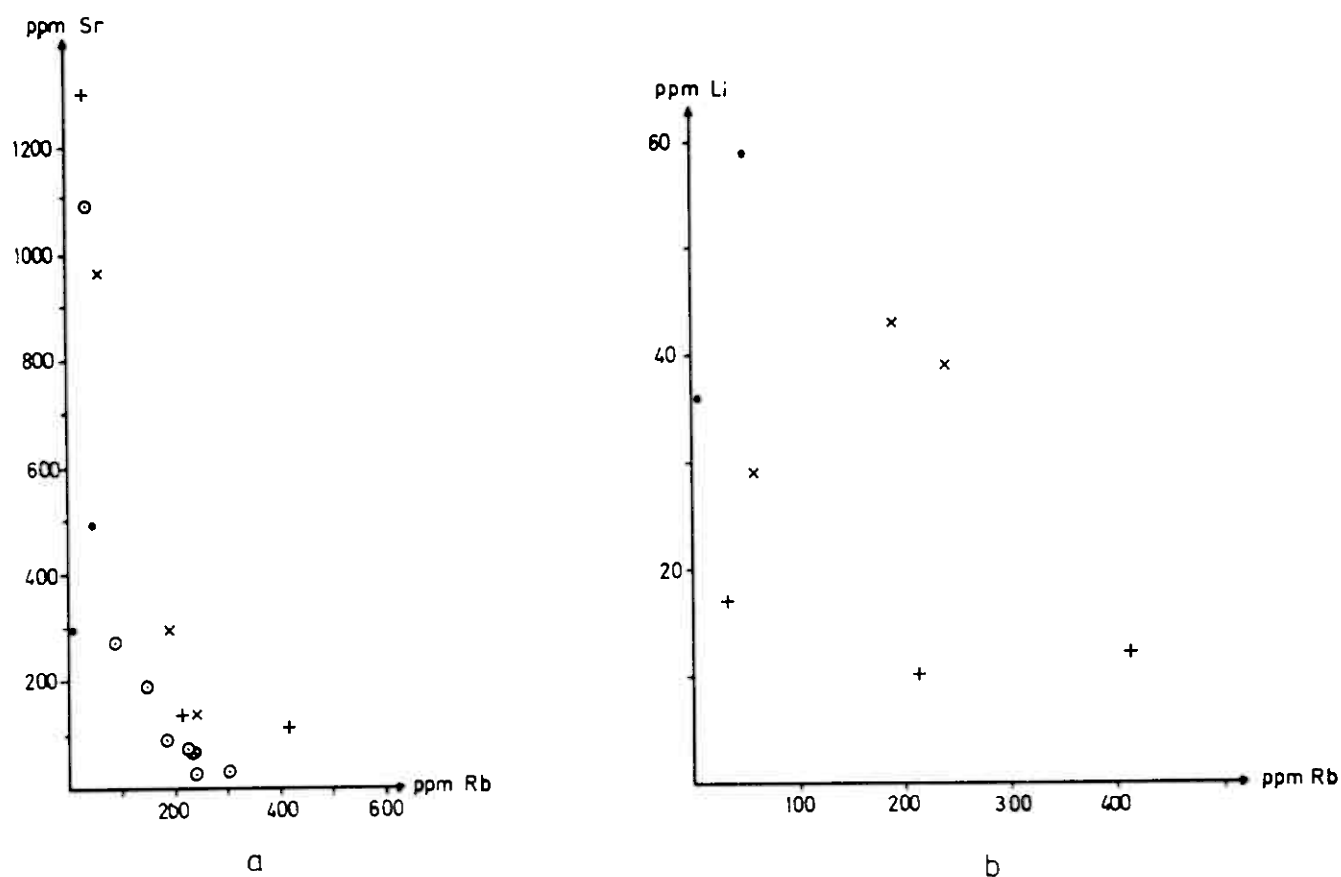
Tabell 5

Sammenstilling av endel karakteristiske forhold for M-type- og I-type granitter (Plimer 1983) og tall data fra noen I-type granittoider.

- 1 - New England Batholitt, Australia (White og Chappell 1977);
- 2 - Granitt knyttet til Fujigatani Tungsten Skarn forekomst (Sato 1980);
- 3 - Baldoaivve granitten.

Sporelementenes innbyrdes variasjonsforhold er fremstilt i figurene 19 a og b. Figur 20 og tabell 6 er en sammenstilling av henholdsvis sporelement innholdet og endel karakteristiske element forhold for Baldoaivve granitten og endel granittoider.

Rb-Sr (fig. 19a) viser en invers korrelasjon med unntak av noen plott som viser uforholdsmessige høye Sr verdier. Utenom de sistnevnte plottene, skiller Rb-Sr forholdet ut de forskjellige differensiatene. Rb-Li skiller også ut de enkelte typer differensiatene (fig. 19b). De sureste fasene viser gjennomgående lavere Li-verdier enn de mørke, basiske fasene.



Figur 19.

Sr-Rb og Li-Rb forhold. Tegnforklaring se figur 14.

Sporelement innholdet i figur 20 angir at Baldoaivve granitten er best korrelert med palingenetiske granitter av kalk-alkalin serie. Slike granitter antar høyere verdier for Sn, W og Mo i forhold til gj.snittet for granitter.

granite series	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Li	Rb	Ba	Sr	Zr	Sn	W	Mo
plagiogranites of Palaeozoic series	0.92	150	15	10	1.4	57	120	80	2.7	—	—	—
granitoids of orogenic series	0.83	140	15	10	1.0	50	100	115	2.2	—	—	—
granites of alkali series	0.57	800	10	10	1.0	1700	100	—	2.5	2	—	1.7
orogenic granites of rare metals	0.95	100	10	10	1.0	270	40	10	2170	17.7	—	—
orogenic granites of calc. alkaline series	0.49	100	10	10	1.0	175	130	100	190	12	2.5	1.1
plagiogranites of rare metals	0.43	100	10	10	1.0	175	170	100	140	22	2.4	1.5
orogenic granites of orogenic series	0.48	100	10	10	1.0	150	100	100	140	11.7	—	1.5
granitoids of alkali series of rare metals	0.17	100	10	10	1.0	270	500	100	—	5.7	2.1	1.4
ultramafic gabbro-granites	0.36	100	10	10	1.0	140	2800	200	100	2.4	—	1.2
intervals according to Tschander (1977)		1700-1900	400-1200	800-1200						40-120	7-13	1.5-2
Baldoaivve granitt	0.53		130		160		1380					

Figur 20.

Sammenstilling av sporelement innholdet for endel granittoider (Stemprok 1979) med data fra Baldoaivve granitten.

Mg:Li forholdet for Baldoaivve granitten er sammenfallende med gj.snitts verdien for granittoider (tabell 6). K:Rb forholdet er noe høyere for Baldoaivve granitten.

De sureste fasene (> 20% kvarts) for Baldoaivve granitten viser K:Rb- og Mg:Li forhold som er i god overenstemmelse med gj.snitts verdier for granitter.

Når en sammenlikner med de forskjellige granittoid typene, er Baldoaivve granitten best sammenfallende med en granodioritt gitt ved K:Rb- og Mg:Li forholdet. Rb:Sr forholdet er høyere for Baldoaivve granitten i forhold til de enkelte granittoid typene.

2.5 Konklusjon:

De forskjellige differensiatene for Baldoaivve granitten har intrudert samtidig, men størknet til forskjellig tid. Granitten er en reduserende (ilmenitt-serie) I-type granittoid.

Granittoider	K:Rb	Rb:Sr	Mg:Li
Baldoaivve granitten.	204	1,36	374
Sureste faser av Baldoaivve granitten (> 20% kvarts).	158	2,0	90
Granittoider.	170	-	370
Granitter.	170	-	90
Plagiogranitt.	1250	0,02	-
Ultrametamorf leucogranitt.	386	0,3	-
Palingenetisk granitt.	236	0,5	-
Plumastisk granitt.	100	4,0	-
Granodioritt.	227	0,3	380
Granitt.	241	0,5	110
Lav Ca-granitt.	247	1,7	40
Granittoider knyttet til Li, Be, Sn, W og Ta forekomster.	130	-	75
Granittoider ikke knyttet til Li, Be, Sn, W og Ta forekomster.	170	-	270

Tabell 6.

Gj.snitts verdier av K:Rb, Rb:Sr og Mg:Li forhold for forskjellige granittoider (Govett 1983) sammenholdt med Baldoaivve granitt.

3. AKTUELLE MINERALISERINGS TYPER.

=====

3.1 Formål:

Bakgrunnen for dette kapittelet er med utgangspunkt i alt tilgjengelig materiale fra Baldoaiivve feltet, å få klarlagt hvilke mineraliserings typer som kan være aktuelle innen området.

3.2 Aktuelle mineraliserings typer:

Tabell 7 viser en oversikt over forskjellige typer wolfram forekomster.

	Type granittoid

I Forekomster relatert til granittoider.	
1. Greisen omvandlete årer, stockwerk, og pegmatittiske Sn-W forekomster.	S eller A.
2. Pipe forekomster.	I og S.
3. Skarn forekomster.	I og S.
4. Porfyr forekomster.	?
II Stratiforme og stratabundne forekomster.	
1. Submarine ekshalative forekomster.	
2. Tektonisk remobilisering av wolfram.	
3. Stratabundne forekomster.	

Tabell 7.

Oversikt over wolfram forekomster fritt etter Plimer (1983). Type granittoid er angitt for endel av forekomstene relatert til granittoider.

Skarn peker seg ut som en aktuelle forekomst type innen Baldoaivve feltet. På bakgrunn av scheelitt funnet i fast fjell ansees også scheelitt mineralisering langs årer/sprekker å være en mulighet.

En kan skille mellom to typer wolfram skarn forekomster; W-Mo-Cu- og W-Sn-F-typen (Plimer 1983). Den første typen opptrer i tilknytting til både oksyderende og reduserende skarn, mens den andre kun forekommer i forbindelse med reduserende skarn (Plimer 1983).

I tabell 8 er det forsøkt å sammenstille endel viktige trekk for de to wolfram skarn typene med opplysninger fra Baldoaivve feltet.

	W-Mo-Cu		W-Sn-F	Baldoaivve
	Oksydert skarn	Redusert skarn	Oksydert skarn	
Magmatisk bergart.	Adamelitt-granodioritt (tonalitt kv.monzonitt)	Kv.dioritt-kv.monzonitt (leuco granitt)	Granitt	Monzogranitt -kv.gabbro
Type granitt	I	I	A eller S	I
mt/ilm serie	mt	ilm,(mt)	ilm	ilm
Omvandling	Lokal kvarts, biotitt-muskovitt-sulfid, plagioklas-pyroksen		Greisen	?
Tektonisk plassering	Kontinental margin, syn-sen orogen		Kontinental, sen-post orogen eller anorogen	Syn-sen orogen
Pluton morfologi	Store plutoner, batholitter		Stock, batholitt	Stock(?) dykes/sills
Kilde bergart-dyp	Ikke karbonholdige eller hemtittiske b.a. Grunt dyp	Karbonholdige bergarter Stort dyp	Oppsmeltet skope matr.	Stort dyp?
Metall elementer	W,Mo,Cu,(Zn,Bi)		Sn,W,F,(Be,Zn)	W,Mo?
Skarn mineralogi	Granat(andradiitt) dominert	Pyroksen(hedenbergitt) dominert	Pyroksen dominert,mt-førende	Pyroksen dominert
Mo-innhold i scheelitt	Høyt (Omv.- lavt)	Lavt	Lavt	Lavt

Tabell 8.

Sammenstilling av endel karakteristiske data for wolfram skarn forekomster (Plimer (1983), Einaudi and Burt (1982), Einaudi et al. (1981) og Sato (1980)) med Baldoaivve feltet.

Plimer (1983) knytter både oksyderende og reduserende W-Mo-Cu-type skarn forekomster til oksyderende, magnetitt-førende I-type granittoider. Reduserende W-Mo-Cu-type skarn forekomster blir betraktet å være dannet ved reduksjon av primære oksyderte W-Mo-Cu løsninger ved kontakt med sulfider og/eller grafittisk hornfels. Flere japanske reduserende wolfram skarn forekomster er dog knyttet til reduserende, ilmenitt-førende, I-type granittoider. For disse forekomstene blir den reduserende skarn mineralogien genetisk knyttet til den reduserende granittoid kilden (Sato 1980). Det skal påpekes at noen av de japanske wolfram skarn forekomstene opptrer i et belte (Sanyo beltet) som ved siden av wolfram, fører litt tinn. Andre forekomster igjen innenfor det samme beltet fører dog kun wolfram. Disse forekomstene må falle inn under Plimer's W-Mo-Cu type forekomster. Japanske Sn (greisen-type) forekomster, som kan relateres til Plimer's W-Sn-F type, blir skilt ut som en egen gruppe, i forhold til de tildels Sn-førende W-skarn forekomstene i Japan.

Skarn mineralogien og Mo-innholdet i scheelitt varierer med f_{O_2} . Generelt dominerer pyroksen over granat ved lav f_{O_2} (reduserende skarn) og visa vers ved høy f_{O_2} (oksyderende skarn). (Se tabell 9). Tilsvarende er Mo-innholdet i scheelitt lavt ved lav f_{O_2} og høyt ved høy f_{O_2} . Mo-innholdet i scheelitt er dog ikke entydig for en bestemt type skarn. Ved omvandling kan molybdenholdig scheelitt re-oppløses og pånytt felles som lav Mo-holdig scheelitt + MoS_2 (Plimer 1983).

	Reduced skarns	Oxidized skarns
Prograde stage		
Pyroxene/garnet	10:1 to 2:1	1:1 to 1:10
Pyroxene composition		
mole % hedenbergite	60-90	20-70
mole % johannsenite	5-20	0-5
Garnet composition		
mole % andradite	10-50	50-80
Late garnet composition		
mole % andradite	0-50	80-100
mole % spessartine	5-35	0-5
mole % almandine	5-40	0
Retrograde stage		
Typical assemblages	Biotite-plagioclase-opaques ± calcite, hornblende-opaques-quartz-calcite	Epidote-chlorite-calcite-quartz, actinolite-opaques-quartz-calcite
Amphibole composition		
mole % ferrotremolite	5-80	30-80
mole % tremolite	0-30	30-70
mole % ferropargasite	70-100	5-20
Diagnostic opaques	Pyrrhotite, magnetite (pyrite, native bismuth)	Pyrite (magnetite, pyrrhotite, bismuthinite)

Tabell 9.

Karakteristisk mineral innhold i reduserende og oksyderende wolfram skarn mineraliseringer (Einaudi et al. 1981).

Mo-innholdet i scheelitt funnet innen Baldoaiivve feltet er vurdert på bakgrunn av UV belysning av tung konsentrat prøvene og de prøvetatte fastfjells prøvene. Det lave Mo-innholdet er kjennetegnet ved den klare blå-hvite fargen til scheelitten. Økende substitusjon av Mo i scheelitt gir økende gul-farget scheelitt (bilag 4).

3.3 Diskusjon:

Sammenstillingen (tabell 8) tyder på at det opptrer en reduserende W-Mo-Cu-type skarn innen Baldoaivve feltet. Innen feltet opptrer wolfram som scheelitt, mens molybden er vanskelig å relatere til noe bestemt mineral. Kopper er på bakgrunn av løsmasse geokjemi resultatene (Erichsen 1983) uinteressant innen området.

Baldoaivve feltet korrelerer best med endel av de japanske wolfram mineraliseringene som er knyttet til reduserende (ilm-serie) I-type granittoider.

På et vesentlig punkt skiller Baldoaivve feltet seg ifra områder med wolfram skarn mineralisering, nemlig ved at bergarts enheter av kalkstein og/eller dolomitt ikke er observert i feltet. Den kalkspaten som er blitt registrert, opptrer langs sprekker/årer i kalk(silikat)glimmerskiferen og som mindre bolle fragmenter innen de heterogene rust skifrene. Om dette er nok til å danne "større mektigheter" av skarn mineralisering antas ut ifra en generell forståelse av skarn dannelse, å være tvilsomt. I forbindelse med skarn mineralisering fungerer vanligvis kalkstein/dolomitt horisonter som "felle" for de malmdannende løsningene. De styrer mineraliseringen som en ledende horisont, progresivt ut fra kontakten mellom granitt og kalkstein/dolomitt. Ut ifra det som er observert av skarn bergarter innen de heterogene rust skifrene og i tillegg det en kan forvente kan opptre av skarn bergarter i feltet, er det mer sannsynlig at en kan få dannet små spredte skarn mineraliseringer. Anomali bildet over scheelitt (fig.11) og den store kontaktflaten mellom intrusiv og kalk(silikat)glimmerskifer angir et stort potensial for flere spredte mineraliseringer.

Scheelitt mineralisering langs årer/sprekker er blitt bekreftet ved funn av scheelitt i fast fjell. Scheelitten er knyttet til tynne kvarts-plagioklas årer (Erichsen 1983). Denne mineraliserings typen kan tenkes å opptre som en selvstendig type innen feltet eller at det er tale om en mobilisering langs årer/sprekker ut fra en "annen" primær mineraliserings type. Det kan f.eks. være en sammenheng mellom scheelitt mineralisering langs kvarts-plagioklas årer/sprekker og eventuelt scheelitt skarn mineralisering. Scheelitt lar seg lett mobilisere under metamorfose (Plimer 1983). Det er nærliggende å anta at dette har funnet sted i Baldoaivve feltet som har gjennomgått høyere amfibolitt facies.

Mobilisert scheelitt langs kvarts årer er observert flere steder i Nordland (Skaarup 1974).

Scheelitt mineralisering langs årer/sprekker kan også være knyttet til et stockwerk system, men i følge Plimer (tabell 7) er granitter knyttet til slike forekomster av A-type eller høyt fraksjonert S-type.

3.4 Konklusjon:

To typer scheelitt mineralisering antas å være aktuell innen Baldoaiivve feltet; skarn mineralisering (reduserende W-Mo-Cu-type) og/eller mineralisering langs kvarts (-plagioklas) årer eventuelt sprekker.

Potensialet for små, spredte mineraliseringer ansees for å være stort.

4. PRIORITERINGS REKKEFØLGE =====

Ut fra den tilgjengelige informasjonen (tabell 1, fig. 2, bilag 2) foreslås følgende prioriterings rekkefølge for den videre oppfølging.

- (1) Området mellom Fiskløysvann og Storforsdalen. (Lok. 35,86,61).
- (2) Storforsdalen. (Lok. 70,71,72,73(?),76,77(?)).
- (3) Nordvest for Skuortavann. (Lok. 106,108(?)).
- (4) På nordsiden av ned. Skuortavann. (Lok. 118).
- (5) Nord for Lillyvann. (Lok. 3,4,119(?)).
- (6) Nordvest for Villumvann. (Lok. 48,49,45(?)).
- (7) Sør for Baldoaivve toppene. (Lok. 15,16(?),92(?)).

Lokaliteter som definerer de "anomale områdene" er oppgitt i parantes.

Blottningsgraden innen de 7 "anomale områdene" varierer. Ved å starte arbeidet mellom Fiskløys/Storforsdalen, hvor blottningsgraden er meget god, vil en fort kunne få fastlagt hva slags type mineralisering en har.

Tidligere opplysninger (Erichsen 1983) om at scheelitt ble funnet i fast fjell i nærheten av lok. 35 stemmer ikke. Funnet ble gjort i nærheten av lok. 61 (Pers.med. J. Sandwall).

5. METODIKK

=====

Fremgangs metodikk for den videre oppfølgingen foreslåes delt opp i tre faser.

Først og fremst er det påkrevende å få avgrenset og påvist mineraliseringer i fast fjell. Ved å benytte tung mineral vaskepanne, for å avgrense de interessante områdene mest mulig, kombinert med UV-lampe i felt bør en raskt kunne få klarlagt årsaken til de anomale forholdene. Registrering av antall scheelitt korn i tung mineral konsentratet og spesielt forholdet mellom grov- og finkornig scheelitt er tidligere benyttet med gode resultater (Ihlen 1977). En kan dermed få anslått avstanden til mineraliseringen. Metoden krever dog en god drenering av mineraliseringen. Ved tidligere utførte detaljundersøkelser har en ofte måttet basere seg på UV-belysning av blottninger i felt (Ihlen 1977). Det vil være naturlig å legge seg på en prøvetetthet på 50 meter, avhengig av tilgjengeligheten av bekkemateriale, langs de undersøkte bekkene.

Når man har fått påvist mineralisering i fast fjell, blir det neste skritt å få klarlagt hvordan mineraliseringen opptrer. Som tidligere nevnt, er det ut ifra de tilgjengelige data antatt at scheelitt anrikningene skyldes skarn mineralisering og/eller mineralisering langs sprekker/årer.

Den tredje og siste fasen i denne foreslåtte oppfølgingsplanen baserer seg på at man kjenner hvordan mineraliseringen opptrer. Dermed kan de enkelte undersøkelses metodene tilpasses den (de) aktuelle mineraliserings typen(e). Metoder som bør benyttes er geologisk kartlegging og geofysiske målinger på detaljnivå og i tillegg bergarts prøvetaking for kjemisk analyse.

Hvis det skulle vise seg at kontakten mellom intrusiv og kalk(silikat)glimmerskifer er av interesse vil det være vesentlig å få klarlagt forholdet med metasediment inneslutninger både regionalt og i detalj.

Undersøkelse av de forskjellige litologiers geofysiske respons vil være nyttig for å følge eventuelle mineraliseringer mot dypet. Scintillometer og magnetometri (høypressisjon magnetometri) er foreslått benyttet. I tillegg bør en vurdere å benytte gravimetri ved oppfølging eventuelle skarn bergart horisonter. (Prøvetatte skarn bergart stuffer har en karakteristisk høy egenvekt).

Kjemisk analyse av bergarter fortrinnsvis prøvetatte i et stikknings nett eller analyse av detaljert prøvetatte tung mineral konsentrat bør kunne avsløre eventuelle halo soneringer.

6. KONKLUSJON/SAMMENDRAG

=====

Tung mineral undersøkelene bekrefter tidligere resultater mht. anrikning av scheelitt innen Baldoaivve feltet. Det er i tung konsentratet påvist at molybden gir halo soneringer som står i tilknytting til de "anomale scheelitt områdene".

Baldoaivve granitten er en reduserende I-type.

Skarn mineralisering og/eller mineralisering i kvarts-plagioklas årer/sprekker ansees som mest aktuelle innen feltet. Det er et stort potensial for muligheten for små, spredte mineraliseringer.

Trondheim, 22 juni 1984.

Eyolf Erichsen.
Eyolf Erichsen.

LITTERATURREFERANSE

=====

- Dana, J.D. and Dana, E.S., 1946: The System of Mineralogy. Seventh edition, vol. 1. John Wiley and sons.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982: Introduction-Terminology, Classifikation and Composition of Skarn Deposits. Econ. Geol., vol. 77, no. 4.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981: Skarn Deposits. Econ. Geol., 75th Anniversary Volume.
- Erichsen, E., 1983: Malmgeologisk vurdering av Baldoaivve granittens mineraliseringspotensial. U.publ. diplomarbeid, Norges Tekniske Hogskole.
- Govett, G.J.S., 1983: Handbook of Exploration Geochemistry. vol.3
- Hutchison, C.S., 1983: Economic Deposits and their Tectonic Setting. The Macmillan Ltd.
- Ihlen, P.M., 1977: Scheelittprospektering med vaskepanne. Malm 76, BVLI's Tekniske Virksomhet, Trond., feb.
- Ishihara, S., 1981: The Granitoid Series and Mineralisation. Econ. Geol., 75th Anniversary Volume.
- Kollung, S., 1981: Geologisk kartlegging i Sulitjelmafeltet. Samlerapport. Intern rapport ved A/S Sulitjelma Gruber.
- Plimer, I.R., 1983: The Geology of Tin and Tungsten Deposits. Notes to accompany an advanced course presented at: Institut fur Mineralogie und Petrologie, Montan Universitat, Austria.
- Sato, K., 1980: Tungsten Skarn Deposit of the Fujigatani Mine, Southwest Japan. Econ. Geol., vol. 75, no.7.
- Skaarup, M., 1974: Strata-Bound Scheelitt Mineralisation in Skarns and Gneisses from the Bindal Area, Northern Norway. Mineral. Deposita, no. 4.
- Stemprok, M., 1979: Mineralized Granites and their Origin. Episodes, vol. 1979, no. 3.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980: Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. Mining Geology Spec. Issue, no. 8.
- Vogt, Th., 1927: Sulitjelmafeltets Geologi og Petrografi. NGU. nr. 121.

- Wedepohl, K.H. (Ed)., 1978: Handbook of Geochemistry, Vol. II.
Spriger Verlag, Berlin.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1977: Ultrametamorphism and
Granitoid Genesis. Tectonophysics.
- Wilson, M.R., in press: Geochronological results from Sulitjelma,
Norway. In: Proc. Uppsala Caledonide Symposium, 1981
(Abstract).

BILAG 1.

Mineral bestemmelse av gull-
hjul konsentratet.

=====

Forkortelse:

kv - kvarts
 gar - granat
 ilm - ilmenitt
 amf - amfibol
 epi-diop - epidot/diopsid
 rut - rutil
 klo - kloritt
 py - pyritt
 mt - magnetitt
 hm - hematitt
 turm - turmalin
 glim - glimmer
 zirk - zirkon
 sch - scheelitt
 smitt - smittede korn

Zirkon og scheelitt er registrert med UV-lampe.

Strek under mineralet betyr at det opptrer i større mengder.

Prøvenummer	Vekt (gram)	Mineralinnhold
1	3,79	<u>Gar, ilm</u> , epi-diop, rut, amf, kv zirk 7 sch
2	8,27	<u>Gar, ilm</u> , amf, <u>kv</u> , epi-diop, zirk 3 sch
3	10,0	<u>Kv</u> , gar, amf, epi-diop, klo, zirk 60 sch
4	4,88	<u>Kv</u> , gar, amf, epi-diop, zirk 32 sch
5	2,6	<u>Kv, gar, ilm</u> , amf, epi-diop, zirk 1 sch
6	4,6	Kv, gar, amf, ilm, py, epi-diop, zirk 1 sch

7	10,02	<u>Kv</u> ,gar,amf,epi-diop,zirk 8 sch
9	12,21	<u>Gar</u> ,kv,ilm,amf,epi-diop,zirk 13 sch
10	7,62	<u>Gar</u> , <u>ilm</u> ,kv,epi-diop,py,zirk 5 sch
11	8,3	<u>Kv</u> ,gar,amf, <u>smitt</u> ,epi-diop,zirk
12	5,7	<u>Kv</u> , <u>smitt</u> ,gar,amf,klo,py,mt, ilm,zirk
13	8,1	Kv,smitt,gar,amf,klo,epi-diop, zirk 1 sch
14	11,36	<u>Gar</u> ,ilm,amf,zirk 1 sch
15	4,6	<u>Kv</u> , <u>smitt</u> ,amf,zirk 10 sch
16	3,3	<u>Kv</u> ,amf,smitt,gar,klo,py,epi- diop,zirk 6 sch
17	15,27	<u>Gar</u> , <u>kv</u> ,amf,epi-diop,ilm,zirk 5 sch
18	4,1	<u>Kv</u> ,amf,gar,zirk 1 sch
19	20,99	<u>Gar</u> ,amf,kv,epi-diop,ilm,zirk
20	17,82	<u>Gar</u> , <u>ilm</u> ,epi-diop,zirk 2 sch
21	10,8	<u>Gar</u> , <u>ilm</u> ,mt,amf,kv,zirk 1 sch
22	8,69	<u>Gar</u> ,ilm,amf,kv,mt,zirk
23	12,45	<u>Kv</u> ,amf,gar,ilm,zirk 3 sch
24	14,7	<u>Gar</u> ,ilm,mt,amf,kv,epi-diop,zirk 1 sch
25	14,33	<u>Gar</u> , <u>kv</u> ,amf,epi-diop,ilm,zirk
26	9,9	<u>Gar</u> ,ilm,mt,epi-diop,kv,amf,zirk 1 sch

27	10,9	<u>Kv</u> , <u>py</u> , <u>amf</u> , <u>gar</u> ,zirk
28	8,18	<u>Gar</u> , <u>kv</u> , <u>amf</u> , <u>ilm</u> , <u>py</u> , <u>epi-diop</u> zirk
29	6,74	<u>Gar</u> , <u>ilm</u> , <u>amf</u> , <u>py</u> , <u>epi-diop</u> , <u>hm</u> ,zirk
30	7,29	<u>Gar</u> , <u>amf</u> , <u>kv</u> , <u>epi-diop</u> , <u>ilm</u> ,zirk
31	3,5	<u>Kv</u> , <u>amf</u> , <u>ilm</u> , <u>gar</u> , <u>klo</u> ,zirk
32	3,8	<u>Kv</u> , <u>amf</u> , <u>gar</u> , <u>ilm</u> ,zirk
33	2,7	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , <u>amf</u> , <u>ilm</u> , <u>epi-diop</u> ,zirk
34	4,71	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , <u>epi-diop</u> , <u>amf</u> , <u>ilm</u> ,zirk
35	2,7	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , <u>amf</u> , <u>epi-diop</u> , <u>klo</u> ,zirk 15 sch
36	3,2	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , <u>amf</u> , <u>klo</u> , <u>epi-diop</u> , <u>ilm</u> zirk 1 sch
37	6,2	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , <u>amf</u> , <u>mt</u> , <u>epi-diop</u> ,zirk
38	15,66	<u>Kv</u> , <u>amf</u> , <u>gar</u> , <u>ilm</u> ,zirk
39	9,11	<u>Gar</u> , <u>ilm</u> , <u>amf</u> , <u>kv</u> , <u>epi-diop</u> , <u>py</u> , zirk
40	20,82	<u>Gar</u> , <u>ilm</u> , <u>mt</u> , <u>kv</u> , <u>epi-diop</u> ,zirk 3 sch
41	12,05	<u>Kv</u> , <u>amf</u> , <u>gar</u> ,zirk
42	16,57	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , <u>amf</u> , <u>ilm</u> , <u>py</u> , <u>klo</u> , <u>epi-diop</u> , zirk 7 sch
43	6,0	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , <u>py</u> , <u>amf</u> , <u>smitt</u> , <u>epi-diop</u> , zirk 19 sch
44	3,3	<u>Kv</u> , <u>smitt</u> , <u>amf</u> , <u>rut</u> , <u>epi-diop</u> ,zirk 14 sch
45	4,2	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , <u>amf</u> ,zirk 37 sch
46	12,6	<u>Kv</u> , <u>smitt</u> , <u>gar</u> , <u>amf</u> , <u>glim</u> 7 sch
47	6,0	<u>Kv</u> , <u>smitt</u> , <u>amf</u> , <u>gar</u> ,zirk 7 sch

48	3,3	<u>Kv, smitt, gar, zirk</u> 16 sch
49	4,1	<u>Kv, smitt, gar, amf, zirk</u> 35 sch
50	12,99	<u>Kv, smitt, gar, amf, zirk</u> 8 sch
51	14,12	<u>Kv, amf, gar, zirk</u> 2 sch
52	13,12	<u>Gar, amf, kv, epi-diop, ilm, zirk</u> 2 sch
53	10,75	<u>Kv, amf, gar, turm, zirk</u>
54	17,33	<u>Gar, amf, kv, ilm, mt, zirk</u> 12 sch
55	17 86	<u>Gar, kv, ilm, amf, epi-diop, rut</u> <u>turm, zirk</u> 8 sch
56	14,63	<u>Kv, gar, amf, ilm, epi-diop, zirk</u> 4 sch
57	8,86	<u>Kv, smitt, amf, ilm, gar, zirk</u> 9 sch
58	8,77	<u>Gar, ilm, kv, epi-diop, amf, turm,</u> <u>zirk</u> 14 sch
59	12,09	<u>Gar, amf, kv, turm, zirk</u> 19 sch
60	4,8	<u>Kv, gar, amf, epi-diop, turm, zirk</u> 17 sch
61	6,0	<u>Kv, amf, gar, turm</u> <u>177 sch</u>
62	2,57	<u>Gar, ilm, turm, kv, epi-diop, py,</u> <u>zirk</u> 13 sch
63	8,25	<u>Kv, gar, amf, epi-diop, turm, ilm,</u> <u>py, zirk</u> 2 sch
64	7,85	<u>Kv, gar, amf, epi-diop, ilm, zirk</u> 12 sch

65	6,28	<u>Kv,gar,ilm,amf,epi-diop,turm</u> mt,zirk 16 sch
66	10,83	<u>Kv,amf,gar,epi-diop,turm,zirk</u> 13 sch
67	8,84	<u>Gar,amf,ilm,epi-diop,kv,zirk</u> 6 sch
68	14,51	<u>Kv,amf,gar,ilm,zirk</u> 1 sch
69	9,41	<u>Gar,kv,turm,mt,ilm,amf,epi-diop</u> zirk 8 sch
70	3,84	<u>Gar,kv,ilm,mt,epi-diop,py,turm,</u> rut,amf,zirk 55 sch
71	4,8	<u>Kv,gar,epi-diop,amf,turm,mt,</u> zirk 48 sch
72	15,79	<u>Kv,amf,gar,epi-diop,mt,ilm,</u> turm,zirk 32 sch
73	13,75	<u>Kv,amf,gar,epi-diop,ilm,turm</u> zirk 30 sch
74	11,2	<u>Kv,epi-diop,gar,amf,turm,mt,</u> zirk 16 sch
75	11,11	<u>Kv,gar,epi-diop,turm,py,amf,ilm</u> mt,zirk 16 sch
76	22,3	<u>Kv,amf,turm,gar,epi-diop,mt,ilm</u> zirk 26 sch
77	8,58	<u>Kv,gar,amf,turm,epi-diop,py,ilm</u> mt,zirk 21 sch
78	5,13	<u>Gar,kv,py,ilm,mt,amf,epi-diop</u> zirk 10 sch

79	7,79	<u>Kv</u> ,amf,glim,gar,ilm,mt,turm zirk 8 sch
80	8,19	<u>Kv</u> ,gar,amf,turm,mt,glim,zirk 4 sch
81	9,94	<u>Kv</u> ,ilm,turm,amf,gar,glim,mt, zirk 2 sch
82	11,6	<u>Kv</u> ,gar,amf,mt,turm,glim,py,ilm zirk 9 sch
83	8,0	<u>Kv</u> ,gar,ilm,amf,zirk 7 sch
84	10,0	Gar,epi-diop,kv,amf,ilm,mt,zirk 7 sch
85	8,29	<u>Kv</u> ,gar,mt,ilm,py,zirk 5 sch
86	7,1	<u>Amf</u> ,kv,gar,mt,klo,ilm,turm,zirk 25 sch
87	12,84	<u>Kv</u> ,gar,amf,mt,ilm,epi-diop,zirk
88	8,99	<u>Gar</u> ,kv,amf,mt,ilm,epi-diop,py zirk 2 sch
89	12,57	<u>Gar</u> ,amf,mt,kv,epi-diop,ilm,py zirk 5 sch
90	10,1	<u>Kv</u> ,amf,py,gar,mt,turm,epi-diop ilm,zirk 3 sch
91	8,66	<u>Kv</u> ,gar,amf,mt,zirk 11 sch
92	7,21	<u>Kv</u> ,amf,gar,mt,ilm,zirk 9 sch
93	8,31	<u>Kv</u> ,gar,amf,mt,ilm,epi-diop,zirk 11 sch
94	10,97	<u>Gar</u> ,amf,ilm,kv,py,mt,zirk 9 sch

95	8,29	<u>Gar</u> , amf, ilm, mt, epi-diop, turm zirk 2 sch
96	7,91	<u>Kv</u> , gar, epi-diop, ilm, amf, mt, turm zirk 11 sch
97	9,35	<u>Kv</u> , gar, py, amf, ilm, mt, turm, zirk 14 sch
98	6,29	<u>Kv</u> , gar, amf, ilm, turm, mt, zirk 2 sch
99	4,2	<u>Gar</u> , mt, ilm, amf, epi-diop, py, zirk
100	6,48	<u>Gar</u> , ilm, mt, amf, py, epi-diop zirk 9 sch
101	11,42	<u>Gar</u> , mt, ilm, amf, py, kv, epi-diop zirk 3 sch
102	7,39	<u>Gar</u> , kv, ilm, py, mt, rut, amf, glim zirk 4 sch
103	4,78	<u>Gar</u> , kv, amf, ilm, mt, epi-diop zirk 3 sch
104	7,6	<u>Kv</u> , gar, turm, glim, amf, mt, zirk 1 sch
105	7,8	<u>Kv</u> , epi-diop, gar, turm, mt, amf, zirk
106	13,9	<u>Kv</u> , amf, gar, mt, epi-diop, zirk 18 sch
107	3,87	<u>Kv</u> , <u>gar</u> , turm, ilm, mt, amf, zirk 2 sch
108	12,33	<u>Kv</u> , gar, turm, py, amf, epi-diop, mt, ilm, zirk 2 sch
109	8,0	<u>Kv</u> , gar, amf, turm, ilm, mt, epi-diop zirk 13 sch
110	4,81	<u>Kv</u> , gar, turm, amf, epi-diop, zirk 10 sch

111	10,32	<u>Gar</u> ,kv,amf,ilm,mt,glim,epi-diop zirk 15 sch
112	8,64	<u>Gar</u> ,kv,turm,py,ilm,mt,zirk 22 sch
113	9,18	<u>Kv</u> ,gar,epi-diop,amf,turm,ilm, zirk
114	4,01	<u>Gar</u> ,mt,kv,ilm,zirk 3 sch
115	11,41	<u>Kv</u> ,amf,gar,glim,mt,ilm,zirk 1 sch
116	8,7	<u>Gar</u> ,amf,kv,py,mt,turm,zirk 1 sch
117	8,08	<u>Kv</u> ,turm,gar,py,amf,zirk 2 sch
118	13,4	<u>Kv</u> ,turm,gar,amf,mt,zirk 70 sch
119	9,06	<u>Kv</u> ,gar,amf,mt,epi-diop,py zirk 13 sch
120	10,39	<u>Gar</u> ,kv,amf,ilm,mt,epi-diop zirk 6 sch

BILAG 3.

Kjemisk analyse av gullhjul konsentratene i ppm.

=====

Prøve nr.	W	Mo	As	Sn	Be	Au
3	375	30	12	-1	1	-0,04
4	425	21	4	-1		-0,06
15	175	23	30	-1		-0,06
34	8	21	-1	-1		-0,06
35	175	31	1	-1		-0,02
45	525	20	8	-1		-0,10
48	250	17	7	-1		-0,10
49	800	30	6	-1		-0,10
59	90	31	5	-1	1	-0,04
60	325	7	1	-1		-0,06
61	875	35	-1	-1		-0,05
62	300	37	-1	1		-0,02
63	8	24	1	-1		-0,06
64	25	31	1	-1	1	-0,04
65	40	25	1	-1	-1	-0,05
66	30	29	7	-1	1	-0,04
70	300	19	4	-1		-0,10
71	800	33	7	-1		-0,06
72	175	24	2	-1	1	-0,04
73	105	43	3	-1	-1	-0,04
74	55	39	4	-1	1	-0,04
75	80	45	3	-1	-1	-0,04
76	225	39	6	-1		-0,05
77	95	38	1	-1	-1	-0,04
78	70	19	2	-1		-0,06
79	25	63	6	-1	-1	-0,04
80	13	63	4	-1	-1	-0,04
84	28	57	3	-1	-1	-0,04
85	58	55	13	-1	-1	-0,04
86	250	21	4	-1	1	-0,04
92	30	35	50	-1	-1	-0,04
106	75	23	2	-1	-1	-0,04
111	65	39	4	-1	2	-0,04
112	83	43	4	-1	1	-0,04
118	250	50	3	-1	1	-0,04

- betyr mindre enn.

BILAG 4.

Molybden innhold i scheelitt.

=====

Analyser av molybden holdig scheelitt har gitt følgende innhold av wolfram og molybden.

	1	2	3	4	5	6	7	8
%W	63,57	63,05	63,19	62,45	61,34	61,08	56,37	42,47
%Mo	0,05	0,39	0,48	0,98	1,64	2,10	5,49	16,01
W/Mo	1271,4	161,7	131,6	63,7	37,4	29,1	10,3	2,7

	9	10
%W	61,9	62,3
%Mo	0,8	1,1
W/Mo	77,4	56,6

Prøve 9 og 10 gir klar gul fluorescens farge.

Gj.snittlig W/Mo forhold etter at laveste og høyeste verdi er fjernet blir: 70,9.

Analyse resultatene 1-8 er hentet fra Dana(1946), mens 9 og 10 er tatt ifra Sato (1980).

Bilag 2.

Sammenstilling av antatt scheelitt korn i tung konsentrat
og i gulthjul konsentrat.

