

**NGU-rapport 89.083**

**Økonomisk mineralogi i Bordvedåga  
beryllium-forekomst.  
Rana, Nordland**

Rapport nr. 89.083	ISSN 0800-3416	Åpen/ Fortrolig til <i>Åpen</i>	
Tittel: Økonomisk mineralogi i Bordvedåga beryllium-forekomst. Rana, Nordland.			
Forfatter: Rune Wilberg		Oppdragsgiver: NGU	
Fylke: Nordland		Kommune: Rana	
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Mo i Rana		Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1927 I Mo i Rana	
Forekomstens navn og koordinater: Bordvedåga 44975 736575		Sidetall: 114	Pris: <i>Nr. 460,-</i>
Kartbilag: 0		Prosjektnr.: 22.2441.00	Seksjonssjef: <i>J. Lindal</i>
Feltarbeid utført:	Rapportdato: 08.05.89		
Sammendrag:  <p>Rapporten omtaler mineralogien i beryllium-forekomsten ved Bordvedåga med vekt på de aksessoriske mineralene med innhold av økonomisk interessante elementer som Be, Y, Nb, REE, U, Th, Zr, Sn etc.</p> <p>Grunnlaget for studiet er bergartsmikroskopering og mikrosondeanalyse av slip fra bergart og mineralkonsentrat.</p> <p>Bordvedåga-forekomstens anrikning på de nevnte elementer gir seg uttrykk i opptreden av flere komplekse og uvanlige mineraler. Mineraler som er identifisert fra malmen er: fenakitt, gadolinit, Be-rhönitt, genthelvin, allanitt, titanitt, pyroklor, zirkon, thoritt, uraninit, fergusonitt, euxenitt, kainositt, thalenitt, yttrialitt, fluoceritt, tinnsten, wolframitt, magnetitt, ilmenitt, zinkblende, blyglans, molybdenglans, kobberkis, svovelkis, arsenkis, løllingitt, gøtitt, hornblende, riebeckitt, flusspat, kalkspat, kyanitt, apatitt, kloritt, muskovitt, kvarts, albitt, mikroklin, biotitt og noen uidentifiserte sjeldne jordartsmineraler.</p>			
Emneord Malmgeologi	Beryllium	Sjeldne jordarter	
Mineralogi	Mikroskopering	Mikrosondeanalyse	
Tinn	Zirkon	Fagrapport	

## INNHOOLD

Bakgrunn

Tidligere mineralogisk arbeid

Arbeidsmetodikk

Malmsonering i Bordvedåga-forekomsten

Mineralogi

- hovedmineraller
- fenakitt
- Be-rhönitt
- gadolinitt
- helvin-gruppen
- allanitt
- titanitt
- pyroklor
- zirkon
- thoritt
- uraninitt
- fergusonitt
- euxenitt
- kainositt
- thalenitt
- yttrialitt
- fluoceritt
- LREE-mineraller
- biotitt
- randfase påvokst pyroklor og thoritt
- andre ikke analyserte mineraller:
  - tinnsten
  - wolframitt
  - magnetitt
  - ilmenitt
  - Zn-, Pb-, Mo-, Cu-, Fe-sulfider

Oppsummering

Referanser

Bilag:

1. Prøveliste over slip som er brukt ved mikrosondeanalyse med tilhørende Be-gehalt.

## BAKGRUNN

Beryllium-forekomsten ved Bordvedåga er anrikt på mange typisk inkompatible lithofile elementer som Be, Zr, Nb, Y, REE, U, Th, F, Rb, Bi, Ga, Hf, Ta, Zn, Pb, Sn og Co. De høye gehaltene gir seg uttrykk i opptreden av flere komplekse og uvanlige mineraler.

En eventuell drift på Bordvedåga-forekomsten må i hovedsak baseres på beryllium, men flere av de nevnte bi-elementene, i første rekke Y, Nb, U og sjeldne jordartselementer, er aktuelle som bi-produkter.

For å studere hvordan de økonomisk interessante bi-elementene fordeler seg i forekomstens mineraler er det brukt 195 timer ved IKU's mikrosonde, i tillegg til vanlig bergartsmikroskopering.

Rapporten omhandler de aksessoriske mineralene (+ biotitt) med innhold av de økonomisk interessante elementene.



## TIDLIGERE MINERALOGISK ARBEID

Etter at den mineraliserte gneisjonen (MG) ved Bordvedåga ble funnet i 1981, er det gjort mineralogiske studier av I. Lindahl og seinere R. Wilberg. Ved systematisk bergartsmikroskopering av MG fant Lindahl i 1983/84 fenakitt som bergartsdannende mineral i ei sone i MG, og hovedmineralene samt de fleste aksessoriske mineralene ble identifisert.

Forekomsten er siden boret opp med 45 diamantborhull på tilsammen 2215 m og forekomsten er beregnet til 350 000 tonn malm inneholdende 0.18 % Be.

Grauch & Lindahl (1984) har gjort mikrosondeundersøkelser av inneslutninger og avblandinger i magnetitt fra MG.

Mineralogien både i Bordvedåga-forekomsten og i andre beryllium-mineraliseringer i den østlige delen av Høgtuva-vinduet er ellers omtalt i flere av de tidligere rapporter (se referanselisten).

## ARBEIDSMETODIKK

Det var begrenset hvor langt en kunne komme i mineralidentifiseringen med vanlig mikroskop blant annet pga. liten kornstørrelse. Mikrosonde ble derfor tatt i bruk. Resultatene som beskrives er fra undersøkelser vinteren 88/89.

Til disse studiene ble det brukt polerte tynnslip fra 1) mineralkonsentrater fra mineralseparasjon av en malmprøve og 2) borkjerner.

Malmprøven stammer fra 5048N, 5063Ø. Den er separert med tunge væsker med spesifikk vekt 2.85, 3.3 og 4.0. Alle væskefraksjonene ble magnet-separert med Frantz separator. Fra flere av de magnetiske konsentratene ble det plukket ut karakteristiske mineraler som ble identifisert på røntgenopptak med Debye-Scheerer kamera.

Fra borkjernene er det ved de kvantitative analysene brukt 10 slip fra PackSack-boring i 1986 og 3 slip fra Diamec-boring i 1987. (Ved de innledende semi-kvantitative analysene ble det brukt flere slip).

I bilag 1 er angitt hvilke fraksjoner og borkjerneseksjoner som er brukt ved mikrosondeundersøkelsene og av tabell 1 ses hvilke slip de kvantitative analysene er hentet fra.

I arbeidet med mikrosonden er det i innledningen gjort en rekke rekognoserende kvalitative opptak av EDS-spektere fra de forskjellige mineralfaser. I de kvantitative analysene er det så for hvert mineral analysert på alle elementer som ble detektert i EDS-spekteret (over ca. 0.1 vekt-%) når ikke annet er nevnt. Unntakene er: 1) de sjeldne jordartselementene er aldri representert ved hele rekken - enten pga. manglende standarder for de tunge, eller at summen av elementer ved samme analyse overstiger 14, 2) Be (og andre elementer med atomnummer < 9) som er for lette til å detekteres og 3) F og C som ble forsøkt analysert, men som ikke ga pålitelige resultater. Vanninnholdet er en fjerde faktor som ikke kan bestemmes.

Mikrosondeanalysene ble utført ved Institutt for Kontinentalsokkelundersøkelser med en Jeol Superprobe 733 med fire Tracor bølgelengde -

dispersive spektrometre (WDS) og ett energi-dispersivt spektrometre (EDS). Det ble brukt både naturlige og syntetiske standarder. Resultatene ble prosessert gjennom Zaf 4 korreksjonsprogram.

Det er også utført mikrosondeanalyser på mineraler fra mineraliseringer i Lia, på Tverrbekkfjellet og Trolldalsaksla samt mineraliserte aplitter ved Fagervoldvatnet (fig. 1) og er tatt med her for sammenligningens skyld. Disse mineraliseringene er tidligere beskrevet av Wilberg (1987a) og Wilberg & Furuhaug (1989).



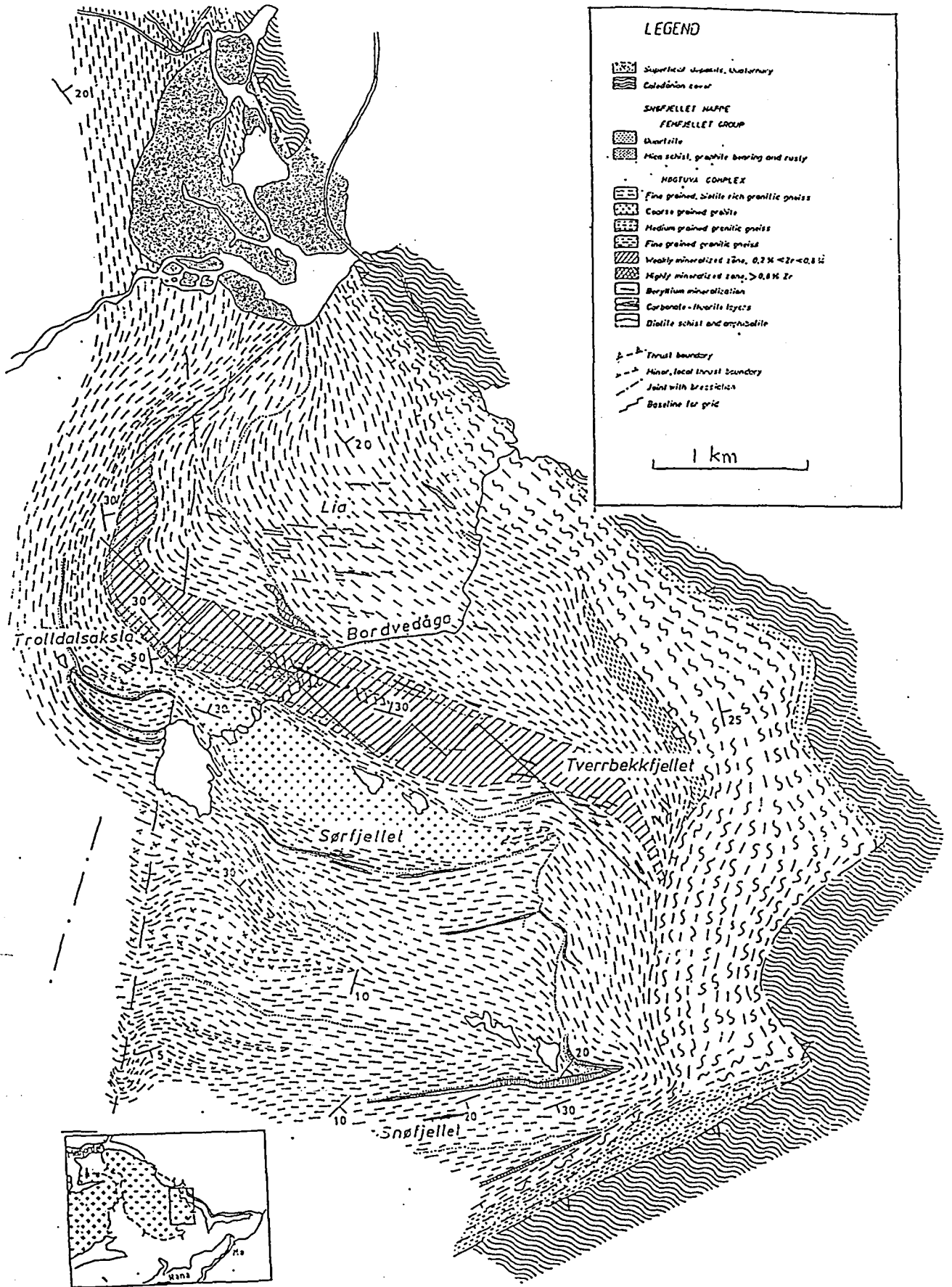


Fig. 1. Geologisk kart over den østlige delen av Høgtuva-vinduet.

## MALMSONERING I BORDVEDAGA-FOREKOMSTEN

Bordvedåga-forekomsten er sonert med lagvis anrikning av elementene i to assosiasjoner: 1) Be, U, Th, Zr, Nb, Sn, Mo, Ba og Cu - og 2) Y, Ce, La, Rb, Li, (Zn, Pb og Co) (Wilberg 1988, fig. 2 og 3). Disse er kalt henholdsvis Be-sone og Y-sone. Be-sonen består i hovedtrekk av to soner/lag (muligens pga. av folding), iallefall i den dagnære delen som fig. 2 representerer. Y-sonen opptrer på tre nivåer i den dagnære delen (fig. 3) - imellom, over og under de to Be-anrikede lagene.

Borkjerneslip er tatt fra både Be- og Y-sone (tabell 1), både for å undersøke evt. forskjeller i 1) mineralparagenese, og 2) mineralenes kjemiske sammensetning. I fig. 2 og 3 er plottet på Be- og Y-gehalt for de seksjoner som slipene er hentet fra.

Malmgrensene er ved malmberegningen (Wilberg 1987b) satt til hengkontakten av øvre Be-sone og liggkontakten av nedre Be-sone, slik at det bare er den Y-sonen som ligger imellom Be-sonene som er med i malmen. Hvis en driver selektivt på Be-sonene vil heller ikke denne Y-sonen blandes inn i malmen - om da ikke det forhøyede Y- og REE-innholdet i Y-sonene gjør det attraktivt å ta dem med eller bryte disse for seg.

Det poengteres at det er Be-sonens mineraler som har størst interesse for vurdering av beryllium-malmen.

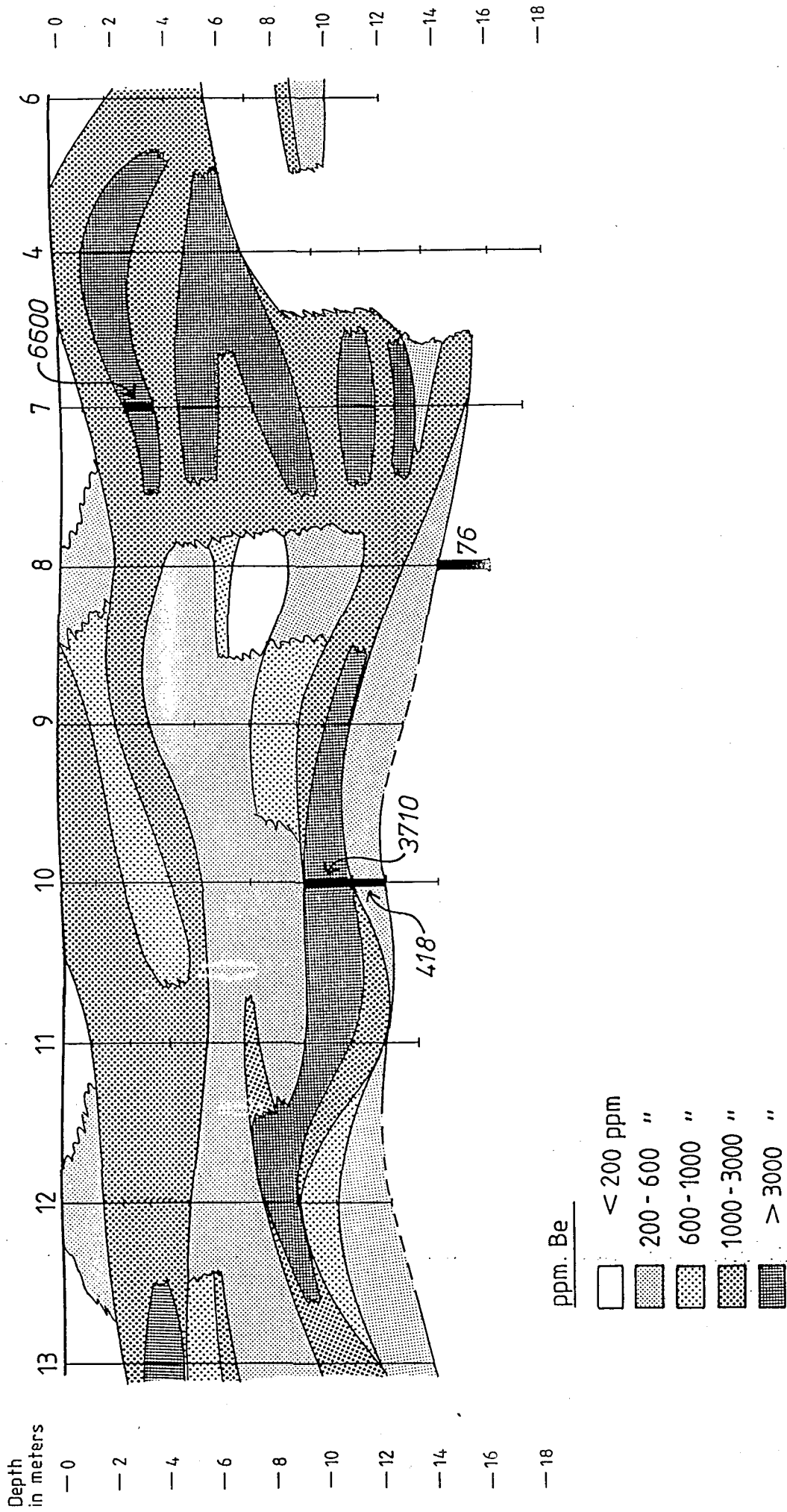


Fig. 2. Fordelingen av beryllium i Bordvedåga-forekomsten. De fire seksjonene hvor slip til mikrosondeundersøkelse er hentet fra er markert, og Be-innhold (i ppm) er påført.

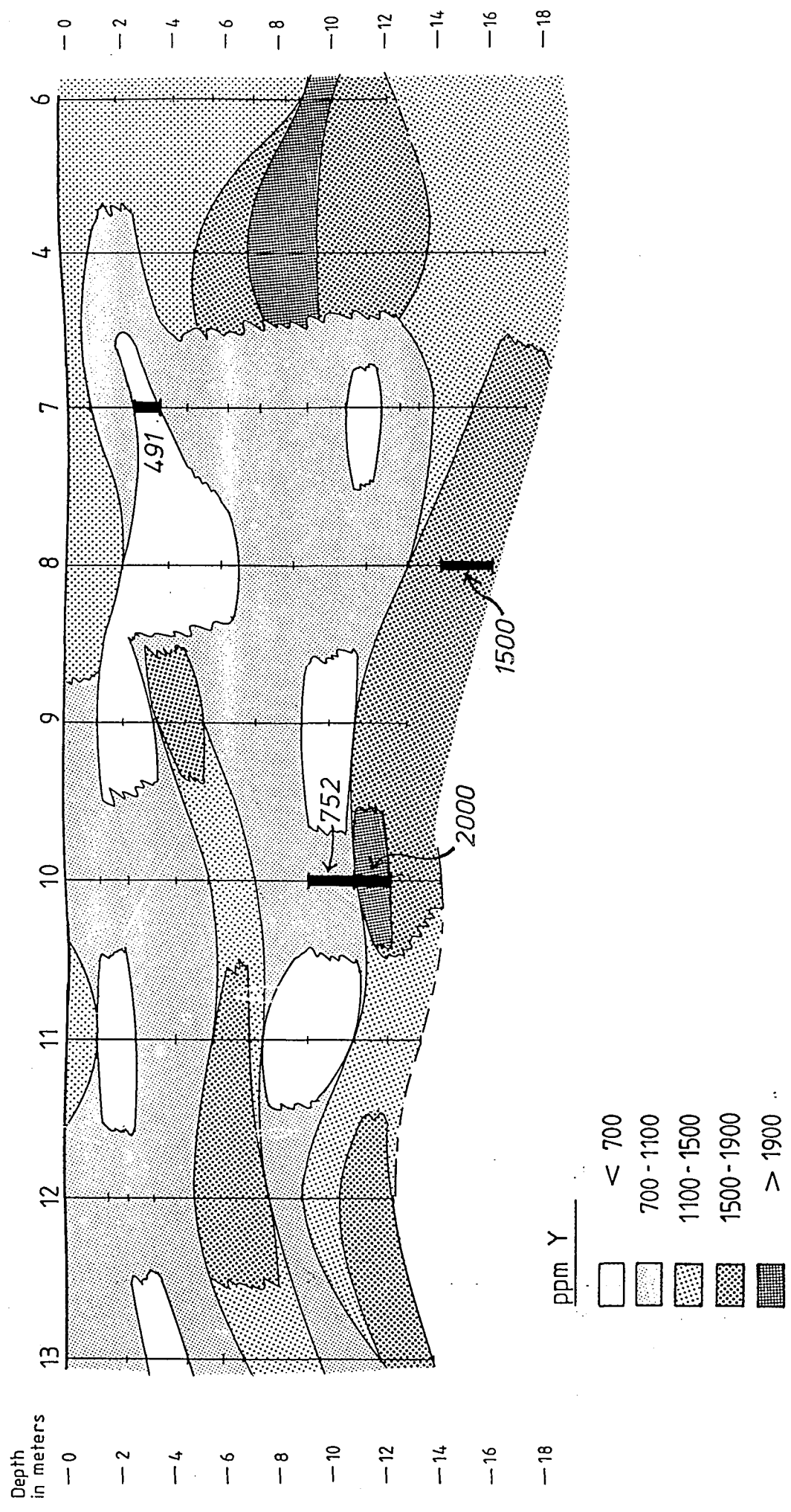


Fig. 3. Fordelingen av yttrium i Bordvedåga-forekomsten. De fire seksjonene hvor slip til mikrosondeundersøkelse er hentet fra er markert, og Y-innhold (i ppm) er påført.



## MINERALOGI

Beryllium-malmen opptrer i en middelskornet, foliert granittisk gneis, og består hovedsaklig av kvarts (40-50 %), mikroklin (20-30 %), albitt (15-20 %) og biotitt (5-10 %). Zirkon, fenakitt, flusspat, Be-rhönitt og opake mineraler opptrer også i betydelige mengder, mellom 1 og 2 % for hvert av mineralene. Identifiserte mineraler er listet opp i tabell 2.

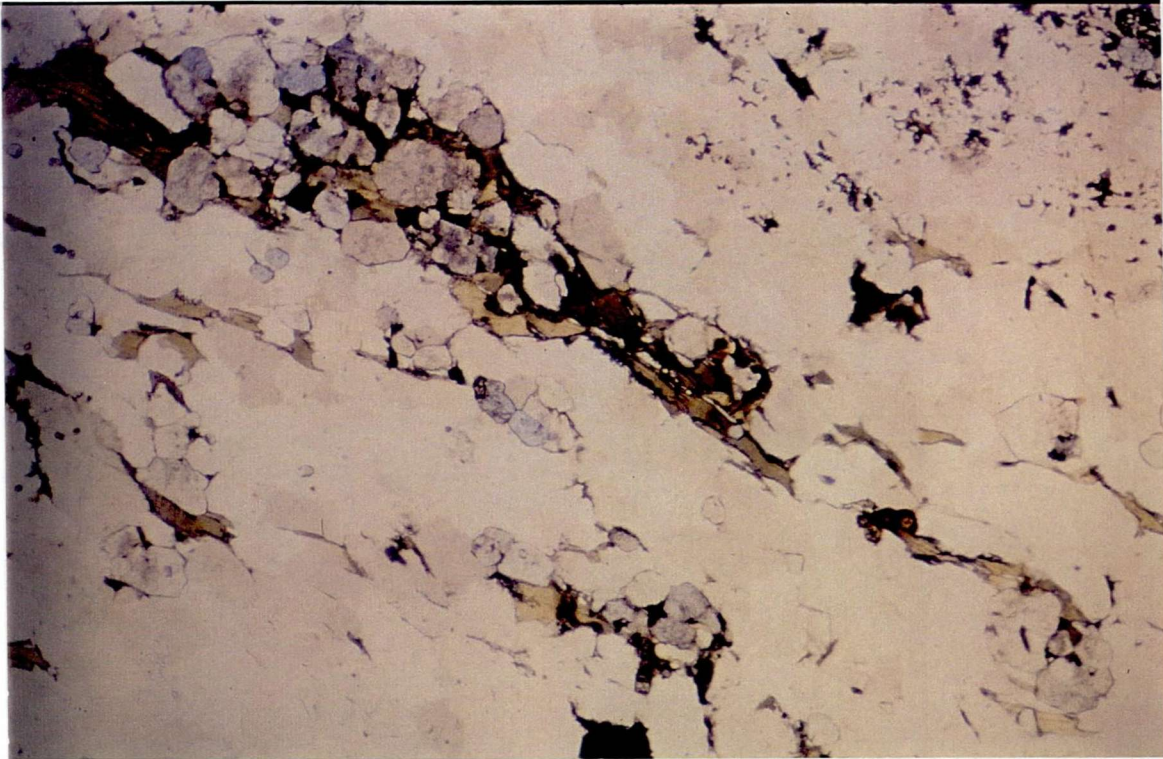
Fig. 4 og 5 viser typiske eksempler på malmens tekstur og mineralogi.

Foliasjonen defineres ved biotittens parallellorientering og elongasjon av kvarts og feltspatkorn. Malmmineralene har en tendens til å anrikes i gjentatte lag i foliasjonen, oftest med mindre enn 10 mm imellom. Gjennomsnittlig kornstørrelse er på 0.3 - 0.5 mm. Malmmineralene derimot er mer finkornet. Fenakitt er relativt jevnkornet, rundt 0.2 - 0.3 mm, mens de fleste andre aksessoriske mineraler er mindre eller lik 0.1 mm (100 µm).

Hovedmineralene er omtalt i tidligere rapporter (Wilberg 1987c, Lindahl & Grauch 1988) og omtales bare kort her. I det etterfølgende beskrives hvert enkelt av de resterende mineraler, først og fremst de med økonomisk interesse.

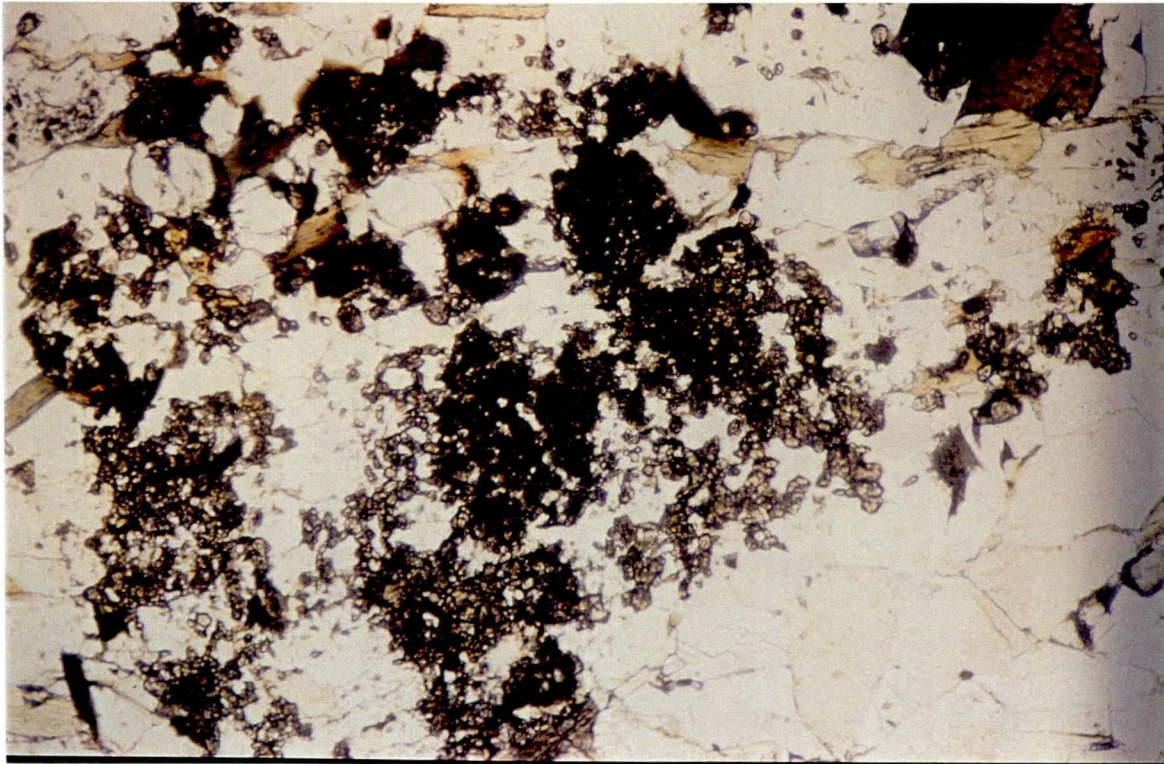
Mineralene er identifisert enten optisk og/eller ved røntgenopptak med Debye-Scheerer kamera (tabell 2) og/eller ved hjelp av mikrosondeanalyse.

I mikrosonde-analysetabellene betyr "-" at analyse mangler, og "0" at elementet ikke er detektert (< 100 ppm). Totalt jerninnhold er gitt som Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Mineralene blir i det etterfølgende ofte betegnet mørke eller lyse. Dette refererer seg til back-scatter bildet, dvs. at lyse mineralfaser er tunge og mørke er lette.



I

Fig. 4. Typisk fenakittmalm. Foruten fenakitt (korn med høyt relieff) er det biotitt, zirkon (øverste høyre hjørne), kvarts og feltspat. Upolarisert lys. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



I

Fig. 5. Finkornig zirkon, kvarts, feltspat og biotitt. Upolarisert lys. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

Mineral	Be-sone	Y-sone	Identifisert med Debye Scheerer	Viktig som bærer av flg. økonomiske metaller
kvarts	xxxx	xxxx	+	
albit	xxxx	xxxx	+	
mikroclin	xxxx	xxxx	+	
biotitt	xxxx	xxxx	+	Zn
fenakit	xxxx	x	+	Be
Be-rhönitt	xxxx	-	+	Be
gadolinitt	x(x)	xxx	+	Be, Y, REE, Th
genthelvin	x	x	(+)	Be
allanitt	xx(x)	xxx		REE
titanitt	xx(x)	xxx	+	Sn
pyroklor (uranpyroklor)	xxx	x(x)	+	Nb, U
zirkon	xxxx	xxxx	+	Zr, Hf
thoritt, orangitt, calcio-thoritt og uranothoritt	xxx	xx	+	Th, U
uraninitt	x	x		U
fergusonitt	x	xxx		Nb, Y, REE, U, Th
euxenitt	-	x		Nb, Y, REE, U, Th
kainositt	-	xx		Y, REE
thalenitt	-	xx		Y, REE
yttrialitt	-	x		Y, REE, Th, U
fluoceritt	x	xx		REE
uident. LREE-mineraler	x(x)	xx		REE, Th, U
tinnstein	x	x(x)		Sn
wolframitt	x	x		W
magnetitt	xxx	xxx	+	
ilmenitt	x(x)	x(x)		
sinkblende	x(x)	xx	+	Zn
blyglans	xx	xx	+	Pb
molybdenglans	x	x		Mo
kobberkis	x	x	+	Cu
svovelkis	x	x	+	
arsenkis	-	-	+	
hornblende	xx	xx		
riebeckitt	x(x)	x(x)		
flusspat	xxx	xxx	+	
kalkspat	x	x		
kyanitt	x (?)	x (?)	+	
løllingitt	-	-	+	
gøtitt	-	-	+	
apatitt	x(x)	x(x)	+	
kloritt (randfase og omv. fra biotitt)	xxx	xxx		
muskovitt	x	x		

Tabell 2. Mineraler som finnes i Bordvedåga Be-forekomst, og mengdeforhold i Be-sone og Y-sone. Identifikasjon optisk, med mikrosonde eller med Debye-Scheerer.

- xxxx = bergartsdannende mineral, > 1 %
- xxx = hyppig opptredende aksessorisk mineral
- xx = en god del korn
- x = sporadisk opptredende / få korn sett
- = ikke observert



## Hovedmineraler

Her skal kort nevnes de vanlige mineralene som forekommer i Be-malmen. Kvarts, albitt (som enkeltkorn og pertitt) og mikroclin er de dominerende bergartsdannende mineraler i tillegg til biotitt (som omtales seinere).

Amfibol er vanligvis en grønn Ca-amfibol (hornblende) som ofte er omgitt av ei rand med blå Na-amfibol (riebeckitt). Dette forholdet er vanlig i gneisene i hele den østlige delen av Høgtuva-vinduet (Lindahl & Grauch 1988).

## Fenakitt, $\text{Be}_2\text{SiO}_4$

Fenakitt er relativt jevnkornig, 0.2 - 0.3 mm, og anhedral (fig. 4), men stedvis finnes fenakitt-aggregater på opptil 6-7 mm (fig. 6). Fenakittkorn er ofte inneslutningsfrie, men kan også føre en del inneslutninger av andre mineraler (fig. 7). De vanligste er kvarts, feltspat, zirkon, thoritt, gadolinitt og blyglans.

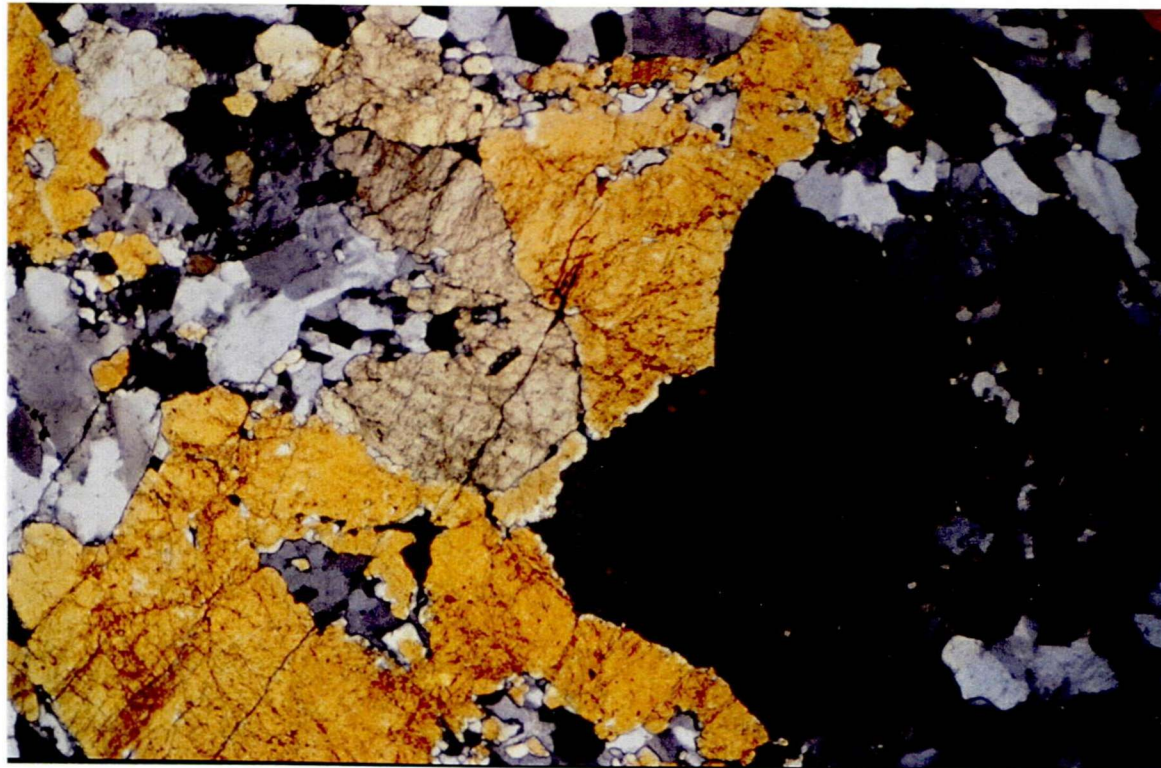


Fig. 6. Fenakittaggregat. Fenakitt har gule og brune interferensfarver. Resten er kvarts og feltspat. x nicoll. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

Fenakitt i Bordvedåga-forekomsten er glassklar og makroskopisk vanskelig skille fra kvarts. Mikroskopisk er det først og fremst relieff og interferensfarver som letter identifiseringen.

Innen malmsone er fenakitt anriket i "lag" - vanligvis med mektighet på 4-10 mm og fenakittinnhold på 20-30 % - hovedsaklig sammen med kvarts og ofte Be-rhönitt, samt små mengder feltspat, zirkon, biotitt og aksessoriske mineraler. Utenfor disse Be-anrikede lagene er det mye zirkon og feltspat/kvarts-forholdet øker.

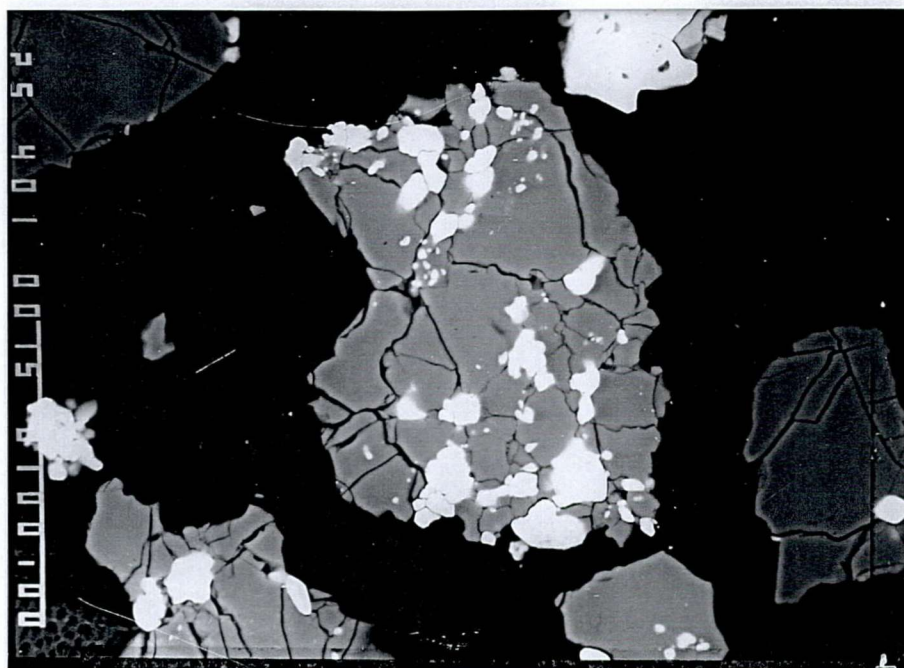


Fig. 7. Back-scatterbilde fra mineralkonsentrat av fenakitt med inneslutninger av zirkon og gadolinitt (ett korn øverst i fenakittkornet, alle de andre hvite inneslutningene er zirkon). Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

I tabell 3 er det gitt to mikrosondeanalyser av fenakitt som viser at det inngår kun små mengder av andre elementer enn Si og Be. Sammensetning etter formelen  $\text{Be}_2\text{SiO}_4$  er 45.53 % BeO og 54.47 %  $\text{SiO}_2$ . I forhold til andre publiserte fenakitt-analyser (Beus 1966, Vlasov 1966) er fenakitt fra Bordvedåga svært ren, med ubetydelig innhold av sporelementer og noe  $\text{SiO}_2$ -rikere. BeO-innholdet antas fra sumdifferansen å være 43.5 - 44.5 %.

Prøvenr.	8603-28	8603-29
SiO <sub>2</sub>	56.19	55.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.07
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01
CaO	0.01	0.01
MgO	0.04	0.03
Cs <sub>2</sub> O	0.02	0
K <sub>2</sub> O	0.01	0
Sum	56.48	55.61

Tabell 3. Mikrosondeanalyse av fenakitt fra Bordvedåga-forekomsten.  
0 betyr mindre enn 100 ppm.

Flere mineraler er kjent for å luminisere under elektron-eksitering (katodeluminisens). I Bordvedåga-forekomsten er det apatitt og fenakitt som luminiserer sterkest (fig. 8a og b) og zirkon noe svakere. Enkelte feltspater, spesielt lameller i kalifeltspat med mindre innhold av kalium, luminiserer også sterkt. Lottermoser (1986) beskriver luminiserende fenakitt fra sein-proterozoiske metapelitter fra Australia, der det også opptrer ikke-luminiserende fenakitt. Dette forklarer han ved at luminiserende fenakitt inneholder sporelement-urenheter eller strukturelle defekter som virker som luminisensaktivatorer.



a



b

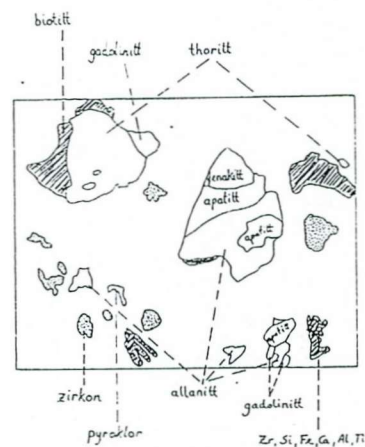
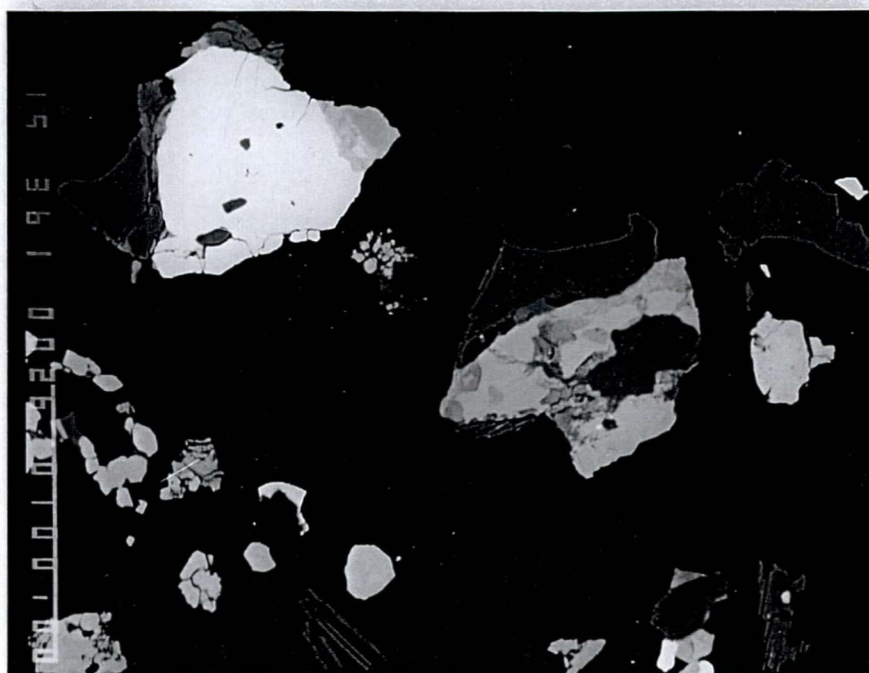


Fig. 8. Katodeluminisens-bilde (a) fra mineralkonsentrat.

b er back-scatter-bilde av samme utsnitt og viser thoritt, gadolinit, pyroklor, apatitt, allanitt, zirkon (prikkraster), biotitt (skravert) og fenakit. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

Be-rhönitt (Rhönitt:  $(Ca, Na)_2 (Fe, Mg, Ti)_6 (Si, Al)_6 O_{20}$ )

Be-rhönitt er et mineral tilhørende aenigmatittgruppen. Kjemisk har det størst likhet med rhönitt, men skiller seg ut ved høyt beryllium-innhold (kjemisk analyse av mineralkonsentrat gir 2.6 % BeO).

Rhönitt finnes hovedsaklig i silisium-fattige, mafiske til intermediære bergarter og er ofte omvandlingsprodukt fra amfibol (Cameron et al. 1970).

Opptreden av Be-rhönitt (fig. 9 og 59) er utbredt i den østlige delen av Høgtuva-vinduet hvor mineralet opptre innen smale horisonter i gneisen hvor denne er beryllium-anriket. Når Be-rhönitt finnes er Be-innholdet i gneisen alltid større enn ca. 100 ppm, basert på beryllometermåling eller kjemisk analyse. Dette gjør mineralet til et svært nyttig spormineral i de ellers usynlige beryllium-mineraliseringene.

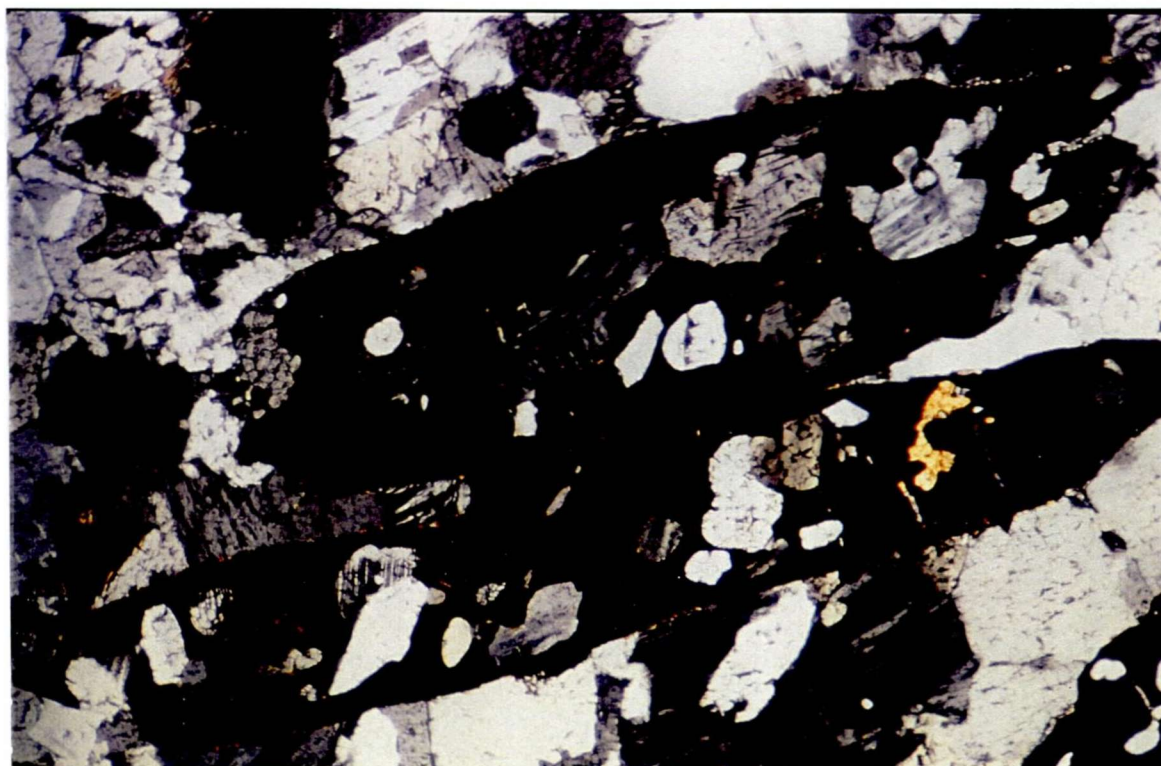


Fig. 9. Be-rhönitt (svart) med inneslutninger av fenakitt (gult), kvarts og feltspat. x nicoll. Skalastreken er 100  $\mu$ m.

Be-rhönitt er dannet seint og opptre som opptil 2 cm lange, svarte, uorienterte nåler som også har vokst på tvers av foliasjonen. Vanligvis er det rikt på inneslutninger og er omgitt av en bleket jern-fattig halo. Innholdet av Be-rhönitt i Bordvedåga-forekomsten er på mellom 1 og 2 %.



Det er analysert Be-rhönitt (tabell 4, fig. 10) fra forskjellige mineraliseringer: fra Bordvedåga-forekomsten, fra mineraliseringene i Lia og Tverrbekkfjellet og fra skarnmineraliseringen på Trolldalsaksla.

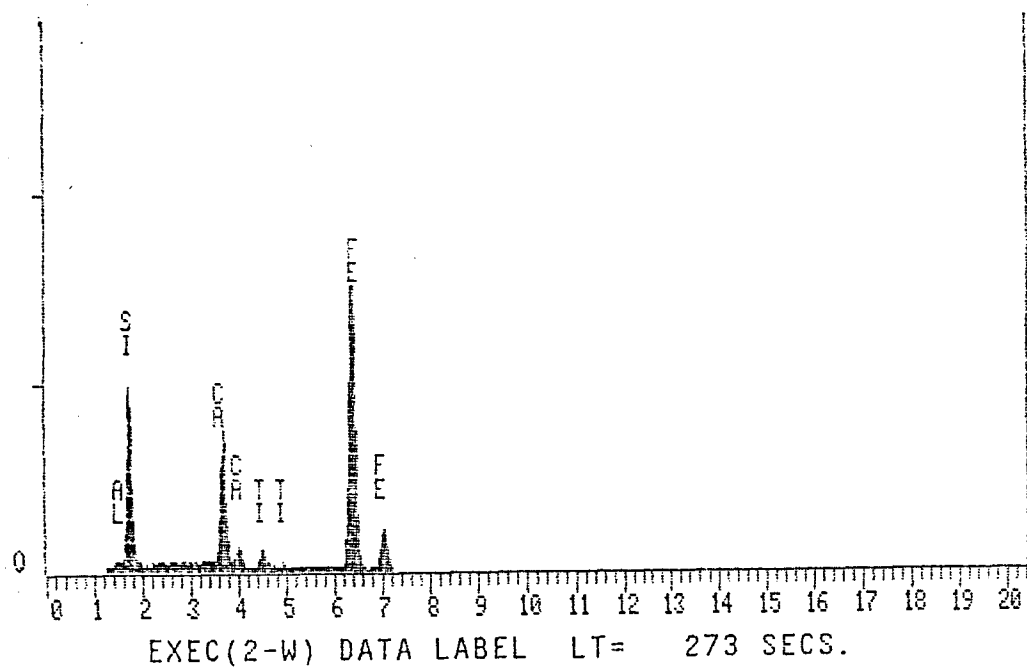


Fig. 10. EDS-spekter av Be-rhönitt.

Be-rhönitt fra de forskjellige mineraliseringene varierer relativt lite i kjemisk sammensetning (minimum og maksimum verdier er gitt i tabell 4). Elementene Ti, Mn, Al og Zn, som det er lite av, har en viss variasjonsbredde. Be-rhönitt fra Bordvedåga-forekomsten har tinn-innhold på 0.6-0.7 % SnO<sub>2</sub> mens mineralet ellers har mindre enn 0.1 % SnO<sub>2</sub>.

Differansen fra 100 % i sum antas å utgjøre innholdet av beryllium, dvs. et mulig BeO-innhold som kan variere mellom 0.2 % og 4.2 %. En kjemisk analyse (atomabsorpsjon etter oppløsning med flussyre, tabell 4) av mineralkonsentrat fra Bordvedåga-forekomsten gir 2.60 % BeO. Den kjemiske analysen har god overensstemmelse med mikrosondeanalysene og det tyder på et meget rent mineralkonsentrat.

Lok.	L i a										Troll- dals- aksla					
	Bordvedåga Be-sone															
Prøvenr.	8601-1	8601-3	8601-4	Sp-15	Be3-19	Be3-20	Be21-25	Be21-26	Be17-27	Be42-28	Be12-29	Be9-30	Be44-31	Be30-33	Be28-34	Tr-16
Fe2O3	47.68	47.47	47.51	48.25	48.94	48.07	48.60	49.28	48.49	47.72	47.64	47.35	48.07	49.38	48.39	47.26
CaO	10.24	10.35	10.36	10.87	10.78	10.56	9.66	9.82	10.87	10.56	10.27	9.76	9.89	9.95	9.90	9.50
SiO2	31.68	30.82	31.46	32.00	31.27	31.05	32.83	32.67	32.11	32.11	31.87	31.93	32.10	32.48	32.05	32.74
TiO2	3.68	3.26	3.61	3.03	1.89	1.86	3.26	2.96	2.08	3.39	3.09	3.53	2.21	2.68	3.25	4.70
MnO	0.38	0.32	0.35	0.73	0.32	0.28	0.87	1.01	0.64	1.09	0.62	1.02	0.76	0.83	0.68	0.62
Al2O3	2.56	2.49	2.70	1.51	3.10	3.14	1.39	1.52	2.48	2.03	2.32	1.89	1.93	1.53	1.98	1.02
ZnO	0.20	0.09	0.07	0.12	0.12	0	0.15	0.29	0.22	0.02	0.16	0.32	0.34	0.36	0.42	0.07
MgO	0.32	0.30	0.32	0.55	0.50	0.45	0.50	0.58	0.48	0.55	0.38	0.29	0.32	0.41	0.17	0.27
Na2O	1.18	1.09	1.35	1.17	1.19	1.08	1.83	1.61	1.17	1.08	1.45	1.40	1.47	1.56	1.58	1.61
K2O	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0.02	0
SnO2	0.63	0.73	0.61	0	0.09	0.08	0	0	0.02	0	0	0	0	0.10	0.01	0.02
ZrO2	0	0	0	0	0	0.08	0.09	0	0.04	0	0	0.11	0.11	0	0	0
Nd2O3	0.06	0	0	0.09	0	0	0	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum	98.61	96.92	98.34	98.32	98.24	96.65	99.18	99.78	98.61	98.55	97.81	97.60	97.20	99.28	98.45	97.81

Tabell 4. Mikrosondeanalyse av Be-rhönitt. 0 betyr mindre enn 100 ppm.

	Tverrbekkfjellet										Kjemisk analyse
	min. - maks.										
	860-21	8860-22	8860-23	8884-35	8883-36	8883-37	8883-38	8883-39			
47.25	47.68	47.68	49.17	49.88	33.09	32.26	48.29	48.29	47.25-49.88		48.61
10.51	10.06	10.26	10.44	10.70	0.17	0.01	10.71	10.71	9.50-10.87		10.24
31.27	31.19	31.55	31.05	31.16	41.85	35.97	30.93	30.93	30.82-32.83		31.98
2.04	2.28	2.22	1.71	2.26	0.04	3.19	2.11	2.11	1.71- 4.70		2.49
0.10	0.02	0.11	0.23	0.21	0.54	0.14	0.23	0.23	0.02- 1.09		0.26
3.33	3.44	3.43	3.26	3.08	5.88	14.11	3.11	3.11	1.02- 3.44		2.76
0	0	0.02	0	0.08	0.03	0.03	0	0	0- 0.42		-
0.14	0.17	0.18	0.56	0.37	1.70	3.22	0.12	0.12	0.12- 0.58		0.41
1.08	1.40	1.45	0.91	0.87	0.64	0	1.15	1.15	0.87- 1.83		1.18
0	0	0	0	0.01	2.18	9.10	0	0	0- 0.04		< 0.07
0.02	0.07	0.04	0.08	0	0	0	0	0	0- 0.73		-
0	0.11	0	0	0.06	0	0	0.05	0.05	0- 0.11		0.11
0.06	0	0	0.10	0	0	0.02	0	0	0- 0.10		-
95.80	96.42	96.94	97.31	98.68	86.12	98.05	96.70	96.70	95.80-99.78		97.93

Be-rhönitt er nesten alltid frisk, homogen og uomvandlet, men slip 8883 fra Tverrbekkfjellet viser at Be-rhönitt er angrepet og stedvis fullstendig omvandlet til en rødlig transparent fase (Be-rhönitt er opak i normal slip-tykkelse). Back-scatter bildet (fig. 11) viser at denne fasen er en inhomogen blanding av to faser, en som er noe mørkere (representert ved analyse nr. 8883-38) enn den uomvandlede Be-rhönitt (8883-39) og en enda mørkere (lettere) fase (8883-37). Alle disse tre analysene er foretatt på samme korn.

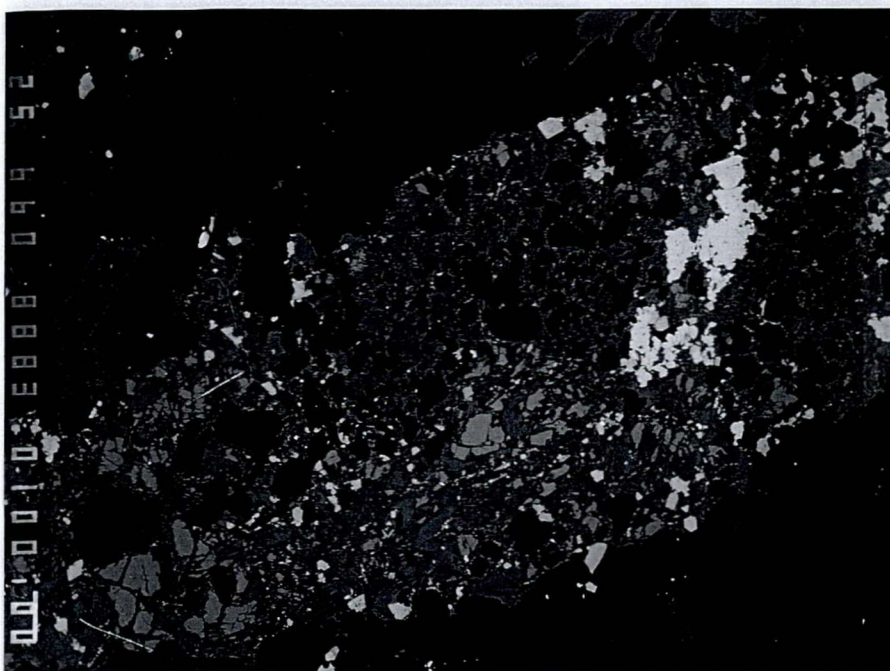


Fig. 11. Back-scatterbilde av omvandlet Be-rhönitt med inneslutninger av zirkon (det lyseste grå) og magnetitt (litt mørkere enn zirkon). Det som er litt mørkere enn magnetitt er rester av Be-rhönitt i det to-fasige omvandlingsproduktet (mørke grå). Analysenr. 8883-39 er fra uomvandlet Be-rhönitt. 8883-38 og 8883-37 er fra henholdsvis lys og mørk omvandlingsfase. De svarte inneslutningene er kvarts, feltspat og fenakitt. Skalastreken er 100  $\mu$ m.

De få Be-rhönitt-restene som er igjen i kornet har normal sammensetning med unntak av noe lavere innhold av Si og Mg. Omvandlingsfasene er betydelig anriket på Si, Al, Mg og K og utarmet på Fe, Ca og Na (og Ti i den letteste fasen) i forhold til uomvandlet Be-rhönitt.

Be-rhönitt er altså omvandlet ved tilførsel av Si, Al, Mg og K og fjerning av Fe, Ca, Na (og Ti).

Gadolinit,  $(Y, Ca)_2 Fe(BeSiO_4)(O, OH)_2$

Det er gjort 13 analyser av 10 forskjellige gadolinitkorn fra 3 forskjellige fraksjoner fra mineralseparasjon (tabell 5).

Fra borkjernene er det gjort 5 analyser fra Be-sone og 3 fra Y-sone. En analyse er fra aplitt ved Fagervoldvatnet. Disse er gitt i tabell 6.

Fraksjon	> 4.0 / 0.3A						> 4.0 / 0.6A					3.3-4.0/0.6A	
	lys	lys	mørk	lys	mørk	lys	lys	mørk	lys	lys	lys	26A-1	26A-2
Prøvenr.	24A-1	24A-2	24A-3	24A-4	24A-5	24A-6	23A-1	23A-2	23A-3	23A-4	23A-5	26A-1	26A-2
CaO	2.41	3.64	4.07	3.66	3.57	2.11	4.37	3.10	4.46	3.66	3.90	3.93	3.62
Fe2O3	11.00	12.42	12.19	12.05	11.84	11.45	12.21	11.35	12.51	12.80	12.43	12.29	12.43
Y2O3	19.59	17.51	16.65	18.62	19.40	24.92	14.15	20.35	14.18	15.54	15.02	15.79	16.40
Er2O3	2.38	2.43	2.62	2.88	2.94	2.93	2.12	3.21	2.22	2.57	2.36	2.53	2.78
Ce2O3	3.76	4.35	3.50	2.59	2.35	2.50	4.67	2.27	3.75	4.35	4.09	3.53	3.33
Nd2O3	1.22	1.28	1.11	0.90	0.72	0.75	1.33	0.73	1.12	1.20	1.28	1.05	0.99
Gd2O3	3.12	0.94	0.96	0.93	0.99	1.60	1.20	1.15	0.91	0.94	1.00	0.86	0.86
Dy2O3	3.89	1.74	1.78	1.90	2.34	3.44	2.11	2.12	1.68	1.59	1.71	1.81	2.06
La2O3	0.41	0.53	0.55	0.19	0.20	0.20	0.75	0.25	0.44	0.60	0.55	0.44	0.31
Tl2O	0.06	0	0.10	0.05	0.01	0.05	0	0	0	0.09	0.02	0	0
ThO2	3.61	11.74	11.13	9.42	8.47	1.58	14.04	6.43	12.28	11.14	11.76	11.24	9.85
SiO2	22.91	21.63	22.08	22.16	22.52	23.59	22.39	23.01	22.03	21.92	22.19	22.22	22.31
P2O5	0.02	0.04	0.07	0	0.06	0.06	0.01	0.08	0.03	0.03	0	0.02	0
Sum	74.38	78.25	76.81	75.35	75.50	75.18	79.35	74.05	75.61	76.43	76.31	75.71	75.94
Sum REE	14.78	11.27	10.52	9.39	9.54	11.42	12.18	9.73	10.12	11.15	10.99	10.22	10.33

Tabell 5. Mikrosondeanalyse av gadolinititt fra mineralkonsentrater. 0 betyr mindre enn 100 ppm.

24A-1 er gjennomsnittsanalyse av et inhomogent korn  
 24A-2 er et homogent, lyst korn  
 24A-3 og 24A-4 er fra samme korn (fig. 12)  
 24A-3 er fra den lyse kjernen  
 24A-4 er fra den mørke randa  
 24A-5 og 24A-6 er fra samme korn (fig. 13)  
 24A-5 er fra den lyse fasen  
 24A-6 er fra den mørke fasen

23A-1 er fra et homogent, lyst korn  
 23A-2 og 23A-3 er fra samme korn (fig. 14)  
 23A-2 er fra den mørke kjernen  
 23A-3 er fra den lyse randa  
 23A-4 er fra et homogent korn  
 23A-5 er fra et homogent korn  
 26A-1 er fra et homogent korn  
 26A-2 er fra et homogent korn

Sone	Be-sone						Y-sone			Aplitt
	8610-33	8608-18	8608-23	8608-24a	8608-24b	8604-26	8604-28	8605-40	R07-42	
Fase	lys			mørk			lys			
Y2O3	16.41	12.50	16.44	15.54	5.90	28.89	28.99	26.69	29.59	
Ce2O3	4.00	6.78	7.86	7.27	2.55	3.04	2.12	2.32	0.55	
La2O3	0.76	0	1.27	1.40	0.74	0.16	0.21	0.15	0.01	
Nd2O3	1.10	2.44	3.23	2.51	1.23	3.08	2.69	3.28	0.77	
Gd2O3	0.69	1.22	1.41	1.17	0.63	2.85	2.51	2.93	2.67	
Er2O3	4.60	3.95	3.49	3.62	2.73	2.99	3.12	3.32	3.71	
DY2O3	2.23	-	2.25	2.14	1.36	5.10	4.46	5.12	6.11	
UO2	0.61	0.52	0.72	0.52	0.07	0.15	0.15	0.21	0.06	
ThO2	7.93	8.55	8.04	9.21	9.49	0.19	0.25	0.22	0.20	
CaO	2.44	2.71	2.52	2.66	5.42	0.51	0.59	0.53	0.12	
Al2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe2O3	12.27	11.87	12.14	11.50	8.74	11.58	11.87	12.40	13.36	
SiO2	21.73	23.41	24.38	24.59	32.40	26.21	25.79	24.41	24.84	
Sum	74.77	73.95	83.75	82.13	71.26	84.75	82.75	81.58	81.99	

Tabell 6. Mikrosondeanalyse av gadolinitt. 0 betyr mindre enn 100 ppm. - betyr ikke analysert.

Ofte er gadolinitten inhomogen, enten med lys kjerne og mørkere rand eller omvendt (fig. 12, 14, 21 og 22), eller med en mer broget blanding av mørke og lyse områder (fig. 13). Det er gjort analyse av forskjellige faser fra mineralkonsentratene som beskrevet i tabell 5.

Analysene antyder at den lyse fasen har høyere innhold av Th, Ca og de lette sjeldne jordartene Ce og La. Den mørke fasen har høyere innhold av Y og delvis de tunge sjeldne jordarter, og muligens høyere vanninnhold (som gjør den mørkere og gir lavere sum).

De lave oksyd-summene på rundt 75 % skyldes sannsynligvis både høyt vanninnhold, som er vanlig i metamikte mineraler, og Be-innholdet som ligger på mellom 5.5 og 12.9 % BeO i gadolinitt (Beus 1966). Vlasov (1966) oppgir 10.3 - 11.0 % BeO i gadolinitt. Noe B inngår også ofte i gadolinitt, opptil 2.5 % Be<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Vlasov 1966).

Det er analysert på 6 sjeldne jordsartselementer. De resterende 8 vil også heve oksyd-summen, men pga. manglende standarder og interferens med andre elementer er REE representert ved 6 av dem i analysene. Summen av disse ligger på rundt 10 %. Fra EDS-spekteret i røntgenopptak av gadolinitt anslås Yb-innholdet å være 2-3 % Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (fig. 15).

Gadolinitt-sammensetningene i de to malmsonene er klart forskjellige. Gadolinitt fra Be-sonen har høyere innhold av Ca, Th, U, de to letteste REE (Ce og La) og Er (?) - og mindre innhold av Y og de middels-tunge REE (Gd, Nd, Dy) sammenlignet med Y-sonen.

En analyse av gadolinitt fra mineralisert aplitt gir i likhet med allanitt fra aplitt høyere Y og HREE (tunge sjeldne jordartselementer) og lavere LREE (lette sjeldne jordartselementer) enn gadolinitt fra Bordvedåga-forekomsten. Aplitt-gadolinitt har lavere innhold av Ca, Th og U.

Gadolinitt har stor kapasitet for isomorf substitusjon og kan, avhengig av krystallisasjonsbetingelsene, inneholde sjeldne jordarter med svært varierende HREE/LREE-forhold (Semenov 1957). Gadolinittens sammensetning kan derfor være en sensitiv geokjemisk indikator.

Forholdet mellom de tunge og lette sjeldne jordartselementene ses også å variere mye i de her analyserte gadolinitter: det er lavest i Bordvedåga-forekomstens Be-sone, noe høyere i Y-sone og betydelig høyere i aplitt.

Gadolinitt fra Be-sonen er metamikt. Dette skyldes innhold av thorium som substituerer for de sjeldne jordartselementene. Gadolinitt fra Be-sonen er usedvanlig Th-rik.

Be-sonens gadolinitt har også høyt Ca-innhold. Ca har erstattet REE. Denne erstatningen er assosiert med en parallell substitusjon av OH-gruppen for oksygen (Beus 1966).

I Bordvedåga-forekomsten er gadolinitt lys grønn og glassklar, vanligvis anhedral til subhedral og relativt store korn (0.1-0.5 mm). Euhedrale, rombeformede krystaller ses sjelden, men kan opptre som kjerner påvokst en ny fase (fig. 16a og b, 17 og 18).

Gadolinitt opptrer oftest som diskrete enkeltkorn i kvarts og feltspat, (fig. 19), men kan også opptre i aggregater (fig. 23) intimt sammenvokst med andre aksessoriske mineraler som f.eks. zirkon (fig. 24) - være innesluttet i andre mineraler som f.eks. kainositt (fig. 25) eller føre inneslutninger f.eks. av thoritt og fergusonitt (fig. 26 og 24).

Gadolinitt er vanligvis anisotrop (fig. 19), men også isotrope korn (fig. 16b) er vanlig. Også gadolinitt med både anisotrope og isotrope partier i sammen korn forekommer ofte (fig. 20a og b).

Som nevnt er gadolinitt ofte sonert. Det kan være lyse kjerner med mørkere randfase (fig. 12 og 21) eller mørk kerne med lys randfase (fig. 14 og 22). Soneringen kan også være mer komplisert som i fig. 13. Dette kalles i litteraturen for uregelmessig oscillerende sonering, men opprinnelsen til denne type sonering er kontroversiell (Lahti 1987).



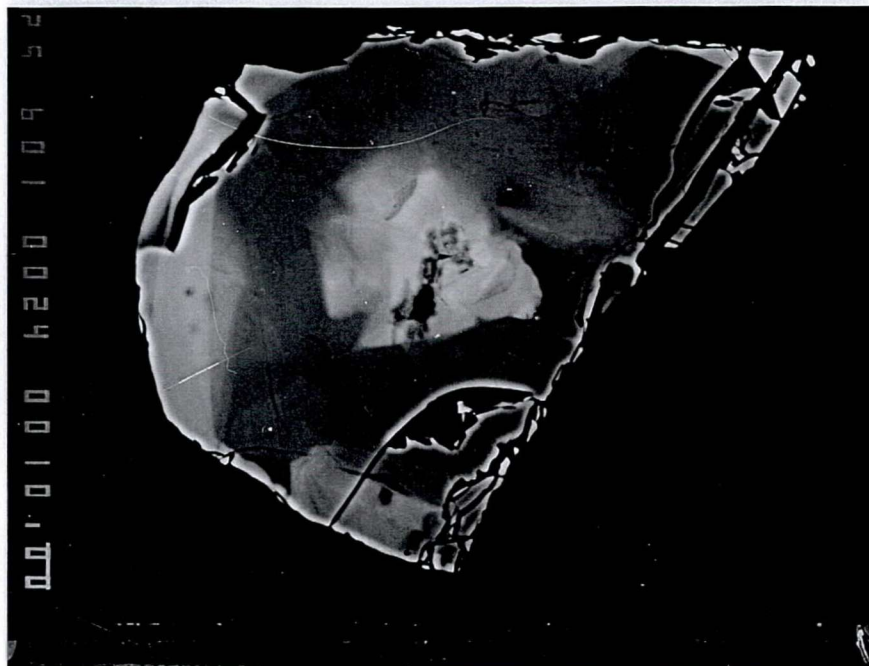


Fig. 12. Back-scatterbilde av sonert gadolinit fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 24A-3 og 24A-4 er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

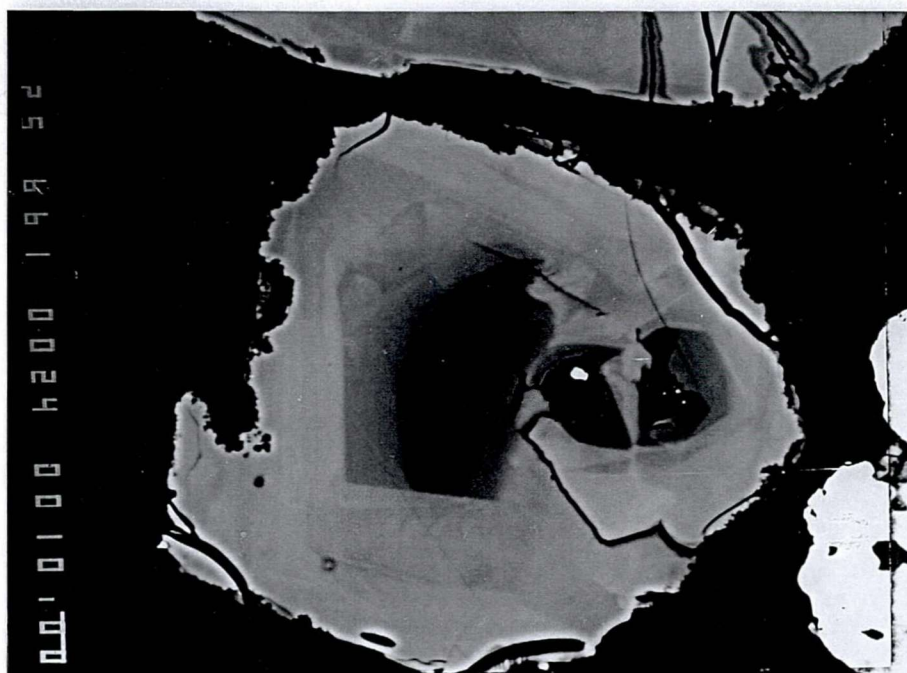


Fig. 13. Back-scatterbilde av flerfaset gadolinit fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 24A-5 og 24A-6 er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

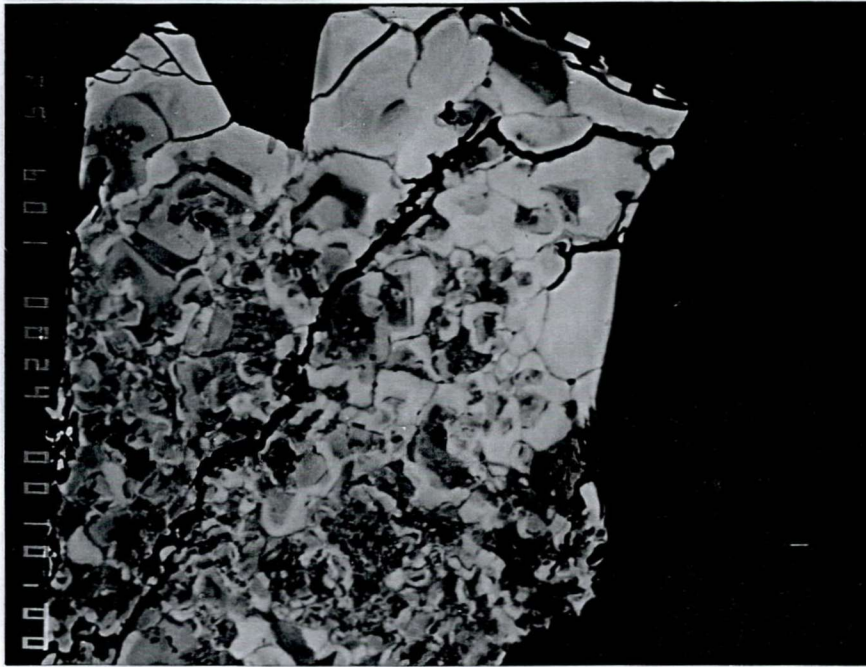


Fig. 14. Back-scatterbilde av sonert gadolinitt fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 23A-2 og 23A-3 er fra henholdsvis mørk og lys fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

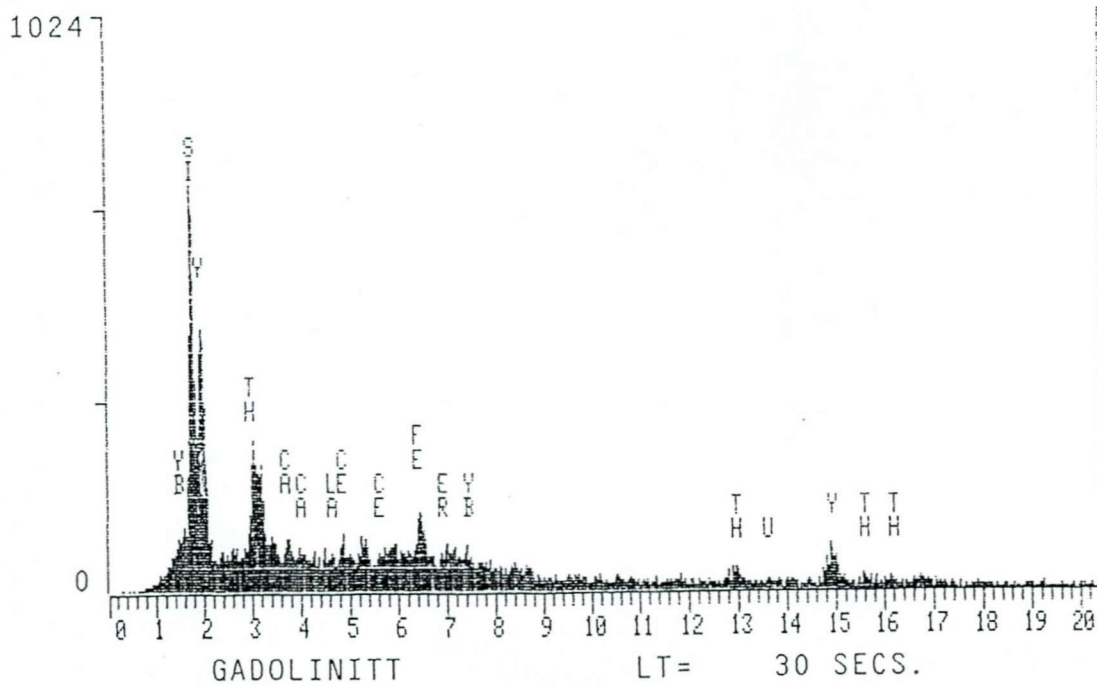
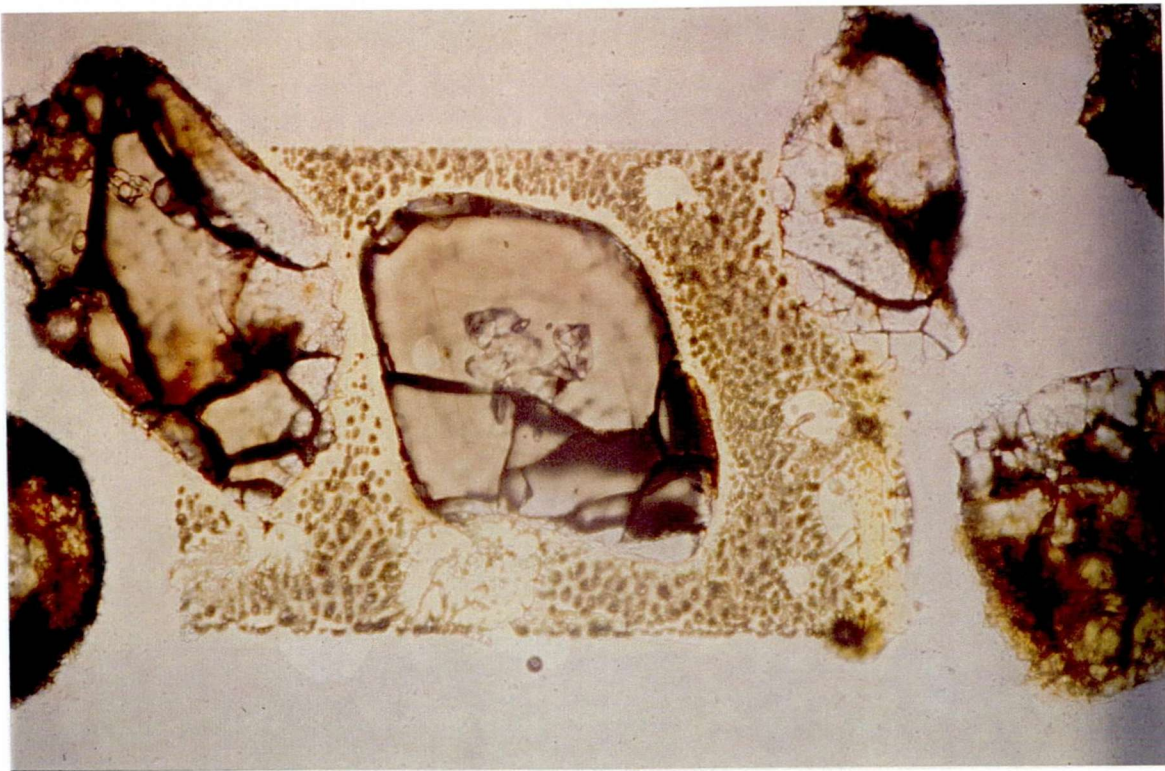
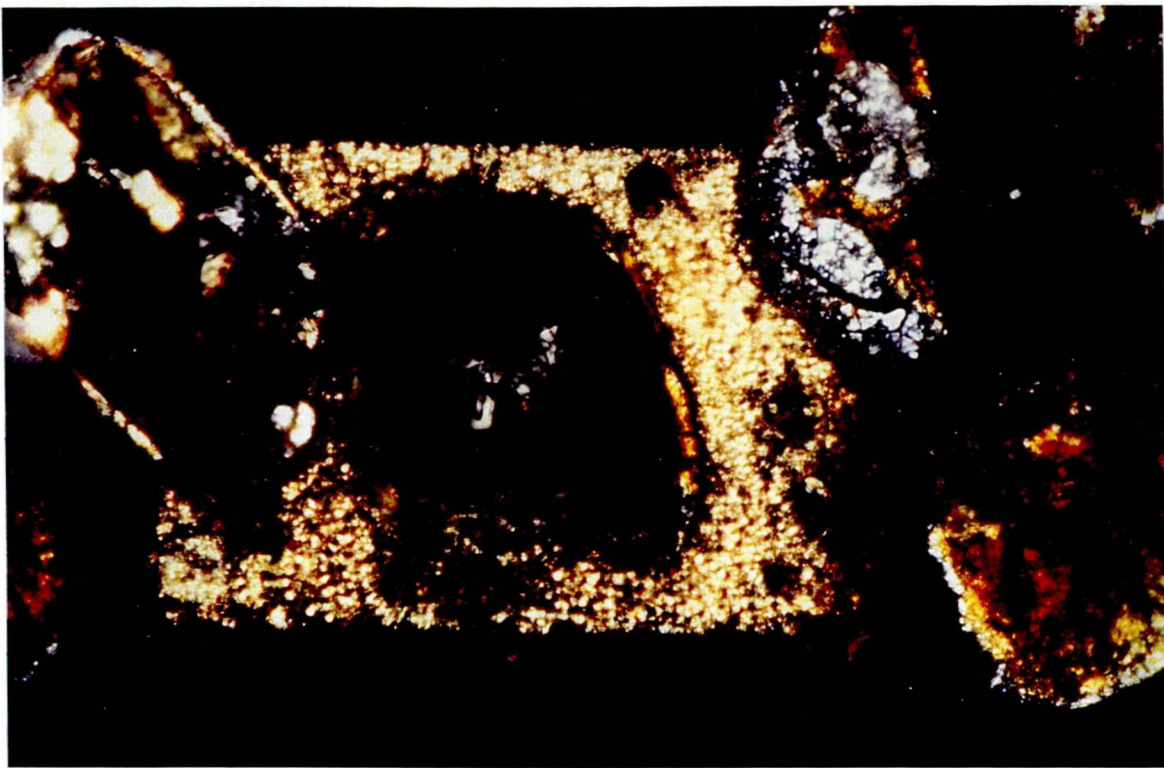


Fig. 15. EDS-spekter av gadolinitt.





a



b



Fig. 16. Sonert gadolinit med kvartsinneslutninger, fra mineralkonsentrat. a, upolarisert lys - b, X nicoll. De to brungule kornene nederst er pyroklor. De to andre er thoritt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

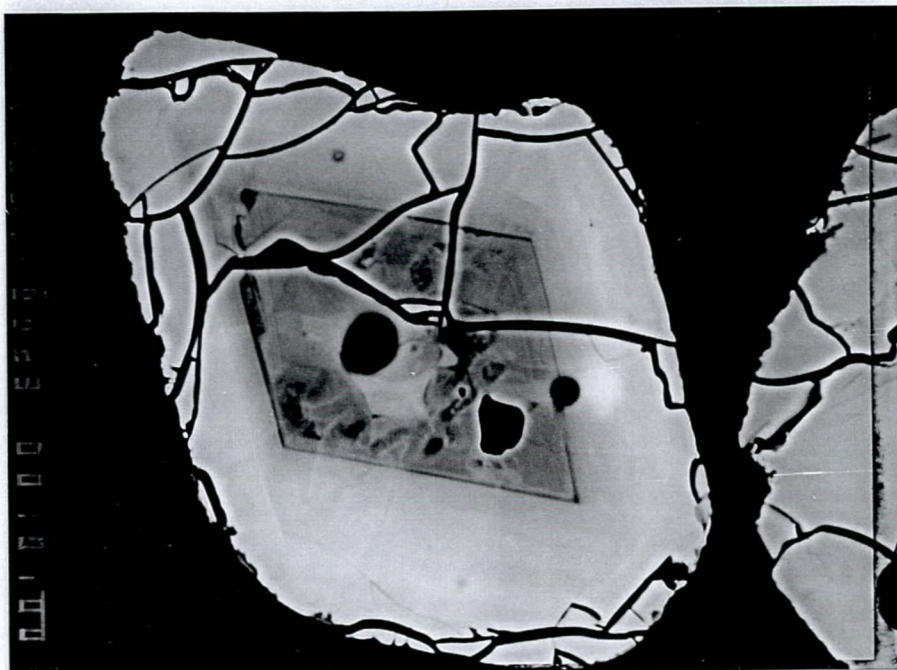


Fig. 17. Back-scatterbilde fra mineralkonsentrat av sonert gadolinitt. Samme korn som i fig. 16. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

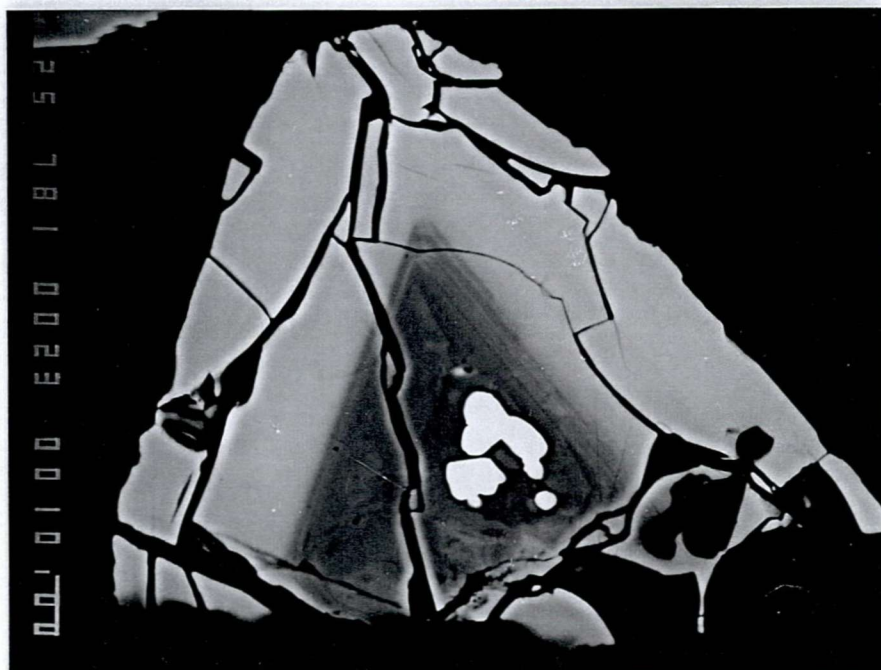
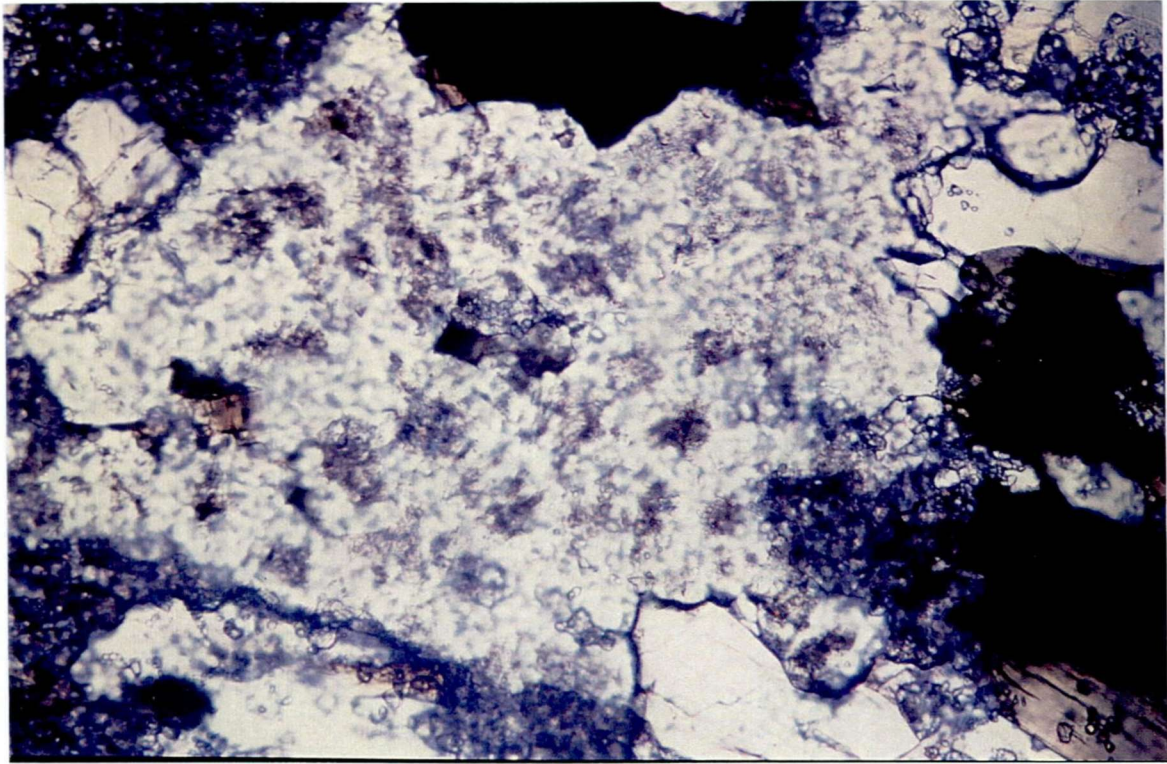


Fig. 18. Back-scatterbilde fra mineralkonsentrat av sonert gadolinitt med fergusonitt-inneslutninger. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

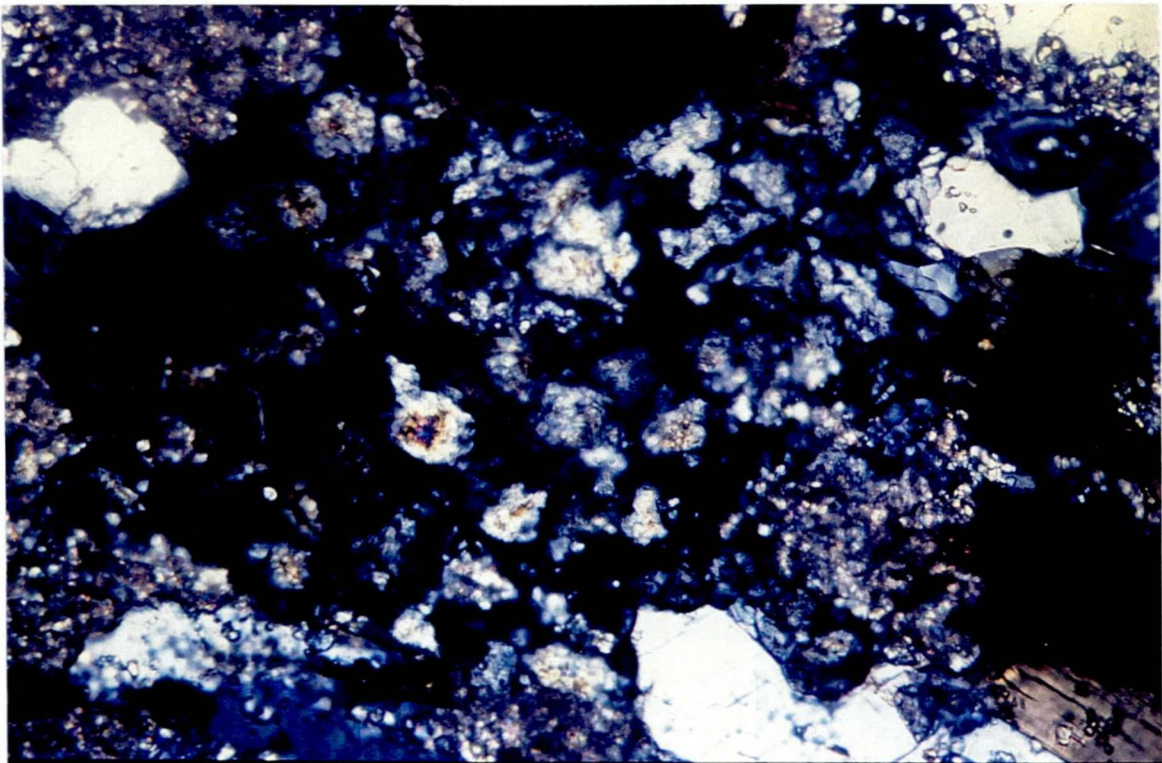




Fig. 19. Gadolinititt. X nicoll. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



a



b



Fig. 20. Gadolinitt ved upolarisert lys (a) og X nicoll (b). Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



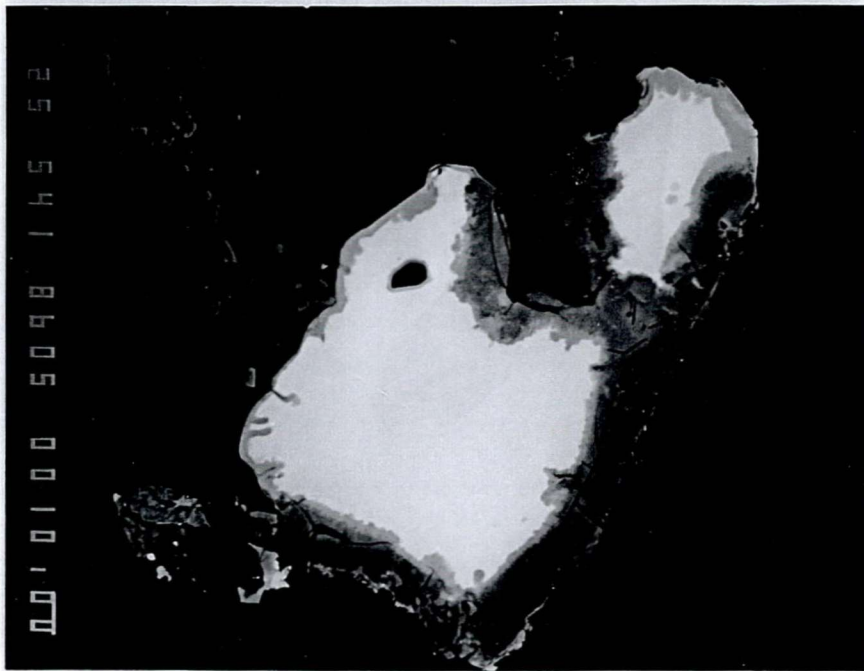


Fig. 21. Back-scatterbilde av gadolinitt. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

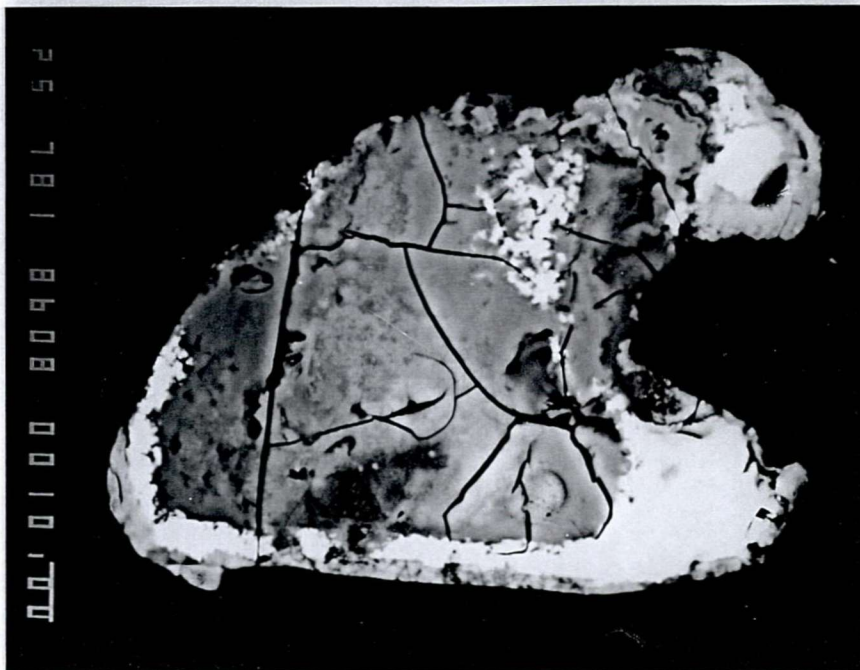


Fig. 22. Back-scatterbilde av gadolinitt. Analyse nr. 8608-24a og 8608-24b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

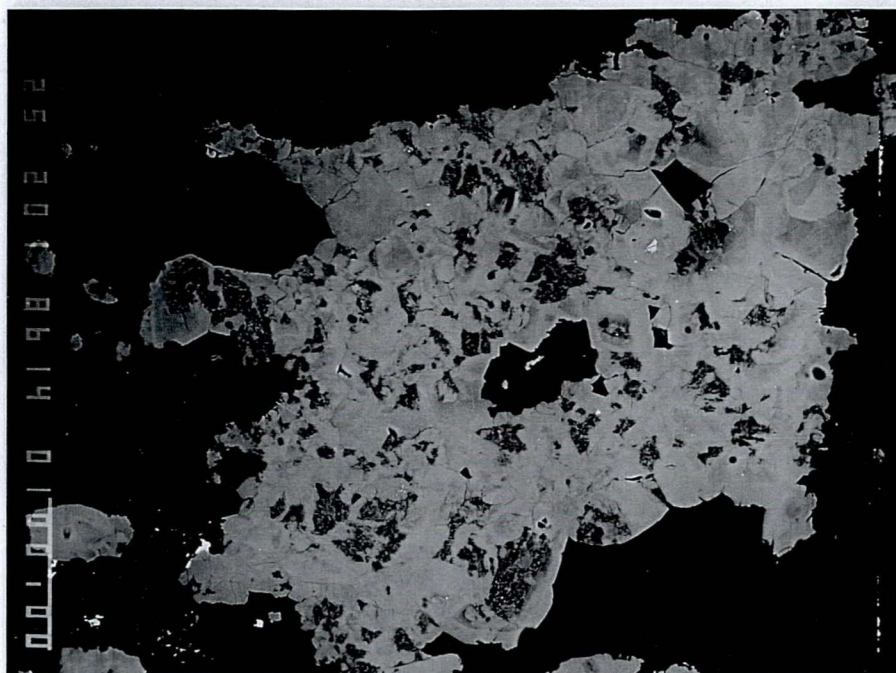


Fig. 23. Back-scatterbilde av gadolinit-aggregat. De lyse småkornene nede til venstre er fluoceritt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

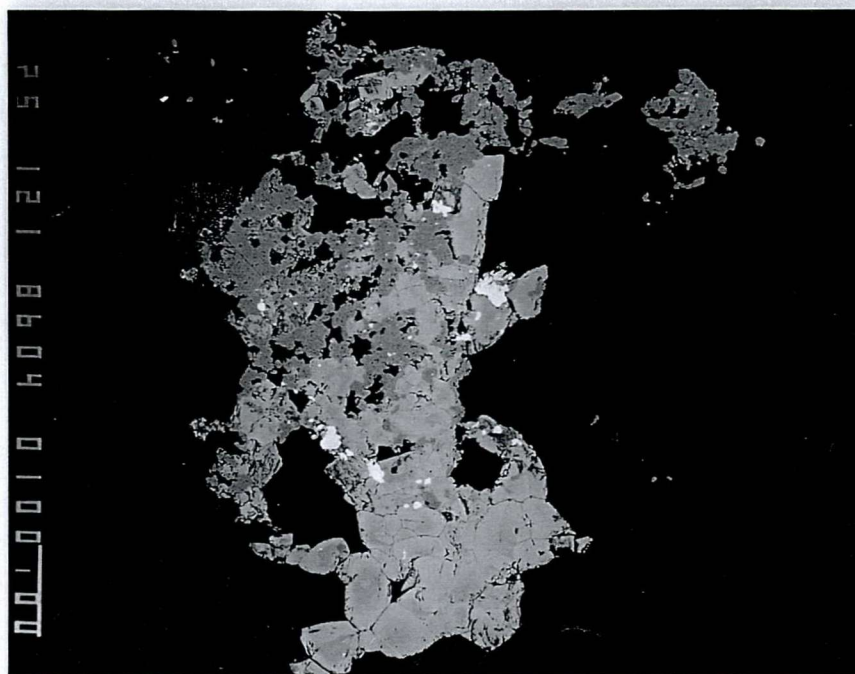


Fig. 24. Back-scatterbilde av sammenvokste aggregater av gadolinit (nest lysest på bildet, nederste del av aggregatet), og zirkon (litt mørkere enn gadolinit, øverste del av aggregatet). De lyse inneslutningene er fergusonitt. Analysenr. 8604-28 og 29 er fra henholdsvis gadolinit og fergusonitt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



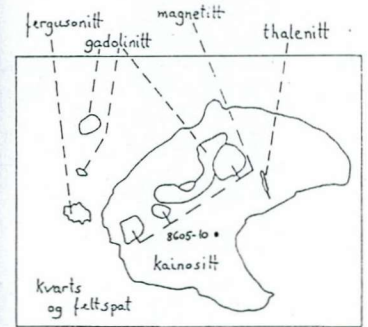
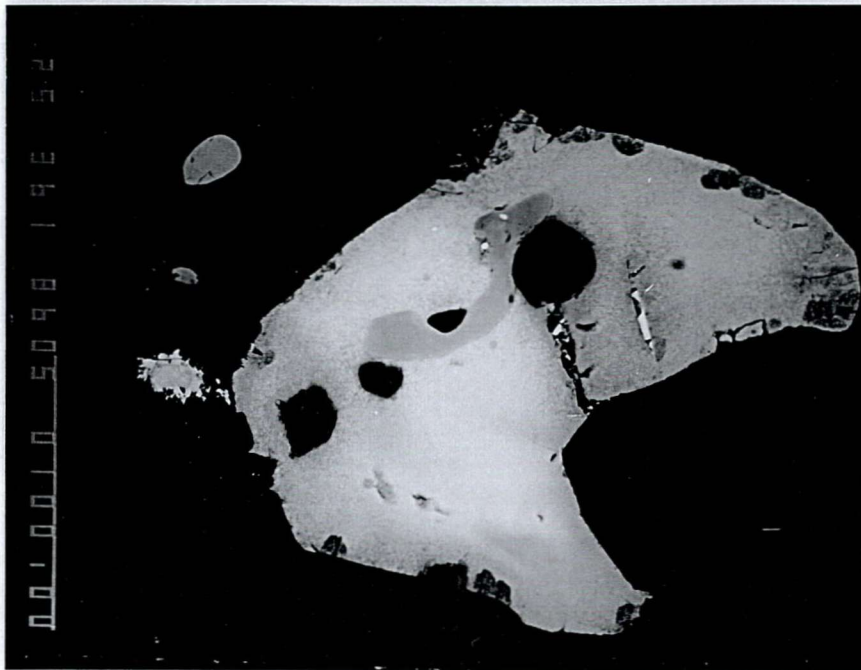


Fig. 25. Back-scatterbilde av kalsositt med inneslutninger av gadolinit, thalenitt og magnetitt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

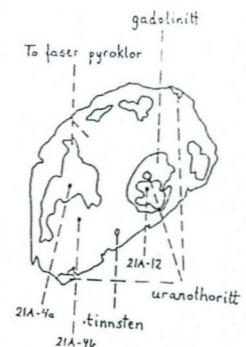
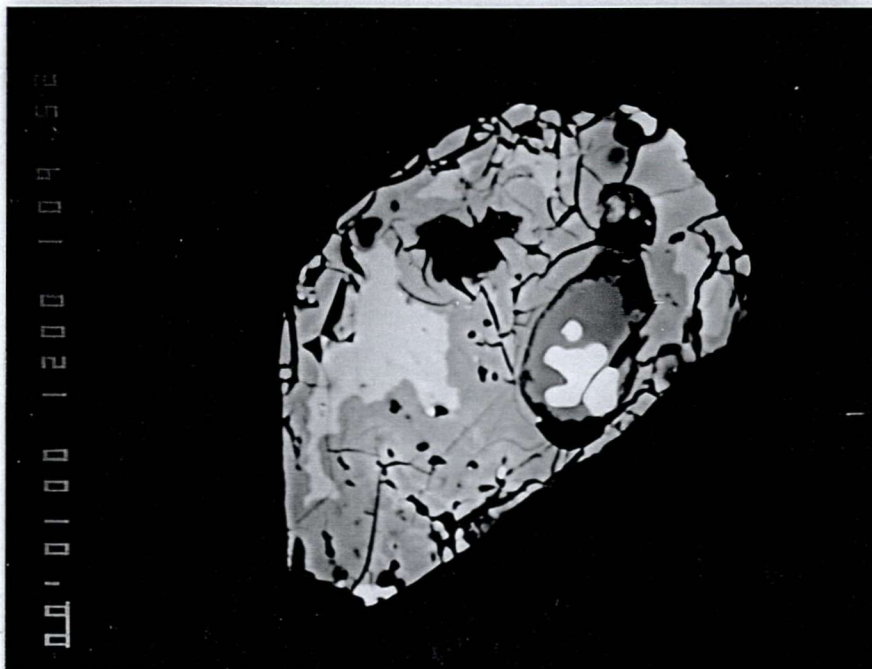


Fig. 26. Back-scatterbilde fra mineralkonsentrat av to-faset pyroklor med inneslutning av gadolinit som igjen inneslutter uranothoritt. Ett tinnstenkorn er også innesluttet i pyrokloren. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

Helvin-gruppen: helvin,  $Mn_4(BeSiO_4)_3S$ , danalitt,  $Fe_4(BeSiO_4)_3S$  og genthelvin,  $Zn_4(BeSiO_4)_3S$

Helvin, danalitt og genthelvin er endeledde i den isomorfe serien  $Mn_4(BeSiO_4)_3S - Fe_4(BeSiO_4)_3S - Zn_4(BeSiO_4)_3S$ . Helvin og danalitt er relativt vanlige beryllium-mineraler mens genthelvin er sjelden (Vlasov 1966).

Teoretisk innhold av MnO, FeO og ZnO er for helvin 51.12 % MnO, for danalitt 51.44 % FeO og for genthelvin 54.54 % ZnO. Rene endeledde i den isomorfe serien er imidlertid nærmest ukjent i naturen.

Helvingrubbens mineraler dannes under et vidt spekter av naturlige forhold og opptrer i mange forskjellige forekomsttyper (Beus 1966). De vanligste er kontakt-metamorfe, taktitt og skarn (helvin og danalitt) og granitt- og syenittpegmatitt (danalitt og genthelvin). Avgjørende faktorer for dannelsen av helvin, danalitt eller genthelvin istedenfor andre og vanligere berylliumsilikater er:

1. Mangel på silisium eller aluminium under dannelsesprosessen.
2. Høy svovelkonsentrasjon kombinert med høye konsentrasjoner av jern, mangan eller zink i de mineraldannende løsninger.

I Høgtuva-vinduets østlige del opptrer både helvin (?), danalitt og genthelvin. I Bordvedåga-forekomsten opptrer genthelvin som underordnet beryllium-mineral. Det finnes som enkelte korn ofte assosiert med zinkblende og andre sulfider i opptil noen cm-mektige, ofte flusspatanrikede bånd i foliasjonen i både Be-sone (analyse nr. 8608-6 til 9, fig. 27) og Y-sone (8614-10, fig. 28) og også i henggneisen (27-12 og 13, fig. 29, 30a og b). På Tverrbekkfjellet opptrer danalitt disseminert i gneisen i to horisonter (8881-4 og 5). På Trolldalsaksla, i en skarnlignende mineralisering med 1.2 % Be (Tr-11), er beryllium bundet i danalitt, helvin, gadolinitt og Be-rhönitt. Identifiseringen av helvin er gjort med Debye-Scheerer kamera, og er noe usikker - det kan være danalitt (mikrosondeanalysen av det ene kornet viser svært lite Mn). Farveforskjeller tyder imidlertid på at begge varianter finnes. Danalitt er også funnet på to steder i Lia i små pegmatittlinser (Wilberg 1987a og b).

Helvin-gruppens mineraler er vanligvis euhedrale, tetrahedrale krystaller. Krystallene er ofte sammenvokst (fig. 27). Når danalitt eller genthelvin opptrer som anhedrale korn (fig. 28) er det lett å forveksle med granat. Danalitt, helvin og genthelvin er ofte rike på inneslutninger (fig. 29). Genthelvinens kornstørrelse er i Bordvedåga-forekomsten 1-2 mm, mens danalitt fra Tverrbekkfjellet er på 1-5 mm og fra Trolldalsaksla opptil 10 mm. Helvin-gruppens mineraler kan ha mange forskjellige farver. I det østlige Høgtuva-vinduet er både danalitt og genthelvin rød til brunrød mens helvin (fra Trolldalsaksla) er gul.

I likhet med flere andre mineraler (biotitt og allanitt) er genthelvin rikere på zink i Y-sonen enn i Be-sonen, hvilket reflekterer det høyere Zn-innholdet i Y-sonen. Det motsatte er tilfelle med beryllium, som i analysene er representert ved sumdifferansen fra 100 % (noe kan også utgjøres av andre elementer eller vann). Genthelvin fra Be-sonen skiller seg klart ut fra de andre analyserte genthelvin og danalitt ved en lav sum på rundt 85 %. BeO-innholdet er vanligvis på 11-14 % i helvin-gruppen (Beus 1966).

De analyserte danalittkrystallene inneholder også mye zink. Alle analyser viser lavt Mn-innhold, men danalitt fra Tverrbekkfjellet skiller seg ut med 6.5 % MnO. Innholdet av elementer som ikke inngår i den kjemiske formelen er ubetydelig.

Det er ikke observert noen sonering i mineralene. Det er homogen kjemi innen det enkelte korn. Dette ses bl.a. i analysene 8881-4 og 5 som er fra samme korn (8881-4 er fra ytterkanten og 8881-5 fra sentrum).

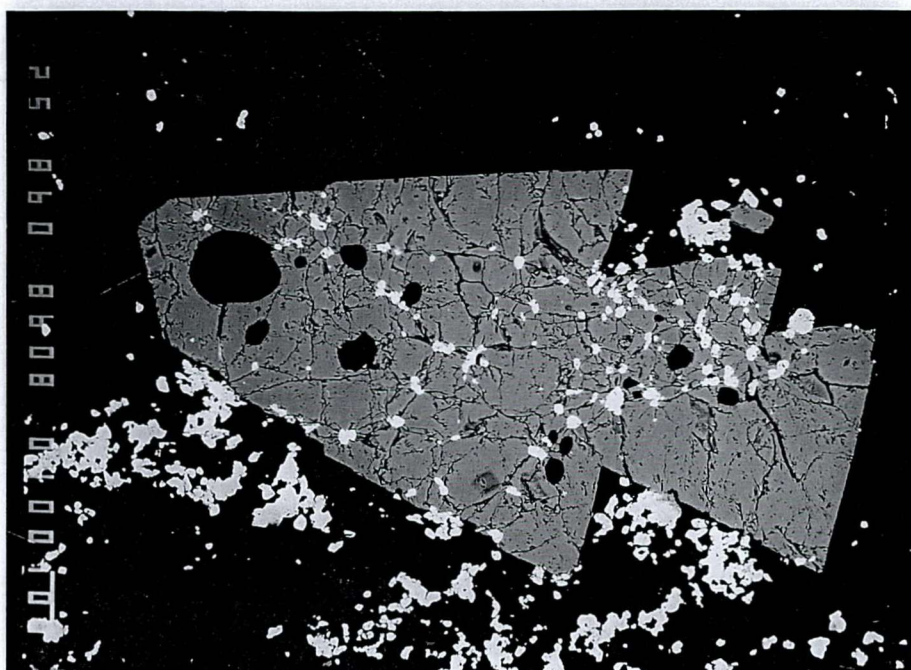


Fig. 27. Back-scatterbilde av genthelvin. Analysenr. 8608-7, 8 og 9 er fra disse sammenvokste krystallene. De lyse småkornene er zirkon. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



Fig. 28. Back-scatterbilde av genthelvin med inneslutninger av magnetitt, zirkon og thoritt. Analysenr. 8614-10 er fra dette genthelvinkornet. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



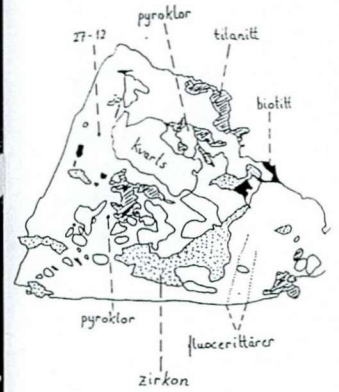
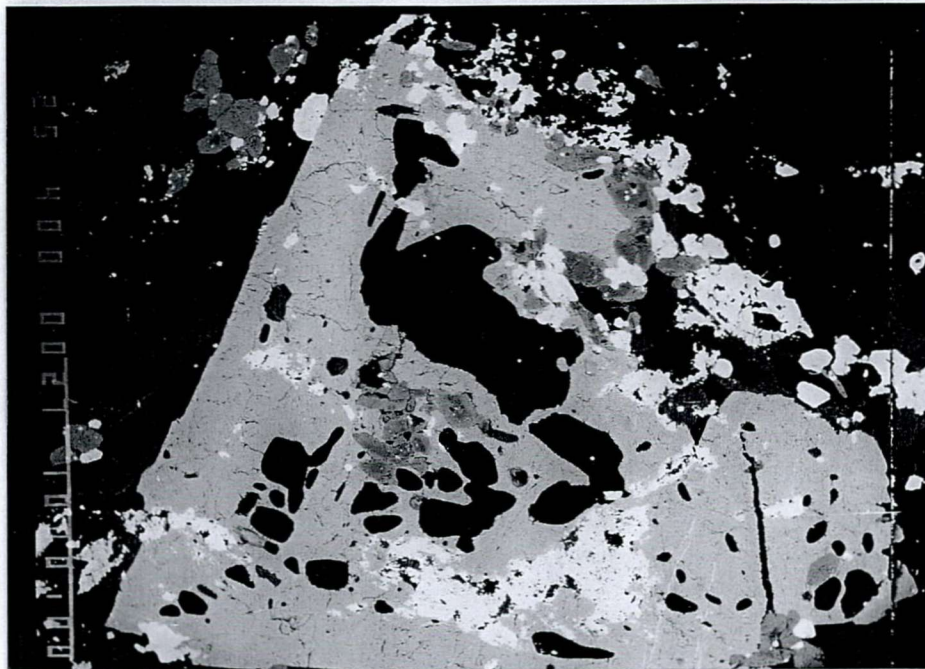
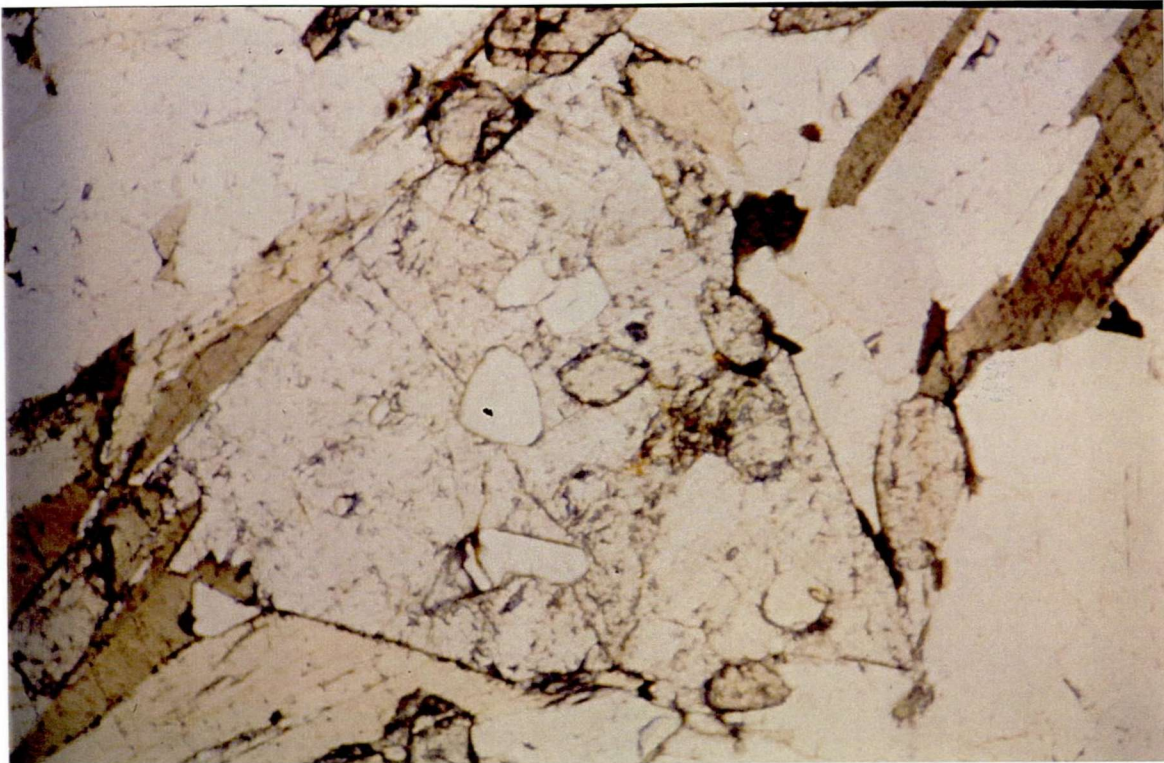
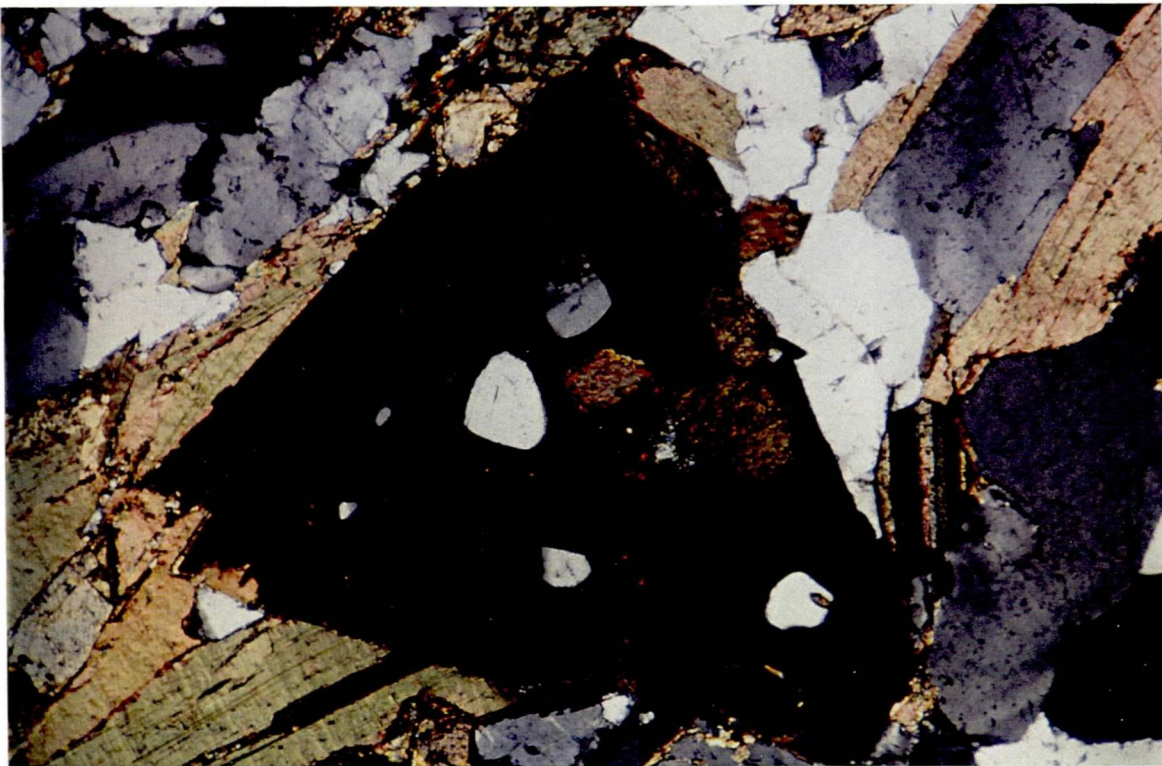


Fig. 29. Back-scatterbilde av genthelvinkrystall med inneslutninger av titanitt (skravert), zirkon (prikkraster), biotitt (svart), pyroklor, kvarts og feltspat (svarte på back-scatterbildet) og fluocerittårer. Skalastreken er 1 mm.



a



b

Fig. 30. Genthelvin ved upolarisert lys (a) og X nicoll (b). Foruten kvarts og feltspat er det også biotitt (grønn) og titanitt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

Lok.	Be-sone						Y-sone	Tverrbekkfjellet			Heng til B-forek		Troll- dals- aksla
	8608-6	8608-7	8608-8	8608-9	8614-10	8881-4		8881-5	27-12	27-13	Tr-11		
Prøvenr.	8608-6	8608-7	8608-8	8608-9	8614-10	8881-4	8881-5	27-12	27-13	Tr-11			
SiO <sub>2</sub>	30.60	31.18	30.76	31.24	31.93	31.47	32.09	30.86	32.07	31.51			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.60	17.36	16.86	16.73	11.17	31.34	31.15	19.31	19.47	29.65			
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0	0	0	0.02	0	0.01	0	0	0			
CaO	0	0.01	0	0	0	0.02	0	0	0.01	0.02			
MgO	0	0.03	0.13	0.08	0.18	0	0.10	0	0.06	0.13			
ZnO	27.17	26.61	26.74	27.54	40.36	16.87	17.89	33.28	31.63	19.99			
MnO	4.02	3.34	3.45	3.23	2.58	6.43	6.51	2.34	2.47	3.44			
S	3.16	2.77	2.76	2.95	3.23	3.18	3.23	3.23	3.40	3.21			
Sum	81.56	81.30	80.70	81.57	89.47	89.31	90.98	89.02	89.11	87.95			

Tabell 7. Mikrosondeanalyse av danalitt og genthelvin. 0 betyr mindre enn 100 ppm.

Allanitt,  $(Ca, Ce, Y, La, Th)_2 (Al, Fe)_3 Si_3O_{12} (OH)$

Allanitt opptrer vanligvis i biotittrikere lag i gneisen, ofte som korntog over flere mm's lengde (fig. 31) og aggregater som ofte er vokst rundt andre mineraler (fig. 32a og b, 33 og 34) - men også som enkeltkorn (fig. 35 og 36), ofte innesluttet i biotitt.

Allanitt har ofte velutviklet prismetisk krystallform og sterke brune (fig. 35) og gule (fig. 32a) egenfarger, men kan også være fargeløs (fig. 33). Mineralets radioaktivitet, som skyldes innholdet av Th (og U), fører til den karakteristiske haloen i biotitt.

Allanitten karakteriseres ved varierende kjemisk sammensetning og vekstsonering. Oftest er det minst to faser, en mørk og en lys, vanligvis med den lyse som randfase (fig. 37). Ofte er denne soneringen svært uregelmessig med flekkvis opptreden av en fase i en annen (fig. 38).

Allanitten er rik på sjeldne jordartselementer, spesielt de lette. 4 av dem inngår i analysene (tabell 8) og summen av disse ligger på 23-25 % (i oksydform).

Forskjeller i sammensetning mellom lys og mørk fase er at den lyse har mer Fe, Al, LREE, og oftest mer Ca og Si enn den mørke. Den mørke fasen har mer Y, HREE, Th og K. Den mørke fasen har alltid lavere elementsum, som tyder på høyere innhold av lette elementer, vann eller F. EDS-spektre for både lys og mørk fase er gitt i Fig. 39 og 40.

Det er analysert på allanitt fra begge malmsoner (Y og Be), samt fra mineraliserte aplitter (Fagervoldvatnet) og mineraliseringer i Lia. Det kommer ikke fram klare forskjeller i kjemi i allanitt fra de to malmsonene i Bordvedåga-forekomsten, bortsett fra litt høyere Zn-innhold i Y-sonens allanitt. De to andre mineraliseringenes allanitter skiller seg derimot fra Bordvedåga-forekomstens ved:

Aplittene: Betydelig rikere på Y og også på HREE, Si og Al.

Lavere innhold av Fe, Ti og LREE.

Lia: Litt høyere Ca og Al-innhold og noe lavere Ti, Y og HREE-innhold.



Lok.	Y-sone		Be-sone						Aplitt				Lia					
	lys	mørk	lys	mørk	lys	mørk	mørkest	lys	mørk	lys	mørk	lys	mørk	lys	mørk	lys	mørk	
Prøvenr.	8605-1	8605-2	8614-1	8608-1	8608-2	8601-11	8601-12	8601-13	R07-1	R07-2	R10-1	R10-2	Be3-1	Be3-2	Be3-5	Be3-6	Be9-1	Be12-1
CaO	8.00	7.34	7.83	9.51	7.58	10.10	10.91	5.63	9.77	4.70	7.65	9.06	11.72	11.34	12.72	11.55	8.49	10.36
TiO <sub>2</sub>	1.44	1.13	0.98	0.72	1.37	0.48	0.62	1.24	0	0.05	0	0	0.10	0.17	0.23	0.12	0.57	0.52
SiO <sub>2</sub>	29.95	30.83	32.64	31.43	31.95	31.29	31.15	37.08	31.91	37.53	35.21	34.11	32.56	31.77	29.49	30.48	31.48	33.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.22	15.34	12.87	21.30	11.77	19.95	19.41	5.26	15.24	5.69	10.77	11.17	19.29	17.68	18.81	18.64	21.91	20.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.07	8.94	10.16	10.53	7.33	11.35	10.56	7.01	18.16	16.17	12.46	12.98	14.45	13.76	14.14	13.93	11.20	12.40
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	2.42	1.78	0.21	2.31	0.22	0.16	0.81	2.65	6.09	3.27	3.20	0.14	0.41	0.25	0.24	0.10	0.07
ThO <sub>2</sub>	0.31	0.58	1.03	0.39	1.93	0.60	1.76	6.12	2.47	1.54	1.33	0.98	0.42	1.07	0.97	0.16	0.23	0.06
UO <sub>2</sub>	-	-	-	0.16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	0	0.11	0.03	0	0.19	0	0	0.46	0	0.16	0.02	0.03	0	0.06	0	0.02	0	0.02
ZnO	0.41	0.36	0.40	0.33	0.08	0.16	0.19	0.20	0.12	0.06	0.24	0.24	0.08	0.12	0.10	0.15	0.19	0.18
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.35	3.90	5.48	8.47	5.04	7.78	5.78	2.19	2.11	1.83	2.88	2.72	3.61	4.11	3.99	5.04	8.11	6.01
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.27	14.07	14.47	13.81	14.44	13.93	12.95	10.15	7.12	6.97	8.79	7.46	10.92	10.38	11.24	14.24	14.12	11.70
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.72	4.17	2.37	1.00	2.21	4.27	4.00	2.99	3.11	2.71	3.35	2.66	4.19	3.03	3.07	2.00	1.71	2.81
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.25	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.33	1.52	1.42	1.10	1.28	1.12	1.01	0.76	1.60	1.64	1.31	1.10	1.05	0.95	0.84	0.97	1.16	1.17
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	1.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sum	95.29	90.71	91.46	98.96	87.48	101.25	98.50	79.90	95.59	85.24	87.28	85.61	98.53	94.85	95.85	97.64	99.27	99.47

Tabell 8. Mikrosondeanalyse av allanitt. 0 betyr mindre enn 100 ppm. - betyr ikke analysert.

I følge Vlasov (1966) kan allanitt teoretisk inneholde opptil 27 % sum REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, men vanligvis er innholdet mye lavere. Hvis alle REE hadde vært med i denne analysen antas nivået for summen å ligge rundt 27 % REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Det er vanligvis de lette REE som dominerer over de tunge i allanitt (Vlasov 1966), slik forholdet er i Bordvedåga-forekomsten. Allanitt fra aplittene har derimot et mye mindre LREE/HREE forhold, som også blir beskrevet av Vlasov (1966) fra REE-pegmatitter og hydrothermal-forekomster. Enkelte allanittkorn har svært høyt Th-innhold (opptil 6 % ThO<sub>2</sub>) og klassifiserer iflg. Vlasov (1966) som thoro-orthitt.

Differansen fra 100 % i sum har et bidrag fra de ikke-analyserte REE. Hvor mye Be som inngår er ukjent, men innhold på 4.68 % BeO er beskrevet fra Sverige (Vlasov 1966).

H<sub>2</sub>O-innhold på 2-3 % er vanlig. Vlasov (1966) nevner at allanitt kan bli utsatt for sterk hydrering og miste nesten all Ca. En får dannet hydro-orthitt med vanninnhold opptil 15.50 % H<sub>2</sub>O (og nedimot 2 % CaO). De lavere summene og Ca-innhold i de mørke fasene kan skyldes hydrering.

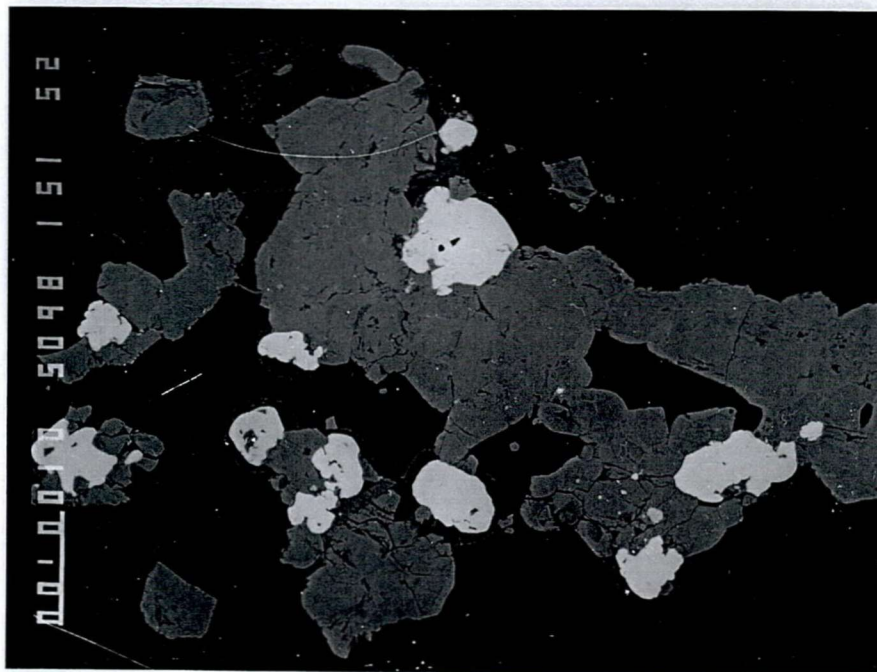
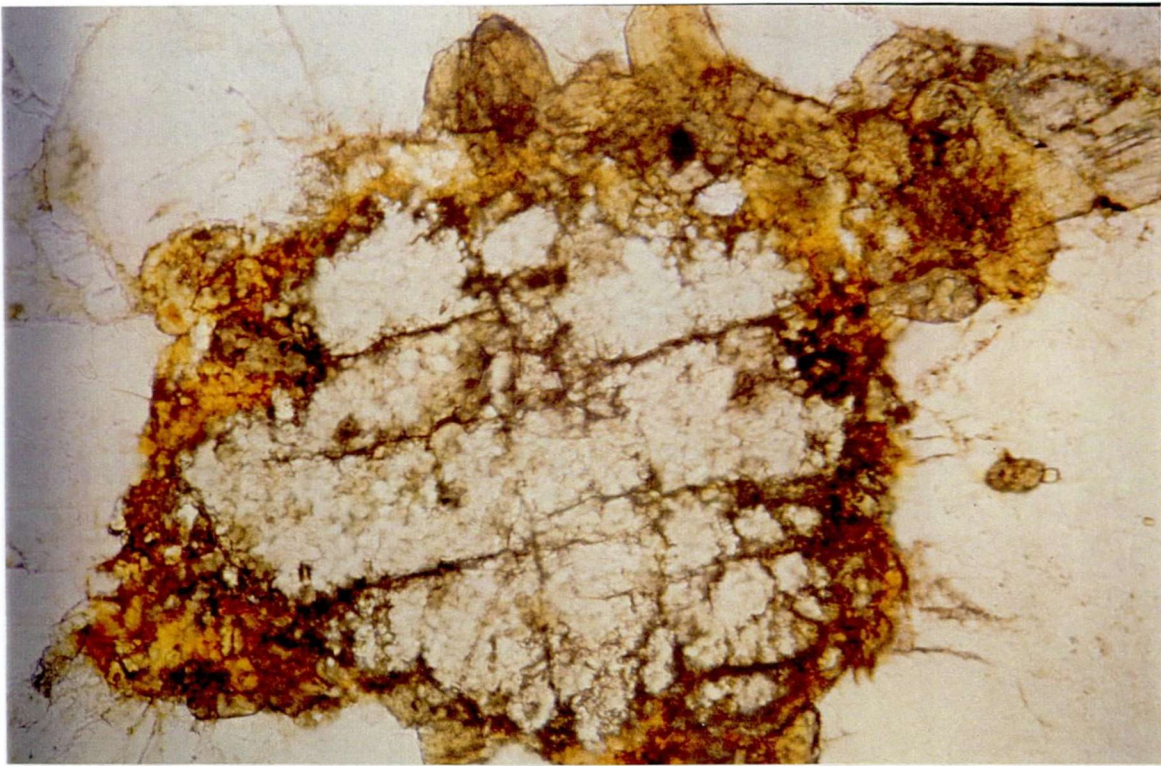
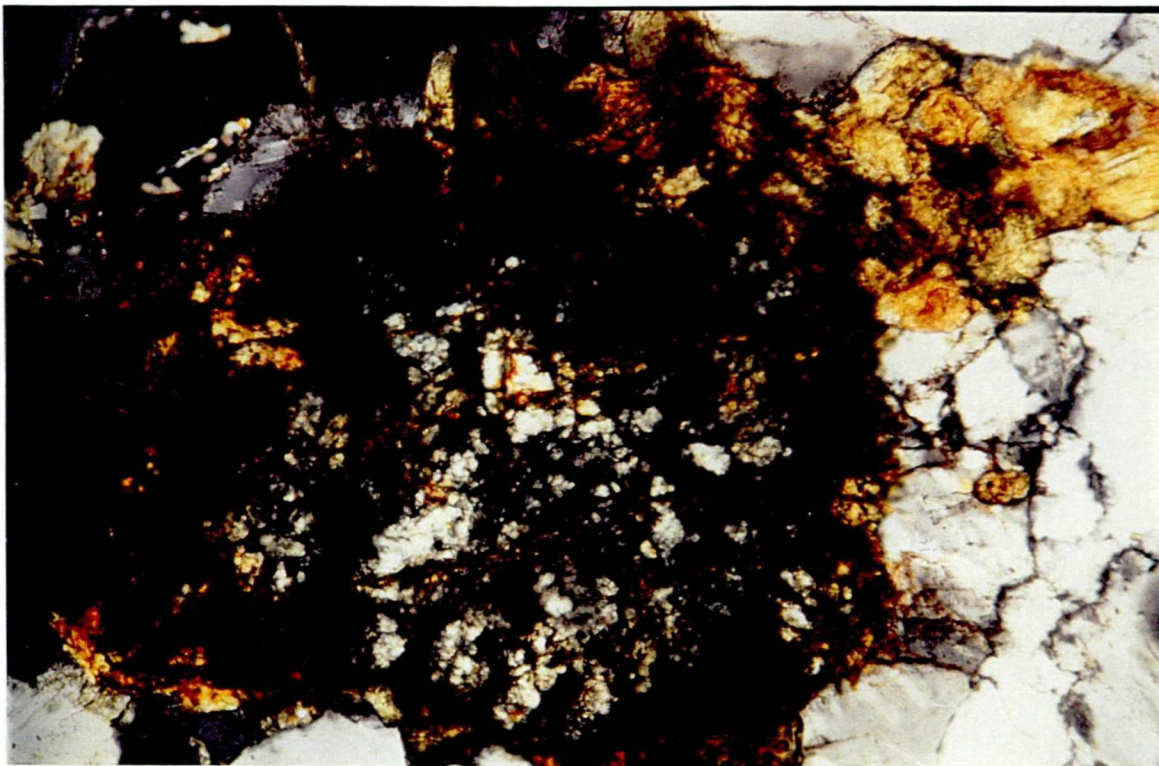


Fig. 31. Back-scatterbilde av thoritt (lysest grå) med påvokst kloritt-rand, zirkon (litt mørkere enn thoritt, to korn i venstre bildekant), allanitt (litt mørkere enn zirkon) og biotitt (enda mørkere). Mørkest er feltspat og kvarts. I thoritten er innesluttet små blyglanskorn og -årer. Skalastreken er 100  $\mu$ m.





a



b



Fig. 32. Allanitt (brungul) som omgir gadolinitt. a, ved upolarisert lys og b, ved X nicoll. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



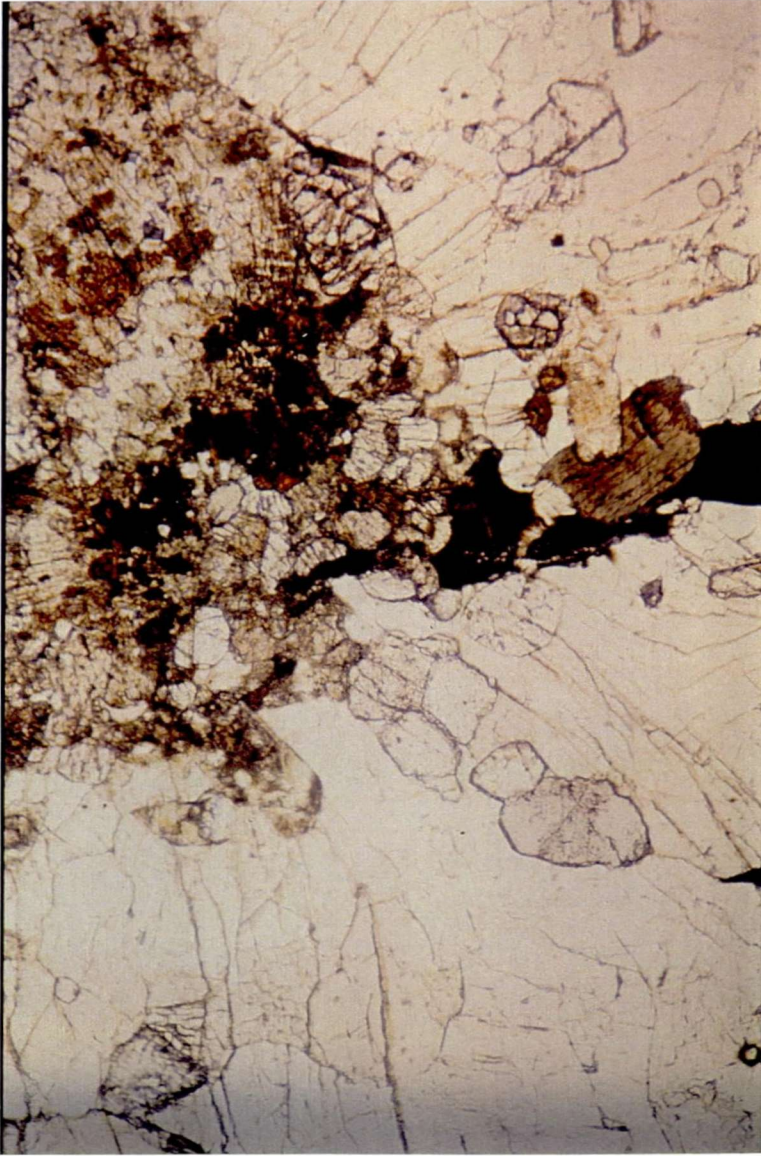


Fig. 33. Allanitt (brun) som omslutter pyrochlor, thoritt, fenakitt, apatitt, gadolinitt og blyglans. Upolarisert lys. Back-scatterbilde med forklaring av samme aggregat i fig. 34. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

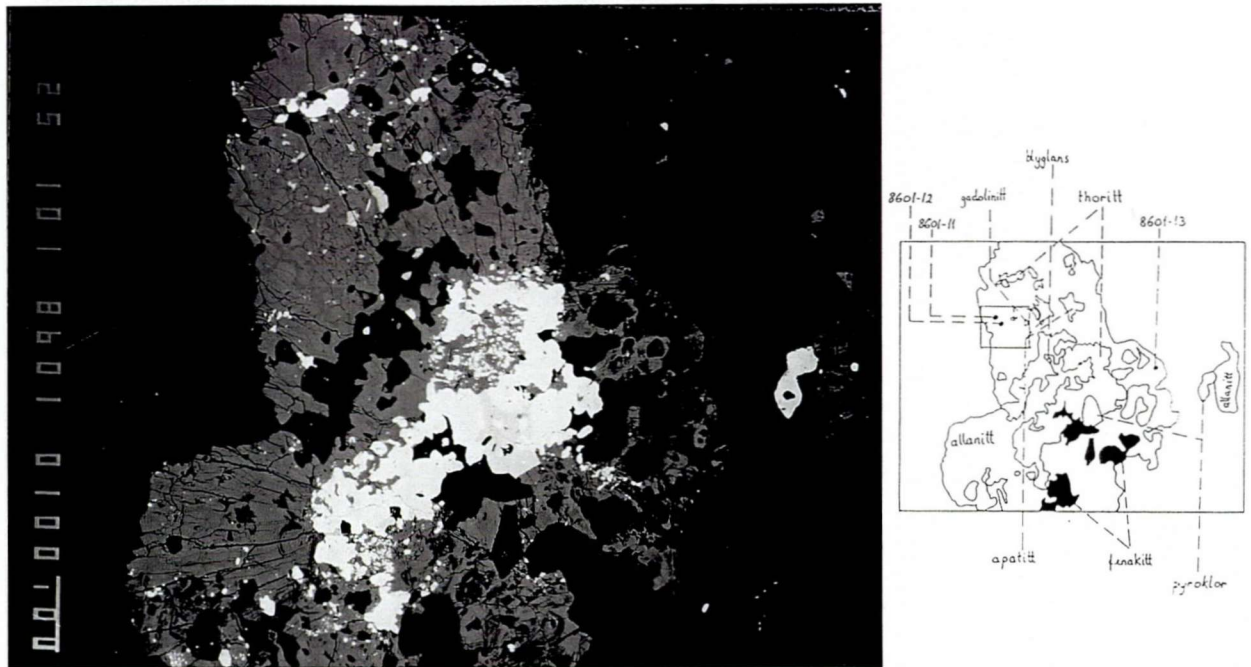


Fig. 34. Back-scatterbilde av allanitt (forstørret utsnitt i fig. 38) som omslutter pyrochlor, thoritt, fenakitt, apatitt, gadolinitt og blyglans. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

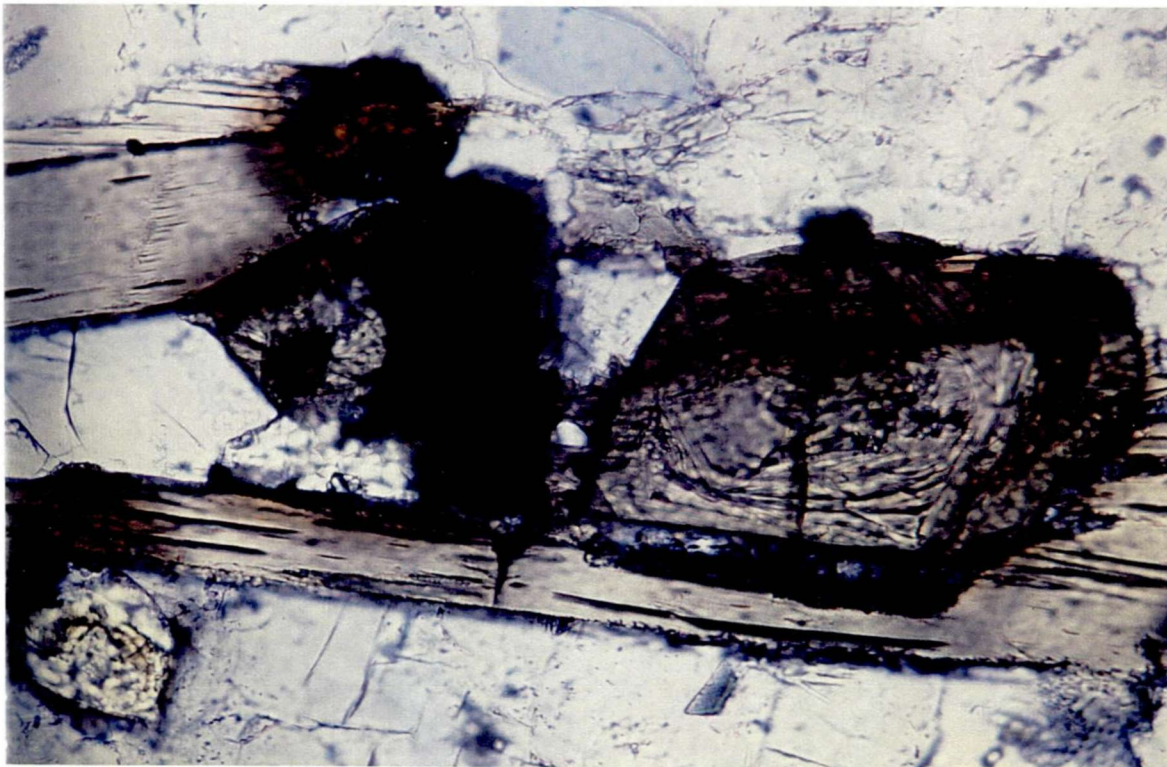


Fig. 35. Allanitt, gadolinitt og pyrochlor. Forklaring i fig. 36 som er back-scatterbilde av de samme korn. Upolarisert lys. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



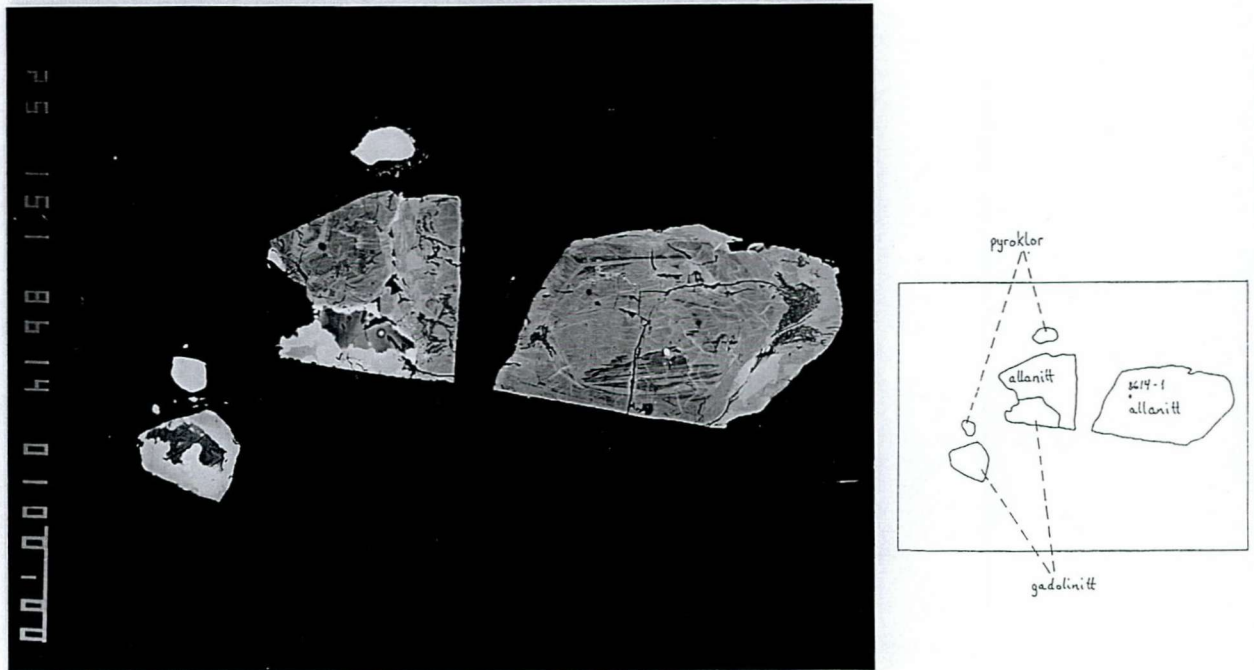


Fig. 36. Back-scatterbilde av allanitt, gadolinitt og pyroklor. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

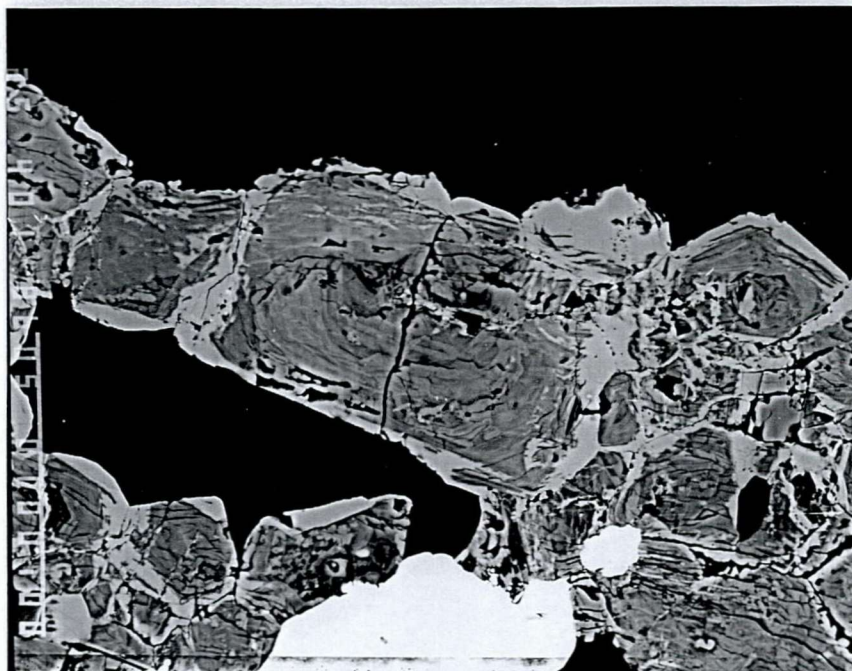


Fig. 37. Back-scatterbilde av et forstørret utsnitt fra fig. 31 som viser sonert allanitt. Analysenr. 8605-1 og 2 er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

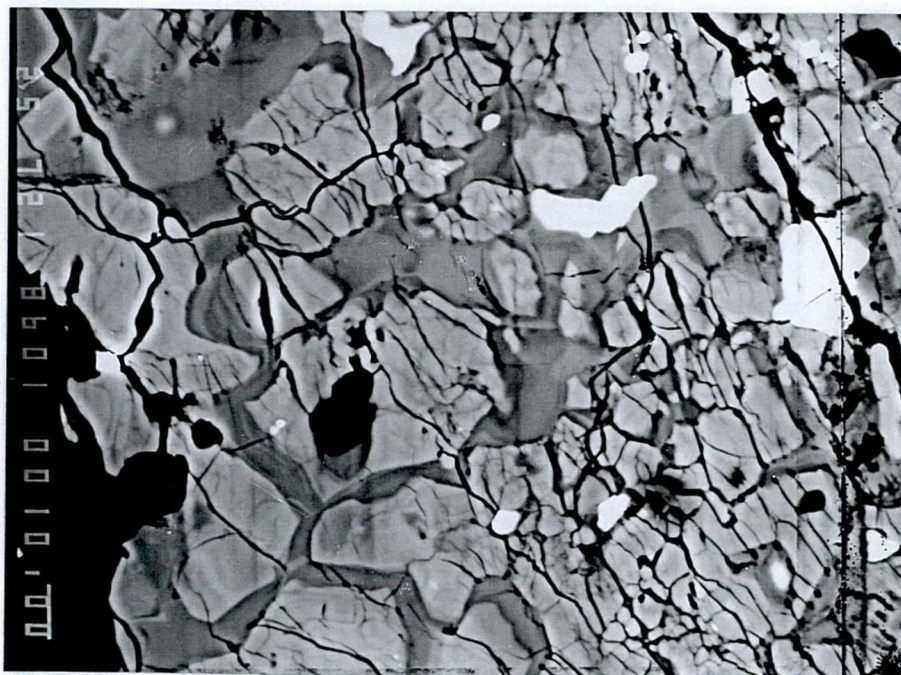


Fig. 38. Back-scatterbilde av to-faset allanitt (utsnitt fra fig. 34) med inneslutninger av gadolinitt. Analyse nr. 8601-11 og 8601-12 er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

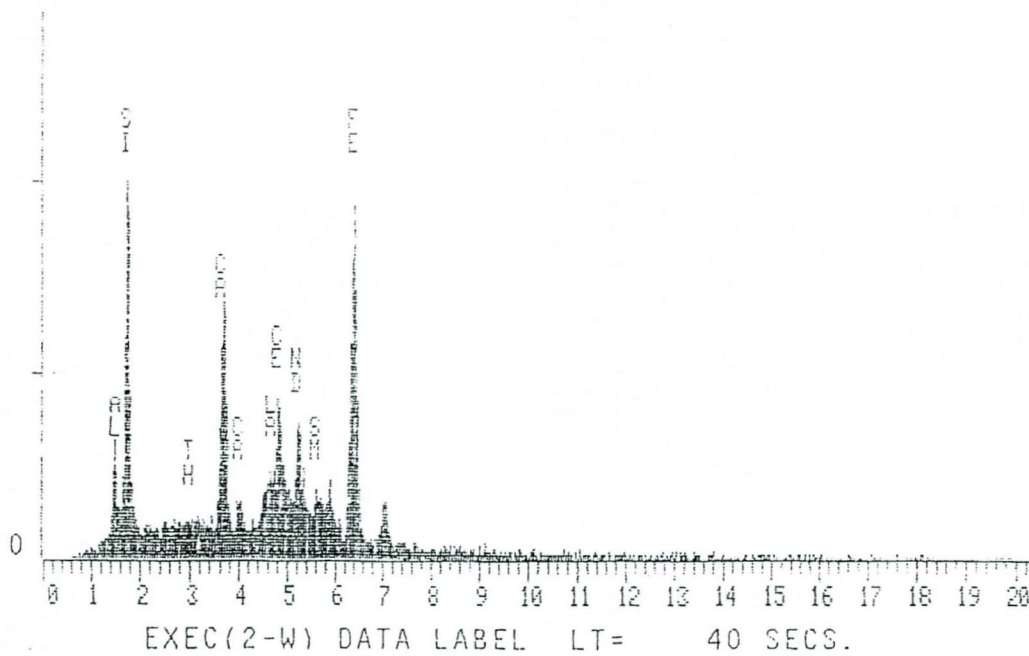


Fig. 39. EDS-spekter av allanitt, lys fase.



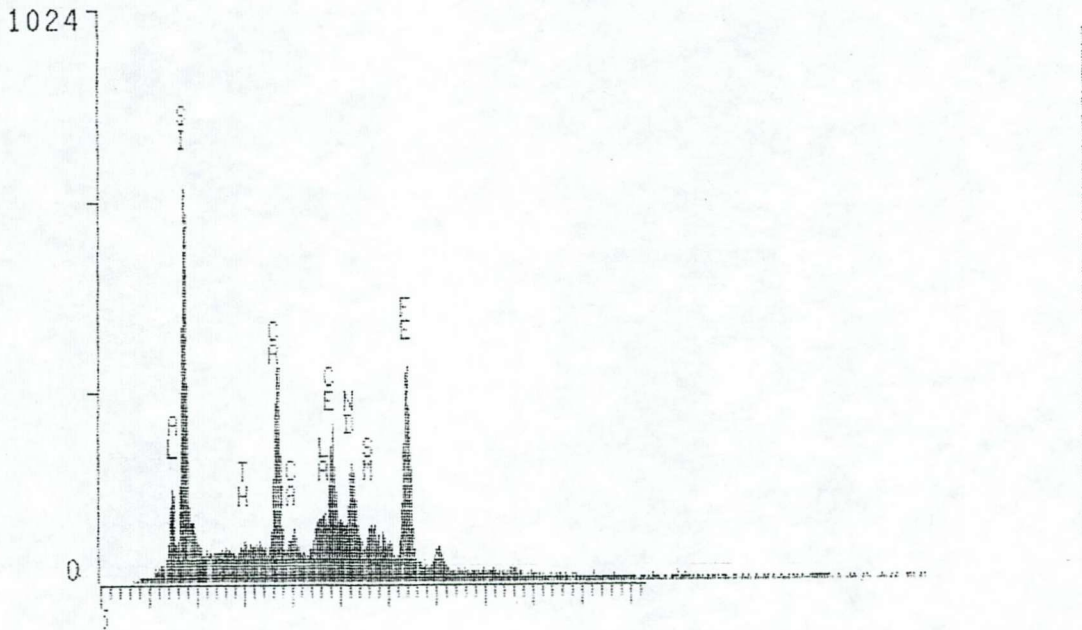


Fig. 40. EDS-spekter av allanitt, mørk fase.

#### Titanitt, Ca Ti [SiO<sub>4</sub>] (O, OH, F)

Titanitt opptre i store, vanligvis over 0.1 mm, og oftest anhedrale korn (fig. 41, 42 og 43). Fig. 43 viser titanittens typiske opptreden i malmen, mange enkeltkorn konsentrert innenfor områder i gneisen på opptil 1-1,5 cm i diameter. Enkelte korn har tvillingstriper (fig. 30b).

Titanitten er homogen og består bare av en fase, men har klare kjemiske variasjoner fra Be- til Y-sone (tabell 9): Titanitt har i Be-sonen et forhøyet innhold av Ca, Si og Sn og lavere innhold av Fe, Al, Y og sjeldne jordartselementer (spesielt de tunge) sammenlignet med Y-sonen.

Tinn-innholdet i titanitt er generelt høyt, med 3-6 % SnO<sub>2</sub>. Malayitt, CaSnSiO<sub>4</sub>O, en isotype av titanitt, inneholder 58 % SnO<sub>2</sub> og tinn-titanitt 10-25 % SnO<sub>2</sub> (Ramdohr & Strunz 1978). Sammenlignet med ideell sammensetning er innholdet av Ti og Ca relativt lavt. Lavt Ti forklares med at Sn og Fe substituerer for Ti, mens det lave Ca-innholdet (spesielt i Y-sonen) kommer av at de sjeldne jordartselementene og spesielt Y erstatter Ca.

Endel av grunnen til differansen fra en oksydsom på 100, er at ikke vann, fluor og flere av de sjeldne jordartselementene inngår i analysen.



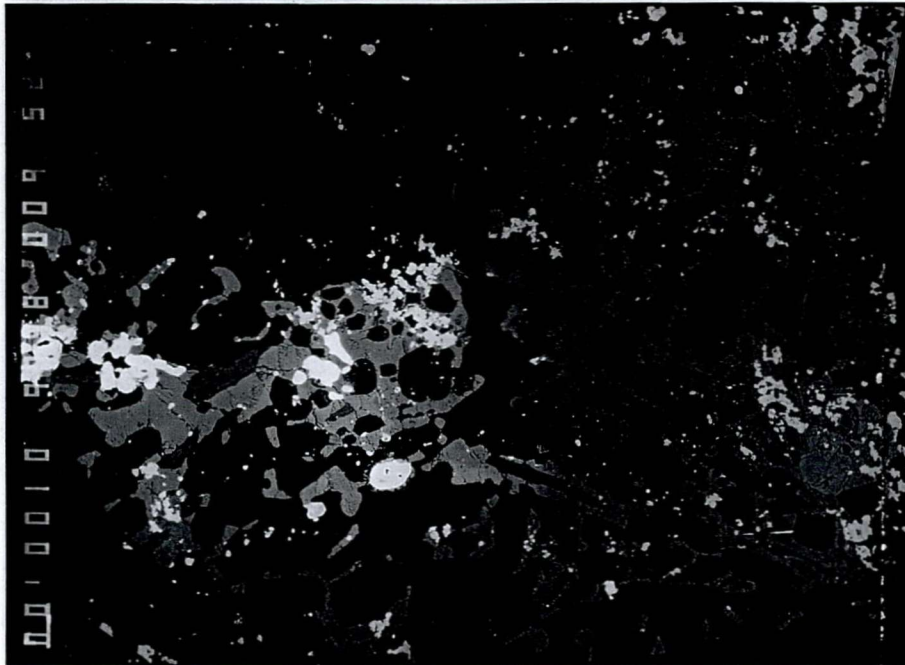


Fig. 41. Back-scatterbilde av titanitt (analysenr. 8608-3, det grå som det er mest av på bildet - det som er mørkere (svart) er kvarts, feltspat og fenakitt), danalitt (ett korn midt på i høyre bildekant, litt lysere enn titanitt, analysenr. 8608-6), zirkon (lysere enn danalitt) og pyroklor (de hvite korn midt på og til venstre i bildet). Biotitt er litt mørkere enn titanitt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

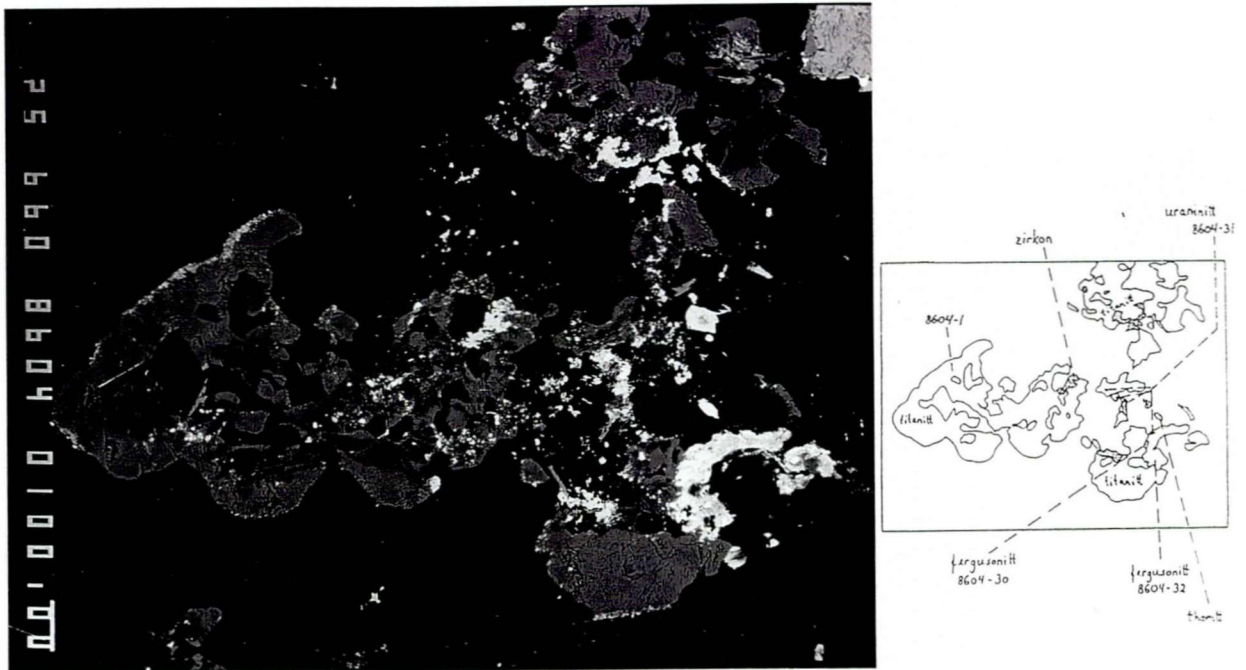


Fig. 42. Back-scatterbilde av titanitt, zirkon og fergusonitt med inneslutninger av uraninitt. Ett thorittkorn er innesluttet i biotitt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

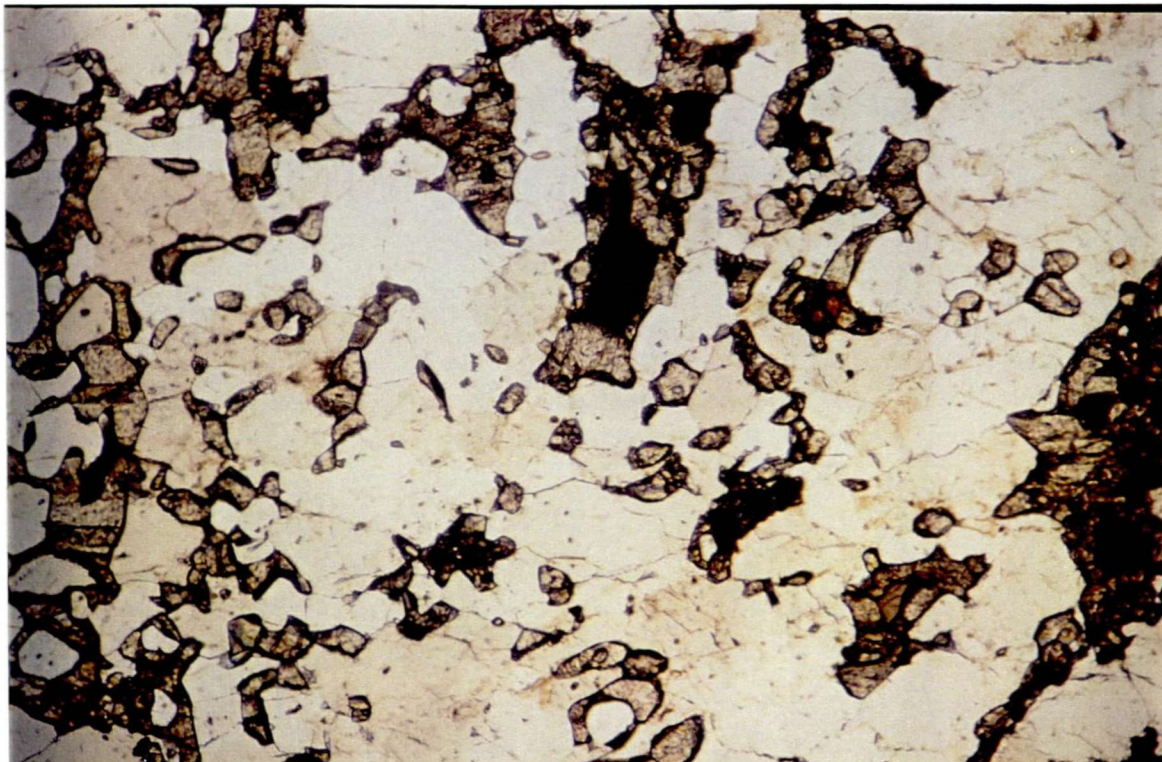


Fig. 43. Titanitt (lysebrun) i kvarts og feltspat. Biotitt er mørkebrun. Upolarisert lys. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

Sone	Y-sone				Be-sone						15 m over Be-malmsonen	
	8604-1	8605-3	8605-4	8606-1	8608-3	8609-1	8610-1	8610-2	8610-3	27-1	27-2	
Prøvenr.	8604-1	8605-3	8605-4	8606-1	8608-3	8609-1	8610-1	8610-2	8610-3	27-1	27-2	
Ca0	19.87	20.96	18.98	20.21	24.14	24.01	24.15	24.18	24.08	26.00	26.11	
Ti02	26.00	27.01	24.61	25.75	26.62	27.62	25.59	26.36	25.79	30.46	29.18	
Si02	28.91	29.25	27.52	27.54	30.46	30.43	30.20	28.90	30.43	28.22	28.45	
Fe203	4.87	4.57	5.50	5.44	3.03	2.78	3.20	2.94	3.22	2.64	2.63	
Al203	1.11	0.80	1.39	1.22	0.65	0.37	0.47	0.20	0.57	0.74	0.65	
Y203	4.64	3.56	5.59	5.05	0.46	0.58	0.46	0.54	0.54	0.85	0.82	
Sn02	3.01	2.97	2.88	2.57	4.87	4.51	6.01	4.81	5.33	2.76	3.10	
Th02	0	0	0.02	0.06	0.02	0.02	0	0	0.08	0	0	
K20	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Zn0	0	0.01	0.01	0.12	0.04	0	0.10	0.02	0.05	0.26	0.11	
Ce203	0.48	0.60	0.33	0.43	0.24	0.46	0.21	0.27	0.20	0.34	0.28	
Nd203	0.55	0.60	0.53	0.43	0.21	0.13	0.13	0.15	0.13	0.13	0.13	
Gd203	0.41	0.41	0.60	0.56	0.01	0	0.02	0.04	0.07	0.04	0.05	
Sum	89.86	90.74	87.96	89.38	90.75	90.91	90.54	88.41	90.49	92.44	91.51	

Tabell 9. Mikrosondeanalyse av titanitt. 0 betyr mindre enn 100 ppm.

Pyroklor,  $(\text{Na}, \text{Ca})_2 (\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2 \text{O}_6 (\text{OH}, \text{F}, \text{O})$

Det er gjort 15 analyser av 10 forskjellige pyroklorkorn fra 4 forskjellige fraksjoner fra mineralseparasjon (100-140 mesh) og fra 1 bergartsslip.

I likhet med gadolinitt er pyroklor vanligvis sammensatt av to faser. Det er derfor gjort analyse av forskjellige faser fra mineralkonsentratene som beskrevet i tabell 10.

Pyroklor opptrer i karakteristiske runde korn relativt jevnt fordelt i kvarts, feltspat og biotitt. Kornstørrelsen varierer mellom 20 og 100  $\mu\text{m}$ . Koronastruktur er typisk for pyroklor og thoritt. De har vanligvis påvokst en mørk til opak randfase (fig. 49, 50 og 51. Randfasen omtales senere). Inneslutninger i pyroklor er vanlig, men hyppigheten er relativt liten.

Pyroklor har varierende farver ofte i en sonal struktur, fra rødbrun eller gul i kjernen til farveløs ut mot korn grensene (fig. 52 og 53a). Kjernene kan også være opake pga. metamiktisering (fig. 54). Pyroklor er isotrop og sjelden svakt anisotrop- og ligner sinkblende med sine rødbrune interne reflekser (fig. 53b).

Pyroklor er i likhet med flere av de andre mineralene i Bordvedåga-forekomsten sonert og består vanligvis av to faser. Nesten uten unntak finnes den farveløse fasen som randfase. Denne er på back-scatter bildene mørk (lett), mens kjernefasen er lys (i mikroskop rødbrun, gul eller opak).

Den mørke randfasen har noe lavere innhold av de fleste elementer, men konsekvent lavest bare på Ca (og U, unntatt i ett korn) og i sum (sannsynligvis mest vann i den mørke fasen). EDS-spektre er gitt i fig. 55a og b.

Den farveløse randfasen er sannsynligvis sekundær og dannet ved hydrering av den opprinnelige brune og gule. Denne prosessen har stedvis bare resultert i en smal randfase (fig. 56), men oftest dominerer den sekundære hydrerte fasen. I fig. 47 og 57 er det bare små rester av den opprinnelige fasen igjen. Kornet i fig. 45 er hydrert langs sprekker inni kornet i tillegg til langs kanten.

Fase	mørk		lys		mørk		lys		mørk		lys		mørk		lys		mørk	
	23A-11	23A-12	21A-12	21A-4a	21A-4b	21A-5a	21A-5b	21A-6	21A-7	24A-8a	24A-8b	24A-9	31-10a	31-10b	26A-11a	26A-1		
Prøvenr.	23A-11	23A-12	21A-12	21A-4a	21A-4b	21A-5a	21A-5b	21A-6	21A-7	24A-8a	24A-8b	24A-9	31-10a	31-10b	26A-11a	26A-1		
CaO	11.77	7.52	15.99	14.16	14.16	16.13	15.01	15.20	9.57	14.49	13.29	15.74	14.61	9.91	15.01	12.2		
Nb2O5	49.47	49.23	42.32	40.47	40.47	45.74	43.31	39.14	43.18	36.31	35.74	37.80	30.95	31.33	41.51	42.5		
Ta2O5	2.45	3.88	5.24	3.22	3.22	3.38	3.29	6.62	4.42	4.21	4.01	2.17	2.24	5.09	3.40	2.4		
UO2	16.98	18.09	16.44	16.16	16.16	15.89	14.83	15.98	17.00	14.48	13.57	16.96	20.18	19.52	12.33	12.5		
TiO2	6.44	7.05	7.74	7.65	7.65	6.48	6.01	8.17	7.80	7.55	6.94	8.51	11.11	10.56	5.23	5.3		
SiO2	0	0	0	0.65	0.65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0		
Fe2O3	0.36	0.19	0.15	0.17	0.17	0.86	0.57	0.31	0.21	0.10	0.31	0.19	0.33	0.74	0.81	0.5		
PbO	1.04	1.00	0.90	0.92	0.92	0.93	0.95	0.99	1.02	1.01	0.92	1.17	1.59	1.50	0.67	0.8		
ZnO	0.03	0.39	0.10	0.10	0.10	0.02	0.07	0	0	0.06	0.08	0.16	0.05	0.13	0.11	0.1		
Ce2O3	0.28	0.13	0.36	0.19	0.19	0.31	0.29	0.28	0.25	0.33	0.20	0.23	0.26	0.27	0.16	0.1		
Nd2O3	0.16	0.09	0.12	0.10	0.10	0.12	0.10	0.10	0.12	0.11	0.12	0.15	0.17	0.13	0.17	0.1		
Er2O3	0.12	0.02	0.09	0.02	0.02	0.08	0.03	0.08	0.08	0.05	0.02	0.04	0.01	0.06	0.05	0.0		
Y2O3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.0		
Sum	89.10	87.59	89.45	83.81	83.81	89.94	84.46	86.87	83.65	78.70	75.20	83.12	81.50	79.24	79.45	76.9		

Tabell 10. Mikrosondeanalyse av pyroklor fra Be-sonen i Bordvedåga-forekomsten. 0 betyr mindre enn 100 ppm.

23A-11	er fra den mørkeste fasen i et korn (fig. 44)
23A-12	er fra et relativt homogent korn
21A-4a	og 21A-4b er fra samme korn (fig. 26)
21A-4a	er fra den lyse kjernen
21A-4b	er fra den mørke randsonen
21A-5a	og 21A-5b er fra samme korn (fig. 45)
21A-5a	er fra den lyse fasen
21A-5b	er fra den mørke fasen som har "spist" seg ut fra sprekker i kornet
21A-6	er fra et relativt homogent korn
21A-7	" " " " "
24A-8a	og 24A-8b er fra samme korn (fig. 46)
24A-8a	er fra den lyse kjernen
24A-8b	er fra den mørke randsonen
24A-9	er fra et homogent korn som er sammenv
31-10a	og 31-10b er fra samme korn (fig. 47)
31-10a	er fra den lyse kjernen
31-10b	er fra den mørke hovedfasen
26A-11a	og 26A-11b er fra det samme kornet (fig
26A-11a	er fra den lyse "resten" i kornet
26A-11b	er fra den mørke fasen



Pyroklor fra Bordvedåga-forekosmten er uranrik (tabell 10) og kan iflg. Hogarth (1977) klassifiseres som uranpyroklor (tidligere kalt hatchettolitt). Analysene viser stor variasjon i sammensetning for Nb (30-50 % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) og Ta (2.2-6.6 % Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), trekk som er karakteristisk for pyroklor. Pyroklorgruppen karakteriseres ved stor grad av substitusjon mellom kationene. Det er ikke analysert på Na, som kan substituere for Ca - det kan ikke detekteres i EDS-spekteret.

Det antas at vann og fluor utgjør det meste av den manglende summen. Det er rapportert vann-innhold på opptil 13 % H<sub>2</sub>O i pyroklor (Hogarth 1966) og i obruche vitt (hydrert uran-yttrium-pyroklor) 14.5 % H<sub>2</sub>O (Vlasov 1966). F-innhold på opptil 4.3 % rapporteres av Vlasov (1966).



Fig. 44. Back-scatterbilde fra mineralkonsentrat av pyroklor, gadolinitt og thoritt. Skalastreken er 100  $\mu$ m.

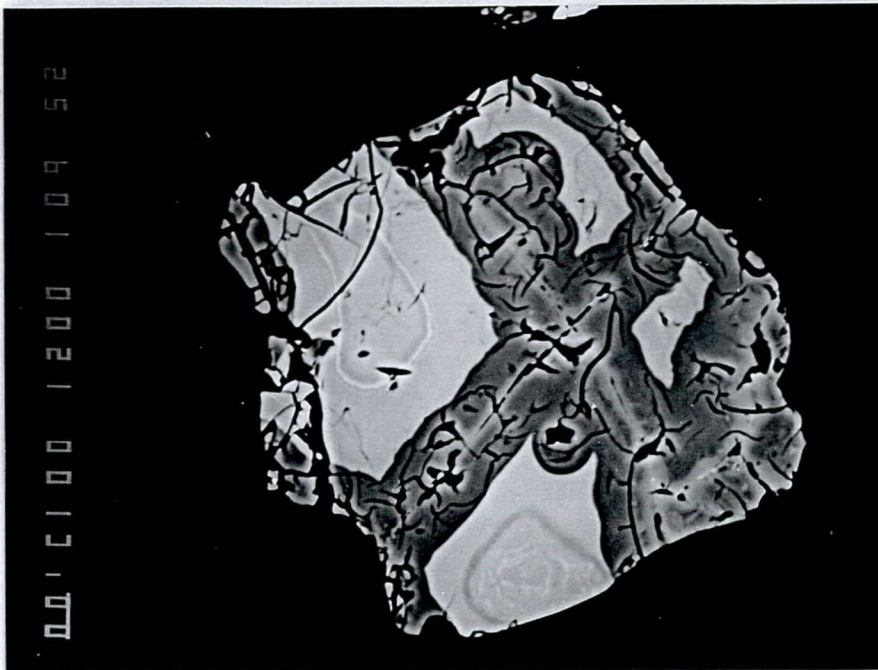


Fig. 45. Back-scatterbilde av to-faset pyrochlor fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 21A-5a og 21A-5b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

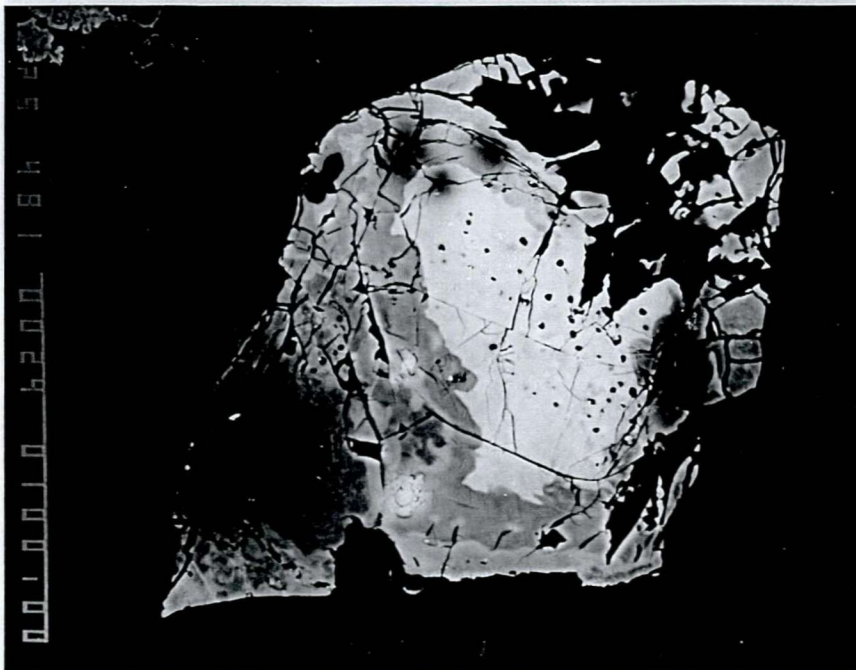


Fig. 46. Back-scatterbilde av pyrochlor fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 24A-8a og 24A-8b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



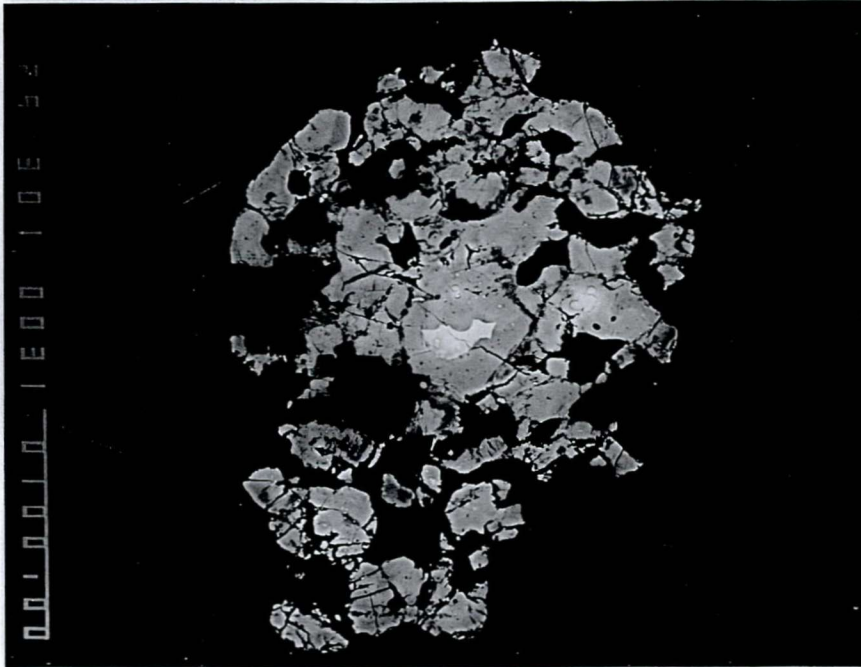


Fig. 47. Back-scatterbilde av pyroklor. Analyse nr. 31-10a og 31-10b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 100 µm.

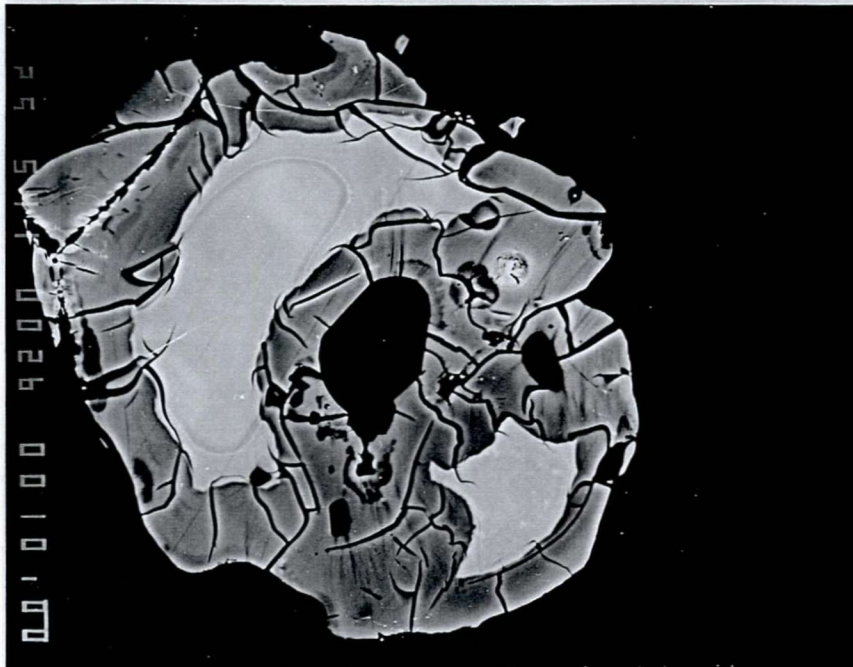


Fig. 48. Back-scatterbilde av pyroklor fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 26A-11a og 26A-11b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skala-  
streken er 10 µm.



Fig. 49. Back-scatterbilde av pyrochlor med biotittinneslutninger og rand-  
sone av magnetitt og en Fe-Si-Al-S-fase. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

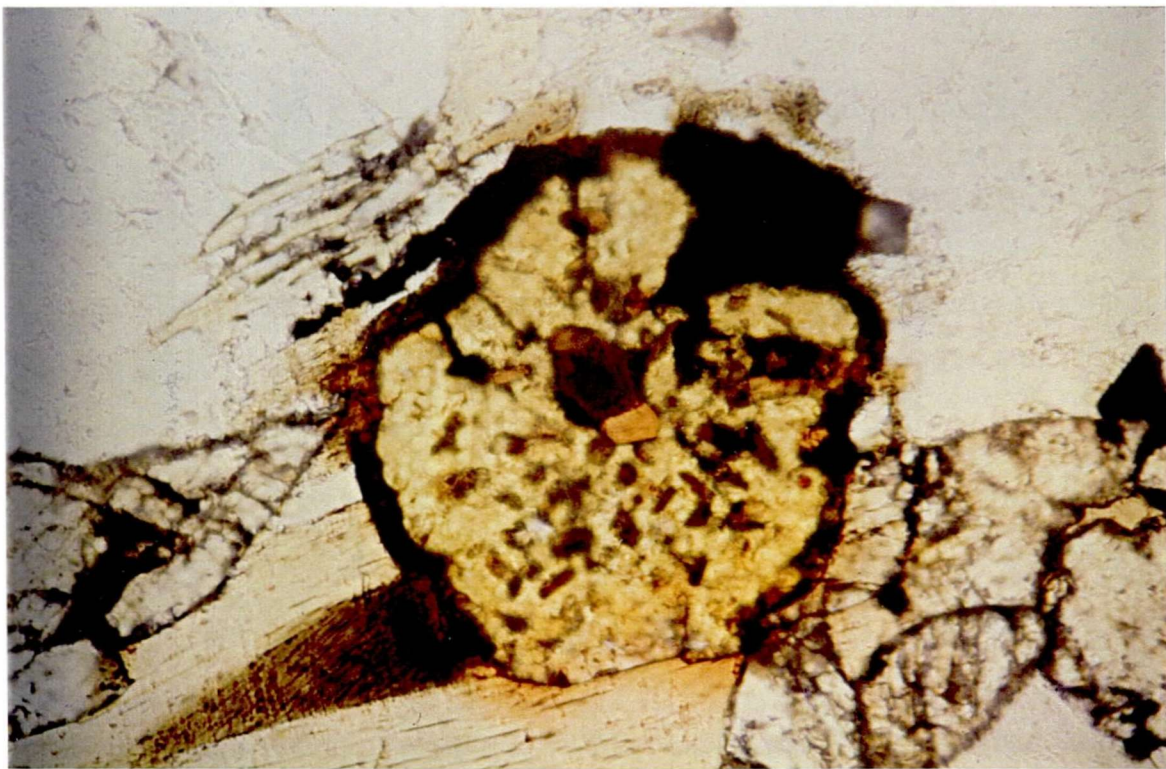


Fig. 50. Mikroskopbilde av samme som i fig. 49. Upolarisert lys.  
Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



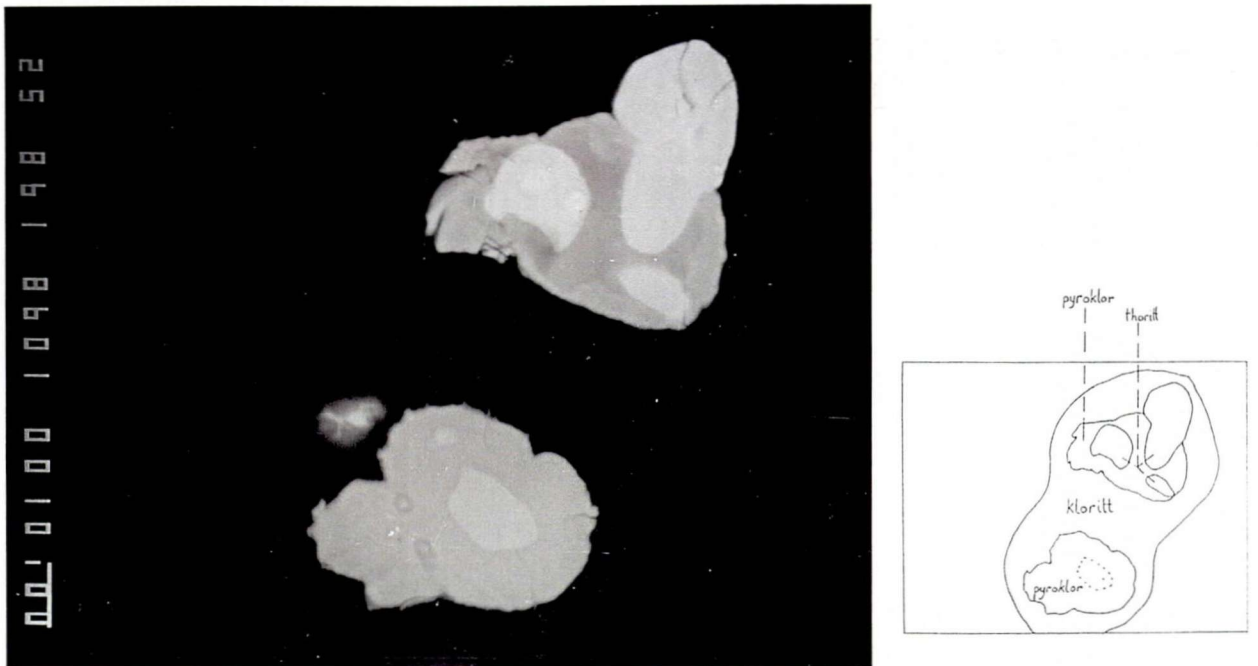


Fig. 51. Back-scatterbilde av pyrochlor og thoritt med påvokst randfase av kloritt. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

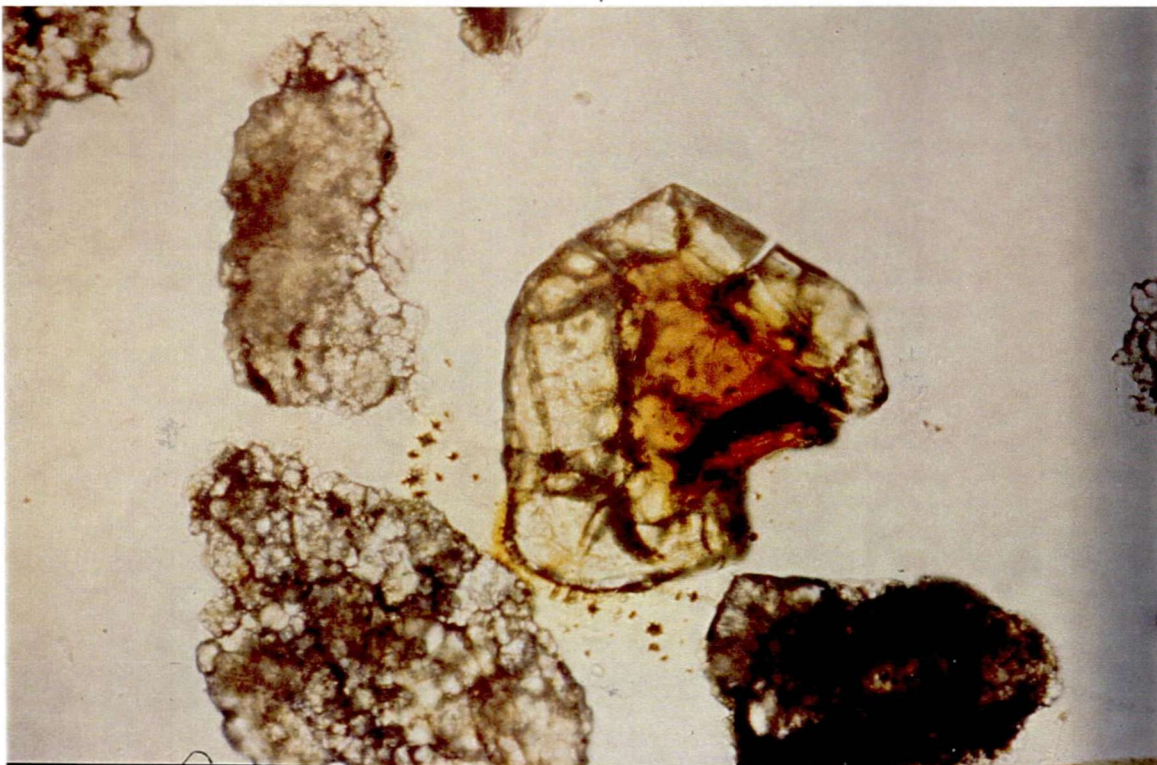
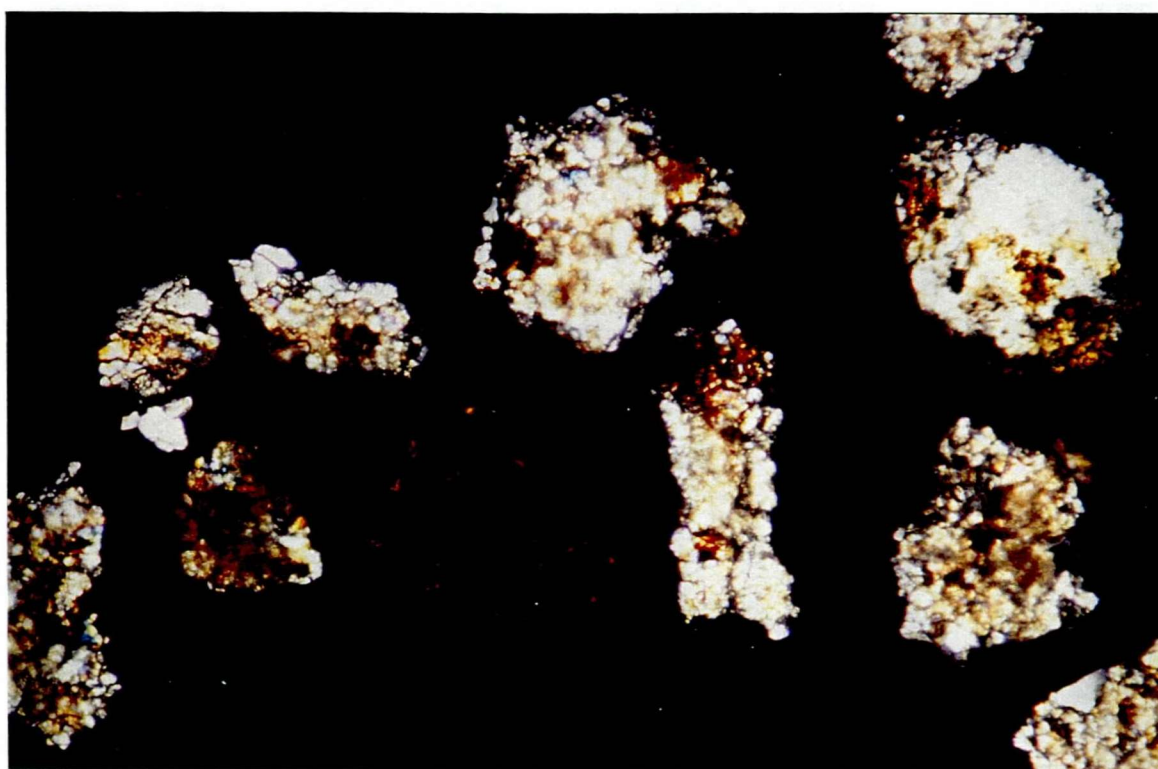


Fig. 52. Pyrochlor (det brune og gule kornet i sentrum) fra mineral-konsentrat. De andre kornene er zirkon. Upolarisert lys. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



a



b

Fig. 53. Pyroklor (brungult korn i sentrum) og thoritt (det klare til gule kornet øverst til høyre) fra mineralkonsentrat. Resten av kornene er zirkon. a, er upolarisert lys og b, X-nicoll. Skalastreken 100  $\mu\text{m}$ .



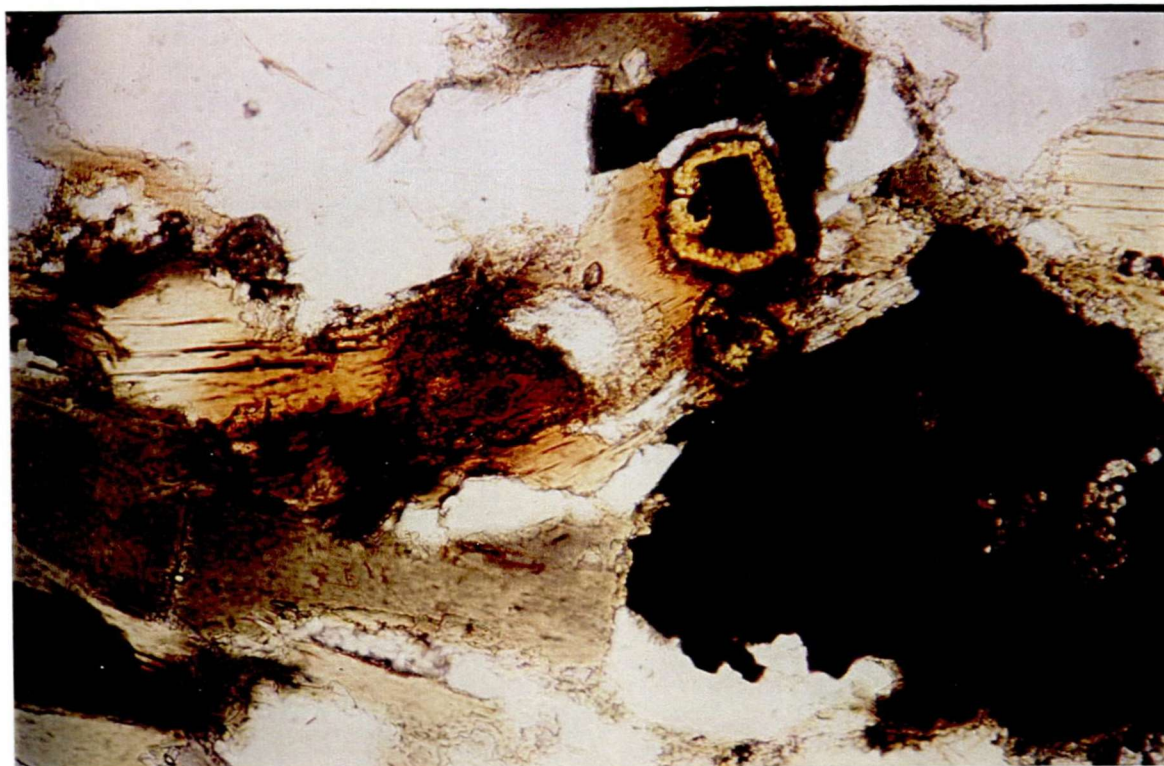


Fig. 54. Pyrochlor. 3 korn midt på bildet: to gule med opak kjerne og ett rødbrunt. (Se også fig. 56). Ellers er det kvarts, feltspat, biotitt, zirkon og magnetitt (det store opake til høyre). Upolarisert lys. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



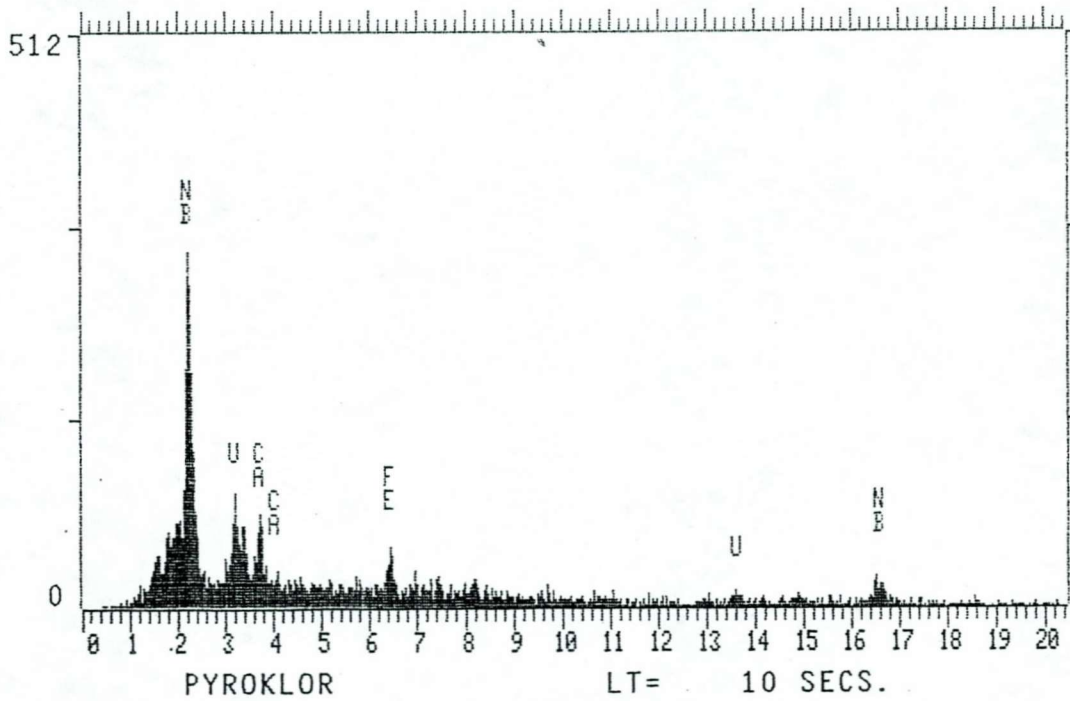
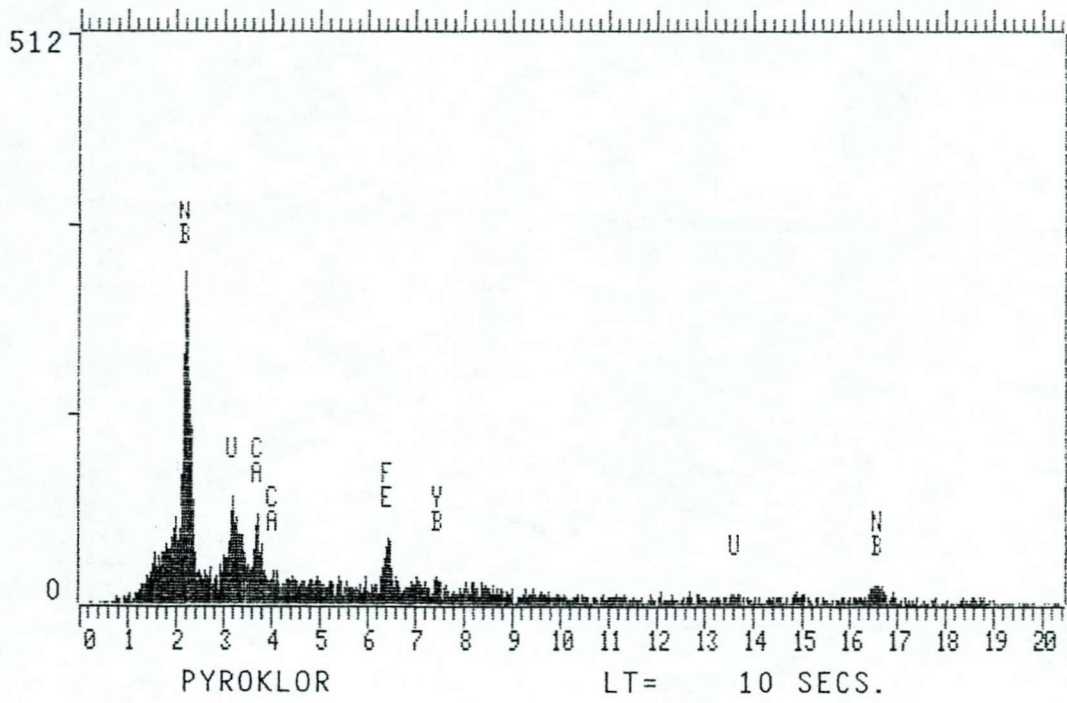


Fig. 55. EDS-spekter av pyrochlor. a, er lys fase og b, er mørk fase.



Fig. 56. Back-scatterbilde av sonert pyroklor. Mikroskopbilde i fig. 54. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

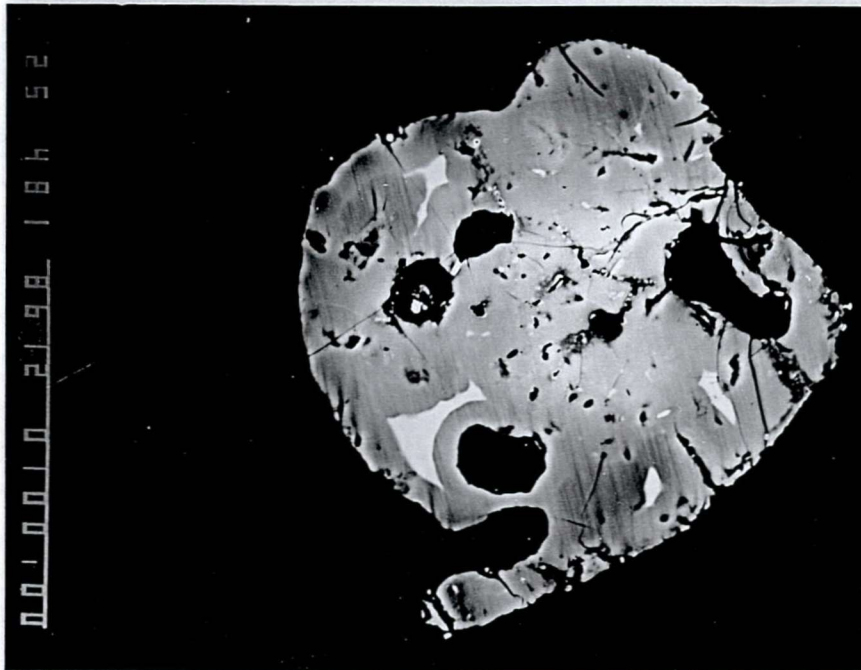


Fig. 57. Back-scatterbilde av pyroklor (to faser) med inneslutninger av blyglans (ett hvitt korn), tinnsten (resten av de lyse småkornene) og kvarts. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

## Zirkon, $ZrSiO_4$

Zirkon opptrer på to måter. Altoverveiende som finkornige skyer av krystallitter i kvarts og feltspat og andre mineraler (fig. 5 og 58). Stedvis finnes opptil 0.5 mm store, euhedrale, sonerte krystaller ofte med metamikte kjerner og klar randfase (fig. 59, 60, 61 og 62). Bedømt fra kvalitative EDS-analyser (fig. 63) synes det som bare små forskjeller i sammensetning innen de forskjellige vekstsonene (som framkommer i fig. 62). De euhedrale krystallene med vekstsonering har ofte inneslutninger av de vanlige bergartsdannende mineraler som i fig. 64 med kvarts, biotitt og apatitt.

Det er bare gjort analyser på zirkon fra Be-sonen, 11 analyser av forskjellige zirkonkorn fra 4 forskjellige fraksjoner fra mineralseparasjon.

Det er gjort zirkonanalyse fra forskjellige tyngdefraksjoner for å undersøke om det kan være forskjell i kjemi som gjør at zirkonen havner i forskjellige tyngdefraksjoner. Iflg. Ramdohr & Strunz (1978) kan Th- og U-innhold i zirkon føre til lavere spesifikk vekt.

Det er imidlertid bare små variasjoner i elementinnhold (tabell 11).  $UO_2$  ligger på rundt 0.25 % uavhengig av fraksjon. Th-innholdet er noe forhøyet i den lettere fraksjonen (ikke detektert i tungfraksjonen). Zirkonene som har havnet i fraksjon 2.85 - 3.3 er ikke frikorn. Y og Er er noe forhøyet i den lettere fraksjonen.

Den tydeligste forskjellen mellom de to fraksjonene er imidlertid Zn-innholdet. Det er lavere i tungfraksjonen. Den lettere fraksjonen har noe lavere Zr-innhold enn fraksjon > 4.0.

Hf-innholdet er relativt konstant i alle fraksjoner - så også Hf/Zr-forholdet. Det er på 0.02. Dette er normalt. Iflg. Deer et al. (1966) er det normalt rundt 0.01, økende til 0.04 i granitter. Bergartsanalyse fra Be-malmen gir det samme forholdet: 0.2 - 0.3 (Wilberg 1988).

Fraksjon	> 4.0 / > 1.6 A			3.3 - 4.0 / > 1.6 A			2.85-3.3/ > 1.6A			3.3-4.0 / 0.6A	
	21A-1	21A-2	21A-3	25A-1	25A-2	25A-3	25A-4	9A-1	9A-2	26A-11	26A-12
Prøvenr.											
ZrO2	65.20	64.82	65.40	62.03	63.76	64.04	62.85	64.46	63.28	64.03	65.89
SiO2	32.49	32.83	32.74	33.10	32.92	32.67	32.80	33.33	33.27	32.60	32.54
HfO2	1.56	1.49	1.50	1.56	1.57	1.57	1.71	1.56	1.59	1.50	1.50
ZnO	0.06	0.06	0.07	0.14	0.11	0.12	0.27	0.25	0.24	0.25	0.21
Ce2O3	0.10	0.04	0.09	0.08	0.08	0.08	0.06	0.05	0.07	0.08	0.05
UO2	0.25	0.29	0.36	0.24	0.29	0.33	0.14	0.20	0.15	0.26	0.26
Nb2O5	-	-	0.09	0.11	0.16	0.21	0.11	0.14	0.13	0.13	0.09
Y2O3	0.09	0.06	0.10	0	0.09	0.25	0.24	0.05	0.12	0.27	0.06
ThO2	0	0	0	0.02	0.03	0.09	0.04	0	0.11	0.03	0
SnO2	0	0	0	0	0	0	0.08	0	0	0	0.01
Er2O3	0.08	0.09	0.09	0.08	0.09	0.11	0.16	0.04	0.09	0.09	0.09
Fe2O3	0.03	0.01	0.04	0.02	0.02	0.08	0.03	0.14	0.03	0.20	0.68
CaO	0	0.01	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
Sum	99.86	99.70	100.48	97.39	99.13	99.57	98.51	100.24	99.11	99.47	101.40
Hf/Zr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02

Tabell 11. Mikrosondeanalyse av zirkon fra Be-sonen. 0 betyr mindre enn 100 ppm  
- betyr ikke analysert.

Zirkon fra den mer magnetiske fraksjon 3.3 - 4.0 / 0.6A gir som ventet et høyere Fe-innhold.

Gjennomsnittssammensetningen av zirkon fra Be-sonen er ca. 50 % Zr, 1.3 % Hf og 0.25 % U. Med anslagsvis 2.5 % zirkon i bergarten gir dette et innhold av zirkon-bundet Zr på 1.2 % i bergarten. Dette er i samsvar med bergartsanalyser (XRF), dvs. at alt Zr er bundet til zirkon. Zirkon-bundet hafnium blir med 2.5 % zirkon i bergarten 0.032 % (320 ppm Hf) som også er i samsvar med bergartsanalysen, dvs. at alt Hf er bundet til zirkon.

Zirkon-bundet uran blir med samme regnemåte 0.006 % (60 ppm U). Dette er 20 % av urangehalten i bergartsanalysen (total U i bergart som er på 300 ppm) og tyder på at 20 % av total uran er bundet til zirkon. Dette er i overensstemmelse med analyser av flotasjonskonsentratet (flotasjon av Be-malm fra Bordvedåga er utført av Lakefield Research, Canada) som gir 658 ppm U. Konsentratet består hovedsaklig av fenakitt og zirkon, og er anrikt på Zr med en faktor på 10 i forhold til bergarten.

Det zirkon-bundne uran i konsentratet (658 ppm) tilsvarer, når det divideres med faktoren på 10, 66 ppm U i bergarten (i forhold til 60 ppm utregnet fra mikrosondeanalysen). Dvs. at svært lite av andre uranholdige mineraler floterer sammen med fenakitt og zirkon.

Zirkon fra Bordvedåga-forekomsten (Be-sonen) har usedvanlig lavt innhold av sporelementer tatt i betraktning sporelementanrikninger i bergart og andre mineraler. Det er bare oksydene av U, Zn, Nb og Y som kommer opp mot et par tidels prosent i zirkon. Innholdet av Th, Ce og Er er mindre enn en tidels prosent. Det relativt beskjedne uraninnholdet gjør zirkon radioaktiv og som inneslutning i biotitt er zirkon omgitt av halo.

Det er foretatt nøytron-aktiveringsanalyse (Bondar Clegg) på zirkon-konsentrat fra samme lokalitet som mineralkonsentratene for mikrosondeanalysene stammer fra (5048N, 5063Ø - rapporteres senere). Det analyserte konsentratet er svært rent. Sammenlignet med mikrosondeanalysene gir den kjemiske analysen lavere innhold av U og Zn og høyere Fe-innhold. Innholdet av Yb (1870 ppm) er ca. 8 ganger høyere i zirkon enn i bergarten (Wilberg 1988). De tunge sjeldne jordartselementene er i mikrosondeanalysene



representert med Er og ligger på oppimot 0.1 % Er. I forhold til bergarten (140 ppm Er) er det også for Er et forhold på ca. 8.

Med samme forhold (8) mellom zirkon og bergart blir det 224 ppm Lu i zirkon. (Det er 28 ppm Lu i bergarten). Lu er i nøytron-aktiveringsanalysene oppgitt til < 327 ppm.

Andre elementer som er verdt å bemerke fra nøytron-aktiveringsanalysen er Cr (670 ppm) og Sb (7.4 ppm) som er betydelig anriket i zirkon i forhold til bergarten.

Det er observert ett korn av et uidentifisert Zr-mineral inneholdende Zr, Si, Fe, Ca, Al og Ti - muligens kimzeyitt (fig. 8a).

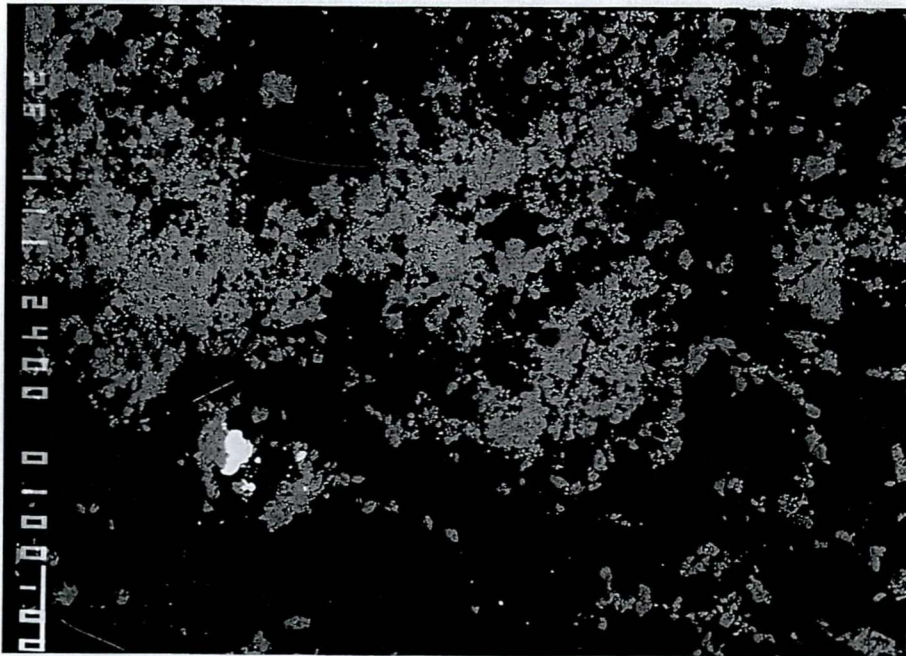


Fig. 58. Back-scatterbilde av zirconsky. Hvite korn nederst til venstre er thoritt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

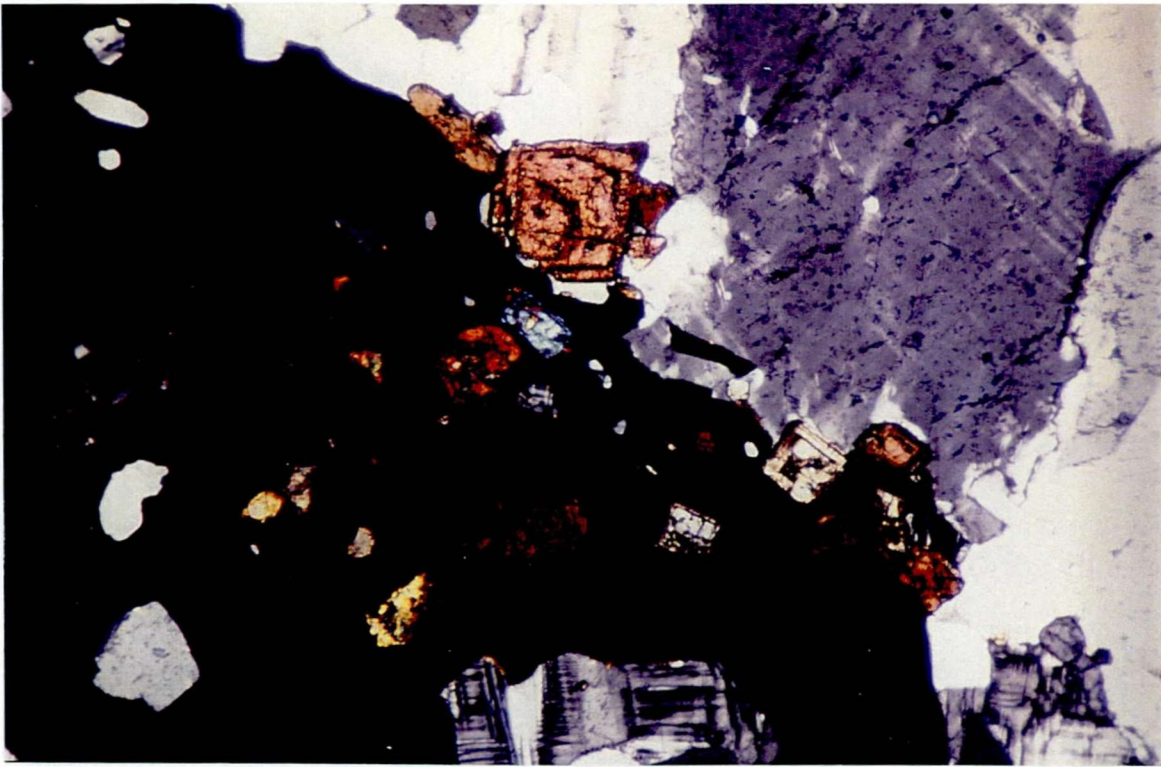


Fig. 59. Zirkonkrystaller innesluttet i og langs kanten av Be-rhönitt (svart). X-nicoll. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

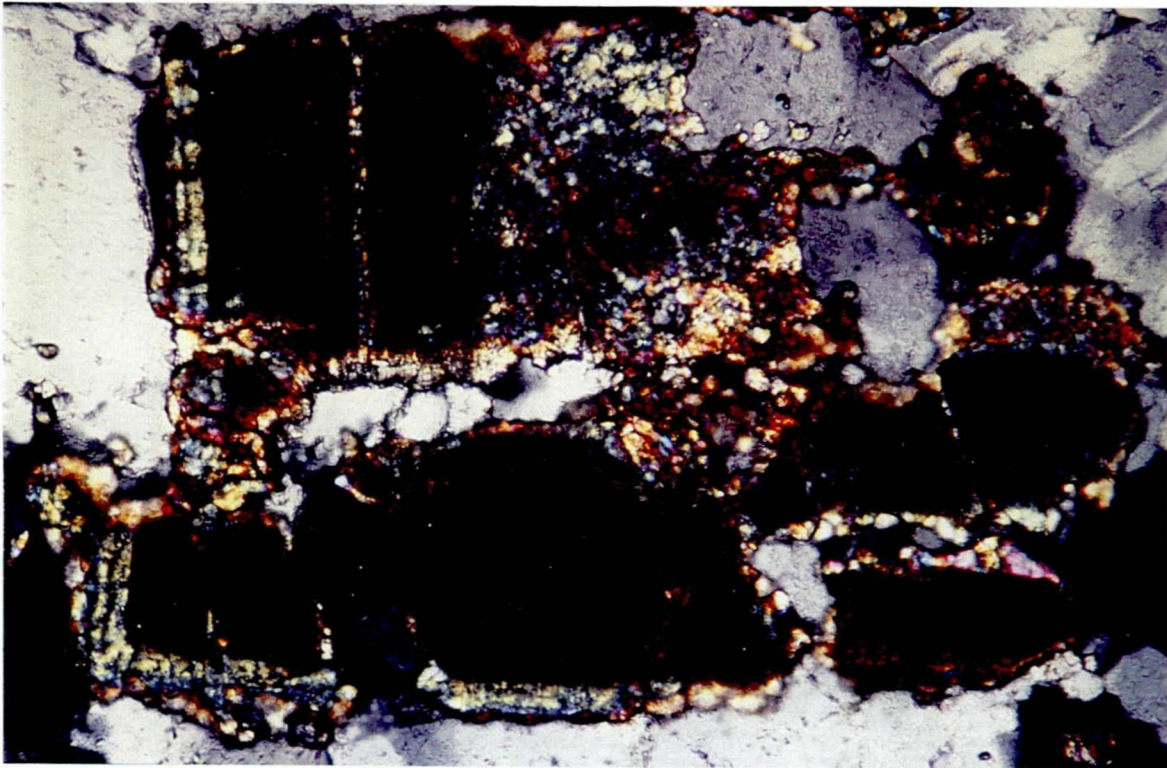


Fig. 60. Sonert zirkon. x-nicoll. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



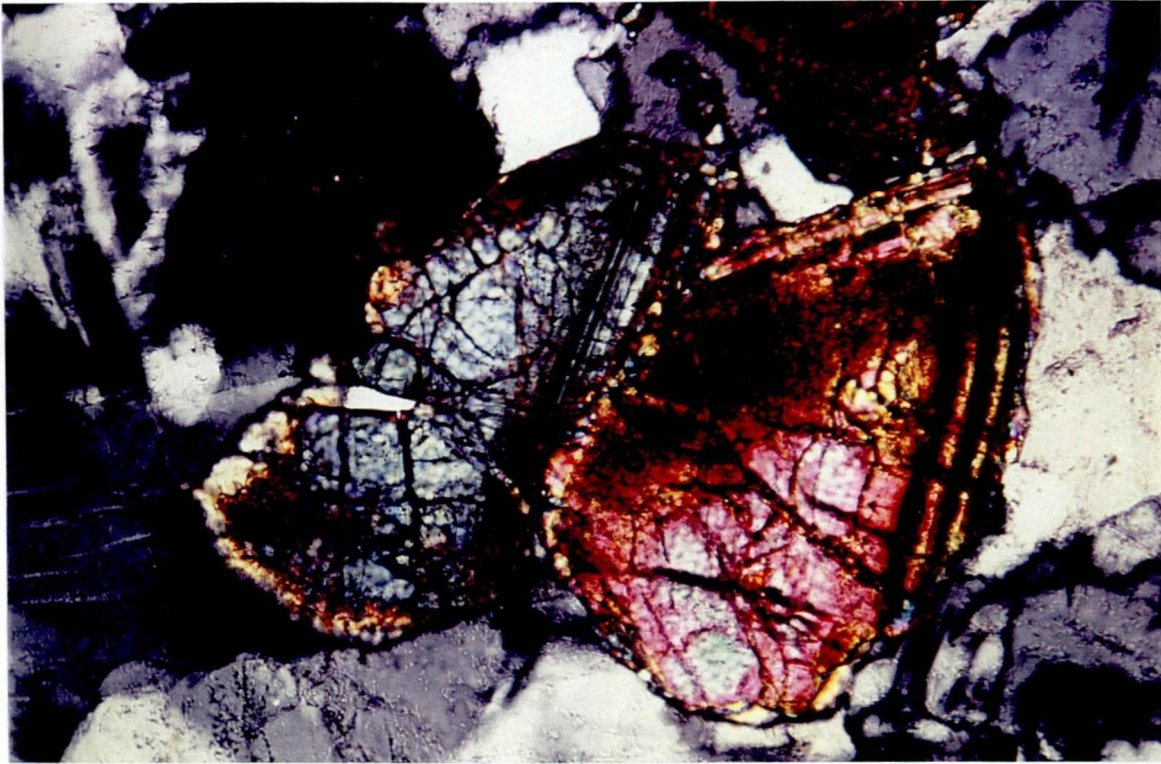


Fig. 61. Sonert zirkon. X-nicol11. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

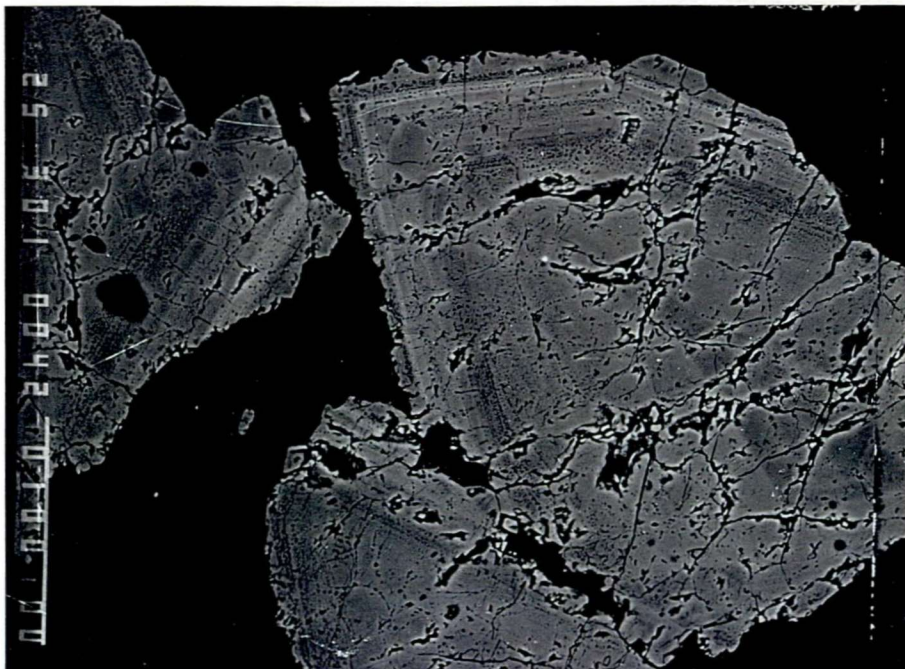


Fig. 62. Back-scatterbilde av sonert zirkon. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

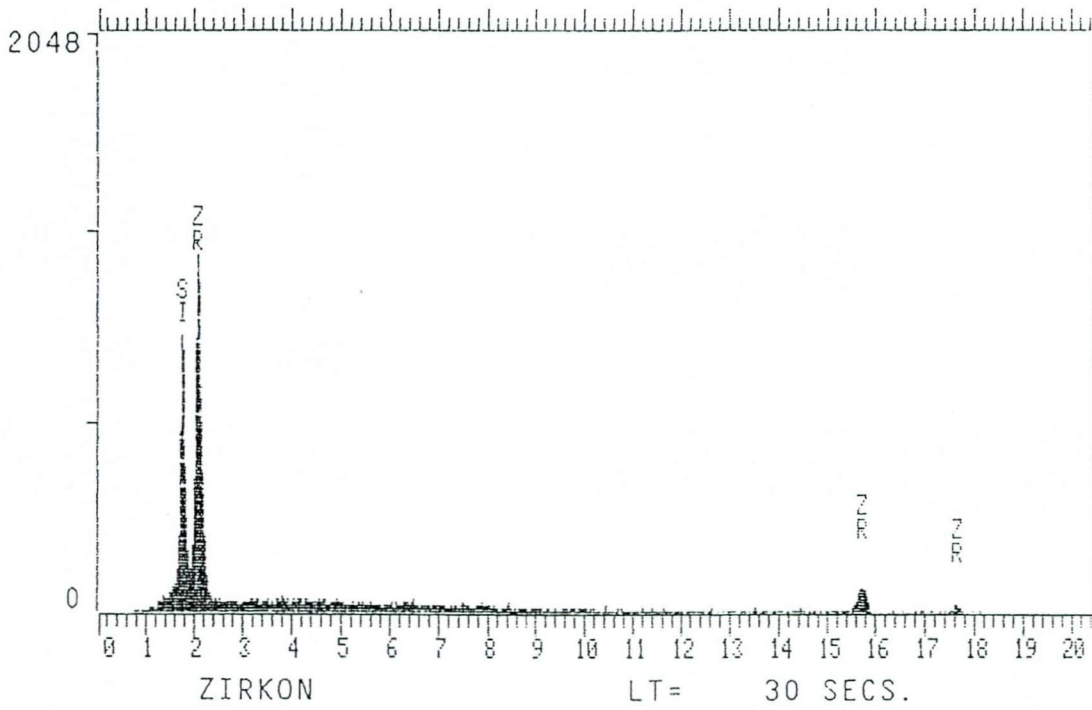


Fig. 63. EDS-spekter av zirkon.

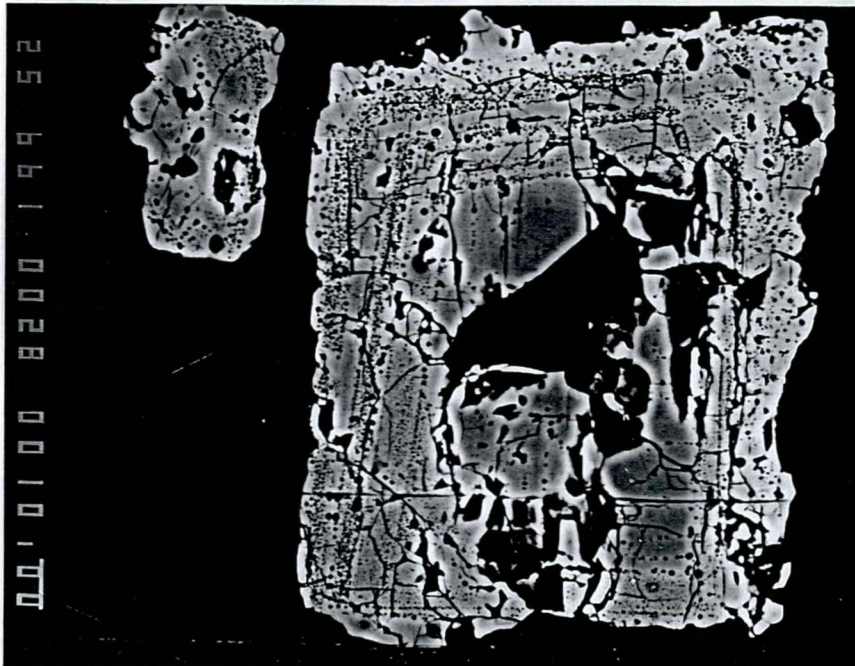


Fig. 64. Back-scatterbilde av sonert zirkon med innesluttet apatitt, kvarts og biotitt. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

### Thoritt, ThSiO<sub>4</sub>

Thoritt fra Bordvedåga-forekomsten er vanligvis melkehvitt, men kan også være gul (orangitt). I mikroskop er mineralet oftest fargeløst med mindre gule partier (fig. 65a) og noe grumsete, dog ikke så mye som zirkon. Thoritt er undulerende og anisotropt med gråblå interferensfarger (fig. 65b).

Størrelsen på de anhedrale kornene varierer fra 10 µm til 0.2 mm. De fleste korn er ca. 0.1 mm. Aggregater av korn er stedvis opptil 0.5 mm.

Thoritt opptrer vanligvis i likhet med pyroklor som runde korn med en brun til svart randfase (fig. 31, 51, 66 og 67). Denne randfasen er analysert (se senere) og består oftest sannsynligvis av kloritt, men sammensetningen kan variere mye. Ofte er det jern-innholdet som dominerer fullstendig som i den opake randfasen i fig. 66.

Thoritt er ofte innesluttet i andre aksessoriske mineraler som f.eks. gadolinitt (fig. 26), pyroklor (fig. 51) og allanitt (fig. 33 og 34), mens inneslutninger i thoritt er svært sjelden.

Det er gjort 18 analyser av 13 forskjellige thorittkorn fra 4 forskjellige fraksjoner fra mineralseparasjonen og en analyse fra et bergartslip (tabell 12).

Vanligvis er thoritten inhomogen og sonert, og det er derfor oftest gjort to analyser i samme korn som beskrevet i tabell 12.

Thoritt består som nevnt av to faser. Deres innbyrdes forhold er vanligvis at den lyseste fasen opptrer som blomkållignende inneslutninger i en mørkere fase (fig. 68, 69, 70, 71 og 72). Sjeldnere opptrer den lyse fasen i større områder omsluttet av den mørkere fasen (fig. 74).

Thorium-gehalten i thoritt varierer mellom 65 og 75 % ThO<sub>2</sub>. Ideelt, uten substitusjon av andre elementer for Th, er innholdet av ThO<sub>2</sub> på 81.5 % i thoritt.



Fase	Thoritt										Uranothoritt								
	mørk	lys	mørk	lys	mørk	lys	mørk	lys	mørk	lys	21A-12	27A-9	24A-10	24A-11	24A-12				
Prøvenr.	21A-1a	21A-1b	21A-3a	21A-3b	21A-14a	21A-14b	21A-5	21A-6a	21A-6b	21A-7a	21A-7b	23A-8a	23A-8b	15-13	12.17	26.19	15.26	19.03	14.56
SiO <sub>2</sub>	15.15	14.13	8.04	14.38	11.91	14.54	11.95	12.41	15.00	13.08	13.98	13.29	14.64	16.66	65.60	22.60	56.54	48.18	45.74
ThO <sub>2</sub>	70.39	72.25	78.89	73.70	75.42	70.37	69.89	65.34	66.81	69.34	67.81	68.33	64.59	57.32	0.20	0.33	0.14	0.37	0.21
ZnO	0.33	0.47	0.08	0.08	0.20	0.06	0.05	0.11	0.06	0.09	0.12	0.33	0.27	0.40	0.05	5.83	0.80	0.54	0.05
CaO	5.67	1.25	0.20	4.02	0.98	2.18	0.51	3.62	4.05	0.59	3.99	1.14	4.74	3.89	0.08	1.68	1.23	0.64	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.42	0	0	0	0.11	0	0	1.33	0	0	0	0.05	0.46	0.18	2.21	0.83	0.21	0.08
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.44	0.48	0.35	0.26	0.39	1.23	1.04	1.12	1.29	1.05	0.54	0.47	1.65	0.33	2.96	2.84	0.62	0.40
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	1.08	0.16	0.05	0.17	0.16	2.10	0.09	0.06	0.94	0.04	0.89	0	0.02	0	0.34	0	0	0
TiO <sub>2</sub>	0.21	1.33	0.08	0.04	0.79	0	1.47	0	0.03	1.70	0.21	2.18	0.16	0.04	0.04	1.13	0	0	0.02
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0.02	0	0	0	0	0.05	0.04	0.24	0.16	0.07	0
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.05	0.01	0.01	0	0.05	0.13	0.01	0.10	0.18	0.11	0.07	0	0.14	0.15	0.76	0.62	0.31	0.13
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.10	0.18	0.13	0.07	0.08	0.05	0.37	0.07	0.09	0.20	0.08	0.23	0.08	0.07	17.99	10.92	9.30	12.65	21.34
UO <sub>2</sub>	0.83	1.90	7.50	2.33	2.31	3.31	3.32	1.07	1.13	3.75	2.47	1.93	2.08	1.66	0.06	0	0.09	0	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.12	0.16	0.14	0.06	0.15	0.18	0.30	0.24	0.33	0.28	0.15	0.14	0.43	96.89	75.19	87.81	82.62	82.59
Sum	93.23	93.64	95.73	95.17	92.18	91.38	91.20	84.06	90.04	91.49	90.14	89.08	87.22	82.79					

Tabell 12. Mikrosondeanalyse av thoritt og uranothoritt fra Be-sonen. 0 betyr mindre enn 100 ppm.

21A-1a og 21A-1b er fra samme korn (fig. 68)

21A-1a er fra den mørkeste fasen

21A-1b er fra den lyseste fasen

21A-12 er fra et korn som er innesluttet i gadolinit (fig. 26)

21A-3a og 21A-3b er fra samme korn (fig. 69)

21A-3a er fra den lyse kjernen

21A-3b er fra den mørke randfasen

21A-14a og 21A-14b er fra samme korn (fig. 70)

21A-14a er fra den lyseste fasen

21A-14b er fra den mørkeste fasen

21A-5 er fra et homogent korn

21A-6a og 21A-6b er fra samme korn (fig. 71)

21A-6a er fra den lyseste fasen

21A-6b er fra den mørkeste fasen

21A-7a og 21A-7b er fra samme korn (fig. 72)

21A-7a er fra den lyseste fasen

21A-7b er fra den mørkeste fasen

23A-8a og 23A-8b er fra samme korn

23A-8a er fra den lyseste fasen

23A-8b er fra den mørkeste fasen

27A-9 er et lite korn sammenvokst med Ber-hönitt

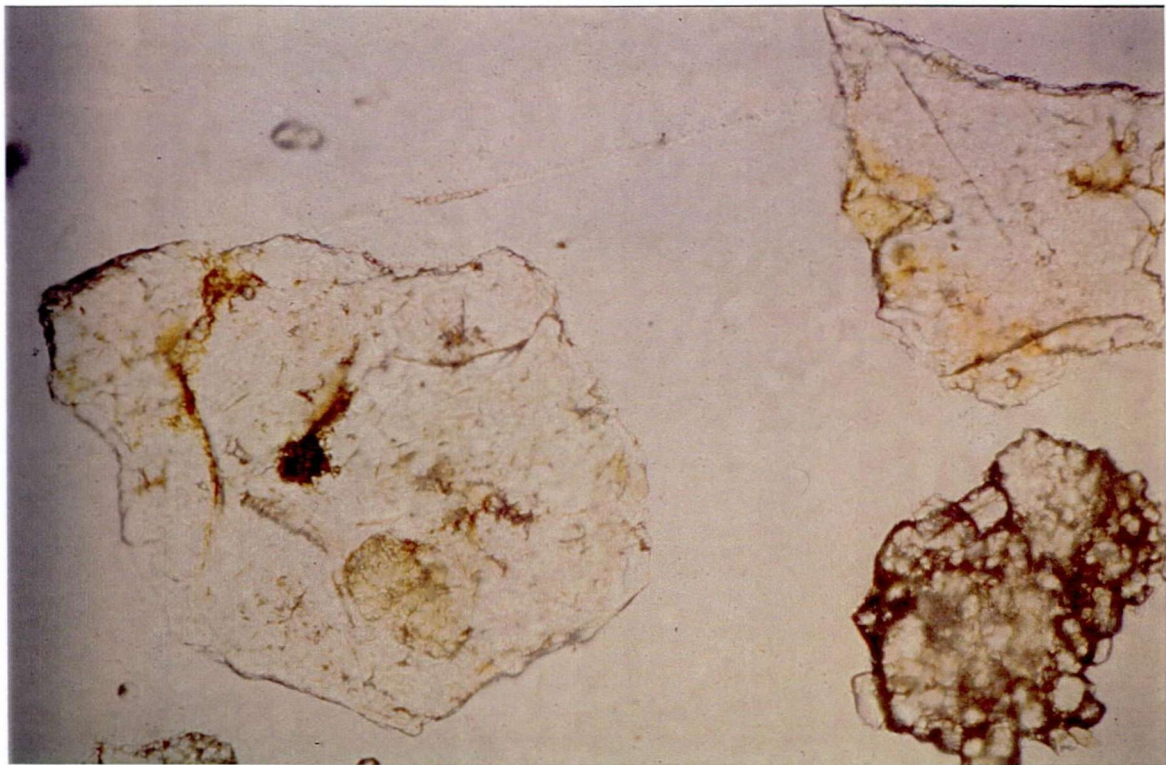
24A-10 er fra sprekkfylling i gadolinit (fig. 73)

24A-11 er et lite korn som er sammenvokst med samme gadolinitkorn

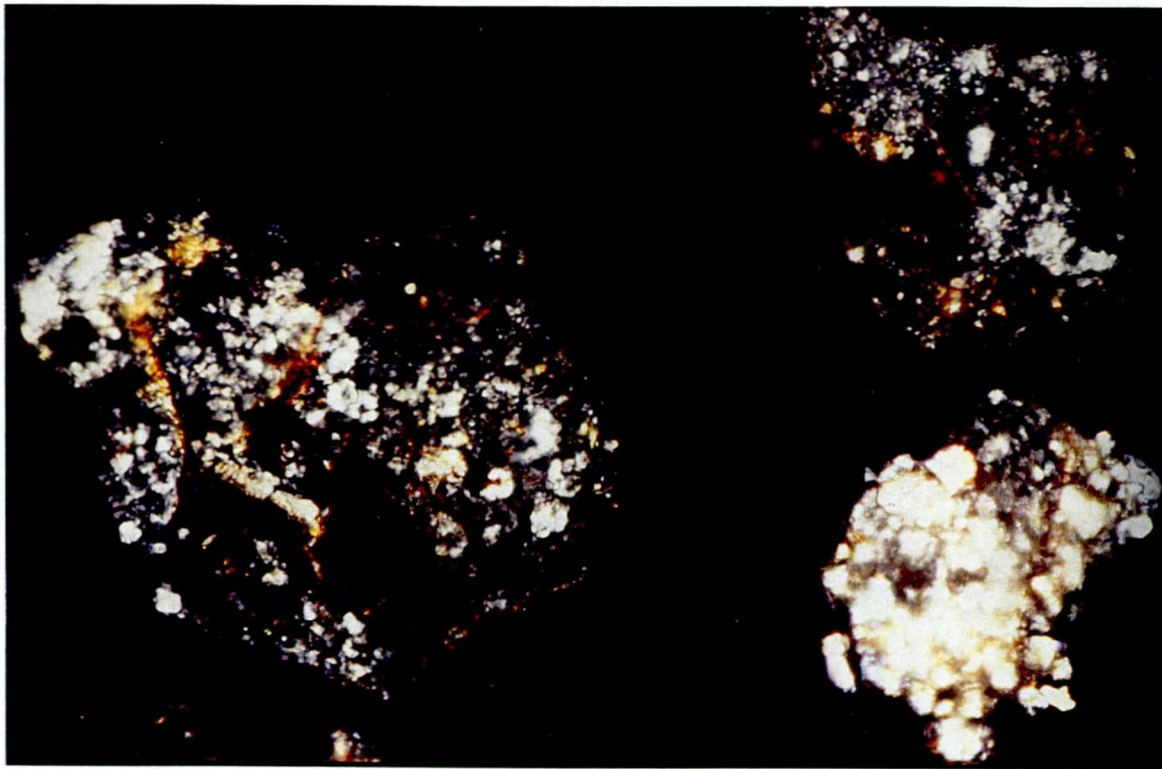
24A-12 er gjennomsnittsanalyse fra et litt inhomogent korn.

Den lyse fasen ligger nærmest den ideelle thoritt. Den mørke fasen kan benevnes calciorthoritt (4-5 % CaO). Den lyse fasen er rikere på Th, Y, Tl og delvis Zn i forhold til den mørke. Den mørke fasen er anrikt på Ca og Si, og har lavere sum (mer vann enn den lyse). I tillegg til vann er det mulig at endel av restprosenten utgjøres av beryllium. Thoritt er kjent for å kunne ha betydelig Be-innhold.

Det er gjort fem analyser av en sjeldnere, uranrik fase med U-innhold på 10-20 %  $UO_2$ . Denne har svært varierende innhold av  $ThO_2$  (fra 22 % til 65 %) og også av de andre elementene. Mineralet klassifiseres etter mikrosondeanalysen som uranorthoritt (Page et al. 1956). I fig. 26 er et uranorthorittkorn innesluttet i gadolinitt og i fig. 73 gjennomsetter en uranorthorittåre gadolinitt.



a



b



Fig. 65. Thoritt fra mineralkonsentrat. Kornet nederst til høyre er zirkon. a, er upolarisert lys og b, er X-nicoll. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .





Fig. 66. Thoritt med magnetittrand. Upolarisert lys. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

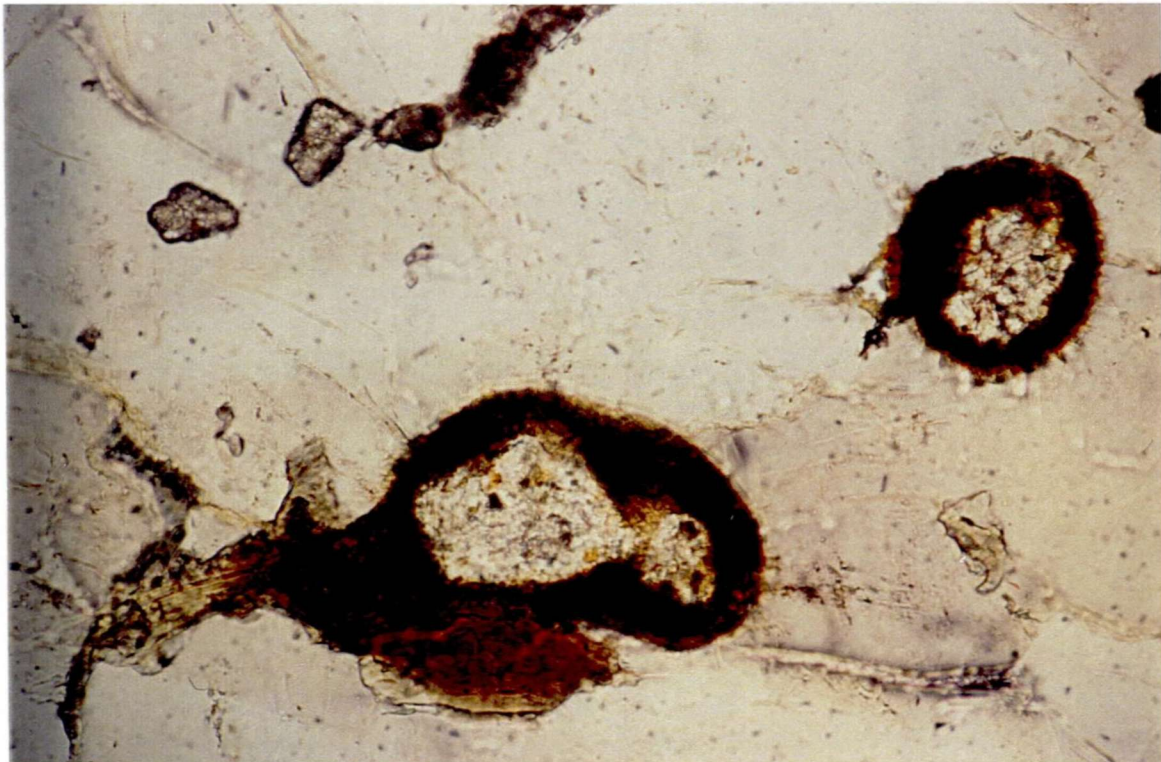


Fig. 67. Thoritt med påvokst randfase. Ellers kvarts, feltspat, biotitt og zirkon (noen korn øverst til venstre). Upolarisert lys. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



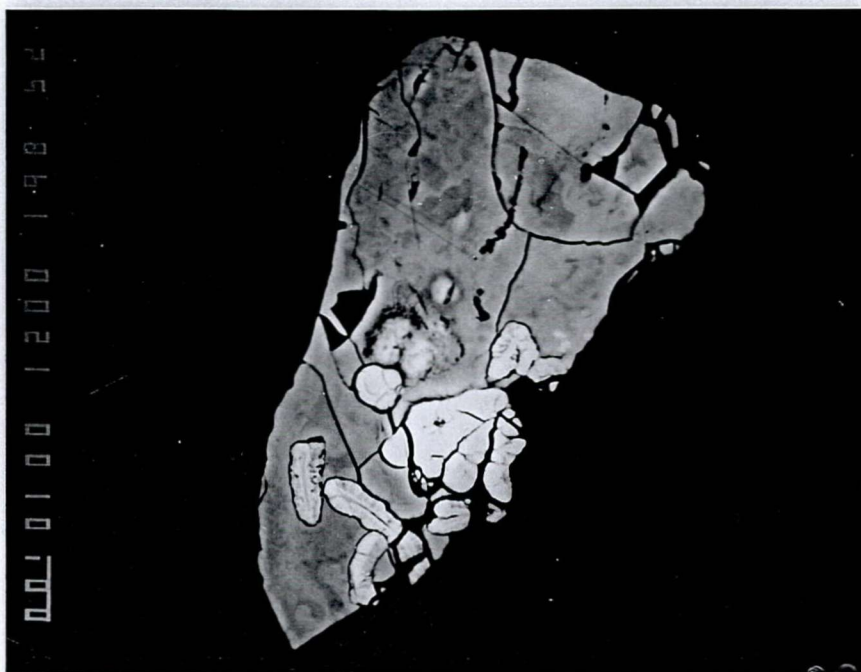


Fig. 68. Back-scatterbilde av thoritt fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 21A-1a og 21A-1b er fra henholdsvis mørk og lys fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

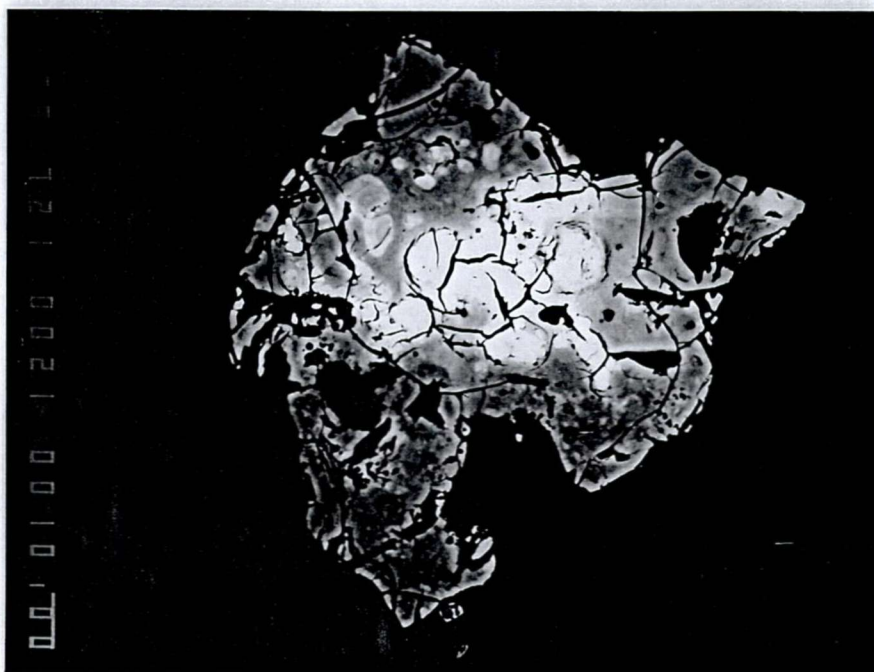


Fig. 69. Back-scatterbilde av thoritt fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 21A-3a og 21A-3b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

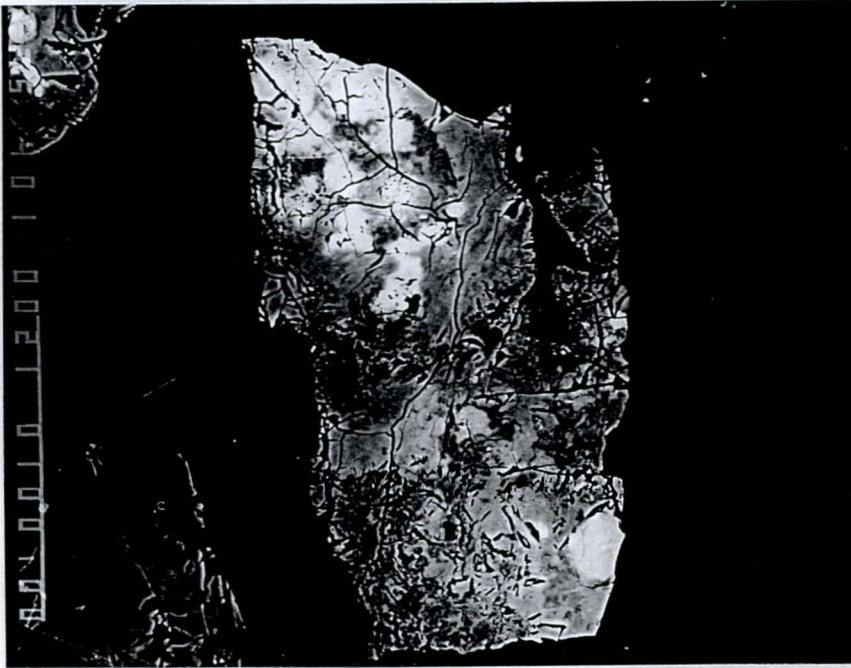


Fig. 70. Back-scatterbilde av thoritt fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 21A-14a og 21A-14b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

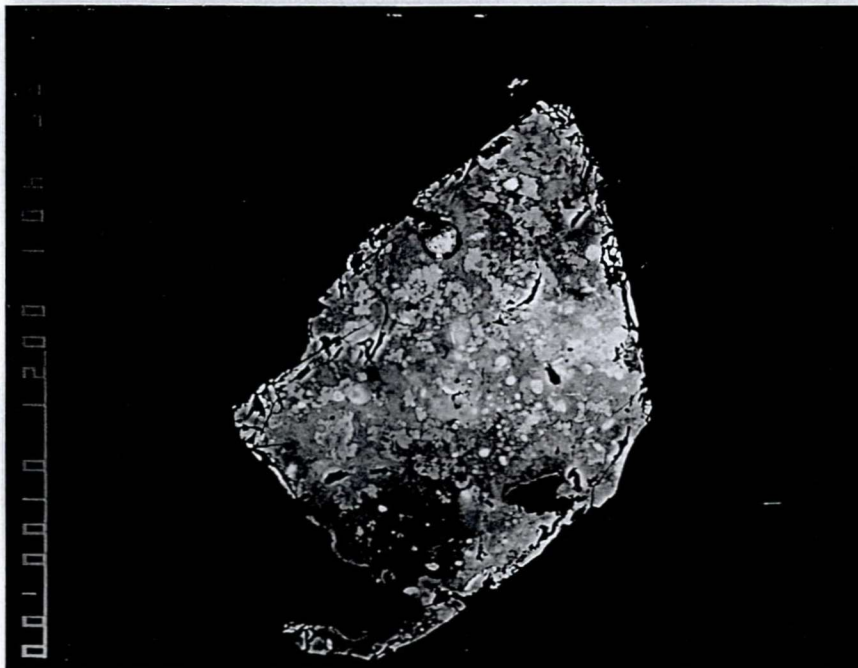


Fig. 71. Back-scatterbilde av thoritt fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 21A-6a og 21A-6b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

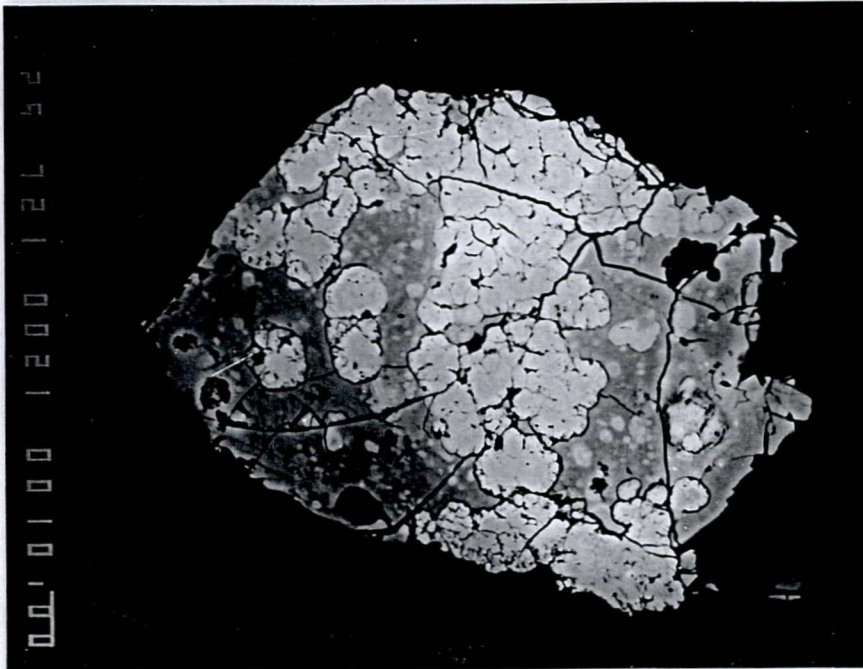


Fig. 72. Back-scatterbilde av thoritt fra mineralkonsentrat. Analyse nr. 21A-7a og 21A-7b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

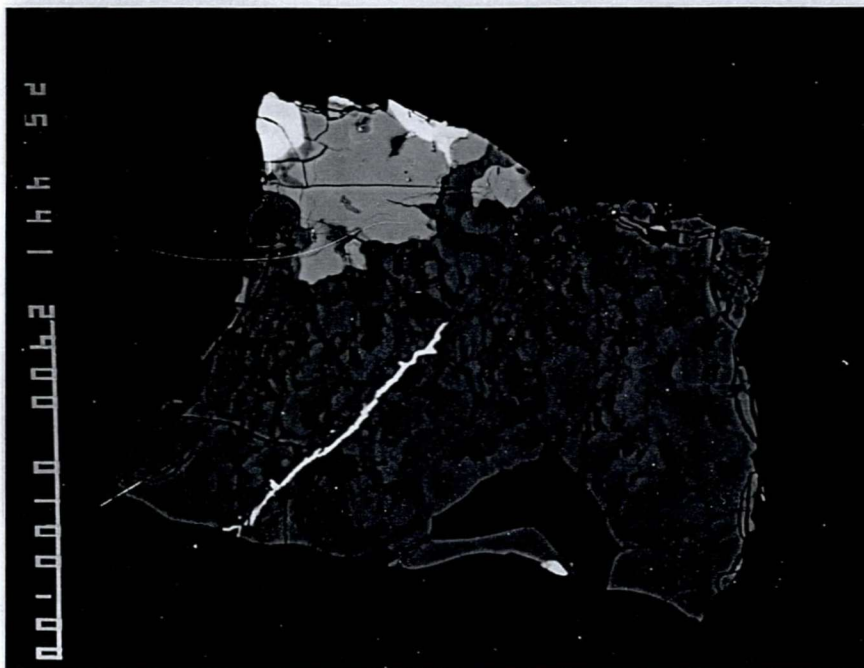


Fig. 73. Back-scatterbilde av pyroklor, thoritt og gadolonitt med åre av uranothoritt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .







Prøvenr.	8604-31
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.65
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04
TiO <sub>2</sub>	0.20
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.61
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.56
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.76
UO <sub>2</sub>	82.49
ThO <sub>2</sub>	2.23
CaO	0.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19
SiO <sub>2</sub>	0
PbO	4.16
Sum	101.78

Tabell 13. Mikrosondeanalyse av uraninit. 0 betyr mindre enn 100 ppm.

#### Fergusonitt, (Y, REE, Ca, U, Th, Fe) (Nb, Ta, Ti)O<sub>4</sub>

Fergusonitt er ikke tidligere identifisert fra området, og identifikasjonen er basert på optiske egenskaper og kjemisk sammensetning etter mikrosondeanalyse.

Det er mye av dette mineralet, spesielt i Y-sonen, også i "store" korn oppimot 0.1 mm, men vanlig kornstørrelse er 10-40 µm. Fergusonitt opptrer som enkeltkorn, oftest i kvarts og feltspat (fig. 75, 76 og 77), som enkelte inneslutninger i magnetitt (fig. 78), og stedvis i aggregater sammen med allanitt, zirkon og yttrialitt (fig. 79 og 80). Fergusonitt er anhedral og i mikroskop fargeløs til svak brun og isotrop. Fergusonitt har, i likhet med pyroklor, oftest en lys (tung) kjerne med ei mørkere rand. Den lyse kjernen har mer Y, Nb og Er og høyere sum, og mindre Ca, Al, Si og Nd enn den mørkere randsonen.

Det er store variasjoner i sammensetning (tabell 14), spesielt for Y, Nb, Fe og Si. Høyt innhold av Fe og Si i enkelte korn passer ikke med

fergusonitt-sammensetning, men de er likevel tatt med her, Vlasov (1966) oppgir opptil 4 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  og 3 %  $\text{SiO}_2$  for fergusonitt. Det er analysert for få korn fra Be-sonen til å kunne si noe om variasjon i sammensetning mellom Y- og Be-sonene. Forholdet  $\text{Nb}_2\text{O}_5 / \text{Y}_2\text{O}_3$  synes imidlertid klart forskjellig i fergusonitt fra de to sonene: I Y-sonen er forholdet alltid  $< 2$ , mens i Be-sonen er det  $> 2$ .

De tunge REE dominerer sterkt over de lette. Mye av grunnen til de lave summene er at bare 5 REE er analysert. Fra EDS-spekteret (fig. 81 anslås Yb og Dy (oksyd) tilsammen å utgjøre 5-8 %. Prøve 8610-34 er ekstremt rik på HREE og Yb anslås til ca. 10 % (oksyd). Beryllium kan også inngå som en betydelig bestanddel i fergusonitt.

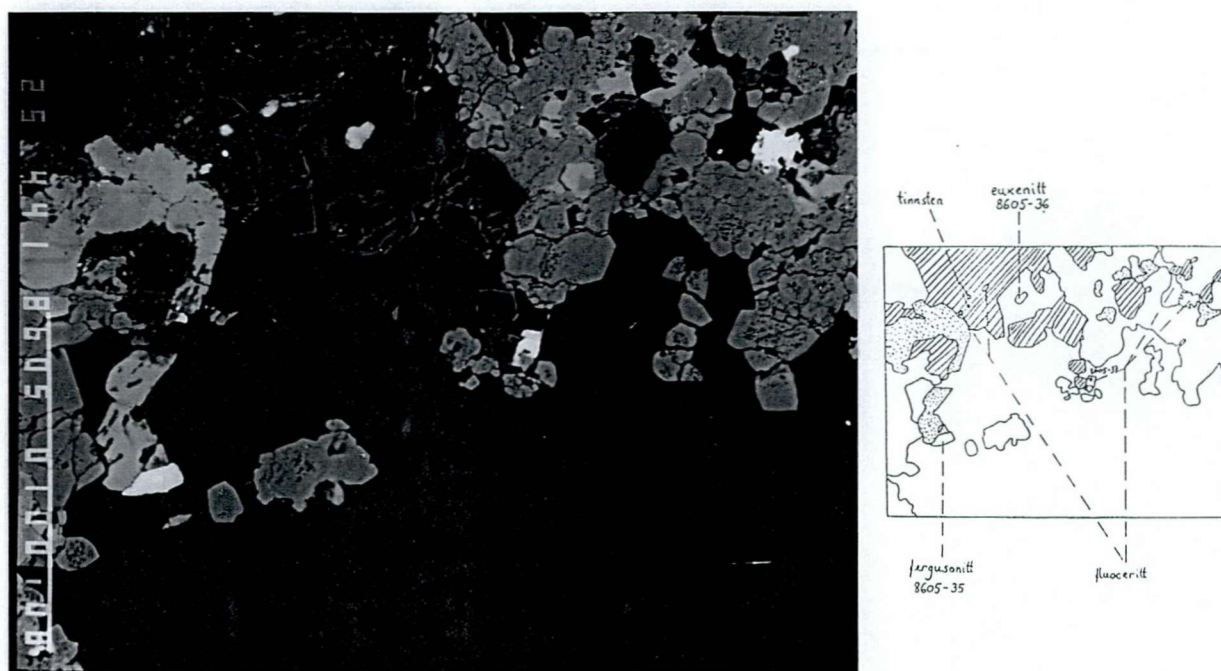


Fig. 75. Back-scatterbilde av allanitt (skravert), gadolinitt (prikkraster) og zirkon med småkorn av fergusonitt, euxenitt, fluoceritt og tinnsten. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

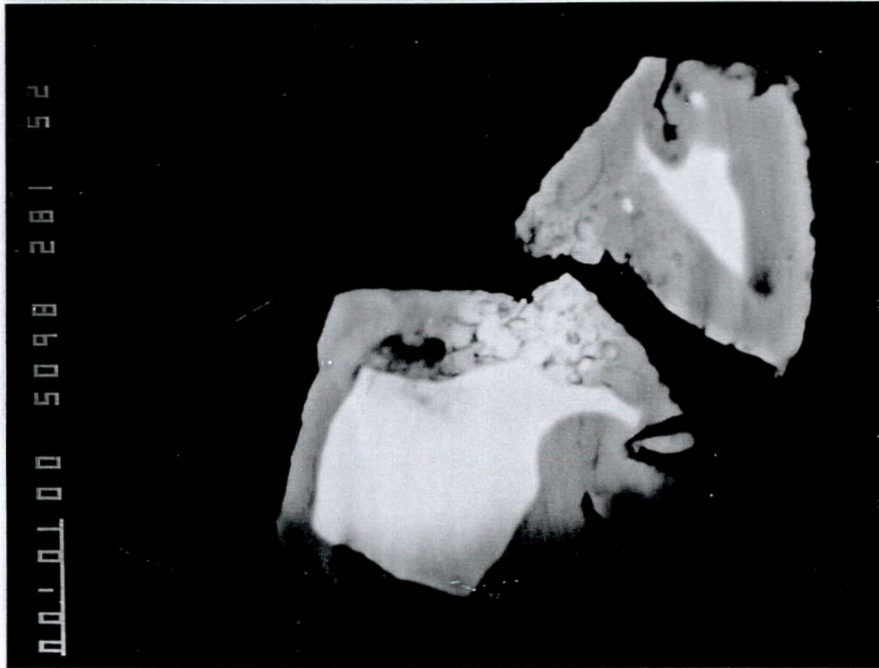


Fig. 76. Back-scatterbilde av fergusonitt. Analyse nr. 8605-11a og 8605-11b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .



Fig. 77. Back-scatterbilde av fergusonitt. Analyse nr. 8605-12 er fra den lyse kjernen. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .



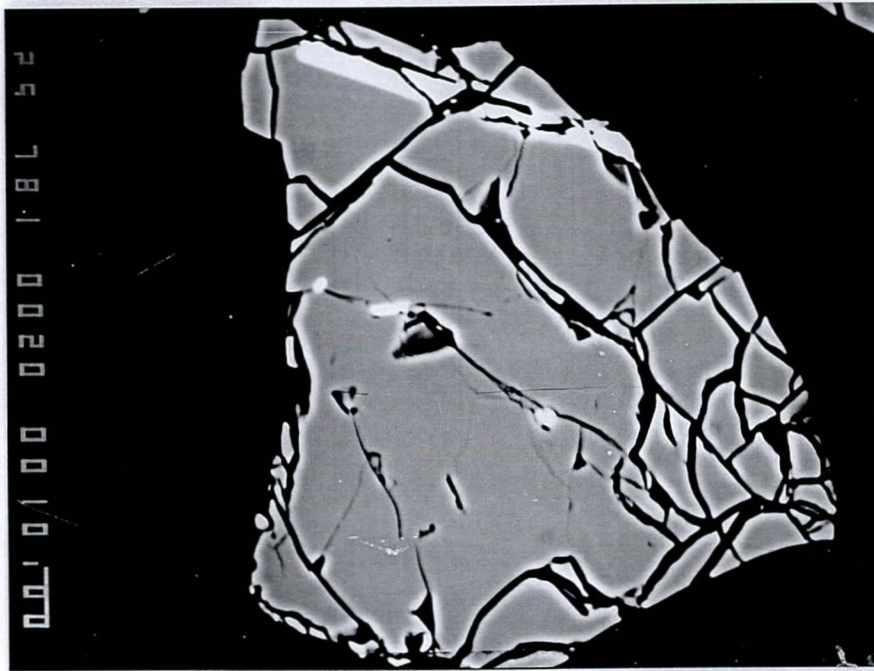


Fig. 78. Back-scatterbilde fra mineralkonsentrat av magnetitt med innslutninger av fergusonitt. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

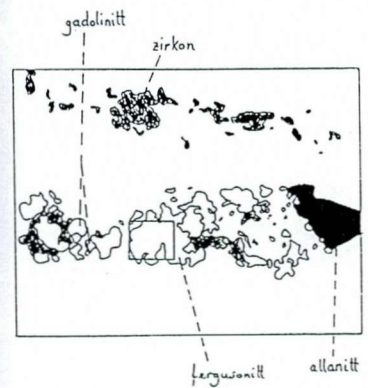
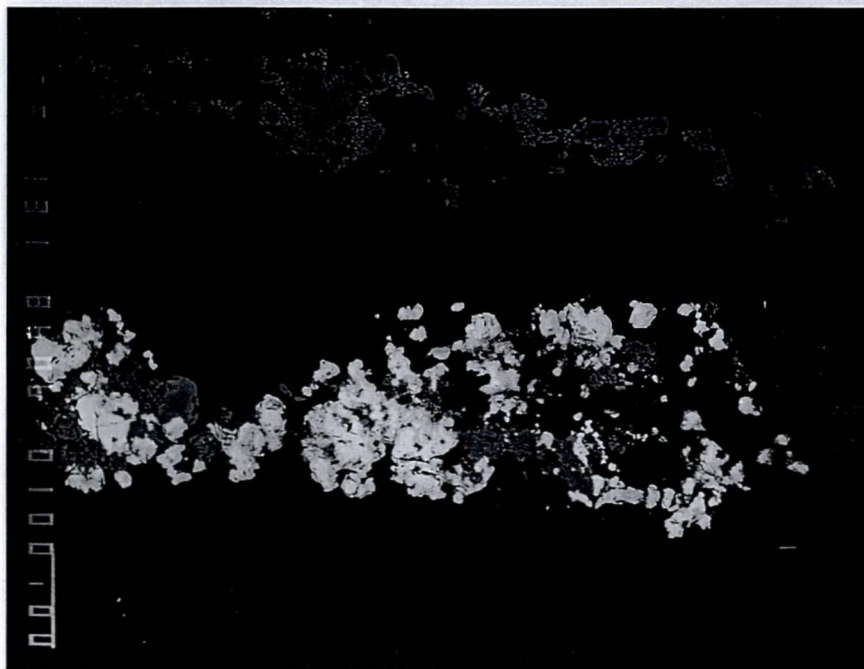


Fig. 79. Back-scatterbilde av fergusonitt (lyse grå), gadolinit, zirkon (skravert) og allanitt (svart). Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



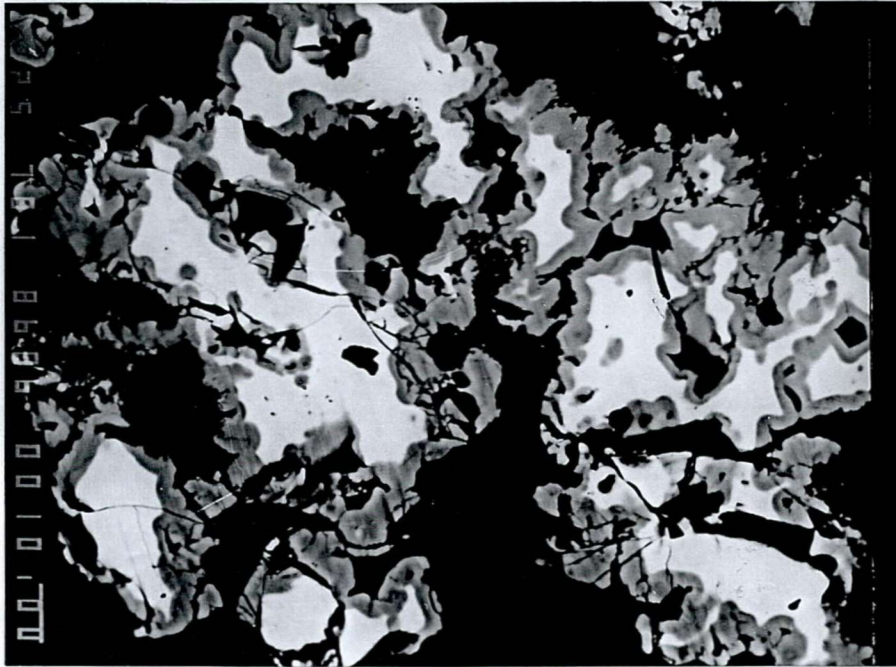


Fig. 80. Back-scatterbilde av fergusonitt. Utsnitt fra fig. 79. Analyse nr. 8606-17a og 17b er fra henholdsvis lys og mørk fase. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

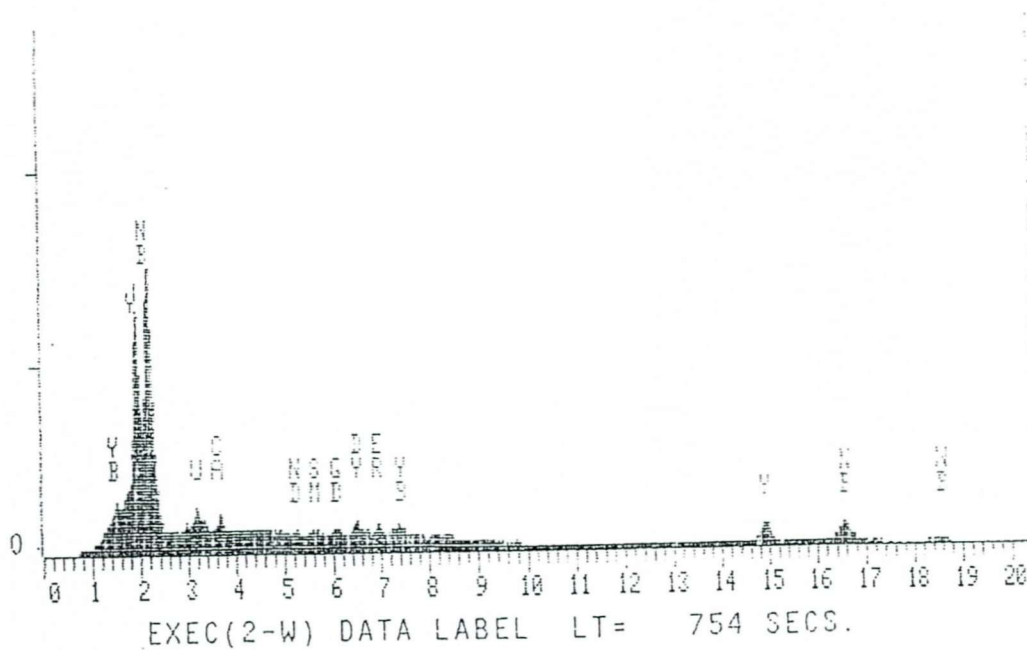


Fig. 81. EDS-spekter av fergusonitt.

Lok.	Be-sone		Y-sone												Aplitt				
			lys		mørk		lys		mørk		lys		mørk						
8610-34	8608-19		8605-6	8605-8a	8605-8b	8605-11a	8605-11b	8605-12	8605-14	8606-17a	8606-17b	8604-25	8604-27	8604-29	8604-30	8604-32	8605-35	8605-41	R07-43
15.97	7.25	23.03	24.93	21.58	23.22	20.28	23.10	23.08	23.18	21.11	13.06	26.27	24.99	19.51	23.51	21.58	14.22	20.86	
39.10	34.26	40.36	44.00	40.50	45.40	39.06	44.88	46.02	43.39	42.71	23.24	45.44	46.16	36.18	31.16	32.72	24.10	33.76	
0.40	2.33	1.28	1.22	2.41	1.15	1.14	1.22	0.75	1.15	0.89	0.89	1.24	1.07	3.73	1.33	1.11	0.92	0.81	
0.45	4.02	0.20	0.37	0.84	0.32	0.75	0.23	0.36	0.32	0.29	2.27	0.20	0.29	0.42	0.66	0.59	4.80	0.12	
0	1.65	0	0.11	0.08	0.16	0.14	0.04	0	0	0.02	0.53	0.01	0	0	0.12	0	1.16	0.04	
0.36	0.92	0.51	0.60	0.73	0.58	0.73	0.44	0.92	0.59	0.88	1.21	0.60	0.77	0.57	0.65	1.06	1.68	0.23	
0.24	0.65	1.48	1.45	1.41	1.50	1.26	1.66	1.66	1.43	1.52	1.09	1.71	1.22	1.07	1.18	1.42	1.55	1.33	
6.52	2.16	4.03	4.35	3.61	4.65	4.10	4.54	4.48	4.82	3.98	2.30	3.86	4.27	3.25	4.09	3.50	2.74	4.46	
2.28	4.30	4.66	4.12	4.45	4.38	3.78	4.55	1.92	3.59	2.85	4.55	3.87	3.30	6.42	1.15	2.82	2.00	2.26	
2.58	2.46	1.24	1.25	1.42	0.73	1.18	1.27	1.05	1.09	0.99	0.58	1.28	1.13	2.12	0.06	1.30	1.22	0.56	
0.73	3.40	0.85	0.08	0.28	0.06	0.54	0.13	0.06	0.10	0.33	4.19	0.14	0.11	2.73	2.27	0.42	2.44	0.10	
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.62	1.43	0	
0.13	1.52	1.24	2.44	1.15	1.26	1.60	0.86	1.05	1.23	1.23	0.53	1.60	1.18	1.64	0.08	1.45	1.48	1.10	
-	8.05	0.08	0.04	1.21	0.10	2.44	0.11	0.11	0.08	0.20	16.70	-	0.74	-	11.67	6.56	14.25	12.58	
-	8.27	0.63	0	0	0	0.14	0	0	0	0	2.16	-	0	-	0.01	0.43	2.31	0	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.57	-	-	-	0.42	-	-	-	
Sum	68.76	81.24	79.59	84.96	79.67	83.51	77.14	83.03	81.46	80.97	77.00	86.22	85.23	77.64	78.36	75.58	76.30	78.21	

Tabell 14. Mikrosondeanalyse av fergusonitt. 0 betyr mindre enn 100 ppm. - betyr ikke analysert.

v euxenitt. 0 betyr mindre enn 100 ppm.



Kainositt er i likhet med gadolinitt et komplekst REE-Y-silikat. Mineralet skiller seg sammensetningsmessig fra gadolinitt ved at det er Ca-rikt og fattig på Fe og Th.

Det fins en del kainositt i Y-sonen - i Be-sonen er det ikke observert. Kornformen er anhedral til subhedral og kornene er relativt store, ofte oppimot 0.1 mm. Fargen er gulbrun (fig. 82) til rosa, og de er anisotrope.

Ofte er mineralet to-faset, med en mørkere, sannsynligvis hydrert fase ytterst (fig. 83). I kainositt er det ikke vanlig med inneslutninger, men det kan forekomme (fig. 25). Kainositt opptrer som enkeltkorn oftest i kvarts, feltspat, flusspat og titanitt (fig. 84).

4 korn er analysert (tabell 16). Analyse 8606-1 passer godt med kainositt-sammensetningen som oppgis av Vlasov (1966), mens de tre andre har noe lavere  $\text{SiO}_2$  og høyere sjeldne jordartsinnhold. Kainositt er ikke bekreftet med røntgenopptak. Fig. 85 viser EDS-spekteret av kainositt.

De tunge sjeldne jordartselementene dominerer over de lette. I tillegg til summen på ca. 80 % kommer  $\text{CO}_2$  og vann som i Vlasov's analyser tilsammen er på ca. 10 %. De ikke-analyserte REE (spesielt Yb) vil også bidra med noen prosent- og muligens er det noe Be.

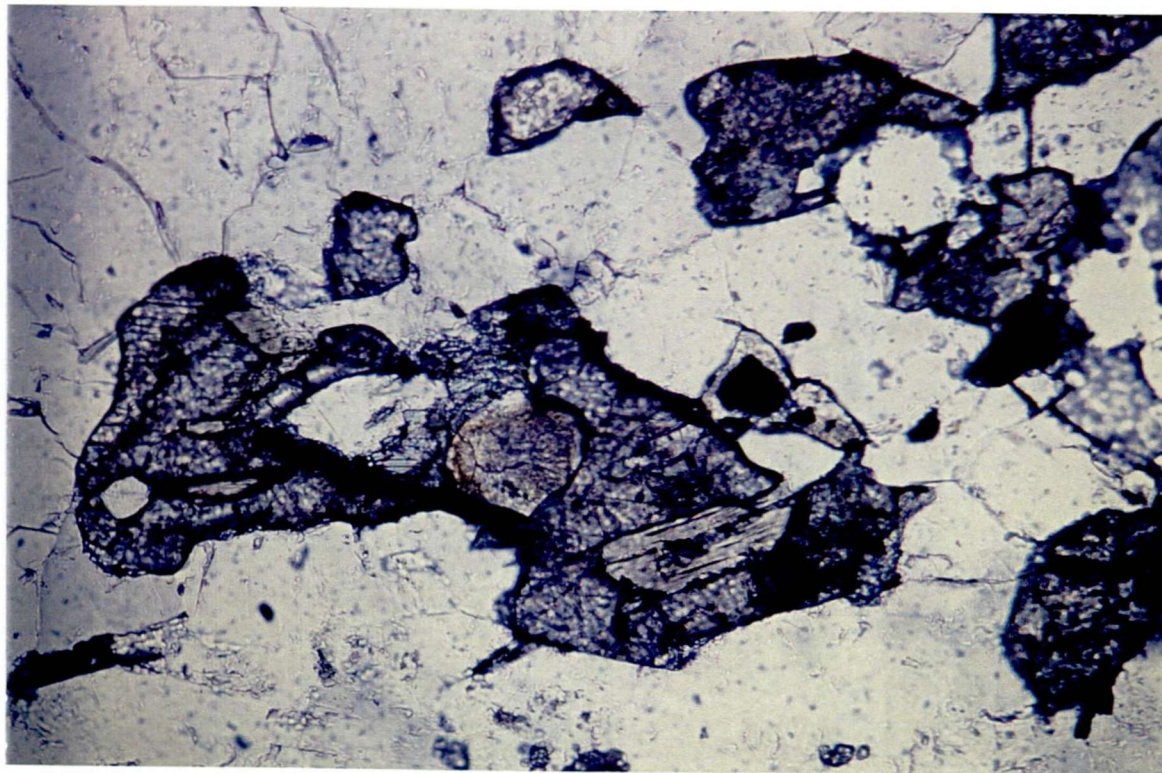


Fig. 82. Kainositt og thalenitt innesluttet i titanitt. Upolarisert lys. Back-scatterbilde med forklaring i fig. 84. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



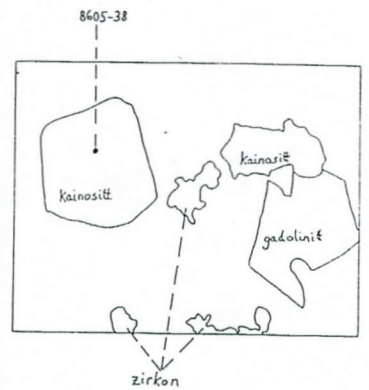
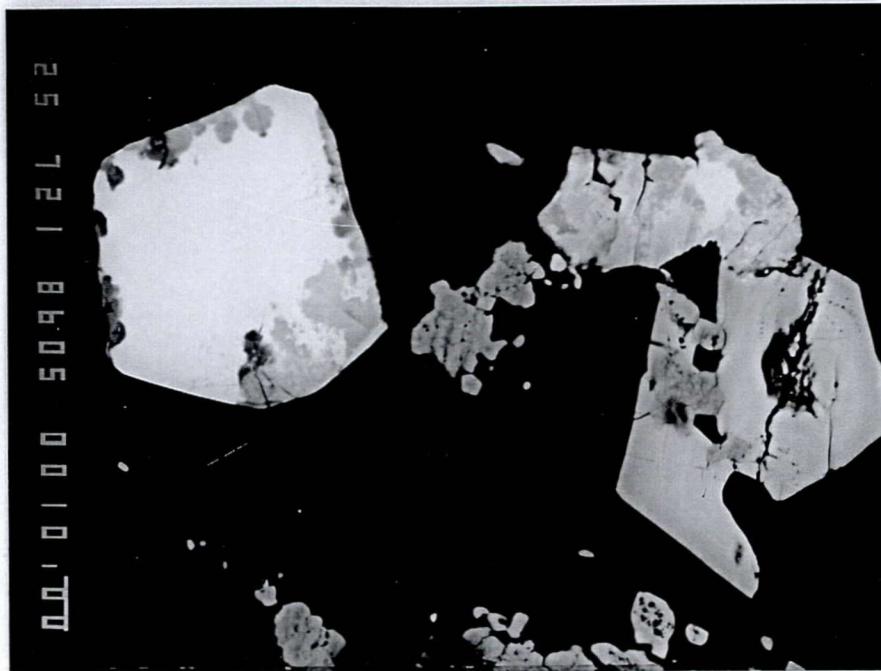


Fig. 83. Back-scatterbilde av kinositt, gadolinit og zirkon. Skalastreken er 10 µm.

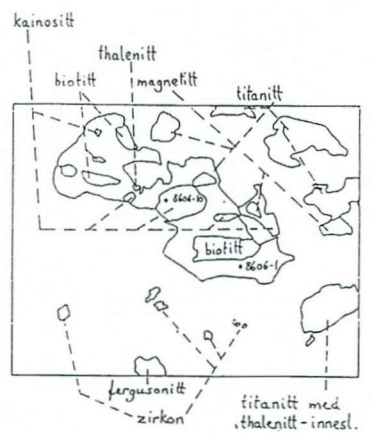
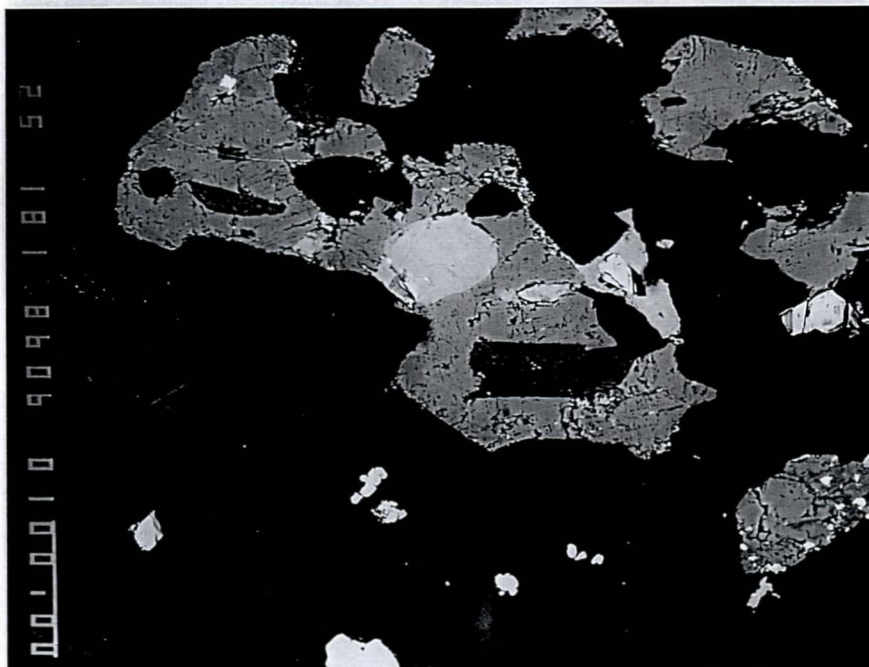


Fig. 84. Back-scatterbilde av kinositt og thalenitt innesluttet i titanitt. Mikroskopibilde av samme i fig. 82. Skalastreken er 100 µm.

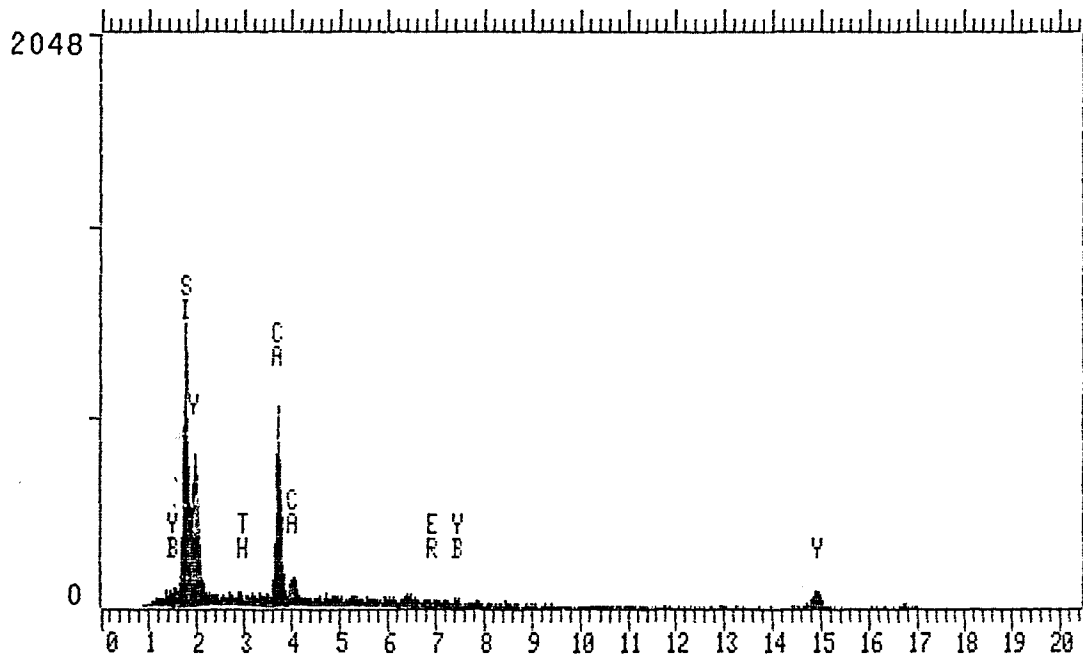


Fig. 85. EDS-spekter av kainositt.

Prøvenr.	kainositt				thalenitt	yttrialitt
	8605-38	8605-39	8605-10	8606-10	8605-13	8606-15
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.17	24.42	23.67	27.35	29.24	26.52
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.12	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	0	0.06	0.23	0
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.82	5.93	6.22	0.77	3.75	2.08
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	0.91	1.00	-	0.25	0.15
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.20	4.41	4.43	0.25	4.18	2.03
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.48	2.64	2.58	0.84	2.76	1.96
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.77	2.71	3.15	-	3.99	2.94
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.43	4.24	-	-	-	-
UO <sub>2</sub>	0.35	0.37	0.40	-	0.20	2.04
ThO <sub>2</sub>	0.79	0.89	0.72	0	0.07	12.83
SnO <sub>2</sub>	-	-	-	0.02	-	-
CaO	14.78	14.07	13.69	16.32	0.31	0.71
ZnO	-	-	-	0.10	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.10	0.05	0.61	0.41	1.74
SiO <sub>2</sub>	21.69	21.28	22.84	34.14	31.76	30.58
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0.01	-	-
Sum	82.37	81.97	78.87	80.47	77.15	83.58

Tabell 16. Mikrosondeanalyse av kainositt, thalenitt og yttrialitt  
0 betyr mindre enn 100 ppm.

Thalenitt, Y<sub>3</sub> Si<sub>3</sub> O<sub>10</sub> (OH)

En del småkorn (< 10 µm) er funnet i Y-sonen. Bare en analyse er foretatt (tabell 16). Den er svært lik de av Vlasov (1966) oppgitte thalenitt-sammensetninger. De tunge sjeldne jordartene dominerer over de lette. Det analyserte korn ses i fig. 86 hvor det opptrer i kvarts og feltspat. I fig. 25 og 84 ses thalenittkorn som er innesluttet i henholdsvis kainositt og titanitt.

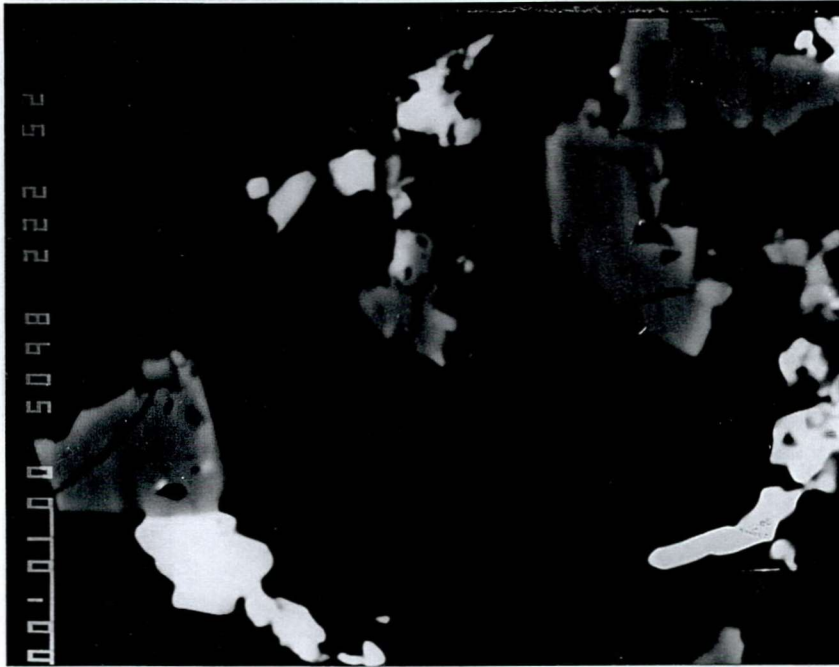


Fig. 86. Back-scatterbilde av thalenitt (analyse nr. 8605-13, hvite korn) og ett tinnstenkorn (det hvite avlange kornet nederst til høyre). De mørkegrå kornene er titanitt (analyse nr. 8605-4). Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

### Yttrialitt, $\text{Y}_2\text{Si}_2\text{O}_7$

Yttrialitt er en varietet av thalenitt med høyt Th-innhold, 7-11 %  $\text{ThO}_2$  (Vlasov 1966). Mineraliet er kjemisk lik gadolinitt med unntak av det lave Fe-innholdet (tabell 16). I likhet med kainositt og thalenitt er yttrialitt ikke identifisert med pulveropptak.

Yttrialitt er HREE-dominert. Det ses av EDS-spekteret at det er mye av de ikke-analyserte Dy og Yb. Det er sannsynlig at endel Be inngår, og hever summen.

Yttrialitt, thalenitt og kainositt er relativt lik gadolinitt i sammensetning (Y, HREE, Si), men skiller seg ut ved at yttrialitt har lavt Fe-innhold, thalenitt har lavt Fe- og Th-innhold og kainositt har også lavt Fe- og Th-innhold og er Ca-rik.



### Fluoceritt, (Ce,La)F<sub>3</sub>

Klassifisering av dette LREE-mineralet som fluoceritt er noe usikker da fluoranalyse ikke er foretatt (ble forsøkt) - men sammensetningen tilsier det (tabell 17). EDS-spekter av mineralet er gitt i fig. 87. Teoretisk sammensetning for fluoceritt er 35.65 % Ce, 35.35 % sum lantanider (minus Ce) og 29 % F. Omregnet fra oksyd til elementinnhold er sammensetningene til de analyserte mineralene nær det teoretiske hva gjelder sjeldne jordartselementer. Differansen fra 100 % i sum er på vel 30 % som sannsynligvis utgjøres av fluor. De relativt høye Th-innhold er heller ikke uvanlig for fluoceritt (Vlasov 1966).

Fluoceritt er svakt gult og har muskovitt-lignende interferensfarger. Det opptrer på to måter - enten som små anhedrale korn (< 10 µm) disseminert i bergarten (fig. 24 og 75) eller mobilisert på sprekker (fig. 29) eller korgrensener (fig. 88).

Det er tidligere vha. Debye-Scheerer kamera identifisert cerianitt (CeO<sub>2</sub>, brunt mineral) fra ei gjennomsettende mm-mektig åre i hengen, noen meter over Bordvedåga-forekomsten. Cerianitt er imidlertid ikke funnet i malmen.

Prøvenr.	8605-37	8605-7	8881-17
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.49	1.85	0.12
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	-
TiO <sub>2</sub>	0	0	-
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	37.38	39.12	41.82
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.58	10.66	16.60
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.56	11.84	10.88
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	1.22
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.44	4.20	2.91
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	0.31	-
UO <sub>2</sub>	0.13	0.12	0.04
ThO <sub>2</sub>	0.66	2.90	0.70
PbO	-	-	0.04
CaO	0.84	1.00	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.72	0.80	0
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	-	0.05
SiO <sub>2</sub>	0.78	-	0.02
Sum	69.56	72.80	74.47

Tabell 17. Mikrosondeanalyse av fluoceritt fra Y-sonen (8605-7 og 8605-37) og Tverrbekkfjellet (8881-17). 0 betyr mindre enn 100 ppm.  
- betyr ikke analysert.

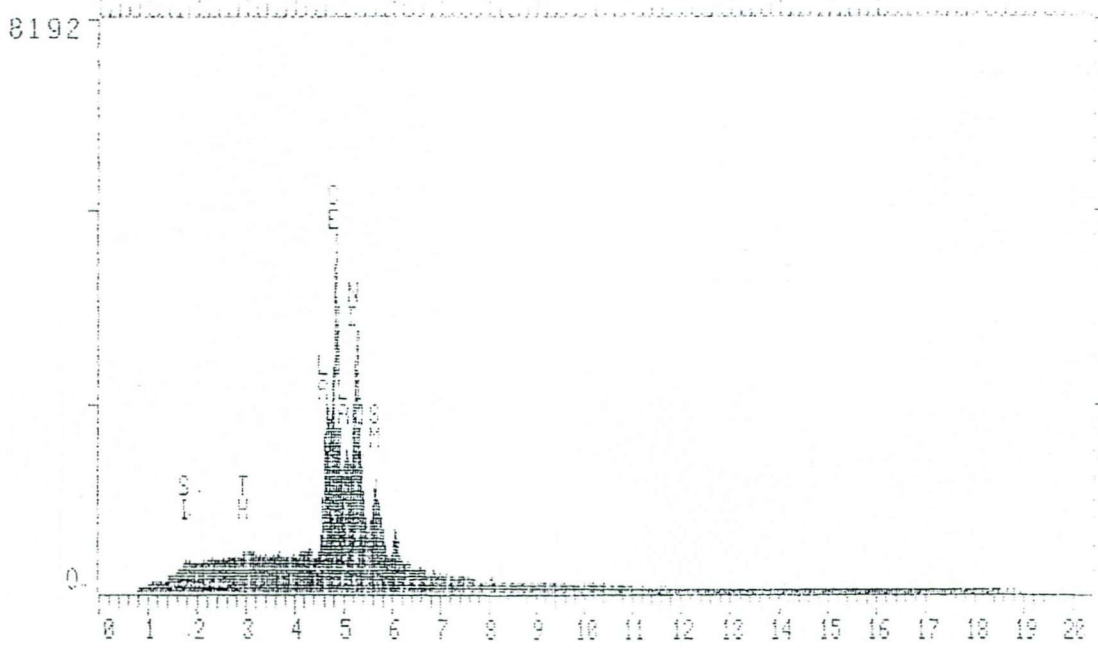


Fig. 87. EDS-spekter av fluoceritt.

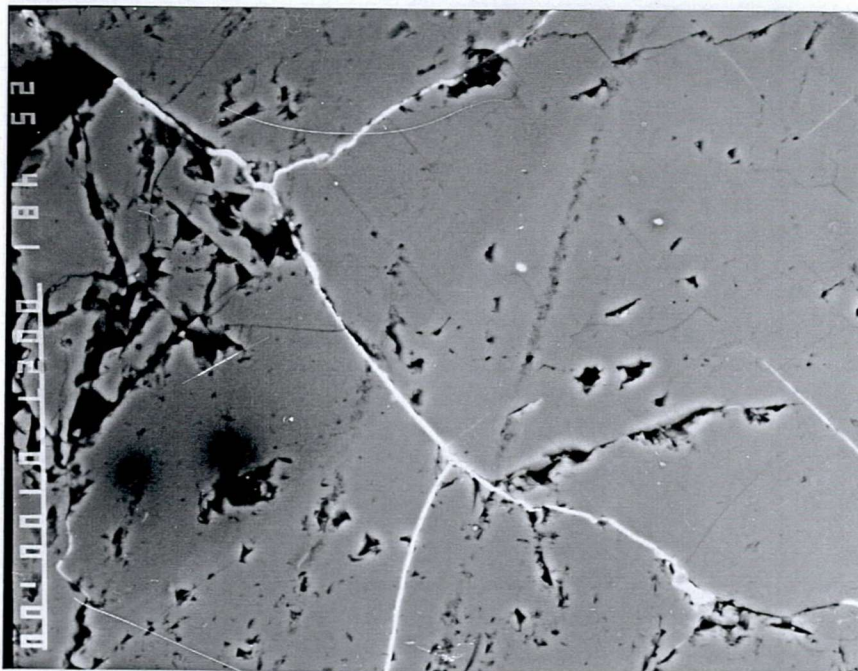


Fig. 88. Back-scatterbilde av fluocerittårer i kvarts. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

### LREE-mineraler

Det forekommer endel uidentifiserte mineraler som er rike på de lette sjeldne jordartselementene (utenom allanitt og fluoceritt). De kan være svært heterogene (fig. 89) med varierende kjemi og utenom de lette sjeldne jordartene er ofte innholdet av Si, Fe, Al, Th og Ca betydelig - og det kan dreie seg om både silikater, karbonater, oksyder og/eller fluorider. Lindahl & Grauch (1988) har tidligere rapportert om funn av REE-karbonater.

Disse mineralene er representert med 8 analyser fra 4 korn. 8602-5, 6, 7 og 8 er fra samme korn (fig. 89). Sammensetningsvariasjon fra lyseste til mørkeste fase er avtagende REE, Ca og sum - og økende U, Al, Fe og delvis Si. Y, Th og Pb varierer usystematisk.

De resterende fire analysene er fra tre forskjellige korn innenfor et lite område (fig. 90).

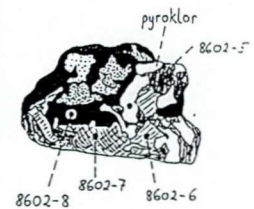
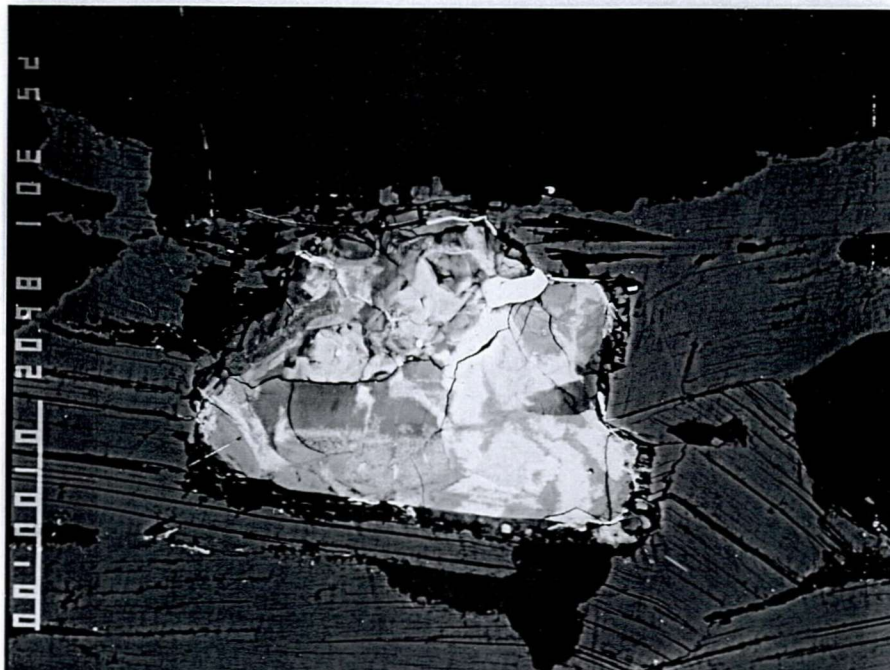


Fig. 89. Back-scatterbilde av fler-faset LREE-mineral innesluttet i biotitt og med pyrochlor-inneslutning. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .



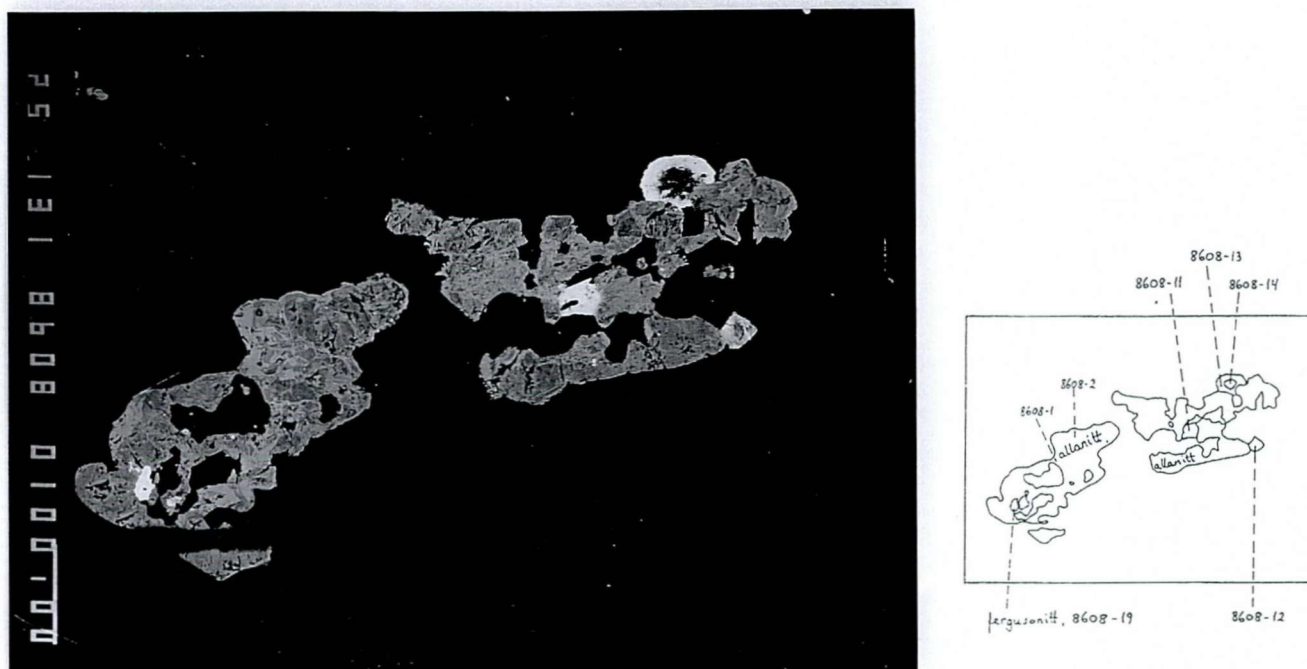


Fig. 90. Back-scatterbilde av allanitt med fergusonitt og LREE-mineraler.  
Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

Fase	lys		mørk		lys	mørk	mørkere	mørkest
Prøvenr.	8608-11	8608-12	8608-13	8608-14	8602-5	8602-6	8602-7	8602-8
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.93	5.57	27.86	13.55	21.80	20.95	14.29	6.87
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.47	1.50	13.58	5.08	4.53	3.88	2.35	0.93
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.14	1.45	4.60	1.95	3.96	3.35	2.60	1.17
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.39	0.62	0.20	0.59	0.49	0.42	0.28
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	0.60	1.93	1.01	1.76	1.63	1.10	0.52
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.84	3.12	0	0	1.53	1.80	2.39	1.79
ThO <sub>2</sub>	17.03	19.73	0	0.01	6.31	6.10	7.34	7.29
UO <sub>2</sub>	0.30	0.20	0.20	0.04	1.27	1.38	2.00	2.33
PbO	0.05	0.09	0	0.15	1.37	1.27	1.33	1.27
CaO	7.53	4.53	6.70	2.99	3.98	3.35	2.54	1.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.57	4.10	0.83	17.07	3.77	4.14	5.35	6.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.36	7.05	1.35	28.94	6.07	7.53	8.67	9.50
SiO <sub>2</sub>	19.57	34.01	1.34	20.18	14.05	16.06	14.39	22.15
Sum	81.86	82.34	59.01	91.17	70.99	71.93	64.77	61.70

Tabell 18. Mikrosondeanalyse av uidentifiserte LREE-mineraler. 0 betyr mindre enn 100 ppm.

Biotitt, K(Mg, Fe)<sub>3</sub> AlSi<sub>3</sub> O<sub>10</sub> (OH, F)<sub>2</sub>

Biotitt utgjør mellom 5 og 10 % av den granittiske gneisen både i Bordvedåga-forekomsten og i gneisen ellers i det østlige Høgtuva-vinduet. Den er vanligvis olivengrønn og sjelden brun av farge og fører ofte inneslutninger av zirkon, allanitt og andre mineraler.

Det er analysert på biotitt (tabell 19) fra Bordvedåga-forekomstens Be- og Y-sone, fra mineraliseringene i Lia og fra skarnmineraliseringen på Trolldalsaksla. Analysene viser at det er store variasjoner i sammensetning.

Mest bemerkelsesverdig er det høye zink-innholdet i Y-sonens biotitt (2.12 - 7.83 % ZnO). Tilsvarende zink-innhold i biotitt (2-2.8 % ZnO) er rapportert fra beryllium- (og andre granitofile elementer) anrikt ryolitt

fra Sierra Blanca, Texas (Rubin et al. 1987). Be-sonens og de andre mineraliseringenes biotitt har betydelig lavere zink-innhold.

Biotitt fra Y-sonen er også anrikt på Mn, Mg og Rb i forhold til i Be-sonen, mens Be-sonens biotitt er anrikt på Fe og Al. To av analysene (8604-9 og 10) er fra brun biotitt mens resten er fra den dominerende olivengrønne. Fargeforskjellen kan ikke forklares ut fra de analyserte elementer, men summen til den brune biotitten (94 %) er betydelig lavere enn den grønne (98 %). Dette kan skyldes et høyere innhold av vann eller lette elementer som fluor eller litium. (Beryllium-innhold i biotitt er vanligvis svært lavt).

Lok.	Be-sone			Y-sone				Troil- dals- aksia			Lia		
	8601-2	8603-6		8604-9	8604-10	8605-23	8605-24	Tr-17	Be3-18	Be21-24	Be30-32		
Prøvenr.	8601-2	8603-6		8604-9	8604-10	8605-23	8605-24	Tr-17	Be3-18	Be21-24	Be30-32		
Fe2O3	34.13	33.85		25.09	27.70	24.77	27.47	32.51	31.09	31.85	32.33		
CaO	0.01	0.02		0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.06	0		
SiO2	34.96	35.00		36.21	35.82	36.88	37.37	37.46	36.28	37.03	36.22		
TiO2	3.91	1.98		3.73	3.26	3.57	3.51	3.96	1.35	3.03	2.22		
MnO	0.24	0.19		0.91	0.69	0.92	1.26	0.39	0.23	0.58	0.69		
Al2O3	13.28	13.50		10.43	10.35	10.82	10.73	10.38	13.32	10.74	11.33		
ZnO	0.35	0.09		2.37	2.12	7.83	2.57	0.19	0.22	0.36	0.79		
MgO	2.45	3.96		5.47	4.60	4.07	5.17	4.20	5.90	4.80	4.39		
Na2O	0.06	0		0	0.04	0	0.05	0	0.05	0.06	0		
K2O	8.75	8.82		8.41	8.51	8.88	8.90	9.18	9.28	9.05	8.89		
SnO2	0	0		0	0	0	0.01	0	0	0	0		
Rb2O	0.74	0.75		1.15	1.17	1.16	1.18	0.34	0.51	0.41	0.48		
Sum	98.88	98.16		93.78	94.26	98.93	98.25	98.64	98.24	97.97	97.34		

Tabell 19. Mikrosondeanalyse av biotitt. 0 betyr mindre enn 100 ppm.



Randfase påvokst pyroklor og thoritt

Som nevnt tidligere opptrer pyroklor vanligvis og thoritt stedvis som runde korn med en påvokst randfase (fig. 31, 49, 50, 51, 66 og 67). Den kan være fra lys til mørke brun og også opak. Randfasen er vanligvis ca. 10 µm bred.

Sammensetningen til randfasene varierer ganske mye fra en påvoksning til en annen. Den dominerende fasen består hovedsakelig av Fe, Si og Al. Analyser av denne (tabell 20) tyder på at det er en jernrik, magnesiumfattig kloritt (thuringitt).

Jerninnholdet i andre randfaser kan imidlertid være høyere, og stedvis består randfasen av magnetitt (fig. 66). Andre elementer som kan inngå i randfasen er K, Ca, Ti, Mg, Zn og S.

Prøvenr.	8601-5	8603-8	8605-12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46.34	45.32	44.69
CaO	0.86	0.25	1.13
SiO <sub>2</sub>	28.85	26.99	28.97
TiO <sub>2</sub>	0	0	0.13
MnO	0.14	0.09	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.26	13.34	11.38
ZnO	0.09	0.37	0.80
MgO	0.26	0.47	0.65
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.17	0
K <sub>2</sub> O	0.58	0.25	0.22
SnO <sub>2</sub>	0.04	0	0
Rb <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.07
Sum	88.75	87.37	88.50

Tabell 20. Mikrosondeanalyse av kloritt som opptrer som påvoksning rundt pyroklor (8601-5) og thoritt (8603-8 og 8605-12).  
0 betyr mindre enn 100 ppm.

Andre ikke analyserte mineraler:

Tinnsten, SnO<sub>2</sub>

Grauch & Lindahl (1984) har rapportert opptreden av tinnsten innesluttet i en oksydfase av Zn-rik magnetitt, ilmenitt, hematitt og pyrofanitt i den mineraliserte gneisen som omgir Bordvedåga-forekomsten. Magnetitt er ikke inngående studert i dette arbeidet, men fra det som er gjort ses magnetitt fra Be-forekomsten å inneholde lite av de nevnte mineralene.

Tinnsten opptrer vanligvis som mikroskopiske korn fra 1 - 10 µm, men enkelte korn kan være i overkant av 100 µm (fig. 91). Kornformen er anhedral til subhedral.

Tinnsten er både innesluttet i flere av de aksessoriske mineralene, som pyroklor (fig. 26 og 57), thoritt og titanitt (fig. 75) eller i de bergartsdannende mineralene kvarts, feltspat og biotitt (fig. 86, 91 og 92). Pga. liten kornstørrelse er det sjelden å se inneslutninger i tinnsten, men kvarts, feltspat og zirkon er observert (fig. 91).



Fig. 91. Back-scatterbilde av tinnsten (hvit) og zirkon (grå). Skalastreken er 10 µm.

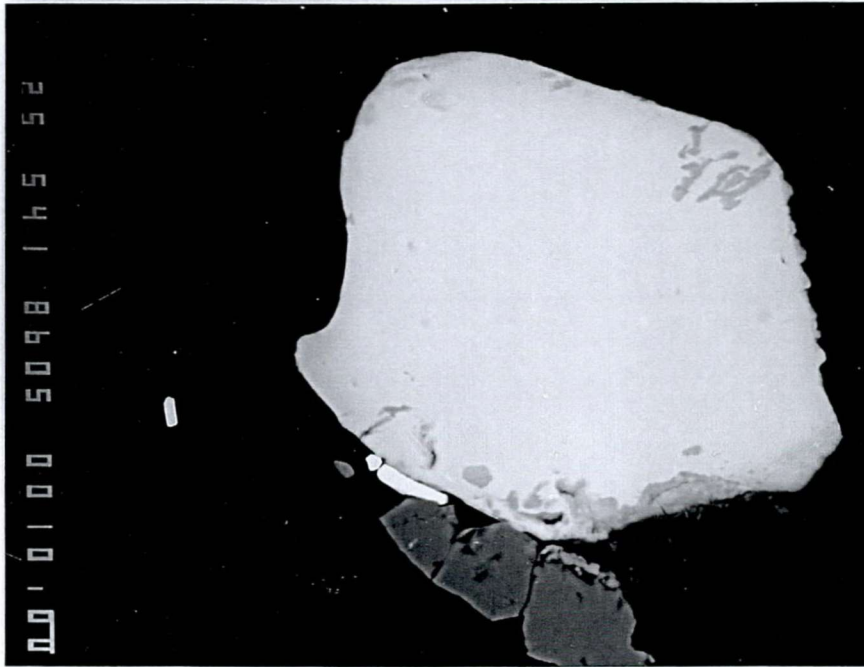


Fig. 92. Back-scatterbilde av gadolinit (lys grå), ilmenitt (mørk grå) og tinnsten (hvit) i feltspat. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

Wolftramitt, (Fe, Mn)  $\text{WO}_4$

XRF-analyser av Be-malmen gir  $< 10$  ppm W og nøytron-aktiveringsanalyser gir 4 ppm W som høyeste verdi. Wolfram er bundet til wolframitt som på tross av lave analyseverdier kan observeres som endel mikroskopiske korn opptil 10  $\mu\text{m}$  (fig. 93).

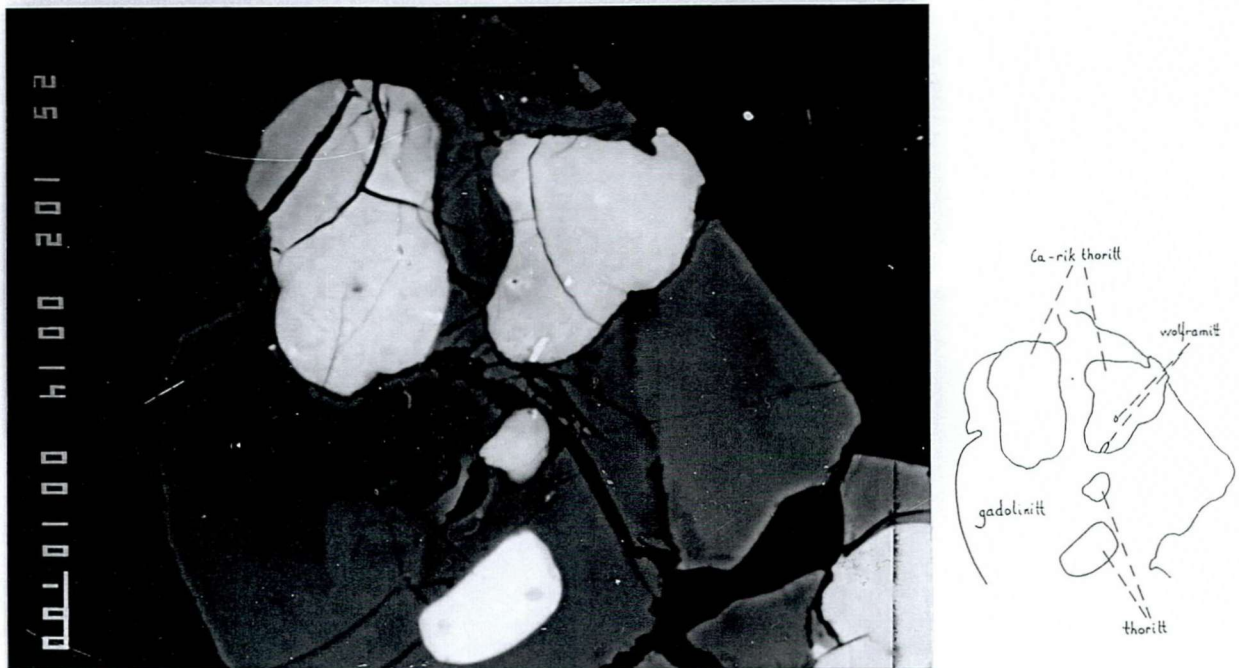


Fig. 93. Back-scatterbilde fra mineralkonsentrat av wolframitt innesluttet i thoritt som er omgitt av gadolinit. Skalastreken er 10  $\mu\text{m}$ .

### Magnetitt, $\text{Fe}_3\text{O}_4$

Be-malmen er relativt magnetittrik - i partier kan det være opptil 2 %. De eu - til subhedrale magnetitt-krystallene kan være opptil 2-3 mm store og ofte er de omgitt av en diskosformet halo fri for mørke mineraler (biotitt).

Magnetitt kan som nevnt føre avblandinger av ilmenitt, hematitt og pyrofanitt (Grauch & Lindahl 1984), men dette synes å være sjelden i Be-malmen. Også inneslutninger av andre mineraler, som tinnsten, uraninit, fergusonitt (fig. 78) og andre er lite utbredt.

### Ilmenitt, $\text{FeTiO}_3$

I tillegg til de nevnte avblandingene i magnetitt forekommer noe ilmenitt som diskrete, rene korn (fig. 92).



### Sulfider av Zn, Pb, Mo, Cu og Fe

Be-malmen inneholder endel sulfider (sinkblende, blyglans, molybdenglans, kobberkis, arsenkis og svovelkis) som enkeltkorn og som mobilisering langs korngrenser og sprekker (blyglans, fig. 94).

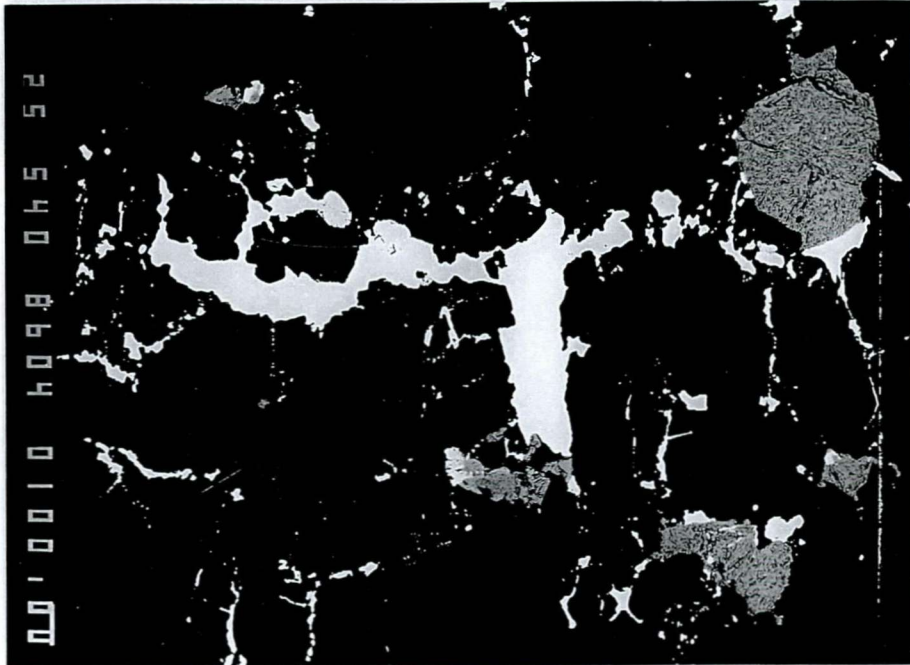


Fig. 94. Back-scatterbilde av blyglans (hvitt) på sprekker og korngrenser. To lysegrå korn litt over og til venstre for midten av fergusonitt (analyse nr. 8604-25). De mørkegrå kornene er magnetitt. Skalastreken er 100  $\mu\text{m}$ .

Flusspat er et vanlig aksessorisk mineral - innholdet anslås til bortimot 1 %. Vanligvis fiolett, men også fargeløs og brunlig flusspat er ofte anrikt langs foliasjonsplan, men finnes også som spredte enkeltkorn. Et lite innhold av kalkspat finner også i malmen.

Kloritt finnes foruten som påvoksning rundt pyroklor og thoritt i små mengder også som omvandlingsprodukt fra biotitt.

Noe apatitt er også tilstede. Kvalitative EDS-analyser antyder et lite innhold av Ce, men dette er lavt og kvantitativ analyse er derfor ikke utført.

Identifisering med Debye-Scheerer av kyanitt fra mineralkonsentrat (> 4.0 sp.v.) er ikke bekreftet ved mikroskopering eller mikrosonde. Dette gjelder også for løllingitt.

## OPPSUMMERING

Her skal oppsummeres hvilke mineraler som er viktigst som bærere for de forskjellige elementer innen de to malmsone:

**Be:** Den overveiende del av beryllium-innholdet i Be-sonen inngår i fenakitt. Be-rhönitt som er nest viktigste Be-mineral (forutsatt at den kjemiske analysen på 2.6 % BeO representerer et gjennomsnittlig Be-innhold i Be-rhönitt) inneholder anslagsvis 5-10 % av malmens Be-innhold (innholdet av Be-rhönitt i malmen er 1-2 %). Gadolinitt inneholder mer Be enn Be-rhönitt, men opptrer i mindre mengde. Av malmens totale Be-innhold anslås 10-15 % å foreligge i gadolinitt og Be-rhönitt. Noe beryllium inngår også i genthelvin og andre mineraler som allanitt, thoritt og fergusonitt. I Y-sonen inngår sannsynligvis mer beryllium i gadolinitt enn i fenakitt.

**Y:** Både i Be- og Y-sonen inngår størstedelen av yttrium i gadolinitt - noe mindre i fergusonitt. I Y-sonen fordeler det seg også på kainositt, thalenitt, yttrialitt og euxenitt.

**Nb (og Ta):** Pyroklor og fergusonitt er hovedbærere av niob - med pyroklor som den viktigste i Be-sonen og fergusonitt i Y-sonen. I tillegg inngår noe niob i euxenitt i Y-sonen.

**HREE:** I Be-sonen er gadolinitt og i mindre grad fergusonitt viktigste bærere av de tunge sjeldne jordartene. HREE-gehalten i zirkon er lav, men pga. at det er mye zirkon har mineralet betydning som bærer av HREE. I Y-sonen fordeles HREE også på kainositt, thalenitt, yttrialitt og euxenitt.

**LREE:** Mineralene som ble nevnt for de tunge sjeldne jordartene er også viktige som bærere av de lette, men størstedelen inngår i allanitt og endel i fluoceritt, uidentifiserte LREE-faser og noe i apatitt.

**U:** Malmens uran-innhold er fordelt i mange mineraler. I Be-sonen er det meste uran bundet i pyroklor og i mindre grad i thoritt (og spesielt uranorhoritt), uraninitt, gadolinitt, fergusonitt og i de uidentifiserte LREE-fasene. I Y-sonen er noe uran bundet i yttrialitt og

euxenitt i tillegg til de mineralene som ble nevnt for Be-sonen. Zirkon har lav uran-gehalt, men er pga. at det er så mye zirkon bærer av en betydelig del av det totale uran-innhold i begge soner.

Th: Det meste av thorium går inn i thoritt - i Be-sonen også noe i gadolinitt, de uidentifiserte LREE-mineralene, fergusonitt, fluoceritt, allanitt og uraninitt. I Y-sonen fordeles thorium på (i tillegg til thoritt) yttrialitt, fergusonitt, fluoceritt og de uidentifiserte LREE-mineralene, allanitt, euxenitt og uraninitt.

Zr og Hf: Tilnærmet alt zirkonium og hafnium går inn i zirkon.

Sn: Tinn er hovedsaklig bundet i tinnsten og titanitt i begge soner. I Be-sonen inngår noe tinn i Be-rhönitt.

W: Det er ikke detektert wolfram i andre mineraler enn wolframitt.

Zn: Hovedmengden av zink-innholdet går inn i biotitt og i mindre grad i zinkblende og genthelvin.

Av hovedbestanddelene er det Si-, Ca-, Ti-, og i mindre grad Fe- og Al- oksyd som inngår i de interessante aksessoriske mineralene. Innholdet av alkaliene Na og K er lavt.

Mineralenes krystallisasjonsrekkefølge synes til en stor grad å være preget av samtidighet, eller at forholdene er preget av den metamorfe modifisering. Nb-, Y-, HREE-, U-, Th-, Sn- og W-mineraler som pyroklor, fergusonitt, euxenitt, gadolinitt, kainositt, thalenitt, yttrialitt, thoritt, uraninitt, tinnsten og wolframitt er dannet tidlig, men forholdene dem imellom er komplekse. Gadolinitt kan f.eks. ofte inneslutte pyroklor, men det motsatte er også vanlig.

Zirkon i form av finkornige "skyer" synes noe seinere da de ofte omslutter de forannevnte mineraler - og er innesluttet i påfølgende mineraler. Etter zirkon følger fenakitt, titanitt og apatitt. Allanitt er relativt sein og er ofte vokst rundt andre mineraler som gadolinitt, thoritt og apatitt. De sist dannede mineraler er genthelvin, Be-rhönitt og fluoceritt.



Sonering i mineralene er vanlig og oftest er det to faser. Sonerte mineraler er gadolinitt, allanitt, pyroklor, fergusonitt, thoritt, kainositt, uidentifiserte LREE-mineraler og sjelden zirkon. Vanligvis består soneringen av en mørk (lett) randfase med en lys (tung) kjerne. De mørke fasene har alltid lavere oksyd-sum enn de lyse og det antas at dette skyldes høyere vanninnhold - at den mørke fasen er hydrert. Dette antydes også ved mikrosondeanalysen ved at mineralene blir brent under elektronstrålen (volatiliseringseffekt).

Sammensetningsvariasjoner mellom mørk og lys fase for fem mineraler er oppsummert i tabell 21.

mineral	lys fase er anrikt på:	mørk fase er anrikt på:
gadolinitt	Th, Ca, LREE, sum	Y, HREE, H <sub>2</sub> O (?)
allanitt	Fe, Al, LREE, Ca, Si, sum	Y, HREE, Th, K, H <sub>2</sub> O (?)
pyroklor	Ca, U, sum	H <sub>2</sub> O (?)
thoritt	Th, Y, Tl, Zn, sum	Ca, Si, H <sub>2</sub> O (?)
fergusonitt	Y, Nb, Er, sum	Ca, Al, Si, Nd, H <sub>2</sub> O (?)

Tabell 21. Sammensetningsvariasjoner mellom mørk og lys fase.

Når det gjelder forskjeller i mineralenes sammensetning mellom Be- og Y-sone er dette oppsummert i tabell 22 (for de mineralene som er analysert fra begge soner og som gir variasjoner).

mineral	i Be-sonen er mineralet anrikt på:	i Y-sonen er mineralet anrikt på:
gadolinitt	Ca, Th, U, LREE	Y, MREE
genthelvin	Be (? pga. lavere sum)	Zn
allanitt		Zn
titanitt	Ca, Si, Sn	Fe, Al, Y, REE
biotitt	Fe, Al	Zn, Mn, Mg, Rb

Tabell 22. Sammensetningsvariasjoner mellom Be- og Y-sonens mineraler.

Malmsoneringen reflekteres bare delvis i mineralsammensetningen:

Be er ikke analysert, men genthelvin har betydelig lavere sum i Be-sonen, og da det antas at resten altoverveiende utgjøres av Be, er det sannsynlig at genthelvin har høyere Be-innhold i Be-sonen enn Y-sonen. Det høye Y-innholdet i Y-sonen i forhold til Be-sonen gjenspeiles i gadolinitt, fergusonitt og titanitt som har forhøyet Y-innhold i Y-sonen.

Y-sonen er rikere på lette og middels tunge (MREE) og lavere på de tunge sjeldne jordartselementene enn Be-sonen. Gadolinitt fra Y-sonen er rikere på MREE men lavere på LREE enn gadolinitt fra Be-sonen. Titanitt har høyere REE-innhold i Y-sonen.

Y-sonens forhøyede Zn-innhold gjenspeiles i genthelvin, allanitt og biotitt. Både biotitt og bergart fra Y-sonen har et høyere Rb-innhold.

Be-sonens forhøyede Sn-innhold gjenspeiles i titanitt og Be-rhönitt (i forhold til mineraliseringene i Lia og på Tverrbekkfjellet), og forhøyet U-innhold gjenspeiles i gadolinitt.

REFERANSER

- Beus, A.A. 1966: Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits. W.H. Freeman and Company, 401 s.
- Cameron, K.L., Carman, M.F. & Butler, J.C. 1970: Rhönite from Big Bend National Park, Texas. Amer. Mineral., 55.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1966: An introduction to the rock forming minerals. Longman, London.
- Grauch, R.I. & Lindahl, I. 1984: A unique suite of Sn- and Fe-Ti-Mn-Zn oxides from Precambrian biotite gneisses, Nordland County, Norway. Poster GSA Annual Meeting, Reno, 5-8 Nov. 1984.
- Hogarth, D.D. 1961: A study of pyrochlore and betafite. Can. Mineral., 6, 610-633.
- Hogarth, D.D. 1977: Classification and nomenclature of the pyrochlore group. Amer. Mineral., 62, 403-410.
- Lahti, S.I. 1987: Zoning in columbite-tantalite crystals from the granitic pegmatites of the Eräjärvi area, southern Finland. Geochim. et Cosmochim. Acta Vol. 51, 509-517.
- Lindahl, I. & Grauch, R.I. 1988: Be-REE-U-Sn-mineralization in Precambrian granitic gneisses, Nordland County, Norway. Proceedings of the Seventh Quadrennial IAGOD Symposium. E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Lottermoser, B.G. 1986: Cathodoluminescence of phenakite. Mineralogical Magazine. Vol. 50, 733-734.
- Page, L.R., Stocking, H.E. & Smith, H.B. 1956: Contributions to the geology of uranium and thorium by the United States Geological Survey and Atomic Energy Commission for the United Nations International Conference on peaceful Uses of Atomic Energy, Geneva, Switzerland 1955. Geol. Surv. Prof. Paper 300, 567-579.

- Ramdohr, P. & Strunz, H. 1978: Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Rubin, J.N., Price, J.G., Henry, C.D. & Koppenaal D.W. 1987: Cryolite-bearing and rare metal-enriched rhyolite, Sierra Blanca Peaks, Hudspeth County, Texas. Amer. Mineral. 72, 1122-1130.
- Samenov, E.I. 1957: Geokhimiya, No. 7.
- Vlasov, K.A. 1966: Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits. Israel program for scientific translations, Jerusalem.
- Wilberg, R. 1987a: Beryllium-mineraliseringer i Bordvedåga-området, Høgtuva-vinduet. NGU-rapport 87.171.
- Wilberg, R. 1987b: Resultater fra oppboring av Bordvedåga berylliumforekomst i 1987. NGU-rapport nr. 87.172.
- Wilberg, R. 1987c: Granitophile elements in granitoid rocks in Precambrian basement windows in Nordland, Northern Norway, with special reference to the rare-element enriched gneiss at Bordvedåga, Høgtuva-window. NGU-report no. 87.043.
- Wilberg, R. 1988: Sporelementinnhold og -variasjoner i beryllium-forekomstene ved Bordvedåga, Høgtuva-vinduet. NGU-rapport nr. 88.177.
- Wilberg, R. & Furuhaug, L. 1989: Nye beryllium-mineraliseringer i Bordvedåga-Tverrbekkfjell-området, Høgtuva-vinduet. NGU-rapport nr. 89.053.



Prøveliste for slip som er brukt ved mikrosondeanalyse med tilhørende Be-gehalt (Be er analysert med atomabsorpsjon etter oppløsning med flussyre; for andre elementer se tidl. rapporter).

## Bordvedåga-forekomsten:

<u>Prøvenr.</u>	<u>Borhull</u>	<u>Meter</u>	<u>ppm Be</u>
8601	7	2.80	6600
8602	7	3.15	
8603	7	3.25	
8604	8	14.50	76
8605	8	14.70	
8606	8	15.30	
8608	10	9.50	3710
8609	10	9.95	
8610	10	10.30	
8614	10	11.70	418
15	14	30.62	3310
31	39	32.65	1200
27	19	28.65	286

## Lia:

<u>Prøvenr.</u>	<u>Koordinater</u>	<u>ppm Be</u>
Be 3	5075N, 5502Ø	262
Be 9	5145N, 5768Ø	243
Be12	5050N, 5870Ø	384
Be17	5550N, 5480Ø	4570
Be21	5540N, 5572.2Ø	1150
Be28	5655N, 5615Ø	600
Be30	5550N, 5660Ø	1760
Be42	5455N, 5837Ø	5420
Be44	5400N, 5898Ø	620
Sp	5208N, 5704Ø	-

## Aplitt:

<u>Prøvenr.</u>	<u>Lokalitet</u>	<u>Koordinater</u>	<u>ppm Be</u>
R07	} Fagervoldvatnet	3990 6305	37
R10		2695 6300	14

## Skarn:

<u>Prøvenr.</u>	<u>Lokalitet</u>	<u>Koordinater</u>	<u>ppm Be</u>
Tr	Trolldalsaksa	4840 6585	12000

## Tverrbekkfjellet:

<u>Prøvenr.</u>	<u>Koordinater</u>	<u>ppm Be</u>
8860	4523N, 5378Ø	3010
8861	4526.5N, 5399.5Ø	12900
8881	3275N, 5642Ø	315
8883	3190N, 5702Ø	15500
8884	3190N, 5707Ø	520

## Mineralseparater:

<u>Prøvenr.</u>	<u>Fraksjon</u>	<u>Kornstørrelse</u>
9A	2.85-3.3 sp.v. / > 1.6A	} 100-140 mesh
21A	> 4.0 sp.v. / > 1.6A	
23A	> 4.0 sp.v. / 0.6A	
24A	> 4.0 sp.v. / 0.3A	
25A	3.3-4.0 sp.v. / > 1.6A	
26A	3.3-4.0 sp.v. / 0.6A	
<u>27A</u>	<u>3.3-4.0 sp.v. / 0.1A</u>	