

NGU-rapport 88,145

Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart
Niei'davarri 1932 I, Gav'dnjarri 1932 II,
Suvcaganvarri 1932 III, Lavvoai'vi 1932 IV
M 1:50 000

Rapport nr. _n 88145		ISSN 0800-3416		Åpen/ Forfattet	
Tittel: Beskrivelse til de bergrunnsgeologiske kart Næi'davarri 1932 I, Gav'dnjarri 1932 II, Suvcaganvarri 1932 III, Lavvoai'vi 1932 IV M 1:50 000					
Forfatter: Karl Inge Olsen			Oppdragsgiver: Norges geologiske undersøkelse		
Fylke: Finnmark			Kommune: Kautokeino		
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Enontekiö Inari			Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1931 I Næi'davarri, 1932 II Gav'dnjarri 1932 III Suvcaganvarri, 1932 IV Lavvoai'vi		
Forekomstens navn og koordinater:			Sidetall:		Pris:
Feltarbeid utført: 1980-85			Rapportdato: 20. sept. 1988		Prosjektleder A. Siedlecka
Feltarbeid utført: 1980-85			Rapportdato: 20. sept. 1988		Prosjektnr.: 1886.11.21, 1886.14.21
Sammendrag:					
<p>Kartbladene dekker et område inntil grensen mot Finland som omfatter østlig del av Kautokeinogrønnstensbeltet og tilgrensende gneiser og en liten del av Karasjokgrønnsteinsbeltet østligst.</p> <p>Gneisene er arkeiske, tilhørende Jer'gulgneiskomplekset. De er delt inn i fire mindre enheter/massiver som alle er av trondhemittisk-tonalittisk sammensetning. I selve grønnsteinsbeltet er det definert fire formasjoner. <u>Sådnabæifm.</u>, som eldste enhet, er foldet sammen med gneisen som utviser mulig intrusiv kontaktforhold primært. Formasjonen omfatter metabasalter av komatiittisk- og basaltisk sammensetning; metgabbroer/-diabaser og kvartsitter/glimmerskifre. <u>Baharav'dujavfm.</u> omfatter opptil 50 % komatitter overlagret av metabasalter/tuffitter og glimmerskifre. Den ligger antakelig diskonformt på de ovenfor nevnte enheter. <u>Masiformasjonen</u> overlager på ny antakelig diskonformt enhetene nevnt ovenfor og består av kvartsitter og kvartsglimmerskifre, delvis migmatittiske. <u>Av'zifm.</u> overlager Masifm. og/eller Baharav'dujav'rifm. og utgjøres av metabasalter/-tuffitter og kvartsitter/glimmerskifre. Alle enheter intruderes av <u>Lavvoai'vi granittmassiver</u> (ca.1750 m.å.). Metamorfosen er øvre del av "medium grad".</p>					
Emneord		Strukturgeologi		Gneis	
Berggrunnsgeologi		Metamorfose		Granitter	
Petrografi		Kjemi		Grønnstein	

INNHALDSFORTEGNELSE

	Side
1. INNLEDNING	
1.1. Geografiske hovedtrekk	
1.2. Geologiske hovedtrekk	
1.3. Tidligere arbeider og geologisk kartlegging . .	
2. BERGARTSBESKRIVELSE	
2.1. Jer'gulgneiskomplekset	
2.1.1 Biennaroavvigneisen.	
2.1.2 Gukkesjav'rigneisen.	
2.1.3 Akkanasvarrigneisen.	
2.1.4 Bis'suvarrigneisen	
2.1.5 Sammendrag og konklusjon	
2.2. Sådnabæiformasjonen	
2.2.1 Amfibolitter	
2.2.2 Metasedimenter	
2.2.3 Sammendrag	
2.3. Bahav'dujav'riformasjonen	
2.3.1 Amfibolitter	
2.3.2 Metasedimenter	
2.3.3 Oppsummering	
2.4 Masiformasjonen	

2.4.1	Beskrivelse, opptreden, korrelasjoner
2.4.2	Kjemi, opprinnelig sammensetning, kildeområder
2.4.3	Petrografi
2.4.4	Oppsummering
2.5	Av'ziformasjonen
2.5.1	Opptreden
2.5.2	Metasedimenter
2.5.3	Amfibolitter
2.5.4	Kjemisk sammensetning i amfibolitter
2.5.5	Petrografi
2.6	Sammendrag
2.6.1	Beskrivelse, opptrede, kontaktforhold
2.6.2	Petrografi
2.8.	Aldersbestemmelser
3.	TEKTONIKK
3.1.	Innledning
3.1.1	De ulike strukturelementer
3.2.	Stereoprojeksjoner
3.3.	Kartbildet i tektonisk sammenheng
3.4.	Skjærbevegelser
3.5.	Oppsummering
4.	METAMORFOSE
4.1.	Innledning
4.2.	Mineralparagnerer

4.2.1	Metapelittiske/-psammittiske bergarter
4.2.2	Amfibolitter
4.3.	Oppsummering
5.	METAMORFOSE-TEOKTONIKK
5.1.	Hovedmetamorfose
5.2.	Retrogradering
6.	GEOLOGISK UTVIKLING

Litteraturhenvisninger

Figurtekster

Figurer

Tabeller

Appendiks

BESKRIVELSE TIL DE BERGGRUNNSGEOLOGISKE KART

- NIEI'DAVARRI (1932 I)
 - GAV'DNJAVARRI (1932 II)
 - SUVGAGANVARRE (1932 III)
 - LAVVOAI'VI (1932 IV)
- M 1:50 000

Karl Inge Olsen, Prospektering A/S, Postboks 83, 1321 Stabekk

1. INNLEDNING

1.1 Geografiske hovedtrekk

De fire kartene dekker et område inntil grensen mot Finland, syd på Finnmarksvidda, fra et stykke øst for mellomriksveien og østover til midt inn i Anarjåkka Nasjonalpark (se nøkkelkartet, fig. 1).

Området er så å si uten bilvei. Eneste adkomstvei med bil er inn til Siccajav'ri sommerstid. Dette er eneste faste bosetting. Her drives en Statens Fjellstue og en meteorologisk observasjonspost. Fig. 2 viser utsyn mot syd, med Siccajav'ri i forgrunnen og Suvcaganvarri i det fjerne.

Vinteroppholdsstedet er det ved Baharav'dujåkka i vest og enkelte plasser langs Akkanasjåkka (Akkanas Ødestue og Sådnabæiskaidi) og langs Karasjåkka i øst. Ellers finnes en del traktorspor, f.eks. fra riksveien syd for Kautokeino over fjellet til Baharav'dujåkka-Baharav'dujav'ri. Innen området må en gå hvis ikke lufttransport er mulig. Det er forholdsvis lett å gå fra Siccajav'ri og langs riksgrensa østover.

Topografien i området reflekteres av geologien. De høyere liggende områdene (over 500 m.o.h.) preges stort sett av kvartsitt og kvartsrike sandstener, mens områdene under 500 m.o.h. (d.v.s. bjørkbevokste områder) er gneisgranitt i øst og grønnsteiner-glimmerskifere i vest. Grad av motstanddyktighet mot erosjon: Kvartsitt > sandstein > granitt > dioitt > grønnstein. De høyeste fjellområdene langs riksgrensen i øst og sonen Badasoai'vi -

Lavvoai'vi - Altevarri, som strekker seg NNV-over midt over kartblad Lavvoai'vi, er kvartsitt stort sett. Lavvoai'vi er dessuten den høyeste toppen i området (635 m.o.h.) og en av de høyeste toppene på Finnmarksvidda Ø for Kautokeino-elva.

Den meget slakke topografien som preger mesteparten av området i Ø reflekterer det relativt ensformige gneisunderlaget. Lengderetningen på åser og dalsøkk markerer isretningen. De vestlige mer varierte suprakrustalene lager en mer kupert topografi med rygger og søkk som stort sett viser bergartsstrøket eller en kombinasjon av bergartsstrøket og den siste isbevegelsesretningen. Berget er preget av sterk iserosjon og har relativt liten grad av forvitring.

De høyereliggende områdene er stort sett underlagt av morene, med enkelte utgravde raviner, i hvilke fjell kan være blottet. Isskuring kan også ha ført til at åskanter kan ha forblitt blottlagt etter isens tilbaketrekning. Omkring åsene kan en finne større partier som er spylt rene av isvann, antakelig på kanten av isen ved halvveis nedsmelting. De lavere forsenkningene (områdene) er preget av at en intens (glasi-)fluvial aktivitet har foregått med store terassedannelser av delvis grovt materiale, med påfølgende ny elve-erosjon. Her kan en finne avspylte blotningsområder innimellom grushauger og -rygger i gamle elveløp. Disse kan delvis være gjengrodd som myrdrag, og da kan knauser stikke opp i eller langs kantene av myra.

1.2. Geologiske hovedtrekk

Området befinner seg i den sydøstlige del av Kautokeinogrønnsteinsbeltet (Siedlecka et al. 1985), som er beskrevet i en del publikasjoner og upubliserte NGU-rapporter fra midten av 50-åra til idag (Tan, 1970). En generell beskrivelse av sydlige del av vestlige Finnmarksvidda med vekt på kjemi, gneiser og assosierte sene granitter, er gitt av Olsen & Nilsen (1985).

Gneisene i området tilhører den sydvestlige del av Jer'gulgneiskomplekset (Krill 1984), som danner en domstruktur med Karasjokgrønnstensbeltet

beliggende på østsiden. Karasjokbergartene er såvidt representert i østkanten av kartområdet.

Bergartene er delt inn i 6 ulike enheter som er inntegnet på det geologiske oversiktskartet (fig. 3), og satt opp i en stratigrafisk oversikt (fig. 4). Tektonostratigrafisk rekkefølge er (ikke nødvendigvis aldersmessig):

1. Jer'gulgneiskomplekset består av ulike diorittiske gneiser og er delt inn i ulike flere litologiske enheter.
2. Sådnabæiformasjonen er basiske vulkanitter og glimmerskifre.
3. Baharav'dujav'riformasjonen er basiske til ultrabasiske vulkanitter og kvartsitter/glimmerskifre.
4. Masiformasjonen er kvartsitter, arkoser og glimmerskifre.
5. Av'ziformasjonen er basiske vulkanitter og glimmerskifre.
6. Sene granitter (Lavvoai'vimassivene) er svakt foliert til massive av granittisk til granodiorittisk.

Antallet formasjoner kan muligens reduseres i framtiden, men p.g.a. usikkerhet m.h.t. korrelasjoner, har jeg valgt å dele inn i flere med en uformell status. Den laterale utbredelse av grønnsteinene kan antakelig tilskrives en suksessiv påbygning, heller enn være et resultat av en samtidig vulkansk periode. Tidsaspektet når det gjelder utviklingen av grønnsteinsbeltet er på det nåværende tidspunkt meget usikkert.

1.3. Tidligere arbeider og geologisk kartlegging

Finmarks geologi ble først undersøkt, såvidt meg bekjent, sent på 1800-tallet av Dahll (se REusch et al. 1891), som identifiserte et gammelt grunnfjell som var overlagret av de kaledonske (kambro-siluriske) avsetningene. Det samme gjorde Holtedal (1918), og korrelerte en del av suprakrustalene på vidda med lignende bergarter i de prekambriske vinduene ute ved kysten (Raipasgruppen i Alta-Kvæningen vinduet).

Holmsen et al. (1957) gjorde en detaljert regional undersøkelse av grønnsteinsgneisterrenget på vestvidda. De delte overflateberartene grovt sett i tre grupper, en underliggende kvartsitt (= Masiformasjonen), en grønnsteinsgruppe (Caskiasgruppen) derover, og en mektig sandsteinsserie øverst (=Caravarriformasjonen). De laget et metamorfosekart som illustrerer en sonering av metamorf grad fra lavere grønnskiferfacies i de sentrale deler rundt Caravarrri og til middel-/høy amfibolittfacies ut mot gneisområdene i Ø og V. Et relativt detaljert strukturgeologisk studium foretok de også, hvor de beskrev hovedstrukturen med aksetraséene for anti/synformer og de større forkastninger.

Kartleggingen som har foregått i de senere år har stort sett bygget på deres idéer som utgangspunkt.

I slutten av 50-årene startet NGU et intenst prospekteringsarbeide på vidda, og flere rapporter om geologien er utkommet med en sammenstilling i NGU-rapport nr. 959 (Tan, 1970).

Siden (i 1970-årene) har flere selskaper utført malmløting her, med A/S Sydvaranger og A/S Sulfidmalm som de første, og Follidal Verk A/S som kom inn i 1983 og 1984. I 1980 startet NGU sitt Finnmarksprogram, og A/S Sydvaranger ved Prospektering A/S (datterselskap) ble samarbeidspartner på kartleggingssiden 1984-85.

Gjennom flere år har Skålvoll ved NGU utført kartleggingsarbeider bl.a. på Vestvidda, og basert på egne og andres data utkom kartblad Enönteikiö (M = 1:250 000) over den sydligste del av vestvidda (Gustavson & Skålvoll 1976). Dessuten utkom et større kart over det meste av Finnmark (M = 1:500 000) i forbindelse med ressursutvalgets samordnete plan for Finnmarksvidda (Skålvoll 1978).

Det meste av kartområdet, fig. 1, har ikke vært kartlagt, bortsett fra enkelte rekognoserende traverser helt i vest fra NGUs side, før A/S Sydvaranger startet regional kartlegging i midten av 70-årene og i 1980-85.

Sammenstillingen av geologien er gjort stort sett på grunnlag av egen kartlegging for A/S Sydvaranger som sommerjobb i 1977 og som ansatt

somrene 1980-85. Helt i øst på kartbladet Gav'dnajarri bygger jeg på observasjoner av geologer fra A/S Sulfidmalm. Feltarbeid er utført i samarbeid med geologstudenter, Kari Berge (1980, Fredrik J. Theisen (1981), Marja Karppinen og Egil Rundhovde (1983 til 1985). Dessuten utførte Kenneth Kjærslud ved A/S Sulfidmalm detaljkartlegging sammen med Egil Rundhovde i området N og V for Baharav'dujav'ri i 1984.

Som utgangspunkt i kartleggingen er brukt "rekognoserende" blotningskart til NGU fra 1950- og 1960-årene, som finnes over de S-lige og V-lige delene av området.

I kartleggingen er benyttet de nyeste fargetrykte topografiske kart, og dessuten ble flyfotos (Fjellanger-Widerøe seriene: 2033, 2121, 2324, 1545, 6442, 6452, 7038) brukt, både ved forberedelsene til feltarbeidene og ved tolkningen av geologien.

Ved angivelse av blotninger er brukt TUM-rutenettet på 1:50 000 kartene. Koordinatene angis med to tresifrede tall adskilt med en skråstrek. Det første av disse er Ø-V og det andre er N-S koordinatene. Nøyaktigheten blir ± 50 m. Blotningsgraden er noe ujevn, og i enkelte områder er det umulig å fortelle noe om fastfjellsgeologien. Men stort sett er blotningsgraden god nok til å lage et geologisk kart i M = 50 000, selv om nøyaktigheten av grenseforløpene naturligvis må bli usikker.

Den geologiske oppbygging og forløpet av de geologiske begivenheter er usikker p.g.a. manglende viten om grenseforhold (f.eks. angående diskordante el. konkordante avsetningskontakter, og intrusiv mot sedimentær kontakt).

Til hjelp i sammenstillingen av geologien er brukt regionale magnetiske og elektromagnetiske målinger utført av NGUs geofysiske avdeling (Håbrekke) i de vestligste deler av området, som stort sett er underlagt av overflatebergartene.

De magnetittførende horisontene (lagene kan identifiseres, og på den måten trekkes over lengere strekninger. Grafittførende enheter kan brukes som identifikasjon av spesielle stratigrafiske bergartsmiljøer, som på den

måten er mulig å følge over lengere strekninger, og muligens også korreleres over større områder, hvis bergartsassosiasjonen ellers tilsier det.

Flyfotos er i de fleste tilfeller vanskelig å benytte i tolkningen av geologien p.g.a. stor grad av overdekke. En del strukturelementer kan imidlertid følges ved hjelp av disse (strøkretninger, forkastninger, skjærsoner), og større bergartsmassiver (kvartsittdrag, granittkropper o.l.) som lager topografiske forhøyninger eller forsenkninger, kan grovt avgrenses (her er de topografiske kartene i seg selv til like god hjelp) (se forøvrig avsnittet "Geografisk oversikt").

På grunn av vansker med å se forskjell på de innleverte kart er ikke dette gjennomført.

I resten av områdene (Lavvoai'vi Ø + Nieid'varri + Gav'dnjarri) er geologien mer ensformig, og blotningen som finnes er nok til å danne seg det nødvendige bildet av geologien.

2. BERGARTSBESKRIVELSE

Inndelingen av overflatebergartene i de enkelte formasjoner og jevn føring av en bergartssekvens til en bestemt formasjon, er gjort ut fra tilstedeværelse av karakteristiske bergartsenheter, ut fra en totalvurdering av stratigrafien og utviklingen i en sekvens, og ut fra dens posisjon i forhold til assosierte andre bergartstyper/-formasjoner. De geofysiske målingene er til stor hjelp for gjenkjennelsen av de enkelte formasjoner. Når det gjelder adskillelse av gneisene fra de yngre granittmassivene, brukes teksturelle og strukturelle trekk, og den generelle ulikhet i kjemisk sammensetning som lager et forskjellig utseende (f.eks. fargemessig).

2.1. Jer'gulgneiskomplekset

Fire ulike gneisvarianter er utskilt basert på teksturelle, mineralogiske og strukturelle kriterier: Biennaroavvigneis (BG), Akkanasvarrigneis (AG), Gukkesjav'rigneis (GG), Bis'suvarrigensi (BvG). BG grenser i øst mot AG og Sådnabæiformasjonen. AG, GG og BvG opptrer delvis i veksling øst og syd for BG og hovedsakelig på kartblad Niei'davarri og Gav'dnjarri. Akkanasvarrigneis (AG) opptar største delen av de nordlige områdene og veksler her hovedsakelig med Gukkesjav'rigneis (GG). I de sydlige områdene dominerer Bissuvarrigneis (BvG) som gradvis går over i GG mot nord langs Karasjokka. Nordligst kan imidlertid alle tre gneistyper veksle, men BvG er i liten grad representert her. Grensen mellom AG- og GG-type gneiser er observert ved 866/523, og AG er her antakelig intrusiv i GG, som får en gradvis utvikling av granittiske slirer og årer mot kontakten til AG (remobilisering - partiell oppsmelting).

2.1.1. Biennaroavvigneis

(BG) opptrer på kartblad Lavvoai'vi i de sentrale deler av en antiformal struktur, hvor Sådnabæiformasjonen foldes inn som en smal kile i øst og bøyer rundt foldekneet i syd, og blir muligens foldet tilbake under Masiformasjonen i vest. I syd blir de ødelagt av tallrike større og mindre granittmassiver (delvis pegmatittiske) og -ganger/-lagerganger, som delvis gjennomskjærer formasjonene i overgangssonen. Denne granitt (Pegmatitt)-dannelsen (fig. 5) ser ut til å ha skjedd særlig intenst i en sone gjennom BG mot NNØ over Gir'kubælvarri. Prosessen forårsaker en bleking av gneisen nær inntil de granittiske linsene/massivene. Langs østsiden av gneis-antiformen er det utviklet en kraftig skjærsoner som stryker mot NNØ med fall steilt mot Ø. Her utvikles en muskovittdannelse som i tynnslip (fig. 6) ligger konsentrert i - og foliert langs sub-parallele undulerende flater som korreleres med den intense skifriheten som utvikles og definerer skjærsonen. Overflatebergartene her (tilh. Sådnabæiformasjonen) er likeens kraftig forskifret inntil gneisen med retrograde mineralisjoner (se senere).

Biennaroavvigneis er middelkrystallin, likekornet lys- til mørk brunlig og homogen på m-skala, men viser bånding av mer eller mindre mafisk

karakter på større skala. Båndingen kan imidlertid også forekomme i mindre skala, særlig i de sydlige deler av området. Fig. 5 viser et typisk utseende for gneisen, her med gjennomsettende granittganger. Gneisen er sterkt foliert av mafiske mineraler (hornblende + biotitt, fig. 7a), og noen ganger av sterkt utdratte mindre kvartsaggregater.

Hovedmineralene er kvarts og plagioklas, med mindre mengde eller ingen mikroklin/ortoklas. Biotitt forekommer alltid, mens hornblende som regel er tilstede. Epidot opptrer eventuelt sammen med biotittaggregater. Serisittisering av plagioklas forekommer i varierende grad (se forøvrig appendix).

Gjennomsnittskjemi er vist i tabell I. Normen gir en plagioklassammensetning på 20-30 % anortitt og et kvartsinnhold på 25-35 %. Gneisen er hovedsakelig tonalittisk- til trondhjemittisk i sammensetning.

2.1.2. Gukkesjav'ri gneis

(GG) er lys med mørke mineraler jevnt fordelt, men mengden av mafiske mineraler er tilsynelatende uregelmessig. Bergarten kan bli ganske mafisk (fig. 7c). Det er vanlig med inneslutninger av amfibolittlinser (fig. 8c). Fig. 8a, b viser andre eksempler på GGs opptreden.

Plagioklas og kvarts er hovedmineraler med biotitt som mafisk hovedfase. Epidot er ofte idiomorf, og opptrer nesten alltid sammen med biotittaggregatene. Hornblende er oftest ikke tilstede. I tynnslip kan plagioklas opptre som fenokrystaller som inneslutter biotitt og delvis kvarts (fig. 9a). Kvarts kan også opptre som fenokrystaller eller i aggregater, men utgjør som regel en del av grunnmassen sammen med feltspat og biotitt. Biotitt og epidot opptrer interstitielt i aggregater. Muskovitten kan opptre som frynsete aggregater rundt plagioklas.

Tabell I viser at kjemien for GG er omtrent lik kjemien for BG (og BvG), selv om gneisenes utseende feltmessig er ganske forskjellig.

2.1.3. Ak'kanasvarrigneis

(AG) grenser mot Sådnabæiformasjonen i vest, hvor den inneholder amfibolittlinser i en blotning (803/512) ca. 50-100 m fra nærmeste amfibolittblotning med basaltiske komatiiter. Amfibolitter av overflateopprinnelse intruderes av AG-type materiale ved 847/562 (fig. 10a) og i blotningsområdene S for Luovvevarri (fig. 10b, c). Amfibolittene er tolket å tilhøre Sådnabæiformasjonen (se senere). Amfibolittisk- og metasedimentært materiale opptrer ofte i overgangen mellom AG og GG eller BvG og AG. Sådnabæiformasjonens bergarter opptrer på samme måte i overgangen mellom AG og BG i vest.

Amfibolittlinser opptrer svært sparsomt utenfor grenseområdene til Sådnabæiformasjonens amfibolitter, i motsetning til de hyppige forekomstene av slike i GG. Nord på kartblad Niei'davarri veksler hovedsakelig AG med GG. Kontaktforhold mellom disse ble observert ved (875/535). I en overgangssone her øker granittiske og pegmatittiske årer i GG mot kontakten, mens AG inneholder linser og årer av GG, som opprinnelig kan ha vært xenolittmateriale. En usikker konklusjon er at AG er yngre enn GG (intrusiv i GG).

AG er lys, homogen, uten noen synbar bånding, middelskrystalin, foliert, og som regel med karakteristiske tallrike, relativt små feltspatøyne. Mafiske mineraler er jevnt fordelt i bergarten. I tynnslip viser AG de samme teksturelle forhold som GG, bortsett fra at biotitt som mafisk fase opptrer mer spredt i matriks. Epidot er dessuten sjelden tilstede.

Tabell 1 viser gjennomsnittskjemien på AG. Den er mer Na-rik enn GG og skiller seg ut fra de andre gneisene med et høyere Ab-innhold, og er utelukkende tronhjemiitisk i sammensetning.

2.1.4. Bis'suvarri gneis

(BvG) dominerer i de sydligste områdene, kartblad Niei'davarri og Gav'dnjevarri, men i de nordlige områdene opptrer BvG bare sporadisk innimellom AG og GG. BvG er lys, fin- til middelskrystallin og båndet på cm-til m- eller 10 skala, med veksling mellom biotittrike og biotittfarrige lag. De siste kan dominere over større områder hvor mafiske bånd

bare opptrer sporadisk (f.eks. v/Njullusjåkka). Kontaktforhold til overflatebergarter kan studeres i syd langs Njullusjåkka (827&386. Her kan det antydes diskordante grenseforhold, d.v.s. foliasjon og lagning skjærer tvers på kontakten, hvor også en granittisk/pegmatittisk utvikling er tilstede i BvG. Lagning/skifrihet i overflatebergartene og foliasjon i gneisen varierer med slakt fall mot Ø eller V, mens kontakten er tilsynelatende steil. Tolkingsmulighetene er dog mange. Intrusive forhold utelukkes imidlertid ikke.

Lengst i syd og øst mot overflatebergartssonen blir BvG gjennomslutt av en sekundær planstruktur parallelt med generell lagning for overflatebergartene (Masiformasjonen). Bånding blir også utsatt for åpen folding (kinkfolding). BvG viser i tynnslip den samme mineralogi som Ag og GG, men teksturelt er den ulik med større grad av likekornethet. Biotitt er jevnt fordelt og opptrer ikke i form av aggregater.

De sekundære foliasjonsplanene vises klart med muskovittvekst konsentrert langs plan gjennom slippet.

Tabell I viser en kjemi som korresponderer omtrent med GG og BG, men gjennomsnittet har et større standardsavvik for de fleste elementer. Dette skyldes den karakteristiske båndingen som vil forårsake større inhomogenitet.

2.1.5. Sammendrag og konklusjon

De fire gneistypene skiller seg fra hverandre hovedsakelig i teksturelle og strukturelle forhold. Kjemisk sammensetning er stort sett lik. Akkanasvarrigneis imidlertid, er klart mer Na-rik, med et høyere plagioklasinnhold enn de andre gneisene, og er gjennomgående trondhemittisk, mens BG, GG og BvG varierer mellom trondhemittisk og tonalittisk.

Mulige intrusive grenseforhold eksisterer mellom AG og BvG på den ene siden og Sådnabæi'formasjonens amfibolitter på den andre.

AG er muligens yngre enn GG, men mest sannsynlig er gneisens kogenetiske. BG kan være en unntakelse. Denne er ikke observert i assosiasjon med de andre typene gneiser.

Kjemiske betraktninger (Olsen & Nilsen, 1985) synes å tyde på at BG kan være dannet ved partiell oppsmelting av - eller ved differensiasjon fra en AG-type materiale. Aldersbestemmelser (op.cit.) på AG og BG gir 2700-3000 m på begge, uten at noen aldersforskjell har kunnet avdekkes.

2.2. Sådnabæiformasjonen

Dette er en sone med vulkanske og sedimentære bergarter som strekker seg i NNØ-lig retning i Ø på kartblad Lavvoai'vi og inn i nordvesthjørnet på Niei'davarri kartblad, med gneis på begge sider. Denne sonen kan nesten direkte korreleres med overflatebergartene som finnes i syd ved Njullusoavi, og andre amfibolitt- og glimmerskifersoner inne i gneis-komplekset er antatt å være rester av samme formasjonen. Som nevnt under beskrivelsen a gneisene er kontaktforholdene mot overflatebergartene av mulig intrusiv karakter, slik at Sådnabæiformasjonen kan være eldre enn gneisene. Imidlertid, strukturelt sett kan en si at Sådnabæiformasjonen er overliggende gneisene.

Bergartene i typeområdet ved Sådnabæiskaidi er:

- 1) Finkrystallinsk amfibolitt av vulkansk opprinnelse.
- 2) Middelskrystallinsk til grovkrystallinsk, homogen amfibolitt av gabbroisk opprinnelse.
- 3) Ulike glimmerskifre og metaarkositter.

Mengden av amfibolittisk materiale varierer og kan mangle helt, men metasedimentene finnes i formasjonen gjennom hele området.

2.2.1. Amfibolitter

Ved og omkring Sådnabæijåkka finnes en finkrystallinsk homogen, grønn amfibolitt. Lokalt inneholder denne relativt små (0.5 - 2 cm) kantete til avrundete linseformete, noe lysere bruddstykker (fig. 11), som er tolket å være av pyroklastisk opprinnelse (801 - 2/510-2). Bergartene er delvis

kvartsnormative høy-Mg thoeilitter (ca. 12 % MgO, se prøve 200, tabell II). Liknende høy-Mg bergarter (amfibolitter) observeres lengere syd og i øst ute i gneisen (prøve 51, tabell II), og tolkes å høre til samme formasjon (168/614, 204/418 og 870/547). Ellers opptrer vanlige tholeittiske amfibolitter i de samme sonene.

En middels- til grovkrystallinsk mørk til lys-mørk spettet, homogen amfibolitt er observert flere steder (lok. 129, 136, 141 og 195/85, se appendiks). Ved Njullusoai'vi utvikles en stor mektighet på den, og den blir til dels meget grov, med tendens til bevarte gabbroteksturer (fig. 12). Den ligger her strukturelt under metasedimentene og over gneisen i nord. Kjemi er presentert i tabell II.

Mineralparageneser er vist i appendiks. Cumingtonitt ser ut til å dannes i kvartsrike varianter av basaltiske komatiitter, som forøvrig har en finkornet matriks med hbl-lister spredt jevnt i denne, eller er en jevnkornet foliert hornblendebergart. De lyse fragmentene i høy-Mg basaltene (fig. 11) er noe mer kvarts-feltspathoidig, men ellers samme type hornblende som i resten av bergarten.

De middelskrystalline variantene av de metagabbroiske amfibolittene har metamorf tekstur med mørk grønn hornblende og plagioklas i omtrent like store mengder. Den grove varianten ved Njullusoai'vi har store subidiomorfe plagioklaskrystaller liggende tilfeldig orientert med lys hornblende imellom plag-krystallene. Plagioklasen er delvis rekrystallisert langs kantene, og finere krystallin nydannet mørkere grønn hornblende ligger som aggregater lokalt, på bekostning av den lys grønne hornblende.

2.2.2. Metasedimenter

Disse er som regel representert ved mørke kvarts-feltspatiske biotitt-skifere, homogen over flere meter uten noen klar lagdeling/bånding. Biotittinnholdet varierer, men sjeldnere kvartsrikere arkosiske varianter er observert bare vestligst langs sonen ved Sådabæiskaidi og ved Akkanas Ødestue. Feltspat-kvartsfattige bergarter er utviklet til delvis grove biotitt- (antofyllitt) - cordierittgneiser (se appendiks), en type som

observeres i formasjonen gjennom hele området. Lokalt opptrer disse bergarter i form av biotitt-klorittmuskovittskifere. Disse er utviklet særlig ved Sådnabæiskaidi og anses som retrograde varianter av cordieritt-gneisene.

Konglomerater er observert ved Sådnabæiskaidi, Bak'tevarri og Njullusoai'vi, og ser ut til å ha en relativt stor lateral utbredelse (over flere kilomter). Konglomeratene er nokså ensartet. Bollene er 5-10 cm store, runde til linseformede, og er kvartsrikere varianter av de samme glimmer-skifrene (fig. 13). De kan tolkes som et intraformasjonalt konglomerat. En annen mulig tolkning for opprinnelsen er at "bollene" representerer boudinerte kvartsrikere lag av opprinnelig lagdelt bergart. Relikter av eventuell bånding er imidlertid ikke observert.

I appendiks er paragenesene for hver enkelt av de studerte prøvene presentert. Hovedsakelig fremkommer 5 forskjellige parageneser (assosiasjoner):

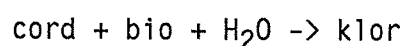
1. Q + pl + bio + or + musk (n=3)
2. Q + pl + bio + sill + mu ± or (n=1)
3. Q + bio + kord + mu + pl (± klor) (n=5)
4. Q + antof. (kumm) + kord ± bi + pl (± klor) (n=4)
5. Q + bio (+klor) (n=2)

To av prøvene kommer fra en lokalitet like nord for kartområdet, men er tatt med for å vise utbredelsen av cordieritt-assosiasjonen. Cordieritt-gneiser/-skifere av samme type er også observert i SV øverst i Anarjåk'gårsa og i SØ ved Njullusoai'vi. De ulike assosiasjonene er vist i fig. 14a, b, c, d. De mest vanlige er antakeligvis nr. 1 og n.r 3/4. Nr. 2 påtreffes bare ved tilfeldighet og kan være en like vanlig assosiasjon som nr. 3. Nr. 5 er en mindre utbredt assosiasjon, og disse sterkt skifrige bergartene er bare observert ved Sådnabæiskaidi (klorittdannelse i skjærsoner, se fig. 14e og f).

Feltspat er representert ved plagioklas som gjenkjennes på ofte sterk serisittisering (fig. 14a) og på tvillinglamellene. Kalifeltspat ser ut til

å være sjelden eller i liten grad representert. Kvarts er hovedmineralet. Sillimanitt opptrer som fine nålformige aggregater assosiert med biotitt + kvarts + plagioklas.

Cordieritt opptrer som store sammenhengende korn, delvis som poikiloblaster, med kvarts og/eller biotitt som inneslutninger. Den er assosiert med biotitt + muskovitt + kvarts + feltspat. Kloritt er også alltid tilstede og kan opptre som grove aggregater, men er tilsynelatende tilstede delvis/ eller helt på bekostning av cordieritt. Der hvor kloritt opptrer i grove aggregater (i slipet), er cordieritt ikke tilstede, og kloritt er ikke innesluttet av cordieritt. Kloritt anses som sekundær, dannet ved retrograd metamorfose, og følgende reaksjon utledes her:



Ved Sådnabæiskaidi er denne reaksjonen langt eller helt framskreden. I fig. 14e, f ses hvordan kloritt er konsentrert langs skjærplan, som kan gå over i tynne mylonittsoner. En intens sen skjærbevegelse har derfor sannsynligvis forårsaket retrogradering og forskifring. Tabell III viser analyser på cordieritt og koeksisterende biotitt.

2.2.3. Sammendrag

Formasjonen inneholder en serie med vulkanitter av tholeiittisk til basaltisk komatiittisk sammensetning (opptil 17 % MgO). Denne er assosiert med, eller blir helt erstattet av en serie med opprinnelige pelittiske til arkosiske sedimenter, delvis med intraformasjonelle konglomerater. Metasedimentene har en stor variasjon i de metamorfe parageneser. En middels- til grov metagabbro opptrer som lagergang (?). I fortykkede partier har den delvis beholdt magmatisk tekstur.

2.3. Baharav'dujav'ri formasjonen

Denne formasjonen er skilt ut på grunn av sin spesielle sammensetning, med opptil halvparten av sekvensen bestående av ultrabasiske lavaer (komatitter). Korrelasjoner og en generell typebeskrivelse vil bli gitt først. Formasjonen

har sitt typeområde ved Baharav'dujav'ri vest på Lavvoai'vi kartblad, hvor den grenser mot Masiformasjonen i øst og mot Av'ziformasjonen i vest. Sonen kan følges nord-vestover inn på Siebe og Kautokeino kartblad med komatiittene som opptre som flere linseformede legemer, med opptil 1,5 km's bredde og 10 km's lengde (utenfor kartområdet). Ut fra hver side av disse linsene opptre gradvis mindre basiske bergarter, til tholeiittiske basalter/tuffer og lokalt surere andesittiske basalter, med basaltiske komatiitter i overgangen til tholeiittene.

Laminerte tuffitter, grafittskifer og karbonatbergarter i de vøre delene blir avløst av glimmerskifer og noen glimmerholdige kvartsitter. Mektigheten på formasjonen er 1500 til 2000 m, avhengig av grensesettingen. Sonen er tilsynelatende en antiform med komatiittsekvensen i kjernen. Opp-ned bestemmelser av puter nord på Kautokeino kartbladet (Bæljasvarri) bekrefter at komatiittsekvensen i kjernen. Opp-ned bestemmelser av puter nord på Kautokeino kartbladet (Bæljasvarri) bekrefter at komatiittene inntar den stratigrafisk laveste posisjon i sekvensen.

Korrelasjonen av en smalere sone inne i Masiformasjonen og en sone på østkanten av Masiformasjonen, med Baharav'dujav'riformasjonen, er foretatt ut fra tilstedeværelsen av samme type komatiitter i alle sonene. Både kjemisk og utseendemessig (mineralogisk) er de like. Slike komatiitter er ikke observert i Sådnabæiformasjonen.

Baharav'dujav'formasjonen er vanskelig å korrelere med formasjonene definert lenger nord, i Masiområdet og på Caravarri-kartbladet (Solli & Sandstad 1984, Siedlecka et al. 1985). Den kan imidlertid delvis korreleres med Gål'denvarriformasjonen (Olsen & Nilsen 1985) og med Suolovuobmi-formasjonen på V-siden av Masiformasjonen.

Formasjonens stratigrafiske posisjon i forhold til Masiformasjonen er basert på en opp-ned bestemmelse i kryss-sjiktete kvartsitter og arkositter (se senere) tilhørende Masiformasjonen på grensen mot den østligste sonen tilhørende Baharav'dujav'riformasjonen. Denne er nokså entydig og plasserer den siste under Masiformasjonen. Dette bekreftes også av at komatiittene som inntar laveste stratigrafiske posisjon, aldri ligger i kontakt med Masi-

formasjonen. Unntalelse er et sted langt nord på Kautokeino-kartbladet, men der er det sannsynligvis tektonisk kontakt.

2.3.1. Amfibolitter

Representativ variasjon i kjemi på amfibolitter er presentert i tabell IV. Som det fremgår i tabellen, har deler av dem ultrabasisk sammensetning, mens andre har basaltisk eller tholeittisk kjemi. Størstedelen av de første har 22 - 24 % MgO, mens maksimale observerte MgO-innhold er 30 % (tørr basis). De ultrabasiske bergartene er moderate - lysgrønne til grå i frisk bruddflate, og grønne til brune på forvitret flate, karakterisert ofte med en brunspettet overflate forårsaket av olivin fenokrystaller (fig. 15), delvis serpentin-omdannet. Berartene som helhet er finkrystalline, homogene. De brunspettede variantene er vanligst i de sydlige områdene omkring Baharav'dujav'ri og i de østlige sonene. Mot nord, spesielt på Kautokeino kartbladet, forsvinner olivin. Puter og putebreksjer er observert på Kautokeino kartbladet (Bøljasvarri).

Innen kartområdet har metamorfose og deformasjon antakelig vært høyere, men mulige blæreromstrukturer kan være bevart. Fig. 16 viser en mulig lavabank (ca. 1 m mektig), som ble observert et stykke NV for Baharav'dujav'ri. Olivin er konsentrert i bunnen og avtar gradvis oppover til en nesten olivinfri topp, hvor tallrike blærerom finnes. Selv om opprinnelige sammensetning, og dermed reflektere et mulig opprinnelig ol-kumulat. For det meste ser det ut til at det bare opptrer nokså tynne lavabenker, både i syd og i nord på Kautokeino kartbladet (opptil 3-4 m). Enkelte noe tykkere kumulatsoner er observert på Stuora Oaivusvarri på kartet vest for Loavvoai'vi kartbladet (kartblad Siebe).

De fleste indisier tyder på at de ultrabasiske bergartene er lavaer. Slike bergarter ble kalt komatiitter av Viljoen & Viljoen (1969 a & b) etter Komati i Barberton Mountain Land, Syd-Afrika, som befinner seg innen Barberton Grønnsteinsbeltet. Herfra beskriver de nevnte forfattere første gang ultrabasiske lavabergarter, bl.a. fra "Komati Formation" innen "FOnverwacht Group", og definerer "komatiitt" etter spesielle kjemiske kriterier. Flere forslag på definisjon av komatiitt har senere fremkommet,

men etterhvert som forskningen fremskred, og ultrabasiske lavaer ble besreket fra flere grunnsteinsbelter, viste det seg at de kan være svært ulike i kjemi fra ett område til et annet, når det f.eks. gjelder TiO_2 , Al_2O_3 og CaO . Penrose-konferansen om komatiitter i 1980 resulterte i et forslag om at lavaer med et MgO -innhold større enn 18 %, skulle defineres som komatiitter (Arndt & Brooks 1980, Arndt & Nisbet, 1982). Basaltiske og pyroksenittiske komatiitter har et MgO -innhold på 10 - 18 %.

Felles for høy-Mg smeltene er at de er dannet ved høy grad av oppsmelting i mantelen, og må være ført forholdsvis hurtig opp til overflaten for å hindre at fraksjonering går for langt.

De tholeiittiske bergartene kan også vise putestruktur, men sjeldnere. Oftest er disse bergartene mer deformert enn komatiittene, med sterk foliasjon, og er som regel vanskelig eventuelt å identifisere som klart ekstrusive. Oftest opptrer mørk grønne finkrystalline amfibolitter og noe grovere amfibolitter innimellom, som delvis kan være opprinnelige intrusive (synvulkanske).

De ulike plott i fig. 17, hvor amfibolitt fra hele området med Baharav'dujav'ri formasjonen er tatt med, viser en kontinuerlig utvikling mellom komatiitter og tholeiitter i hovedelementinnhold. Det utelukkes ikke at tholeiitter og basaltiske pyroksenittiske komatiitter representerer ulike grader av fraksjonering fra komatiittiske smelter i mantelen eller i skorpen. Al-Ca-Mg diagrammet viser at komatiittene med en trend mot Mg-hjørnet, grovt sett, er smelter som hovedsakelig har hatt Al + Ca -frie mineraler på liquidus, d.v.s. bare olivin ± ortopyroksen, under dannelsen.

I appendiks er petrografien til komatiitter representert. Hovedparageneser for komatiittene er:

hbl ± ol ± antof. (± klor ± serp.) (fig. 18a-f)

I de mer magnesiumrike variantene opptrer antofyllitt, og da som langprismatiske, stråleformige aggregater, ofte delvis overvokst av olivin (fig. 18c-e). Hornblende er som regel mer kortprismatiske og opptrer i

kortprismatiske, stråleformige aggregater gjennom hele slipet (fig. 18a) eller som enkelte porfyriske, kortprismatiske krystaller i en mer finkrystallin grunnmasse bestående av det samme mineral. Olivin opptrer som regel som anhedrale korn eller uregelmessige aggregater i den findere krystalline hornblende-matriks (fig. 18b).

Serpentin opptrer sekundært som et omvandlingsprodukt etter olivin, og kan forekomme i større partier, hvor olivin ligger igjen som små rester. Kloritt erstatter hornblende ± olivin sekundært. Retromorfosen kan knyttes delvis til gjennomsettende skjærplan, hvor en sterk skifrihet utvikles (fig. 18f) med lokal oppkusing.

Mineralkjemi, komatiitter. Tabell V viser hornblende, olivin- og serpentinanalyser i en prøve av komatiitt med ca. 24 % MgO. Amfibolen viser en vanlig hornblende, (Al + "tremolitt") Al-rik tremolitt, som har opptatt de mengdene av Na og K som finnes i bergarten, det vil si at den nærmer seg pargasitt i sammensetning. Olivinen viser et forsterittinnhold på 73 % (mol), mens bergarten som helhet har $Mg/Mg + Fe = 0.78$. Distribusjonskoeffisienten for Mg/Fe mellom bergart og olivin blir

$$K_D = (Mg/Fe) \text{ bergart} / (Mg/Fe) \text{ olivin} = \underline{1.31}$$

Dette er en mye høyere verdi enn den som er estimert for olivin i likevekt med smelte av denne sammensetning. Denne varierer, eksperimentelt lite over et relativt stort temperaturområde, og ligger mellom 0.30 og 0.35, avhengig av Fe^{3+}/Fe^{2+} -forholdet (f.eks. Bickle 1982). Hvis man regner K_D ut fra bare Fe^{2+} -innholdet i bergarten, blir denne K_D bergart/olivin 2.0, altså enda høyere. Den høye K_D illustrerer olivins metamorfe karakter.

Tholeittiske amfibolitter. Amfibolitter av mer vanlig tholeittisk kjemi er mørke grønne fin- til middelskrystalline av varierende opprinnelse. Metabasaltiske bergarter opptrer helst i overkant av de komatiittiske bergartene, de veksler med udifferensierte amfibolitter som delvis kan være av en tuff-opprinnelse. Høyere opp i lagserien fås innslag av mer lagdelte og båndete finkrystalline mafibolitter, ofte med vekslende lyse kvarts-feltspatiske lag og mørke hornblenderike lag. Disse kan inneholde

impregnasjon av magnetkis, til dels sterkt anrikt, og får dermed en ofte intens rustforvitring på overflaten. En del av de elektromagnetiske anomalidragene på begge sider av komatiittsonen er forårsaket av slik magnetkisimpregnasjon, som kan være delvis massiv kis. Det er imidlertid også observert grafittskfier i tilknytning til disse (985/465).

Alle typer basaltiske amfibolitter har en Fe-rik tholeittisk kjemi av MORB-TYPE (se tabell IV og fig. 17a). De er enten mettet - eller svakt overmettet på silisium. Dette gjelder også de båndete amfibolittene. Lenger nord på kartblad Kautokeino fås innslag av noen lysere fin- til middelskrystalline homogene bergarter med amfibol: (kvarts + feltspat) 1:1. Disse har en kjemi av mer andesittisk sammensetning, med et relativt høyt Fe-innhold (tabell IV, fig. 17), men faller innenfor den tholeittiske trenden i AFM-diagrammet. Ved hjelp av plott av relativt immobile sporelementer i Pearce & Cann -diagrammet (f.eks. Ti/100-Zr-3.Y) faller disse surere bergartene i det kalkaline feltet.

Petrografen for de basaltiske amfibolittene innen kartområdet er gitt i appendiks. Som regel er diopsid tilstede i paragenesene, og den generelle mineralogi er:

hbl + pl ± di ± q ? epidot ± skap ± tit ± oksyder ± magnetkis

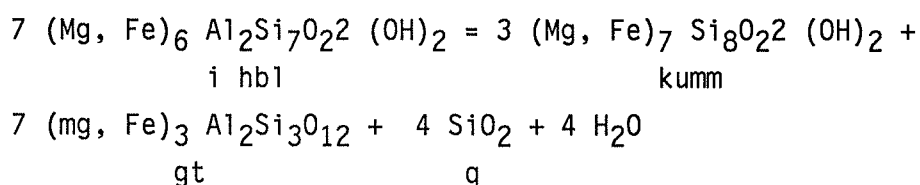
Mengden av diopsid varierer sterkt og kan utgjøre hoveddelen av de mafiske fasene. I de båndete amfibolittene er diopsid konsentrert i de lyse, mer kvartsrike båndene, mens hornblende kan være eneste mafiske fase i de mørke båndene. Diopsid opptrer også i en homogen middelskrystallin amfibolitt i den østligste sonen av Baharav'dujav'riformasjonen, liggende over komatiittene her. I amfibolittene innen Sådnabæiformasjonen ute i gneisområdet er diopsid ikke observert. Fig. 19 viser diverse parageneser/teksturer. Hbl + pl + q parageneser blir mer vanlig mot nord inn på Kautokeino kartbladet, hvor diopsid bare er observert i ett slipp.

Diopsid opptrer på to måter, enten i assosiasjon med vanlig mørk grønn hornblende (hbl 1) eller med lys grønn hornblende (hbl 2), som da forekommer i tillegg til den mørkegrønne. Tilstedeværelsen av kvarts ser ut til å

Almandin (82 - 75 %) - Pyrop (4 - 3 %)
Grossular (11 - 15 %) - Spessartin (3 - 7 %)

Den angitte variasjon er fra kjernen til kanten på en granat.

Hornblenden er en boritmot ren Fe-rik pargsitt (hastingsitt). Den lyse amfibolen er ren kummingtonitt (76 % Fe-komponent). Reaksjon 3) ovenfor har ført til nedbrytning hovedsakelig av et (Mg Fe) - Al endeled i hornblenden (gedritt):



2.3.2. Metasedimenter

Høyt opp i lagrekken opptrer glimmerskifre og biotittrike kvartsittiske bergarter sammen med de båndete amfiblittene og i assosiasjon med grafittskifere. De utgjør i høyden 5 - 5 hundre meters mektighet, og opptrer på flankene av antiklinalen, som utgjør typeområdet for Baharav'dujav'ri-formasjonen. På vestflanken kiler sedimentene ut mot syd og viser seg ut som kjernen i en synform mot nord, men ser ut til å kile ut mot overliggende Av'ziformasjonen, videre mot N på nabokartbladet i vest. De karakteristiske feltspatiske biotittskifrene er av samme type som de karakteristiske metasedimentene i Sådnabæiformasjonen.

Liknende konglomerat som beskrevet for Sådnabæiformasjonen er observert nær bunnen av sedimentserien et stykke inn på Siebe kartbladet på Ø-kanten av nevnte synformstruktur (951/493) og SV-kanten (971-4/453 + 964/459 + 965/458). I sistnevnte område, nærmest de sydenforliggende komatiittene, er konglomeratet særlig polymikt med fragmenter av kvartsitt, feltspatiske bergarter, kalkrike bergarter og basiske, mulige ultrabasiske bergarter (som grønn serpentin-kloritt materiale). Lengere opp i sekvensen blir konglomeratet mer monomikt med hovedsakelig mer eller mindre glimmerrike kvartsittiske boller. Bollene her er sterkt utdratte og opptrer linseformet. Delvis kan sedimentet betraktes som intraformasjonelt konglomerat.

Granatglimmerskifre er observert som tynnere lag innen vulkanittsekvensen i forlengelsen av formasjonen mot NV inn på Siebe- og Kautokeino kartbladet. Andre mafiske mineraler enn granat og biotitt er ikke observert i håndstykker innen denne sedimentserien. Granat opptrer mest som roterte poikiloblaster med en sen påvekst ytterst (fig. 19c), men også som uroterte blaseter, hvor generell foliasjon fortsetter uhindret gjennom granatene. De har derfor mest vokst pre- til synkinematisk. De uroterte granatene er ikke nødvendigvis postkinematiske. Grad av bevegelse under deformasjonen spiller en rolle her.

Hovedparageneser i sedimentserien er:

- 1) q + pl + bio + or
- 2) q + pl + bio + gt + or

I disse sedimentene som i sedimentene i Sådnabæiformasjonen er feltspat tilstede som plagioklas, mens ortoklas er sjeldnere observert, og dette må gjenspeile kildeområdet på en eller annen måte.

En mer detaljert petrografisk beskrivelse av sedimentserien her vil bli gitt i kartbeskrivelsen for kbl. 1832 I-IV, 1833 I (Olsen 1988, NGU-rapport).

2.3.3. Oppsummering

Baharav'dujav'riformasjonen består av en serie med komatiittiske til basaltiske vulkanitter og vulkanogene sedimentner, med en kontinuerlig utvikling fra komatiitter nederst via tholeiittiske basalter til tuffer og tuffitter i de øvrige deler av formasjonen.

En biotittrik arkosisk til kvartsittisk enhet danner en sedimentserie øverst, med polymikte til monomikte konglomerater nær bunnen. Den siste kan sammenlignes med konglomerater beskrevet under Sådnabæiformasjonen. Hornblende og diopsid er karakteristisk koeksisterende mineraler i de basiske amfibolittene innen kartområdet. Olivin er karakteristisk metamorf mineral, koeksisterende med hornblende i de komatiittiske bergartene.

2.4. Masiformasjonen

Denne formasjonen består av en mektig og variert serie av sedimenter. Over hele Lavvoai'vi finnes godt blottede områder, men med en nokså monoton kvartsittserie. På Urdutoai'vi finnes sandstener og kvartsitter. NØ på buollan Al'tevarri er en godt blottet sekvens hvor en kan studere utviklingen oppover i en lagrekke, muligens helt fra nær bunnen av formasjonen (se senere).

2.4.1. Beskrivelse, opptreden, korrelasjoner

Karakteristisk trekk ved formasjonen er dens innhold av relativt mektige kvartsittserier, ofte delvis vekslende med fuksittiske lag og bånd, som helt eller delvis kan erstattes av homogene eller båndete muskovitt- eller fuksitt-kvartsitter.

Formasjonen opptrer i et NNV-SSØ gående synklinorium i nord innen kartområdet og bøyer seg delvis rund Lavvoai'vi granittmassiv mot syd. Syd for Badasoai'vi lukker strukturen seg inn under overliggende vulkanitt-sedimentserie (Av'ziformasjonen), men dukker opp igjen i form av kompliserte domstrukturer, på Buoidesnjunis, i et lavereliggende område vest for Bajasjav'ri og helt i syd ved Suvcaganvarri og på Lii'gevarri. Formasjonen er intrudert av store og små granittmassiver av samme type som Lavvoai'vi granittmassiv (se senere). En arm av formasjonen strekker seg også SØ-over langs riksgrensen sammen med overliggende basiske vulkanitter (Av'ziformasjonen), avbrutt i store partier av granittmassivet også her.

Grensen til underliggende formasjoner/komplekser kan være diskordant, slik at gneiser, Sådnabæiformasjonen og Baharav'dujav'riformasjonen har gjennomgått deformasjon før avsetningen av Masiformasjonen. Den siste foldes ikke inn som kiler i gneisen sammen med Sådnabæiformasjonen (tidsekvivalent med Baharav'dujav'riformasjonen?).

Typen metasedimenter er noe ulik i de forskjellige områdene, og en beskrivelse av lagrekke, der dette er mulig, og/eller karakteristiske sedimenttyper fra ulike områder følger nå, med en sammenfatning av de opprinnelige faciesvariasjoner til slutt.

I nordligste del av formasjonen innen kartområdet på østskråningen av nordlige del av Buollan Al'tevarri (083/557) er bergartene godt blottet fra kontakten mot underliggend amfibolitter (mulige metavulkanitter delvis) og oppover i lagrekken. I fig. 20 sees et profil gjennom lagrekken. I bunnen er et relativt finkornet, homogent arkosisk sediment i form av en lys feltspatisk biotittgneis. Ca. 50 m over bunnen finnes en 5 m mektig grovere gushorizont inneholdende opptil 5 cm store spredte granittkorn/-boller (fig. 21). Fig. 22 viser kontakten mellom sandstens- og grushorizonten. Den siste består av flere tynnere, ½ til 1 m delvis krysskittede lag. Krysskiktene viser entydig at opp i lagrekken er mot vest her. Grushorizonten avløses så av nye, mer finkornete arkosiske sandstener (biotittgneiser/-skifre). Disse veksler med kvartsittlag lenger opp som etterhvert blir mer og mer dominerende, og til slutt avløser helt de feltspatiske sandstenene. Kvartsittlagene har også krysskikt (fig. 23), som på samme måten viser vei opp mot V. Flere blotninger videre mot syd, viser at over kvartsitthorizonten blir denne igjen avløst av samme type homogene biotittførende feltspatiske metasandstener, som her ser ut til å danne sentrum i en synklinal med akse hellende mot SSØ. Kvartsitten som opptre vestenfor er sannsynligvis den samme kvartsitten som omtales ovenfor, og som danner vestflanken på synklinalen. Synklinalen åpner seg mot SSØ, og blotningene i SSØ i området viser at øverst i lagrekken utvikler metasandstenene seg til mer glimmerholdige bergarter, glimmerskifre og glimmergneiser (085/541), altså sedimenter av mer pelittisk sammensetning. Hele lagrekken kan være ca. 600 m mektig i dette området.

Fra Urdutoai'vi mot vest, over Lavvoai'vi, er det veksling mellom samme type meta-arkositter og kvartsitter. Vest for Lavvoai'vi ligger kvartsitter med svak helning mot SØ ovenpå amfibolitter. Den feltspatrike komponenten er her nesten forsvunnet. Mot SV herfra bøyer disse kvartsittene seg som en tynn sone rundt Lavvoai'vi granittmassiv, med metavulkanitter på begge sider. Sonen tolkes som en sammenknepen liggende (SV-lig fall) synform på hvilken metavulkanitt ved Baharav'dujav'ri (Baharav'dujav'riformasjonen) utgjør vestflanken.

Metasedimentene har den samme utviklingen på østsiden av Badasoai'vi. Overgangen til kvartsitt sees ved 087/375, og ellers finnes flere store

blotningsområder med arkosittene. En del av disse sedimentene kan representere sedimenter underst i overliggende formasjon (Av'ziformasjonen), f.eks. 0995/375 og 069/350, hvis vulkanitter er representert SØ for Badasoai'vi i en komplisert synform-struktur. Mot sydøst langs riksgrensen strekker en arm av formasjonen seg med hovedsakelig rene kvartsitter, laminerte, og delvis med kryss-skikt (opp mot SV). Østligst er blottlagt arkosiske biotittførende gneiser liggende stratigrafisk under kvartsittene.

En noe annen utvikling har funnet sted i antiform-strukturene på Buodesnjunis og vest for Bajasjav'ri, hvor muskovittholdige kvartsitter, ofte med karakteristiske grønn Cr-muskovitt (fuchsitt) opptrer. Disse er som regel båndete/lagdelte (fig. 24). Kvartsitter opptrer her bare vest for Bajasjav'ri og er tolket til å ligge øvest i sekvensen, eller delvis i veksling med - eller som lateral utvikling av de fuksittholdige bergartene.

Helt i syd i domstrukturen ved Lii'gevarri og Spalloai'vi er også muskovitt vanlig, men sjeldnere med den Cr-rike varianten. Sedimentene er ofte grove feltspatiske eller kvartsittiske, homogene over store områder, og tilsynelatende uten noen sedimentære strukturer bevart. De biotitt-muskovittrike metaarkosittene representerer en undre raltivt mektig homogen serie, og overlages av homogene muskovittkvartsitter. Hele sedimentserien er antakelig mektigere i dette området enn nordenfor og østenfor. Kanskje representerer de flere tusen meters mektighet her, i motsetning til maksimalt tusen meter i NØ. Det er spesielt den grove arkosiske andelen som har øket i SV. Muskovittkvartsitten forekommer som en opptil 1 km bred Ø-V gående sone som bøyer inn mot SØ og S og inn i Finland. På hverside av sonen opptrer arkosittene, og strukturen representerer antakelig en synform med kvartsittene i sentrum.

Faciesvariasjonene innen kartområdet består hovedsakelig i en tiltakende konsentrasjon av glimmer mot S og V, særlig syd og vest for Badasoai'vi med fuchsittholdig glimmer i overgangssonen. Mot sydvest skjer samtidig delvis en oppgrovning av sedimentene, og en økning av mektigheten på arkosittene. Imidlertid er utviklingen av lagpakken omtrent den samme; fra delvis grove arkosiske sedimenter, lokalt med konglomeratutvikling nær bunnen, til gradvis mer kvartsrike sedimenter mot toppen.

2.4.2 Kjemi, opprinnelig sammensetning, kildeområder

Kjemien på en del av arkosittene er presentert i tabell VI, hvorav alle er prøver fra den SV-lige domstrukturen Spalloai'vi - Lii'gevarri. Som en ser av normberegningen, er kvartsinnholdet 50 - 70%. Muskovittinnholdet kan beregnes til å variere fra ca. 1 % til ca. 15 % ut fra overskudd Al_2O_3 i norm, mens biotittinnholdet er ca. 3 - 6 %. Når det gjelder feltspatene er plagioklas dominerende i bergarten, idet mesteparten av kalifeltspat i normberegningen går med til biotitt- og muskovittdannelse, d.v.s. plag: K-sp 1:0 til 2:1. I prøve 148-80 er plagioklas nesten eneste feltspat. Hvis glimmerinnholdet i disse bergartene representerer en opprinnelig argillittisk komponent, vil det si at de analyserte prøvene har hatt 5 - 20 % av denne komponenten. Variasjonen utgjøres hovedsakelig av muskovittdelen, som kan gjenspeile forskjellige sedimentasjonsforhold, som f.eks. forskjellig avstand fra kildeområdene. Plagioklas/kalifeltspat forholdet er høyt, uavhengig av glimmerinnholdet, slik at type kildebergart kan ha vært ensartet. Dominansen av plagioklas sees i slipp også for områdene nordenfor. De plagioklasrike gneisene i øst kan være aktuelle kildebergarter. Sr-isotopgeokjemien (Oslen & Nilsen 1985) på metasedimentene sannsynliggjør lav-radiogen kildebergart som f.eks. basiske vulkanitter. I NØ innen Lavvoai'vi kartblad ligger metasedimentene i kontakt med underliggende basiske metavulkanitter, som dermed kan sannsynliggjøre denne type kildebergart. Denne har da gitt opphav til plagioklasdominansen i bergartene. Det er mulig at en selv i fra en plagioklas dominert gneis ville fått et sediment med kalifeltspat dominans som resultat, idet plagioklas vil forvitres og nedbrytes raskere enn kalifeltspat. Kalifeltspaten som er tilstede i bergartene kan være metamorf, dannet ut fra et overskudd på kalium.

2.4.3. Petrografi

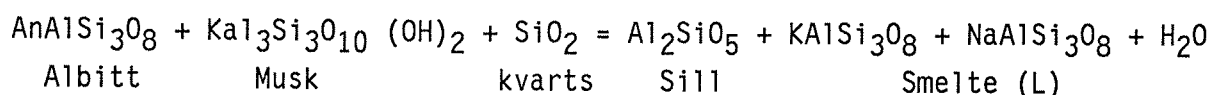
I appendiks er paragenesene for prøver innen kartområdet og for noen prøver fra et område rett vest for Suvcaganvarri kartblad presentert. Den siste for å ta med en kritisk assosiasjon, som er avgjørende for betraktninger over de metamorfe betingelser. Tabell VII viser 2 analyser av biotitt, i assosiasjon med Al-silikat.

Tre hovedparageneser finnes:

- 1) Q + pl + or + bi (± kloritt)
- 2) Q + pl + or + bi + mu (± kloritt)
- 3) Q + pl + or + bi + mu + Al-silikat (± kloritt)

Kloritt forekommer sekundært som nedbrytningsprodukt etter biotitt, og er bare observert lokalt i området helt i SV, ved Spalloai'vi. Den kan her knyttes til intense NNV-gående sekundære skifrihetssoner.

Aluminiumsilikater er observert i to prøver, den ene ved Gæd'gevarri like utenfor kartblad Suvcaganvarri V, og den andre ved Suvcaganvarri. På den første lokaliteten opptrer andalusitt som poikiloblaster (linseformige) sammen med kvarts, og med glimmer som bøyer seg svakt rundt (se fig. 26) blastene. Ved Suvcaganvarri opptrer derimot sillimanitt- som fibrige aggregater sammen med kvarts og glimmer. Makroskopisk forekommer sillimanitther i finkornige kvartslinser, ofte elongerte, noen cm store, som er jevnt spredt i en granittisk grunnmasse. Dette er en vanlig utvikling i denne sedimentserien. Innen kartområdet er den imidlertid bare observert ved Suvcaganvarri og på Kaamusvaara på finsk side samme kartblad. Fig. 25 viser en noe ekstrem variant av denne bergartstypen. Sillimanitt er alltid tilstede i boller/linsene. Det ser ut til at migmatittisering har ført til denne utviklingen, da en kan ha alle overganger fra uregelmessige granitt/gneis, årer/-linser vekslende med kvarts-sillimanitt slirer-bånd/-aggregater til den mer regelmessige utvikling av de siste, til boller eller linser. Den partielle oppsmeltingen har ført til at muskovitt nedbrytes, idet vann går inn i smeltefasen og medfører dehydrering av vannholdige mineraler. Overskuddet av Al_2O_3 går dermed med til å danne sillimanitt:



Opptreden av andalusitt ved Gæd'gevarri kan ikke knyttes til smelteprosesser, og er tilstede på grunn av overskudd på Al_2O_3 i forhold til K til å danne muskovitt. Mikroskopering av denne prøven har ikke kunnet påvise tilstedeværelse av feltspat, bare kvarts + muskovitt + spor biotitt + andalusitt, som derved viser et Al-overskudd.

Forekomsten av begge de to polymorfene sillimanitt og andalusitt innen området, må bety tilstedeværelse av en trykk- og/eller temperatur gradient, hvis de er dannet under samme metamorfe episode (se "Metamorfose"). En samtidig dannelse er sannsynlig, da en ikke kan se noen tegn til delvis rekrystallasjon av noen av polymorfene. Dermed foreligger muligheten for at det var en økende temperatur fra V mot Ø på kartbladet Suvcaganvarri under metamorfosen. De høyeste temperaturene faller sammen med migmatittisering og samtidig passering av likevektskurven for andalusitt/sillimanitt. Hvis den siste er kjent, kan P, T-området under metamorfosen her estimeres.

2.4.4. Oppsummering

Masiformasjonen består av en 500 - 1000 m mektig sedimentserie i N og Ø med en økning til kanskje flere tusen meter mot S og V. I samme retning øker muskovittinnholdet generelt med Cr-holdig muskovitt (fuksitt) i overgangssonen. Utviklingen av sedimentene fra bunn til topp derimot, er grovt sett ens innen kartområdet, med en generell modning oppover, fra hovedsakelig arkositter til hovedsakelig kvartsitter.

Sedimentene har antakelig hatt et kildeområde bestående av basiske bergarter og er avsatt diskordant på underliggende formasjoner.

Migmatittisering har foregått lokalt med dannelse av sillimanitt gneiser. Ellers kan andalusitt forekomme sammen med kvarts-biotittmuskovitt utenfor migmatittiserte områder.

2.5. Av'zi-formasjonen

Formasjonen har sitt typeområde i Av'zidalføret på nabokartbladet (Siebe) i vest, 4.5 km vest for Baharav'dujav'ri. Det er en vulkansk-sedimentær serie, med sedimenter av varierende mektighet nederst og vulkanittene er i den øvre delen.

2.5.1. Opptreden

Innen kartområdet er formasjonen representert i begrenset omfang. En serie metasedimenter som omgir Masiformasjonens bergarter ved Buoidesnjunis, korreleres med formasjonens bunnsedimenter i typeområdet. De fortsetter ut av kartområdet mot NV som et synklinorium med vulkanitter i kjernen. Syd for Buoidesnjunis bøyer et synklinorium seg inn mot Ø og NØ sammenklemt mellom Masiformasjonens bergarter i NV og SØ. Dette fortsetter, med en mulig avbrytelse p.g.a. oppdoming, videre gjennom Gádduav'zi og over Bajasvarri, hvorfra én arm strekker seg mot S inn på Suvcaganvarri kartblad, og én arm over Roavvoai'vi - Madaroi'vi og inn på kartblad Niei'davarri og Gav'dnjarri, beliggende over Masiformasjonen langs SV-siden av Bieddjuvarri - Rav'duvarri. Ved Garasjåkka ser det ut til at synklinoriet ender i et foldekne. Bergartene blir gjennomslått av post-/sentektoniske større og mindre granitt granittmassiver, av alder ca. 1730 m.å. (se senere).

Formasjonen er muligens avsatt diskordant på de eldre formasjonene, men har i størst grad kontakt mot Masi formasjonen. Mot NV inn på nabokartbladet har den i Ø kontakt mot Baharav'dujav'ri-formasjonen. En deformasjonsfase i alle de eldre formasjonene før dannelsen av Av'ziformasjonen er derfor mulig, som også tilsynelatende kommer fram av kartbildet syd på Lavvoai'vi kartblad og på kartblad Suvcaganvarri.

Formasjonen består i bunnen av metapsamitter, glimmerskifre og kvartsitter med sterk lateral variasjon. Utenfor kartområdet mot NV inntreder sedimenter, delvis vulkanogene, også øverst i lagrekken. Homogene grovere amfibolitter er tolket som metagabbroer eller metadiabaser, og ser ut til å ha intrudert i grenseområdet mellom Masiformasjonen og basis-sedimentene i Av'ziformasjonen, delvis som lagerganger. Disse er også observert å intrudere Masiformasjonen og i underkant av denne på nordlige deler av kartblad Lavvoai'vi. Amfibolittene er som regel magnetiske og kan følges på de regionale magnetiske målingene. Disse kan ikke følges ut i gneisterrenget mot Ø på kartblad Niei'davarri. Metagabbroene er tolket til å være synvulkanske med dannelsen av Av'siformasjonen.

2.5.2. Metasedimenter

Langs Badasjåkka opptreer grå laminerte psamittiske skifre og kvartsitter. Disse antas å høre til sedimentserien i Av'ziformasjonen. En blotning ved 986/404 har homogene grå feltspatiske biotittholdige metasandstener. Omtrent samme type bergarter opptreer N for Guossavarri. Ved 986/375 er blottet noe grovere feltspatiske sandstener i kontakt med kvartsitt i øst. Jeg har tolket dette som mulig bunnen for Av'ziformasjonens sedimentserie. Det er imidlertid mulig at kvartsitten også tilhører samme serie, da kvartsitt observeres helt klart som del av serien lenger N vestenfor kartområdet.

Fire borhull syd for Cappesvarri skjærer delvis gjennom biotittholdige kvartsrike feltspatiske skifre, ofte granatførende og delvis gjennom laminerte amfibolittiske bergarter av tuffittisk opprinnelse. Disse bergartene hører antakelig til de øverste delene av sedimentserien i nedre Av'ziformasjonen med overgang til vulkanitter og vulkanogene sedimenter. Rett vest for borhullene opptreer blotning (Staddevarri, UTM - 990/306) kvartsrike, feltspatiske metapsamitter og feltspatiske biotittskifre som antas å tilhøre samme sedimentserie.

Ved Bajasarri - Gådduav'zi mangler tilsynelatende underliggende sedimentserie mot NV, der vulkanittene ser ut til å ligge direkte opp på Masiformasjonens arkositter og kvartsitter. Vest for Baktecåkka lager Masiformasjonen en antiformalstruktur med arkositter og en lang metadiabas i kjernen, og kvartsitt på flankene. Av'ziformasjonens vulkanitter befinner seg langs den SØ-lige flanken her, og utgjør kjernen i tilhørende synform som dannes i SØ. Denne har et generelt akseplan hellende steilt mot SØ, og kvartsitter og arkositter foldes opp igjen ved Bajasarri. Hele dette synklinoriet refoldes med foldekne av kvartsitt og arkositter ved ca. 100/355 langs en foldeakse med mer N-S-lig strøk. En ny innfolding av Av'ziformasjonens metavulkanitter ser ut til, etter den regionale geofysikken å dømme, å ha skjedd S for Bajasarri. Metasedimentene på S-siden av synklinoriet er av en noe annen type enn de i Masiformasjonen, med mer urene kvartsitter, og med feltspatiske metapsamitter, som observeres i området ved 098/345. Disse kan muligens korreleres med metasedimenter som en ellers finner som en del av Av'ziformasjonen.

Mot syd inn på kartblad Suvcaganvarri danner formasjonen en synform, hvor grå finkornige biotittholdige metapsamitter og urene kvartsitter danner vestflanken, og hvor amfibolittiske lagdelte metatuffitter utgjør kjernen. Strukturen blir ødelagt i øst, hvor den intruderes av post-/sentektoniske granitter (se senere). De vestlige metasedimentene kan være avsatt diskordant på underliggende Masi-formasjon i vest, som her består av sterkt migmatittiserte glimmerkvartsitter (se tidligere beskrivelse under "Masi-formasjonen"). Mulig diskordans her er indikert ved den plutselige forandring i strøk og gall som observeres idet en går fra migmatittene og opp i de grå finkornige metapsamittene.

Som en oppsummering kan en si at nedre del av Av'ziformasjonen består av relativt umodne feltspatiske biotittholdige metapsamitter lokalt med innslag av mer kvartsittiske bergarter. De er muligens avsatt diskordant på den underliggende Masiformasjonen. De to formasjoners metasedimenter er ikke entydig adskilbare. I Bajasvarri-Badasoaiviområdet er det usikkert om sedimentene som hører til nedre del av Av'ziformasjonen er tilstede.

2.5.3. Amfibolitter

Her inkluderes alle amfibolrike bergarter uavhengig av opprinnelsen. Amfibolitter av sannsynlig vulkansk opptrer i Gådduav'zi-Roavvoaiviområdet og øst for Suvcaganvarri. Disse er som regel laminerte, ofte med mørke og lyse lag. De er finkrystallinske og sterkt folierte. Opprinnelig har de antakelig vært tuffer og tuffitter. Impregnasjon av magnetkis er vanlig i disse bergartene, og er særlig godt utviklet i området ved riksgrensen syd for Roavvoaivi. Antakelig strekker det seg en kis-sone gjennom hele den vulkanske delen av Av'ziformasjonen innen kartområdet. Tallrike blokker av denne typen er observert nord på Madaroi'vi, og de er blottlagt sydvest for Rav'duvarri og øverst i Rav'duav'zi, begge ved riksgrensen (kartblad Gavdnjavarri og Niei'davarri). Borkjernene fra syd for Cappesvarri viser også noe av samme type mineralisering.

Mektigheten på den metavulkanske sekvensen er vanskelig å anslå. I Gådduav'zi, hvor synklinoriet er relativt bra definert, er den minimum 200 m - og maksimum 400 - 500 m mektig.

Homogene og grovere krystalline amfibolitter med plagioklas/hbl-forhold opp til 1 er vanlige, og representert innen hele kartområdet. De er sannsynlig av intrusiv opprinnelse og representerer ganger/lager ganger, og kan delvis være opprinnelig tilførselssystemer for metavulkanittene innen Av'ziformasjonen. De finnes i alle typer bergarter. På kartblad Lavvoai'vi korreleres de med regionale positive magnetiske anomalier? i området omkring Buollan Altevarri og øst for Badasoai'vi. En lang sone av disse amfibolittene er således tegnet inn på kartet. Denne strekker seg fra syd for Badasoai'vi forbi Urdutoai'vi og til kartbladgrensen, og er tilstede i underkant av Masiformasjonen hovedsakelig. I vest er disse amfibolittene representert på flere blotninger, og en har kunnet tegne dem med relativt stor grad av sikkerhet etter de regionale magnetiske anomalier. De intruderer her både Masiformasjonen og de overliggende basis-sedimentene tilhørende Av'ziformasjonen.

Det er uvisst om slike amfibolitter innen Sådnabæi- og Baharav'dujav'ri-formasjonene er av samme generasjon. Men amfibolitten i nær tilknytning til Masiformasjonen i øst, på kartblad Gav'dnjarri, kan muligens korreleres med disse. De karakteristiske grove amfibolittene beskrevet under "Sådnabæiformasjon" er det mer sannsynlig å plassere som del av Sådnabæiformasjonen.

2.5.4. Kjemisk sammensetning i amfibolitter

Kjemien på amfibolittene viser vanlig havbunnstype kvarts-tholeiitt til olivin-tholeiitt. Representativ analyse for en metatuff og en metadiabas/gabbro er presentert i tabell VIII. I fig. 27 a-c er de plottet i ulike variasjonsdiagrammer (AFM, $Zr - 3.Y - Ti/100$, $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$). Homogene amfibolitter (metadiabas) av mer pyroksenittisk sammensetning er blottet ved Siccajav'ri (UTM = 038/298) og ved Badasjåkka (UTM = 010/396). Disse er tolket å være kumulatsoner innen opprinnelige gabbroiske intrusjoner. Lavt Al- og høyt Ca- og Si-innhold tyder på opprinnelige klinopyroksenitter.

2.5.5. Petrografi

Oversikt over mineralparageneser for de ulike bergarter i Av'zi-formasjonen er presentert i appendiks. Hovedparagenesene:

Metasedimenter: 1) Q + plag (+ ksp) + bio + mu + hbl + di
2) Q + plag (+ ksp) + bio + gnt (+ mu) + hbl + kumm
3) Q + plag + ksp + bio + sill + mu

Paragenese 1) kan deles i 2 likevektsselskaper:
a) Q + plag (+ ksp) + bio + mu
b) Q + plag (+ ksp) + bio + hbl + di

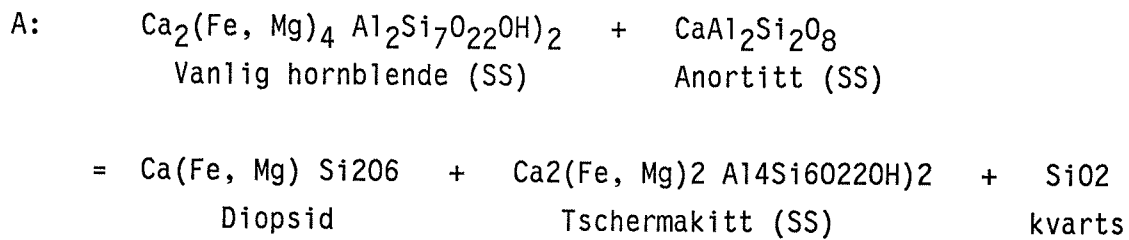
Paragenese 2) kan deles i 2 likevektsselskaper:
a) Q + plag (+ ksp) + bio + gnt + mu
b) Q + plag (+ ksp) + hbl + kumm + gnt

Paragenese 3) er stort sett et likevektsselskap, selv om biotitt og sillimanitt er vanligst assosiert, mens muskovitt oftest bare er assosiert med biotitt sammen med kvarts og feltspat.

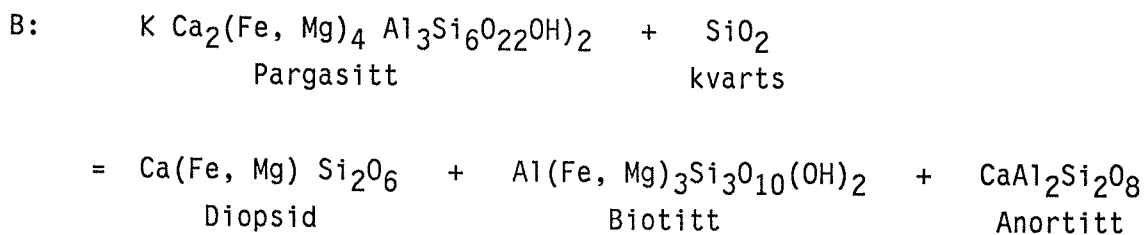
Granatene viser vekst delvis før og delvis under rotasjon (fig. 28 a og b), d.v.s. pre- og synkinematisk. De andre mineralene er sannsynligvis syn- og senkinematiske. Biotitt er som regel sterkt foliert. Muskovitt har en mindre grad av parallellorientering og er delvis porfyroblastisk. Amfiboler med eller uten klinopyroksen har delvis en porfyroblastisk/poikiloblastisk opptreden. Særlig cummingtonitt kan opptre mer parallellorientert og småkornet.

Klinopyroksen er observert bare i ett slip, og opptre som korona rundt hornblende (fig. 28c) og som eneste mineral i en matriks av kvarts, feltspat og biotitt, hvor den siste er oppkonsentrert inntil diopsid. Koronadannelsen viser en hornblendenedbrytning som bare delvis er slutført. En reaksjon mellom hornblendens og den kvartsfeltspatrike matriks er sannsynlig, hvor biotitt i varierende grad blir produsert. Hornblende kan ellers opptre som blaster uten at nevnte reaksjon har oppstått.

Paragenese 1b ser ut til at følgende reaksjon kan ha foregått:

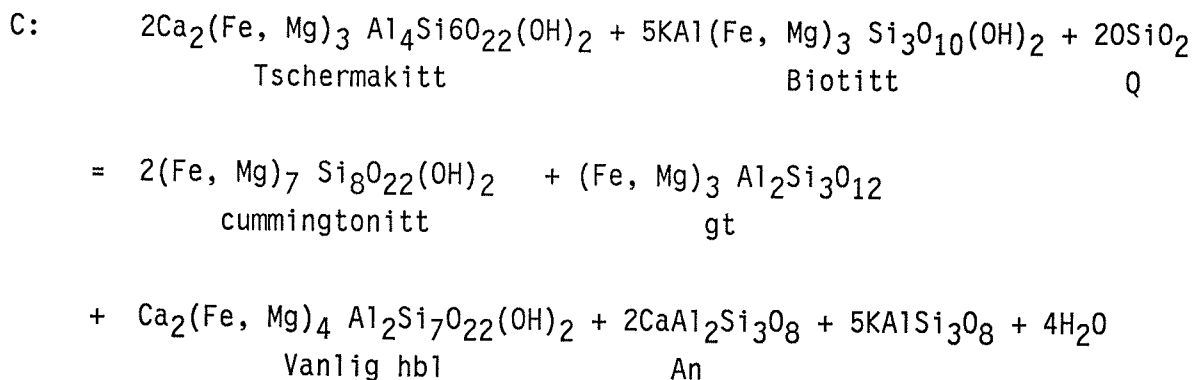


Den K-rike del av hornblende kan tenkes å nedbrytes:



Diopsid kan være dannet ved at et Ca-rikt endeledd i hornblende nedbrytes, som derved blir anrikt på Al, samtidig som noe kvarts blir produsert. Endelig nedbrytning av hornblende må derimot også ha involvert en del kalifeltspat, slik at overskudd Fe og Mg blir tatt vare på i biotitt, samtidig som albitt dannes og kvarts konsumeres (ikke vist i reaksjonen ovenfor).

I paragenese 2b har tilsynelatende følgende reaksjon pågått:

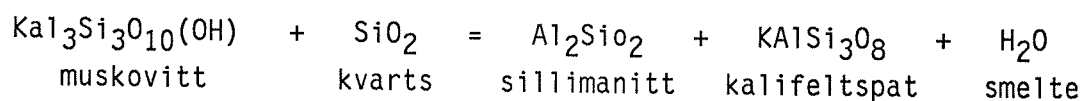


Reaksjonen bruker altså den Al-rike delen av hornblende slik at Ca blir anrikt i forhold til Al, mens Na + K-innholdet (edenitt-komponenten), imidlertid, vil øke også i forhold til Ca.

Forbruket av biotitt vises ved at dette er helt fraværende i cummingtonitt-granatsonen, hvor forøvrig plagioklas er meget anrikt.

Hva som bestemmer om diopsid eller granat dannes er Al-innholdet i bergarten, og altså konsentrasjonen av tschermakitt komponenten i hornblende. Denne anrikes i det første - og brytes ned i det andre tilfellet.

Paragenese 3) forekommer sammen med feltspatrike migittiske årer, og er altså framkommet på grunn av partiell oppsmelting med påfølgende delvis dehydratisering av muskovitt (reaksjon, se "Masiformasjonen").



som også er beskrevet under "Masiformasjonen".

Mineralkjemi på biotitt-granat par og på biotitt i assosiasjon med sillimanitt er beskrevet i tabell IX.

Amfibolittenes hovedparagenese er:

- 1) hbl + di + pl + ep + q + bio + titanitt + Fe-oksyd
- 2) hbl + di + pl + q + bio + titanitt + tr. Fe-oksyd
- 3) di + hbl + pl + q + po + py + titanitt
- 4) hbl + pl + kumm.

En del av paragenesene er vist på fig. 29.

Den mest utbredte er nr. 1) og observeres i begge typer amfibolitter. Jernoksyder (magnetitt-hematitt) er alltid assosiert med diopsid (cpx). Delvis kan også epidot være intimt assosiert med cpx. I 4 tilfeller observeres to typer hornblende (se også under "Baharav'dujav'ri-formasjonen")

i assosiasjon med cpx, en Na + Al-fattig hbl 2, og en vanpargasittisk hornblende, hbl 1, med den første vanligvis i kontakt med cpx (se mineralkjemi, tabell IX).

Paragenese nr. 2) er observert i to prøver av homogene amfibolitter (metadiabaser ?), hvor bare spor av jernoksyder finnes, og ikke nødvendigvis i assosiasjon med cpx.

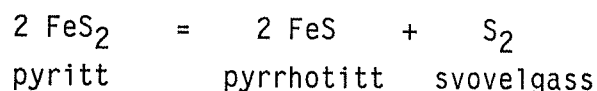
I metatuffene/-tuffittene er diopsid og jernoksyd (del av paragenese 1) konsentrert langs tynne lameller, oftest med tykkere amfibolrike lag imellom, hvor jernoksyder som regel ikke er representert.

Paragenese 3) er bare tilstede i metatuffene(-tuffittene).

Paragenese 4) er observert i et amfibolittlag innen metasedimentene fra ett av borhullene S for Cappesvarri.

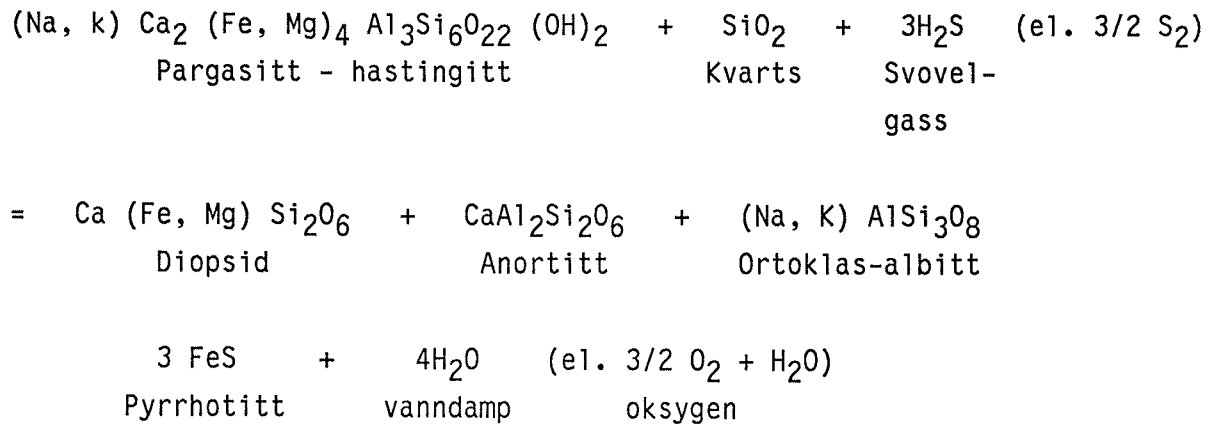
To ulike mekanismer for nedbrytning av hornblende kan tenkes. Den første foregår i et tilnærmet lukket system, hvor en gassfases sammensetning er bufret av (det vil si, bestemt av) minerallikevektene som det gjelder. Altså både partialtrykket av H₂O og av O₂ (PH₂O og PO₂) er kontrollert. Dette vil hovedsakelig føre til en nedbrytning av aktinolitt i hornblende og en derav følgende anrikning på Al (tschermakitt komponenten) i restproduktet. Overskudd på Fe kan samme med Ti i hbl danne ilmenitt.

I det andre tilfellet kan en tenke seg systemet åpent, d.v.s. partialtrykk av H₂O og O₂ er bestemt utenfra eller av andre minerallikevekter i nærheten. I de fleste tilfeller, hvor en innen et relativt stort volum av berarter har fått en langt framskreden - eller totalt nedbrytning av hornblende, er sulfidfaser assosiert, og en har hatt en likevekt som:

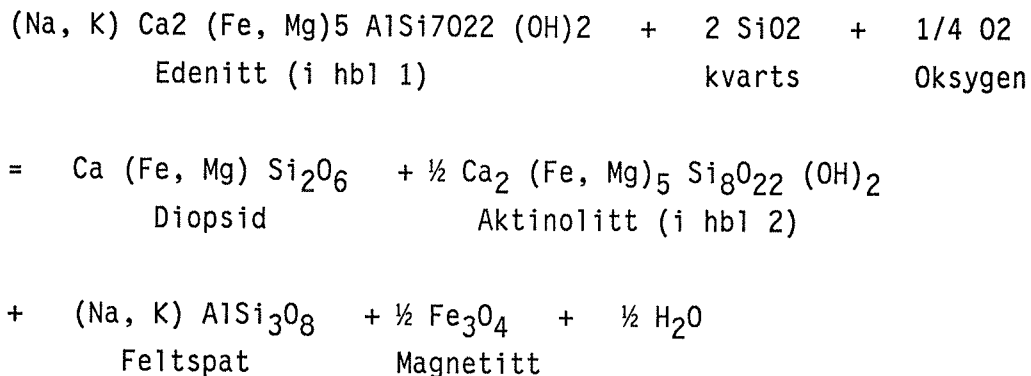


Tilstedeværelse av svovelgass vil redusere vandamptrykket (PH₂O) og en dehydratiseringsreaksjon lar seg lettere gjennomføre. Samtidig kan S₂ reagere med silikatfaser med dannelse av jernsulfider.

Vi har følgende reaksjon:



Et høyt oksygentrykk kan også føre til en dehydreringsreaksjon. En nedbrytning av edenitt komponenten har funnet sted med dannelse av en Na + Al + Fe-fattig hbl (hbl 2, se tabell XI):



Epidot kan dannes i tillegg som et reaksjonsprodukt etter anortitt og magnetitt.

Oksygentrykket eller vanntrykket er altså avgjørende. I to prøver er større mengder av hbl 2 dannet, men med bare spor av diopsid, og stadig i assosiasjon med jernoksyder. Her har hovedsakelig oksydasjon funnet sted, med en dannelse av overveiende jernoksyder og en mer magnesiumrik hornblende med alk-fsp som biprodukt.

2.5. Sammendrag

Av'ziformasjonens vulkano-sedimentære serie er avsatt hovedsakelig på Masiformasjonens bergarter. De opptrer rundt domstrukturer av disse, og er sammenklemt i smale synklinorier imellom. En mulig diskordans mellom de to formasjonene er antydnet. Vulkanittene er mest av tuffopprinnelse og har en tholeiittisk sammensetning. Bergartene er metamosfoser i midtre til øvre amfibolittfacies, med nedbrytning av hornblende til diopsid i vestkant, og migmatittisering av meta-sedimentene i østkant på kartblad Lavvoai'vi. Samme metamorfe utvikling som for de andre formasjonene her funnet sted. Muligheten for metamorfe gradienter er tilstede.

2.6. Lavvoai'vi granittmassiver

2.6.1 Beskrivelse, opptreden, kontaktforhold

Massivene er sen-/posttektoniske intrusjoner. Sammensetningen varierende fra granodiorittisk hovedsakelig i det nordvestlige massivet, til granittisk i de mer østlige massivene. De intruderer alle typer bergarter og alle formasjoner/komplekser innen kartområdet. Det nordvestlige massivet har ut fra kartbildet tilsynelatende omtrent konkordante grenseforhold mot sidebergartene. Det har her antakelig intrudert ved å presse bergartene til side og forårsaket en oppdoming rundt massivet. Intrusiv kontakt mot metasedimenter tilhørende Masiformasjonen er observert ved 980/482, hvor kontakten har et steilt fall mot VSV (ca. 70-80⁰), mens lagningen/foliasjonen i sidebergart er 30-40 mot VSV. Flere granittganger, 1-2 m mektige, intruderer amfibolitt og kvartsitt i området rett syd og vestenfor dette massivet.

Mellom Lavvoai'vi og Badasoai'vi er blotningene sparsomme, men ved hjelp av flyfototolkning er det tegnet inn et sammenhengende

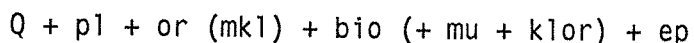
massiv her. Det er også mulig at det består av flere mindre massiver med metasedimenter innimellom. De samme forhold kan gjøre seg gjeldende andre steder, som f.eks. på Guossavarri og i området Ak'kanasgierratjav'rit-Madaroi'vi. Grensefor holdene, slik de er tegnet inn, kan derfor være misvisende. Hvis massivene deles inn i mindre enheter, så kan de ha samme form som det nordvestlige massivet, med en mer linseformig opptreden.

I hele området opptrer tynnere (ned til noen desimetre) og tykkere (opptil) 4-5 m) ganger med delvis samme alder som massivene (Olsen & Nilsen, 1985). De fleste gangene stryker i NV-SØ-lig retning, og kan muligens settes i sammenheng med brudd-/skjær-/forkastningssoner med samme retning. Disse begynner å bli utpreget V for en linje trukket fra Bajasvarri til Baharav'dujav'ri.

Bergartene er homogene over store områder, middels krystalline, massive til svakt folierte. De kan være sterkt rødfarget lokalt, men er som regel lys grålige. Noe pegmatittisk utvikling opptrer sporadisk. Noe grovere utvikling av granitten har foregått lokalt, og er særlig karakteristisk i et område på V-siden av Badasoai'vi, hvor den består av rødfarget kalifeltspat spettet med lys plagioklas.

2.6.2 Petrografi

Mineralogien er (Se også appendiks):



Plagioklas er som regel overordnet ortoklas og mikroklin, eller opptrer i omtrent like store mengder.

Teksturen er delvis granoblastisk, men delvis kan også plagioklas og/eller ortoklas opptre subidiomorft, ofte som

fenokrystaller. I det siste tilfellet inneslutter som regel ortoklas mindre pl-krystaller. Pl-fenokrystaller inneslutter aldri ortoklas. Pl er ofte sonerte. Or er som regel delvis rekrystallisert til mkl. Mkl forekommer ellers som mindre krystaller interstitielt.

En ksp-rik variant av granitten forekommer V for Badasoai'vi (056/368 og 052/372). Denne har store or-fenokrystaller med pl + q + mkl interstitielt.

Biotitt kan opptre som orienterte lister i slip. Biotitt er delvis eller helt omdannet til kloritt i prøver fra området Madaroai'vi - Allaganvarri.

Muskovitt dannes ved serisittisering av plagioklas, og kan få form av større muskovittaggregater eller -flak med en intim sammenvoksing med plagioklas. Dette er observert i det østlige området på kartblad Lavvoai'vi, som beskrevet ovenfor. Svakere serisittisering forekommer ellers stort sett i hele området. Epidot dannes fra pl + bio, men er bare observert i større grad i det østligste området.

Tekstur og mineralogi tyder på en delvis deformert granitt med noe av magmatisk tekstur bevart. Biotittfoliasjonen og granoblastisk tekstur antas å være dannet ved sentektoniske bevegelser ved et sent/post magmatisk stadium.

Sekundære omvandlingsprodukter (kloritt + muskovitt + epidot) er antakelig dannet lokalt på et senere stadium, muligens i skjær-/forkastningssoner.

2.7.1. Korrelasjoner

Bergartene i området tilhører det fennoskandiske skjold (det prekaledonske kontinent) som inneholder gneiser, grønnstener, skifere og granitter av arkeisk (prekarelsk) og proterozoisk

(karelsk, svecokarelsk og sveconorvegisk alder). De danner en nordlig og NØ-lig fortsettelse av de finske og svenske grønnstens/gneis områdene av prekarelsk og karelsk alder. Aldersbestemmelsene på gjennomsettende diabaser (Krill, 1984) med U-Pb på zirkoner gir alder 1815 m.å. Sm-Nd metoden på ultrabasiske lavaer gir ca. 2000 m.å. (K.I. Olsen, upublisert), og grønnstenene kan muligens korreleres med Kirunagrønnstenene i Sverige, og antakelig også med Kittilägrønnstenene. Tidsangivelsen for hovedmetamorfosen i området kan sies å ligge mellom 1800 og 2000 m.å. (Olsen & Nilsen, 1985) og samsvarer med mineraldateringer på Kirunagrønnstenene i Sverige (Skiöld & Cliff, 1984), som forøvrig etter nyere aldersbestemmelse av zirkoner i en albitt-diabas lagergang har en minimumsalder på 2200 m.å. (Skiöld, 1986).

Gneisene innen området er arkeiske (2700-3000 m.å, Olsen & Nilsen, 1985), og korrelerer med gneisdomer innen grønnstensområdet i N. Finland og med de grønnstensassosierte gneisene i Ø. Finland (Krøner et al. 1981; Martin et al. 1983 a+b; Jahn et al. 1984). Sen- til posttektoniske granitter i området er ca. 1730 m.å. (Krill et al. 1985, Olsen & Nilsen, 1985), og kan korreleres med tilsvarende i N. Finland og på Kola (Kouvu et al. 1983).

Som tidligere antydnet, er områdets bergarter delt i formasjoner og komplekser tilpasset observasjoner her, for å få en så uavhengig tolkning som mulig. Dette muliggjør i større grad en friere vurdering av alternative tolkninger ved sammenligning med naboområdene i nord og øst. I fremtiden vil det kunne vise seg at antall formasjoner må reduseres, slik at sammenslåing av enkelte kan foretaes.

Baharav'dujav'rifformasjonens mulige østlige utbredelse kan korreleres med Gål'denvarriforrasjonen mot nord i Masitraktene (Solli, 1983). Det er tvil om i hvilken grad Sådnabæiformasjonen er den egentlige sydlige fortsettelsen av Gål'denvarriforrasj-

onen, mens Baharav'dujav'riformasjonen i stedet heller representerer en overliggende enhet. Den vestlige utbredelse av Baharav'dujav'riformasjonen ser ut til å være en direkte fortsettelse av Suolovuobmiformasjonen mot syd. En mulighet for overlagring av Masiformasjonen på Suolovuobmiformasjonen er tilstede, og noen konflikt i en korrelasjon mellom Baharav'dujav'riformasjonen og Suolovuobmiformasjonen er ikke nødvendigvis tilfellet. Av'ziformasjonen kan, ihvertfall delvis, korreleres med Lik'caformasjonen mot nord på Caravarri-kartbladet (Solli, 1983; Solli & Sandstad, 1984; Siedlecka et al. 1985) og mot Caskejasformasjonen i vest på kartblad Mållejus. Stuorajav'riformasjonens stilling er noe problematisk, men den tilsvarer stort sett den østlige utbredelsen av Caskejasformasjonen i nord på kartblad Mållejus. Når det gjelder Masiformasjonen korreleres denne over store områder, og mot nord kan den følges rundt gneisdomen ved Iesjavarri, og muligens korreleres med Skuvvanvarriformasjonen i Karasjok-grønnstensbeltet (Siedlecka et al. 1985).

2.8. Aldersbestemmelser

Rb-Sr data ble presentert i Olsen & Nilsen (1985) for gneiser, granitter, metasedimenter (Masiformasjonen) og amfibolitter.

En oppsummering av aldrene estimert fra disse er følgende:

Biennaroaivvigneis

Ak'kanasvarrigneis 3000 ± 200 m.å.

Masiformasjonen 2080 ± 150 m.å.

Amfibolitter (Av'zi- og Baharav'dujav'rifm.) 1950 ± 100 m.å.

Lavvoai'vi granittmassiver 1735 ± 40 m.å.

Flere analyser på gneisene er senere utført og bekrefter alderen ovenfor. Sm-Nd data på komatiittene i Baharav'dujav'ri-

formasjonen gir en alder på 1990 m.å, mens Sm-Nd modellaldere på basiske bergarter innen Sådnabæiformasjonen ligger mellom 2700 og 3000 m.å. Sm-Nd på hornblende og plagioklas i amfibolitter gir aldere på ca. 1800 m.å. (+ 50), og er tolket som tidspunktet for hovedmetamorfosen. Rb-Sr gir delvis yngre aldere, ned mot 1600 m.å, som tolkes som resultat av sene retrograde deformasjonsfaser (Olsen, 1987, in prep.).

3. TEKTONIKK

3.1. Innledning

I denne seksjonen vil ulike typer strukturelementer beskrives. Målte strukturer vises i stereografiske projeksjoner. Et forsøk på sammenligning og korrelasjon av strukturer i ulike formasjoner og komplekser fra mikro- til makroskala foretas.

3.1.1 De ulike strukturelementer.

Strukturer som måles i felt er:

I. Primære strukturer

- 1) Sedimentære lagflater
- 2) Tuffittiske lag/bånd S_0

II. Sekundære strukturer

- 1) foliasjon S_1
- 2) Skiffrighet $S_{2,3}, \dots$
- 3) Akseplan $A_{1,2}, \dots$
- 4) Foldeakse $F_{1,2}, \dots$
- 5) Lineament $L_{1,2}, \dots$

De primære strukturene er lett gjenkjennelige i kvartsittene, og antas å være bevart i en del av glimmergneisene tilhørende Masiformasjonen. Båndingen/lagningen i de metavulkanske bergarterne er mest sannsynlig bevarte lag dannet i opprinnelige tuffer og tuffitter, idet lignende bergarter finnes i mindre metamorfe områder vest for kartområdet.

De sekundære strukturene er dannet ved deformasjon og metamorfose.

Foliasjon er et plan (S) som er definert enten ved en mineralogisk lagning som kan være oppstått metamorft/migmatittisk eller ha ukjent opprinnelse på den ene siden, eller ved mineraler som er orientert i plan gjennom bergarten (biotitt, muskovitt, hornblende o.a.) på den andre siden. Slike mineraler har vokst hovedsakelig p.g.a. høy temperatur, men har fått en foretrukken orientering i et plan ved at bergarten samtidig har vært utsatt for et visst stress. Mineraler og minerallag vil da orientere seg vertikalt på hovedstressretningen.

Foliasjonen vil som regel være bestemt av hovedmetamorfosen i et område, men det kan tenkes at eventuelle tidligere metamorfe episoder bevares, hvis siste hovedmetamorfose har virket forskjellig i ulike områder, f.eks. p.g.a. ulik samtidig grad av deformasjon.

Skifrihet er en slags foliasjon. Det er en gjennomsettende planstruktur i bergarten, definert hovedsakelig av glimmermineraler. Skifriheten fører ofte til at bergarten kan spaltes opp i flak. I motsetning til foliasjon som definert her, er ikke en skifrihetdannelse primært temperaturavhengig. Forskifring fås i soner med sterke skjærbevegelser og ved lave temperaturer. Her vil høy-temperaturmineralogi rekrystallisere og hydratiseres med dannelse av ulike glimmermineraler som muskovitt og kloritt fra hornblende, biotitt og feltspat. Skifriheten vil da representere skjærplan i forkastnings-/bruddsoner eller akseplan (se under) i sene foldestrukturer.

Akseplanet er et tenkt plan som skjærer en foldestruktur så symmetrisk som mulig på langs. Akseplanet inneholder foldeaksen (se under). Akseplanet vil være vertikalt til største stresskomponent. Foldestrukturer dannet under hovedmetamorfosen, har akseplan parallell med foliasjonen som utvikles. Skifrihet som dannes i sene foldestrukturer er subparallell med akseplanet. Mindre avvik her skyldes ulike kompetanseforhold i bergartene som foldes.

Foldeaksen er en lineær struktur som er definert av retningen på foldekneet i en fold (foldeombøyningen), og er skjæringslinjen (-kurven) mellom akseplanet og den foldete flaten (S_0, S_1, S_2, \dots). En foldeakse kan med stor grad av sikkerhet sies å tilhøre en synmetamorf foldeepisode eller å tilhøre en sen- til postmetamorf episode. Den siste kategori vil folde en metamorf foliasjon. Hvis stressforholdene holder seg konstant lenge etter hovedmetamorfosen, vil foldeakser forbli parallelle i den kontinuerlige deformasjonsprosess, som eventuelt vil fortsette etter metamorfosen.

En sammenligning av mineral-lineasjon (se under), foldeakser og regionalt konstruerte foldeakser, kan avdekke slike forhold og eventuelle innvirkninger fra senere foldeepisoder.

Et lineasjon er også en lineær struktur. Denne er definert av lineært orienterte mineraler, av stengelighet i en bergart eller av orienterte konglomeratboller eller mineralaggregater. Orienterte mineraler kan være f.eks. hornblende eller sillimanitt-aggregater. Lineasjoner dannes parallelt med minste stresskomponent, og altså i områder hvor hovedstresset er omtrent likt i alle retninger innen et plan som står vertikalt på minste stresskomponent. Dette er i motsetning til foliasjon og skifrihet som dannes der hvor hovedstresset virker i bare en retning. Lineasjonene vil være parallelle med akseplanet for vedkommende foldefase, idet minste stresskomponent er vertikal til hovedstresset, som akseplanet også er. Hvor er forholdene gunstigst for dannelse av lineasjoner? Det er i foldeombøyningene. Her parallellstilles foldeaksen det minste stresset og eventuelle mineral-lineamenter. Mineral-lineasjoner vil altså angi foldeakseretningen under den respektive metamorfosen.

En lineasjon kan også være definert som skjæringslinjen mellom to plan, f.eks. mellom et foliasjonsplan eller en lagflate og et skifrihetsplan.

3.2. Stereoprojeksjoner

Ulike strukturelementer som definert ovenfor er projisert inn på Schmidt's stereonett, undre halvkule. Plottene er gjort for et og ett delområde (se fig. 30) med adskillelse av ulike formasjoner. Planstrukturer er plottet som punkter, som er skjæringspunktet mellom normalen på planet og overflaten på undre halvkule i Schmidt's stereonett (planenes pol). Lineamentene plottes som skjæringspunkter mellom disse og nevnte kuleoverflate.

Delområdene (fig. 30) er valgt ut fra det generelle kartbildet, hvor tilsynelatende en nokså ensartet deformasjon har foregått, f.eks. hvor foldeakser og lineamenter stort sett stryker samme retning, eller i hvert fall faller i samme retning innenfor visse grenser. Ombøyningsområdet for skål- eller domstrukturer og soner med nokså konstant strøkretning på bergarten kan være passende å skille ut.

Foldeaksen er forsøksvis konstruert ut fra planstrukturenes fordeling i stereonettet innen hvert delområde og plottet samlet i egen figur 33b og c. Noen av delområdene viser en stor spredning for polene, og to akser er antydnet for disse. Spredningen kan skyldes at to eller flere foldefaser har virket i området, og at de(n) tidligste foldefasen(e) er delvis bevart. Den største spredningen av polene finnes alltid på Ø-lige del av stereonettene. På den V-lige del er det en mer veldefinert trend (se delområde Ia, II, V, Xa, fig. 31) som faller sammen med de N-ligste polene på Ø-lige del. Dette tolkes som at opprinnelige poler (P_1) har befunnet seg i SØ-lige del og tilhører foliasjonsplan (S_1) (subparallell med lagflater S_0), dannet under hovedmetamorfosen i NØ-SV-lig retning, og fall steilt til slakt mot NV. Respektive foldeakser har hatt fall mot SV (F_1). En senere foldefase har ført til at polene til S_1 (P_1) er blitt spredt mot N og SV hovedsakelig, og definerer grovt foldeakser i NV-SØ-lig retning (F_2).

P_1 til gneisene grupperer seg i NV-V-lige del og SØ-Ø-lige del av nettet, og definerer grovt sett en hovedfolderetning mot SSØ til S, men noen spesiell refolding tydes ikke så lett for disse. Foldeaksene definert ved gneisenes P_1 tolkes således som del av første foldefase (F_1) her, som i mindre grad er påvirket av F_2 her.

Overflatebergartene som omgir gneisene har foldemønstre nesten helt lik gneisenes (s. lign. VIIa med VIIb og Xa med Xb og VIIIa med IX + Xb) og definerer F_1 med fall mot SV-S.

Bergartene i de andre delområdene, d.v.s. helt inne i overflatebergarts-sekvensene, er delvis eller helt refoldet av den NV-SØ rettede foldeaksen F_2 . Delområdene IV og VI kan sies å være totalt refoldet, slik at foliasjonsmønsteret her er helt bestemt av F_2 .

Plott av foldeakser og minerallineasjoner (L_1) bekrefter tolkningene ovenfor (fig. 33a). Intrafoliale, isoklinale folder er definert til å representere tidligste foldefase F_1 (Se fig. 32a, b). Disse plotter i samme området som minerallineasjonene, og har en hovedretning med fall mot SV. En "små sirkel" er forsøksvis trukket gjennom lineamentene (Se fig. 33a) og definerer en senere foldefase (F_2) som L_1 er foldet omkring.

S_0 og S_1 foldes av åpnere bøyningsfolder som kan få preg av "Kinkfolder" med foldeflanker som danner en 90^0 vinkel med hverandre i de meste kompetente bergartene (Se fig. 32c). Akseplanene til disse danner en stor vinkel til generell lagning/foliasjon i nærliggende område (se Ia, fig. 31). Disse foldeaksene er definert som F_2 og faller mot S-SØ og N-NV (fig. 33a), og stryker altså omtrent parallelt med foldefasen som er tolket å refolde helt eller delvis S_1 -polene. F_2 -foldene reflekterer dermed, i mesoskopisk skala, F_2 -foldefasen, som er identifisert på regional skala. F_2 -foldene sprer seg på en små sirkel både i SØ og i NV (fig. 33a), og en F_3 -foldefase kan defineres (NV-SØ), men denne representerer muligens bare en utvikling innen samme F_2 -foldefase.

Som konklusjon kan sies at minst to - kanskje tre hovedfolde-

faser kan identifiseres, hvorav de senere (F_2) har påvirket bare vestlige del av overflatebergartene i større grad. Gneisene nærmest overflatesekvensen kan ha blitt rotert til en sydlig rettet akse på stor skala, som følge av F_2 .

Foliasjonen i de granittiske massivene (Sg) er også foldet, men i noe mindre grad. Sg-polene viser stort sett mindre spredning enn S_0 , S_1 -polene (Se Ib, II, VIIIb, Xa). De fleste (3 av 4) definerer en foldeakse som faller mot SSØ-SØ. Xa og VIIIb mot VIIIA viser en mulig diskordans mellom foliasjonene til granittene og tilgrensende overflatebergarter og gneiser, og II viser at storparten av Sg-polene plotter sammen med de refoldede S_0 , S_1 -polene. Dette antyder at disse granittene bare er påvirket av F_2 -folde fasen. IB er unntaket og kan ha arvet de siste påvirkninger av F_1 -foldefasen. Granittene har altså intrudert, ihvertfall delvis, samtidig med eller før F_2 , som dermed får en maksimalalder lik granittenes alder (1735 m.å.). F_1 har en maksimal alder på ca. 1850-1900 m.å. som er metamorfosealderen (Olsen & Nilsen, 1985).

Fig. 34 viser hovedfolderetningene for de enkelte delområdene med "relikte" foldeakser (deformasjonsretning) antydnet med liten pil. Figuren illustrerer den generelle tendensen med en dreining av folderetning fra SV til SØ, idet en beveger seg fra gneisområdet med tilhørende overflatebergarter mot vest inn i suprakrustalsekvensen. Den tendensen kan både skyldes en tiltaking mot vest av F_2 's stresskomponent, og kompetanseforskjellen mellom gneismassivet og overflatebergartene.

3.3 Kartbildet i tektonisk sammenheng

Overflatesekvensen i øst, Sådnabæiformasjonen, er foldet som kiler inn i gneisene. Dette har antakelig skjedd som del av F_1 , som også forårsaket dannelse av metamorf foliasjon i begge. Overliggende Masiformasjon ser ut til å ha deltatt i mindre grad i denne innfoldingen, men stereoplottene viser at

Masiformasjonen i øst også har beholdt en F_1 -folderetning (SV). Innfoldingen av Sådnabæiformasjonen i gneisene kan dermed ha skjedd i en enda tidligere prosess ($F_0?$). Pålagringen av Masiformasjonen har så foregått diskordant på dette underlaget. En ny deformasjon har så parallellstilt tidligere strukturer og nydannete strukturer (foliasjon) i de eldre formasjoner/komplekser etter det nye stressfeltet. På grunn av den store kompetansen i underlaget, er Masiformasjonen i øst ikke blitt foldet i større regional skala av denne deformasjonen.

Gneis med Sådnabæiformasjonen er foldet i en stor åpen fold i SØ-lige del av Kartblad Lavvoai'vi. Denne ombøyningen skyldes antakelig F_2 , og er av foliasjonsplan etter F_2 -retningen, idet struk turplottene, VII a+b, danner en foldeakse mest vest for S-lig retning. Granittene i samme området er foldet i SSØ-lig retning. Vestflanken for denne store strukturbildet. Denne grensen fortsetter fra Urdutoai'vi mot SV til Gåddubuol'za og derfra mot SØ.

Vest for den omtalte grensen er det regionale strukturbildet et resultat av en kombinasjon mellom F_1 og F_2 , hvor strukturer i mikro-meso- og mindre regional skala er forårsaket av F_1 , mens de store dom- og skålformede strukturene er dannet av F_2 (og F_3 ?).

F_2 har også forårsaket sterke tensjonssoner lokalt i NV-/SØlig retning, hvor bergartene er sterkt ensrettet i trange soner som f.eks. V for Suvcaganvarri, langs Badasjåkka, og fra Baharav'dujav'ri mot NV og SØ. I slike soner kan også sekundær forskifring (S_2) ha foregått, men F_2 er i størst grad preget av duktil deformasjon. Forskifring er observert ved UTM = 044.5/352 og ved UTM 065.5/229.

3.4. Skjærbevegelser

Lokalt er det dannet en sekundær skifrihet (S_3) i bergartene. Disse må være forårsaket av sterke skjærbevegelser. Slike soner er observert i delområdene III og VII, hvor henholdsvis Masiformasjonen og gneis er blitt utsatt for forskiftingsprosesser. Stereoplottene III og VIIb viser S_3 polene. I begge områdene har forskifringen foregått i NNØSSV-lig retning. I område VII befinner denne sonen seg helt i NØ-kant av kartblad Lavvoai'vi, mens område III i varierende grad er blitt påvirket i sin helhet. Forskifringen kan tilhøre flere deformasjonsfaser og kan delvis være senere enn D_2 . De har ikke påvirket kartbildet i stor grad.

3.5. Oppsummering

De ulike deformasjonsfaser kan sammenfattes slik:

Deformasjonsfase (D)	Metamorfose (M)	Foldefaser (F)	Strukturer (S)	Formasjoner komplekser massiver	Lineamenter (L)
D ₀	M ₀ (?)	F ₀	S ₁	Sådnabæifm. gneiser (Baharav'du- fm)	?
D ₁	M ₁ = Middels- /høy gr.	F ₁ = SV/O-30 ⁰	S ₁ = SV-NØ/ 30-700 NV	Alle unntatt de fleste av granitt- massivene	L ₁
D ₂	M ₂ = Lavgrad	F ₂ = SSØ F ₂ = SØ/ØSØ	S ₂ = SØ/NV Steilt Ø	Alle (S ₂ lokalt) Gneisene i mindre grad	?
D ₃	M ₃ = Lavgrad	?	S ₃ = SSV-NNØ vert./ steilt V	Alle, men lokalt	?

4. METAMORFOSE

4.1. Innledning

Metamorfosegrad og -gradienter vil her bli nøyere vurdert, bygget på kritiske mineralparagener og noen mineralreaksjoner nevnt under petrografien i bergartsbeskrivelsen. Tri- og divariante reaksjonsforhold som kan gjenspeiles i Fe/Mg-forholdet for koeksisterende mafiske mineraler, granat-biotitt, kordieritt-biotitt, staurolitt-biotitt eller i biotitt sammen med sillimanitt/andalusitt, kan brukes til å spore opp metamorfe gradienter. Eventuelle univariante reaksjonsforhold, d.v.s. ett likevektsselskap går over til et nytt likevektsselskap p.g.a. økende trykk og/eller temperatur, kan på denne måten også spores, selv om de ikke direkte observeres i slip. Slike reaksjoner kan dermed ved hjelp av eksperimentelle data brukes til å estimere trykk- og temperaturforhold. Likevektsselskapene kan dog i seg selv brukes til å identifisere metamorf grad, d.v.s. omvandlingsbetingelsene i jordskorpen innen vide grenser, idet mineralselskaper i bergarter er karakteristiske for spesielle trykk-/temperaturområder.

Fe-Mg fordelingen (K_d) mellom to mineraler er hovedsakelig temperaturavhengig, og er eksperimentelt bestemt for en rekke mineralpar som funksjon av temperatur (og trykk). Granatbiotitt eksempelvis, er et mye brukt geotermometer, og f.eks. Thompson (1976) har utført eksperimenter på dette mineralparet.

4.2. Mineralparageneser

4.2.1 Metapelittiske/-psammittiske bergarter

Samlet for alle formasjoner finnes følgende hovedparageneser som er i tilsynelatende intern likevekt (se "Bergartsbeskrivelse").

1. Biotitt + muskovitt
2. Biotitt + sillimanitt + muskovitt + kvarts
3. Biotitt + granat (+ kordieritt?) + feltspat
4. Biotitt + kordieritt + muskovitt
5. Biotitt + andalusitt + kvarts

Problemstillinger her når det gjelder å utrede de forhold som er nevnt i innledningen ovenfor, er å karakterisere type likevekter, og om de ulike typer likevekter er kompatible innenfor et temperatur-trykk område, eller om de representerer ulike metamorfe betingelser. Fe-Mg-mineralene er biotitt med eller uten et koeksisterende mineral (granat eller kordieritt), eller biotitt alene med eller uten et aluminiumssilikat. Disse minerallikevektene er trivariante (no. 3 og 4) og 4-variante (no. 1,2 og 5). De første's respektive Fe/Mg sammensetning er bestemt hovedsakelig av Fe-/Mg sammensetning i totalbergart og til en viss grad av P,T betingelser, som bestemmer Fe-Mg fordelingen mellom mineralene. I de 4variante likevektene hvor biotitt er eneste Fe-Mg mineral, er dette representativt for Fe/Mg sammensetningen i selve bergarten, og ikke bestemt av noe annet forhold. En mulig variant likevekt er representert i ett slip (paragenese no. 3). Fe/Mg sammensetningen av mineralene i en slik likevekt er entydig bestemt ved P,T -betingelsene, uavhengig av Fe/Mg sammensetningen i totalberget.

Paragenesene kan representeres i et AFM-diagram, hvorpå mineral-sammensetninger er projisert fra kalifeltspat. Fig. 35 viser et slikt diagram skjematisk med de ulike mineraler representert. Bergarts-sammensetninger med de ulike parageneser (1-5) ovenfor vil projisere omtrent som vist, hvis mineral likevektene er slik som på diagrammet under et bestemt P,Tforhold. Paragenese nr. 2 vil projisere nærmere biotittfeltet enn nr. 5, og ville ha plottet inne i biotitt-feltet hvis diagrammet representerte projeksjon fra muskovitt i stedet for K-feltspat. Nr. 5 projiserer på en andalusittbiotitt forbindelseslinje uansett. Nr. 2 er dannet som resulresultat av ned-brytning av muskovitt.

Nr. 2 og 5 er representert i hele kartområdet, men andalusitt er bare observert vestligst. Nr. 3 er bare observert innen overflatesekvensene i

vest på kartblad Lavvoai'vi, mens nr. 4 bare observeres innen Sådnabæiformasjonen i øst på grensen kartblad Lavvoaivi-Niei'davarri og i fortsettelse mot SØ inn på sistnevnte kartblad.

Å avgjøre om paragenesene 1-5 er kompatible for et sett med P,T -forhold, nødvendiggjør et kjennskap til sammensetningen av de enkelte mineralene, særlig om forskjellen mellom 3 og 4 i virkeligheten reflekterer en hovedsakelig ulikhet i Fe/Mg sammensetningen til bergarten i de to områdene. Hvis en P,T gradient har eksistert under metamorfosen innen kartområdet, vil kryssende forbindelseslinjer mellom ulike mineralpar kunne finnes. Et begrenset utvalg mineralanalyser er imidlertid gjort, og 4 prøver med de respektive parageneser er presentert i AFM-diagrammet fig. 36 (Se også under "Bergartsbeskrivelse"). Kordieritt-biotitt og andalusitt-biotitt forbindelseslinjene krysser hverandre og kan bety at paragenesene i disse to prøvene ikke er kompatible under de samme P,T -betingelsene hvis likevekt eksisterer. Imidlertid er gt-bi og kord-bi kompatible, og kunne representere hovedsakelig ulikheter i Fe/Mg -forhold i bergartene som disse er observert i. Stabiliteten av andalusitt, i stedet for kordieritt, sammen med biotitt ved det høye Mg/Fe -forhold som observert (fig. 36), kan bety en høyere temperatur for dette selskapet enn for kord-bi -selskapet. Det ville eventuelt indikere at fra å ha hatt en temperaturøkning mot øst i det vestligste området, fås en temperatursenkning igjen videre mot øst, idet en går inn i gneisområdet. Tilstedeværelse av sillimanitt her, imidlertid, må samtidig bety at trykket, derimot, øker inn i gneisområdet (se fig. 37). Dette er overensstemmende med nedbrytningen av hornblende til diopsid som bare forekommer i det vestligste området (fig. 38), og reflekterer en mulig høy T-sone som strekker seg gjennom hovedsakelig kartblad Lavvoai'bi og Suvcaganvarri.

På fig. 37 er satt inn likevektskurve for almandin-Fe-kordieritt (Holdaway & Lee, 1977). Minimumstrykket for at granat skal eksistere under middel-/høy grads metamorfose er ca. 3.5 kb. Maksimumstrykket for tilstedeværelse av kordieritt uten at granat koeksisterer, med X_{Fe} (i kord.) = 0.2 (vårt tilfelle), er så høyt som 8 kb (Holdaway & Lee, 1977)

ved 650⁰ C.

Som nevnt i "Bergartsbeskrivelsen" fører migmatittisering til en samtidig nedbrytning av muskovitt til sillimanitt.

Denne reaksjonen er univariant ved en bestemt X_{H_2O} i en eventuell gassfase eller ved et bestemt P_{H_2O} , d.v.s. at ved et bestemt totaltrykk er temperaturen bestemt. Hvis $P_{H_2O} = P_{t0t}$, så vil P,T -betingelsene kunne bestemmes ut fra eksperimentelle kurver. Siden muskovitt-nedbrytningen i gjeldende tilfelle skjer under migmatittisering, er prosessen avhengig av at P_{H_2O} reduseres på grunn av vannopptak i smeltefasen.

Ved P_{t0t} høyere enn skjæringspunktet mellom reaksjonskurven og granittsolidus (se fig. 37), vil nedbrytningen av muskovitt foregå ved det P_{H_2O} som er nødvendig for at granittsmelte skal dannes. Reaksjonskurven ($P_{H_2O} = P_{t0t}$) vil derfor gi maksimumstemperatur for nedbrytningen under gitte forhold. Fig. 37 viser reaksjonskurven. Sammen med granittsmeltekurven (solidus) får vi da maksimums- og minimums temperaturforhold, og et minimumstrykk som er skjæringspunktet mellom de to kurvene.

Helt vest innen kartområdet (kartblad Suvcaganvarri), er andalusitt observert i en prøve. Vest for kartområdet, lenger nord (kartblad Siebe), er andalusitt observert i flere prøver. Tilstedeværelsen av begge polymorfene, andalusitt og sillimanitt, kan tilsa at en metamorf gradient eksisterte. Ingen indisier tyder på at de er et resultat av forskjellige metamorfe episoder. Fasediagrammer for Al-silikat polymorfene er innsatt også i fig. 37.

Overgangen andalusitt/sillimanitt må skje nesten samtidig med lokal migmatittisering øst på kartblad Suvcaganvarri. Lenger øst, innen Sådnabæiformasjonen, er sillimanitt eneste Al-silikat. Ut fra fig. 37 kan følgende P,T -betingelser dermed estimeres (for vestlig del av kartområdet):

$$P = 3.5 - 4 \text{ kb} ; \quad T = 650^{\circ}\text{C}.$$

Det korresponderer til en lav-trykks, middels-/høy grads metamorfose.

Når det gjelder Fe-Mg fordelingen mellom granat og biotitt, vanskeliggjøres dette av det høye innholdet av Mn og Ca i granat, som vil kunne forskyve Fe-Mg fordelingen i forhold til eksperimentelle data på de rene Fe-Mg -endeleddene.

Effekten av disse tilleggskomponentene er ikke kjent. Imidlertid, granat-biotitt termometeret til Thompson (1976) kan brukes forsøksvis uten å ta hensyn til disse. Sammensetningen til granatkjernen brukes, idet denne har høyeste Mg/Fe forhold, og dermed skulle reflektere maksimale metamorfe betingelser. Dette gir:

$$K_D \text{ Fe-Mg (gt-bi)} = 3.7; \quad \ln K_D = 1.3, \quad \text{og} \quad T = \underline{660^\circ\text{C}}.$$

Dette korresponderer med de temperaturforhold som ble estimert ovenfor.

4.2.2 Amfibolitter

I de basiske amfibolittene er følgende paragenese gjennomgående:

Hornblende + diopsid + plagioklas + kvarts + jernoksyder + titanitt.

Jernoksyder og titanitt er oftest tilstede, men kan være fraværende. I de østlige områdene innen Sådnabæiformasjonen, er titanitt ikke observert innen amfibolittene, og jernoksyder er tilstede i svært liten grad. Diopsid finnes i østlige område innenfor kartblad Suvcaganvarri og Lavvoai'vi i amfibolitten tilhørende Baharav'dujav'ri og Av'ziformasjonen.

Metamorfe betingelser kan estimeres ved bruk av nedbrytning av hornblende til diopsid. Ved bestemte P_{H_2O} og F_{O_2} er likevekten divariant, men sterkt avhengig av vanntrykket og oksydasjonsforholdene. Flere eksperimentelle studier er gjort på hornblendenedbrytningen, f.eks. Spear (1981).

Hornblendenedbrytningen til diopsid er innen kartområdet gjennomgående assosiert med større mengder jernoksyder og titanitt, og har sannsynligvis foregått ved oksygenfugasitet som er bufret av magnetitt-hematitt (HM-buffer) og ved $P_{H_2O} = P_{tOt}$ (Reaksjon, se "Bergartsbeskrivelsen"). P_{H_2O} er lokalt blitt redusert ved introduksjon av S_2 -gass som indikert ved tilstedeværelse av sulfider, men hornblende er da som regel totalt nedbrutt av diopsid. Diopsid-isograden (første tilsynekomst av diopsid) faller omtrent sammen med andalusittsillimanitt overgangen på kartblad Suvcaganvarri (se fig. 38). De faller også omtrent sammen videre mot nord, men da utenfor kartområdet i vest.

På fig. 37 er kurven for første tilsynekomst av diopsid (Spear, 1981), sammen med stabilitetsområdet for titanitt, begge ved hematitt-magnetitt oksygen-buffer. Den viser liten overensstemmelse med temperaturbetingelsene som ble utledet for de pelittiske/-psamittiske bergartene. Grunnen kan være at Spear (1981) brukte olivin-tholeiitt til eksperimentet, mens det meste av amfibolittene er kvartstholeiitter. Høyere silika aktivitet vil sannsynligvis føre til at hornblendenedbrytningen foregår ved lavere temperatur.

I ultrabasiske bergarter innen Baharav'dujav'riformasjonen (komatiitter) er paragenesen
olivin + anthofyllitt

observert. Nedbrytningen av talk og olivin til anthofyllitt er eksperimentelt bestemt (se Winkler), og foregår som vist på figur 37. En introduksjon av CO_2 kan føre til en senkning av temperaturen med opptil 100^0 C ved gjeldende P-forhold ($X_{CO_2} = 1$). Tilstedeværelse av karbonat i komatiittene tilsier en viss andel av CO_2 i fluid fase under metamorfosen av ultrabasittene, og selskapet, olivin + anthofyllitt, samsvarer med de temperaturbetingelser som er estimert ovenfor.

4.3. Oppsummering

En mulig metamorf gradient, fra vestkanten av kartområdet til sentrale deler av kartblad Lavvoai'vi - Suvcaganvarri, er indikert ved overgangen fra andalusitt til sillimanitt henholdsvis. Disse sentrale delene er også blitt utsatt for lokal migmatittisering, hvor muskovitt brytes ned til sillimanitt + smelte. Reaksjonene faller omtrent sammen med dannelsen av diopsid fra hornblende, som foregikk under en oksygen fugasitet tilsvarende hematitt-magnetitt buffer.

Sannsynligvis har betingelsene vært:

P 3.5 - 4 kb

T 650°C.

Inne i gneisområdet er muligheten tilstede for at temperaturen har vært lavere, indikert ved to kryssende forbindelseslinjer i AFM-diagrammet, anda-bi og kord-bi, i vest og i øst henholdsvis, og ved fraværet av diopsid i øst. Samtidig tilstedeværelse av sillimanitt i øst må bety at gneisområdet representerer høyere trykk-betingelser, eller et dypere snitt enn de vestlige delene. Den geotermiske gradienten i øst må da ha vært mindre, og gneisområdet kan representere en mektig, eldre komponent kontinental skorpe, tilstede under matamorfosem som ble mer intens nærmere de nylig dannede grønnstenssekvensene.

5. METAMORFOSE - TEKTONIKK

5.1. Hovedmetamorfose

Parallelliteten mellom F_1 -folder og mineral-lineasjoner (L_1) tilsier mineralvekst syn - D_1 . Metamorfe foliasjon (S_1) definerer en relikte F_1 -foldefase i de vestlige deler av området, mens F_1 -foldefasen er dominerende i øst inne i gneisområdet. I vest er F_2 (og F_3 ?) dominerende for det regionale foldemønsteret, og folder S_1 , F_1 og L_1 , hvorav S_1 -polene er hovedsakelig spredt utover en storssirkel som definerer foldeakser parallell med F_2 -aksen. Den kraftige D_2 -påvirkningen i vest vil kunne ha konsekvenser for et eventuelt metamorft mønster, som opprinnelig har eksistert under D_1 .

Lavvoai'vi - Badasoai'vi - Suvcaganvarri representerer et stort antiklinorium dannet under D_2 . Guossavarri og Lii'gevarri kan sies å tilhøre vestlige utløpere av samme antiklinorium. Diopsid-isograden, andalusitt-sillimanittovergangen og migmatittiseringen med muskovitt-nettbrytning faller omtrent sammen med vestflanken på dette antiklinoriet. Indikasjonene på et fall i temperatur, inne i gneisområdet under metamorfosen, kan skyldes en kombinasjon av både en lavere geotermisk gradient her, og at en befinner seg delvis i et synklinorium hvor suprakrustalene er konsentrert langs riksgrensen. Metamorfe isograder kan på den måten være foldet av F_2 og få et ganske komplisert mønster.

5.2. Retrogradering

D_2 kan på den annen side også ha ført til retrogradering i områder hvor den har utviklet mer intense skjærbevegelser. Dette har foregått i steiltstående skjærplan (S_2), og er særlig utviklet i en NV-SØ -gående sone fra V for Suvcaganvarri i syd og gjennom Baharav'dujav'riområdet i nord. Retrograderingen består i dels intens klorittisering av biotitt og hornblende og serpentin-omvandling av olivin.

Mer NNØ-SSV -gående skjærsoner ved Sådnabæiskaidi og ved Lii'gevarri - Stallovarri, kan tilhøre en utviklet fase under D_2 , og har også forårsaket klorittisering av biotitt og kordieritt (i øst) og muskovittdannelse fra feltspat. Retrograderingen har også lokalt foregått i de yngre granittmassivene, særlig observert i de østlige massivene som ligger i en sydlig fortsettelse av Sådnabæiskaidi-skjærsonen.

6. GEOLOGISK UTVIKLING

Kartområdet består i øst av et gneiskompleks hovedsakelig av tonalittisk-trondhemittisk sammensetning, og i vest og syd av metavulkanske og -sedimentære serier. De siste er delt inn i fire formasjoner; to undre, hovedsakelig metavulkanske - en overliggende sedimentær - og en øverst ny metavulkansk formasjon. De to undre vulkanske formasjonene kan være deler av samme litologiske enhet. Intrusivkontakter betyr muligens at deler av gneiskomplekset kan være yngre enn i hvert fall den østligste av de to undre formasjonene.

En del indisier kan bety at hver formasjon, særlig Masiformasjonen, er avsatt diskonformt på de underliggende formasjoner/-kompleks. Dette kan i tilfelle bety at flere deformasjonsfaser har pågått før avsetning av neste formasjon.

Metamorfosen (M_1) skjedde under en deformasjon (D_1), som førte til folding av bergartene etter en foldeakse med strøkretning antakelig mot SV, og har påvirket alle enhetene innen kartområdet. Evt. avsetningsdirkordans mellom de ulike enhetene (Masi- + Baharav'dujav'rifm. på Sådnabæifm. og Av'zifm. på de underliggende) fordrer imidlertid deformasjonsfaser også på tidligere stadier. Disse er imidlertid ikke identifisert på mesoskala.

Retrogradering av høyere grads parageneser har antakelig foregått under D_2 (SØ-NV) som tilsynelatende har virket tiltakende grad mot V og forårsaket rotasjon av F_1 hovedsakelig langs en småsirkel i Schmidts stereonett (-> bøyingsfolding).

Aldersbestemmelsene viser at området har en lang geologisk historie både når det gjelder bergartsdannende og tektoniske prosesser. Gneisene og vulkanittene tilhørende Sådnabæiformasjonen er begge av mulig arkeisk alder, mens de andre enhetene er ca. 2000 m.å. gamle. Deformasjon har pågått inn i midt-proterozoisk tid.

OPPSUMMERING	ALDER (m.å.)
Biennaroavvigneis	
Ak'kanasvarrigneis	Arkeisk
Sådnabæifm.	
D_0^1	2700
Baharav'dujavrifm.	1990
Masifm.	2080 + 150
D_0^{11}	1950
Av'zifm.	1900
D_1	1800 + 50
Granitter	1750
D_2	1600

LITTERATURHENVISNINGER

- Althaus, E. 1967: The triple point andalusite-sillimanite-kyanite. *Contr. Mineral. Petr.* 16, 29-44.
- Arndt, N.T. & Brooks, C. 1980: Penrose conference on komatiites: *Geology* 8, 155-6.
- Arndt, N.T. & Nisbet, E.G. 1982: What is a komatiite. In: "Komatiites" (ed.: Arndt & Nisbet), George Allen & Unwin, London, 1982.
- Bickle, 1982: The magnesium contents of komatiitic liquids. In: "Komatiites", N.T. Arndt & E.C. Nisbet (eds.), 131-46.
- Holtedahl, O. 1918: Bidrag til Finnmarkens geologi. *NGU*, 84, 1-315.
- Gustavson & Skålvoll, H. 1976: Kartblad Enontekiö, M = 1:250 000. Holdaway.
- Holdaway, M.J. & Lee, S.M. 1977: Fe-Mg-cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental theoretical and natural observations. *Petrol.*, 63, 175.
- Holmsen, P., Padget, P. & Pechkonen, E. 1957: The Precambrian geology of Vest-Finmark, North Norway. *NGU*, 201, 106 p.
- Holtedahl, O. 1918: Bidrag til Finnmarkens geologi. *NGU*, 84, 1-315.
- Jahn, B.-m., Vidal, P. & Kröner, A. 1984: Multi-chronometric ages and origin of archean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: A case for long crustal residence time. *Contr. Mineral. Petrol.* 8, 398-408.
- Kouvu, Hubrua, Sakko 1983: Isotopic evidence for old crustal involvement in the genesis of two granites from N-Finland. *Terra Cognita* 3, 135.
- Krill, A.G. 1984: Foreløpige isotopdateringer fra Finnmark. I: "Et informasjonsmøte om Finnmarks geologi". *NGU-rapport 84-094*, s. 43-67.

- Krill, A.G., Berg, S., Lindahl, I., Mearns, E.W., Often, M., Olerud, S., Olesen, O., Sandstad, J.S., Siedlecka, A. & Solli, A. 1985: Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotope dates from precambrian rocks of Finnmark. NGU, Bull. 403, 37-55.
- Kröner, A., Puustinen, K. & Hickman, M. 1981: Geochronology of an archean tonalitic gneiss dome in Northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. *Contr. Mineral. Petrol.* 76, 33-41.
- Martin, H., Chauvel, C. & Jahn, B.-m. 1983a: Major- and trace element geochemistry and crustal evolution of archean granodioritic rocks from Eastern Finland. *Prec. Res.* 21, 159-80.
- Martin, H., Chauvel, C., Jahn, B.-m. & Vidal, P. 1983b: Rb-Sr and Sm-Nd ages and isotopic geochemistry of archean granodioritic gneisses from Eastern Finland. *Prec. Res.* 30, 79-91.
- Nesbitt, R.W. 1971: Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: Evidence for an archean ultramafic liquid. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 3, 331.
- Olsen, K.I. & Nilsen, K.S. 1985: Geology of the southern part of the Kautokeino Greenstone Belt: Rb-Sr geochronology and geochemistry of associated gneisses and late intrusions. NGU Bull. 403, 131-60.
- Olsen, K.I. 1988: Beskrivelse til de berggrunnsgeologisk kart 1832 I-IV, 1833 I, NGU-rapport
- Pyke, D.R., Naldrett, A.J. & Eckstrand, O.R. 1973: Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Geol. Soc. Am., Bull.* 84, 955/78.
- Reusch, H., Dahl, T. & Corneliussen, O.A. 1891: Det nordlige Norges geologi. NGU Nr. 4.
- Richardson, S.W., Gilbert, M.C. & Bell, P.M. 1969: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria, the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.* 267, 259-72.

- Siedlecka, A., Iversen, E., Krill, A.G., Lieungh, B., Often, M., Sandstad, J.S. & Solli, A. 1985: Lithostratigraphy and Correlation of the Archean and Early Proterozoic Rocks of Finnmarksvidda and the Sør-Varanger District. NGU, Bull. 403, 7-36.
- Siedlecka, A. 1984: Geologien på den nordlige del av Finnmarksvidda og korrelasjoner mellom suprakrustaler på øst- og vestvidda. I: Often, M., (ed.): Et informasjonsmøte om Finnmarks geologi. NGU-rapp. 84.095.
- Skiøld, T. & Cliff, R.A. 1984: Sm-Nd and U-Pb dating of Early Proterozoic mafic-felsic volcanism in northern Sweden. Prec. Res. 26, 1-13.
- Skiøld, T. 1986: On the Age of the Kiruna Greenstones, Northern Sweden. Prec. Res. 32, 35-44.
- Skålvoll, H. 1978: Berggrunnsgeologisk kart i målestokk 1:500 000, over Finnmarksvidda. Kart nr. 4 til NOU 1978: 18A, s. 35-39.
- Solli, A. 1983: Precambrian stratigraphy in the Masi Area, South-western Finnmark, Norway. NGU, 380, 97-105.
- Solli, A. & Sandstad, J.S. 1984: Profil over det vestlige grønnsteinsbelte på Finnmarksvidda. I: M. Often (red.): Et informasjonsmøte om Finnmarks geologi. NGU-rapp. 84.095, 29-33.
- Spear, F. 1981: An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. Am. J. Sci. 281, 697-734.
- Ten, T.H. 1970: Regional prospektering i Caskias-gruppen, Kautokeino, Finnmark. NGU-rapport nr. 959.
- Thompson, A.B. 1976: Mineral reactions in pelitic rocks II: Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am. J. Sci. 276, 425-54.
- Viljoen, M.J. & Viljoen, R.P. 1969a: The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. Sp. Publ. Geol. Soc. S: Africa 2, 221-44.

Viljoen, M.J. & Viljoen, R.P. 1969b: Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotite magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group. Sp. Publ. Geol. Soc. S: Africa 2, 87-112.

FIGURER - TEKSTER

Fig. 1. Nøkkelkart.

Fig. 2. Siccajav'ri med Suvcaganvarri i det fjerne.

Fig. 3. Geologisk oversikt over sydlige del av Kautokeino med angivelse av kartbladnummer for området som behandles her.

Fig. 4. Stratigrafi for østlige og sentrale deler av Kautokeino grønnstensbeltet.

Tegnforklaring:

1. Gneis
2. Basalt/komatiitt
3. Tuff/tuffitt
4. Pelitt; sandsten
5. Konglomerat/debris-flow (-breksje)
6. Kalkstein
7. Ung granitt

Fig. 5. Biennaroavvigneis (143/498) med intrusjon og omvandling av sen pegmatitt-fase (fra Olsen & Nilsen 1985).

Fig. 6. Tynnslip. Delvis forskifret Biennaroavvi gneis (no. 220b/83). Muskovittdannelse langs skjærplan.
M = mm

Fig. 7. a) Biennaroaavv gneis (180/517), fra Olsen & Nilsen 1985.
b) Akkanasvarri gneis (852/531)
c) Gukkesjav'ri gneis (877/528)

- Fig. 8. a) Gukkesjav'ri gneis (938/472)
b) " " (927/402)
c) " " (927/402) m/amfibolittinneslutn.

Fig. 9. a) Tynnslip, Gukkesjav'ri gneis (no. 165b/85)
M = 5 mm. Fenokryst. av plagioklas.

b) Akkanasvarri gneis (no. F 19/81)
M = 5 mm. Fenokryst. av plagioklas.

Fig. 10. Kontaktforhold mellom amfibolitter (Sådnabæifm.) og
Akkanasvarri gneis.

a) 847/562
b) og c) 871/546

Fig. 11. Pyroklastisk basaltisk komatiitt, Sådnabæifm. (801/512)

Fig. 12. Grov metagabbro, Sådnabæifm. (833/384, no. 136a/85).

Fig. 13. Konglomerat, Sådnabæifm. (200/521).

Fig. 14. a) Tynnslip, biotittgneis, metasediment Sådnabæifm.
(no. 30/81). Plagioklas sees som grumsete korn,
resten er kvarts og biotitt.
M = 5 mm

b) Tynnslip, biotittgneis, Sådnabæifm. (no. 45/81).
Sillimanitt + biotitt + kvarts.
M = 2.5 mm

c) Tynnslip, kordieritt-biotittgneis, Sådnabæifm.
(no. 85a/81). Kordieritt + biotitt + kvarts.
M = 2.5 mm

d) Tynnslip, kordieritt-antofyllitt gneis Sådnabæifm.

(no. 45b/81).

M = 2.5 mm

e) og f) Tynnslip, klorittdannelse langs skjærsone med delvis mylonittdannelse.

M = 2.5 mm

Fig. 15. Komatiitt (ultrabasisk lava) Baharav'dujav'rifom. med olivin-fenokrystaller (porfyroblaster, brune spetter). (962/478, 1832 I).

Fig. 16. Komatiitt, Bahav'dujav'rifom. En mulig lavabenk med olivin-kumulat i bunnen og blærerom (ikke synlig på bildet) i den øverste halvpart (983/458, lok. 82/82).

Fig. 17. Diverse hovedelement, plott, intermediære-basisk-ultrabasiske metavulkanitter, Baharav'dujav'rifm. og Sådnabæifm.

a) $A(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - F(\text{FeO}) - M(\text{MgO})$

b) $A(\text{Al}_2\text{O}_3) - C(\text{CaO}) - M(\text{MgO})$

Fig. 18. Tynnslip.

a) Typisk hornblende-tekstur i komatiitt.

M = 2.5 mm.

b) Olivin-fenokrystall i hornblendematriks (83/82).

M = 1.5 mm.

c) Antofyllitt overvokst av olivin (sprekker fylt med serpentin, prøve 98-82 (961-500).

M = 1.5 mm.

d) og e) Lange antofyllitt-nåler i hornblende-matriks.

Prøve 110/82 (962/478).

M = 5 mm.

- f) Klorittdannelse i skjærsoner som utvikler en sterk skifrihet.
Prøve 97/82 (962/499).
M = 2.5 mm.

Fig. 19. Tynnslip.

- a) Hornblendetekstur i metatuff (Baharav'dujav'riformasjonen),
prøve 167/80 (013/452).
M = 5 mm.
- b) Diopsid-hornblende sammenvoksing i metabasalt, Baharav'dujav'riformasjonen, prøve 107 A/82 (995/451).
M = 2.5 mm.
- c) Eksempel på rotasjon av granat (den inneslutningsrike kjerne).
Påvekst av en ytre inneslutningsfri sone. Metasediment,
Baharav'dujav'riformasjonen.
M = 5 mm.

Fig. 20. Et profil gjennom lagrekken i overgangen Baharav'dujav'riformasjonen - Masiformasjonen NØ for Buollan Altevarri.

- 1: Metavulkanitter, komatiitt, basalt
- 2: Metatuff
- 3: Metaarkose
- 4: Krysskiktet grussten/konglomerat
- 5: Kvartsitt

Fig. 21. Konglomerat nær bunnen av Masiformasjonen. Prøve 122/82 (085/557).

Fig. 22. Del av lagrekken i undre del av Masiformasjonen nord på østsiden av Buollan Altevarri. Grense mellom: nederst feltspatisk, biotittførende metasiltsstein og grov, delvis konglomeratisk (se fig. 21) grussten, krysskiktet, over opp mot V. Lok. 122/82 (085/557).

Fig. 23. Krysskiktet kvartsitt. Masiformasjonen, Buollan Altevarri, opp mot V. Lok. 127/82 (083/551).

Fig. 24. Lagdelt muskovitt-fuksitt kvartsitt. Lok. 141/80 (006/379).

Fig. 25. En noe ekstrem variant av migmatittisk sillimanitt gneis, med sillimanitt-kvartsitt boller i granitt-matriks.

Fig. 26. Tynnslip.

a) Muskovitt-biotitt-andalusitt-kvartsitt. Andalusitt som linseformige pokoikiloblaster. Prøve 156/80.

M = 5 mm.

b) Samme som a), nærbilde av andalusitt.

M = 2.5 mm.

Fig. 27. Kjemi metavulkanitter, Av'ziformasjonen.

a) AFM, b) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$,

c) $\text{Zr} - 3.y - \text{Ti}/100$.

Fig. 28. Tynnslip. M = 5 mm.

a) Rotert granat, BH 4/81, 003/308.

b) Delvis rotert (prekinematisk) og delvis vekst under rotasjon (synkinematisk). BH 4/81.

c) Hornblende med korona av diopsid i biotitt-kvarts matriks. BH 3/81, 020/312.

Fig. 29. Tynnslip. Metatufitt, prøve 98/80, C: 87/80.

a) Mørk amfibol (hbl 1) og lys amfibol (hbl 2) i kontakt med kvarts (q).

M = 1 mm.

b) Som a) + diopsid (D1) + epidot (Ep) + kvarts + oksyd + titanitt (Ti).

M = 1 mm.

- c) Hbl (mørk + Di + Pl + oksyd + titanitt.
M = 2.5 mm.

Fig. 30. Delområdene.

Scmidt's stereonett, undre halvkule.

Poler til plan:

- 0: Lagflate (kvartsitt
0: Foliasjonsplan (amfibolitt, metasediment)

Gneiser, Biennaroavvigneis
Andre gneistyper
+ Foliasjonsplan ung granitt (Lavvoai'vi granittmassiver)
1, 2 Akseplan: 1 = fase 1, 2 = fase 2
skifrighetsplan

Lineasjon

Isoklinal fold/skjærfold 1: synmetamorf def.
Åpen fold/bøyningsfold 2: sen foldefase
Konstruert foldeakse
Minerallineasjon (= metamorfose)
Konstruerte skjærplan

Fig. 31. Strukturplott for enkelte delområder.

Fig. 32. Eksempler på foldestruktur i kvartsitt, Masiformasjonen.

- a) og b) F_1 -folder
(se tekst)
c) F_2 -folder

Fig. 33. Plott av lineasjon, Smidt's stereonett, undre halvkule.

- a) Samtlige målte foldeakser, : isoklinale,
: åpne, : mineralineasjoner.

b) Konstruerte foldeakser for de enkelte delområder
: hovedretning, : relikte folderetning, : gneis

c) Konstruerte foldeakser, unge granitter for de enkelte delområder.

Fig. 34. Kart med de konstruerte foldeakser påsatt. Fallet på akse er merket i grader.

Fig. 35. Skjematisk AFM-diagram med hovedparagenesene inntegnet (se tekst).

Fig. 36. AFM-diagram, analytisk. Mineralpar forbundet med en linje.

Fig. 37. Ulike stabilitetskurver for mineralselskaper og Al-silikat polymorfer, og granittsolidus. Det skraverte feltet avgrensner P_1 -betingelser under maksimal metamorfose. Al-silikat fasediagrammet er en kombinasjon av Althaus (1967) og Richardsen et al. (1969). Granat-kordieritt stabilitetskurver etter Holdaway & Lee (1977).

1: V-ligst i området
2: Sentrale deler
3: Øst, inne i gneisområdet

Fig. 38. Isograd kart

1: Hbl + q di + oksyd
2: Andalusitt sillimanitt,
Ab + Mu + q smelte + sill.

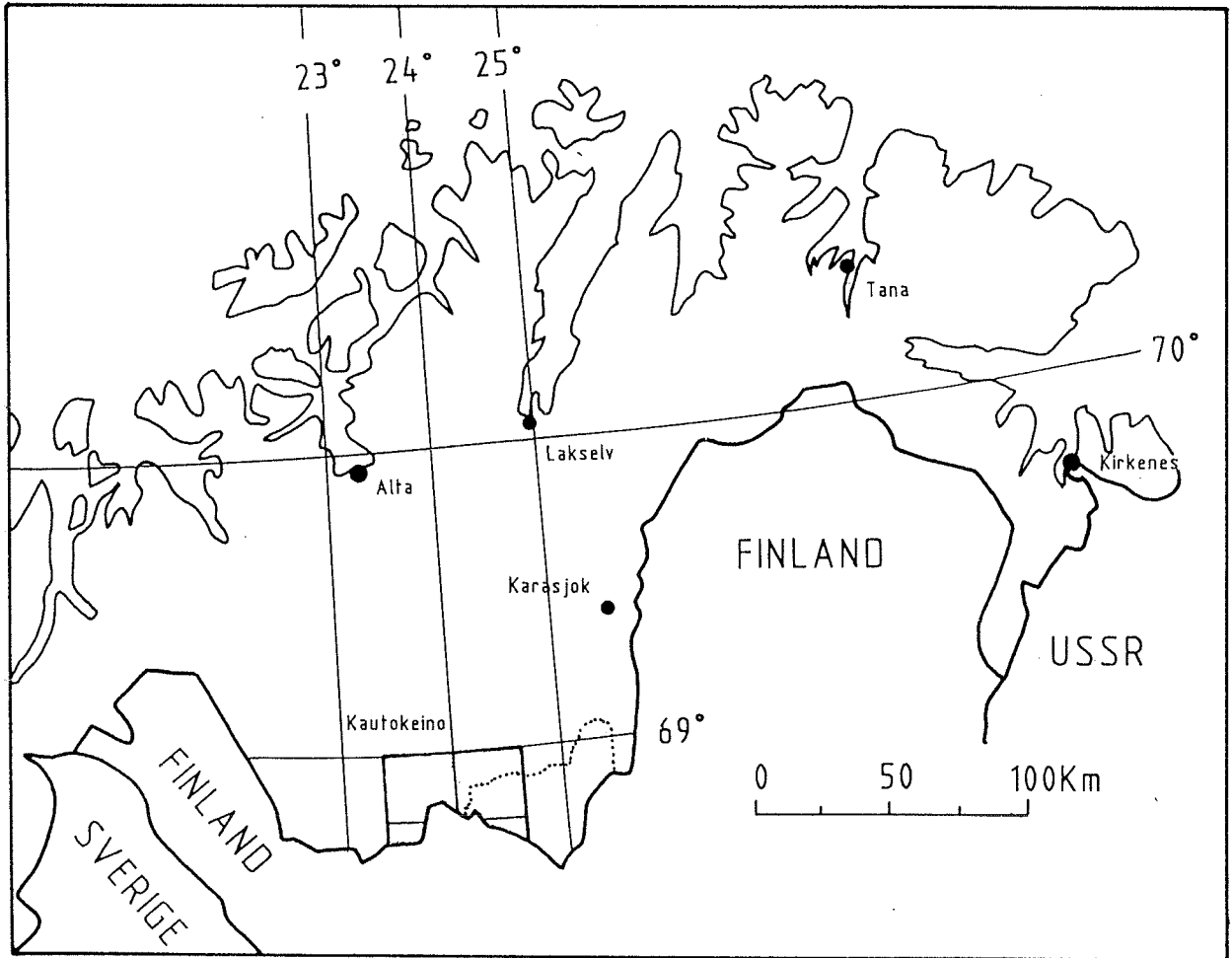


Fig.1

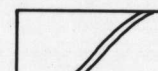

KAUTOKEINO-GRØNNSTEINSBELTET SYD

Karl Inge Olsen, 1987
(etter Olsen & Nilsen, 1985 med endringer)

0 5 10 km

TEGNFORKLARING


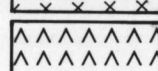
Dypbergarter og gangbergarter av tidligproterozoisk alder

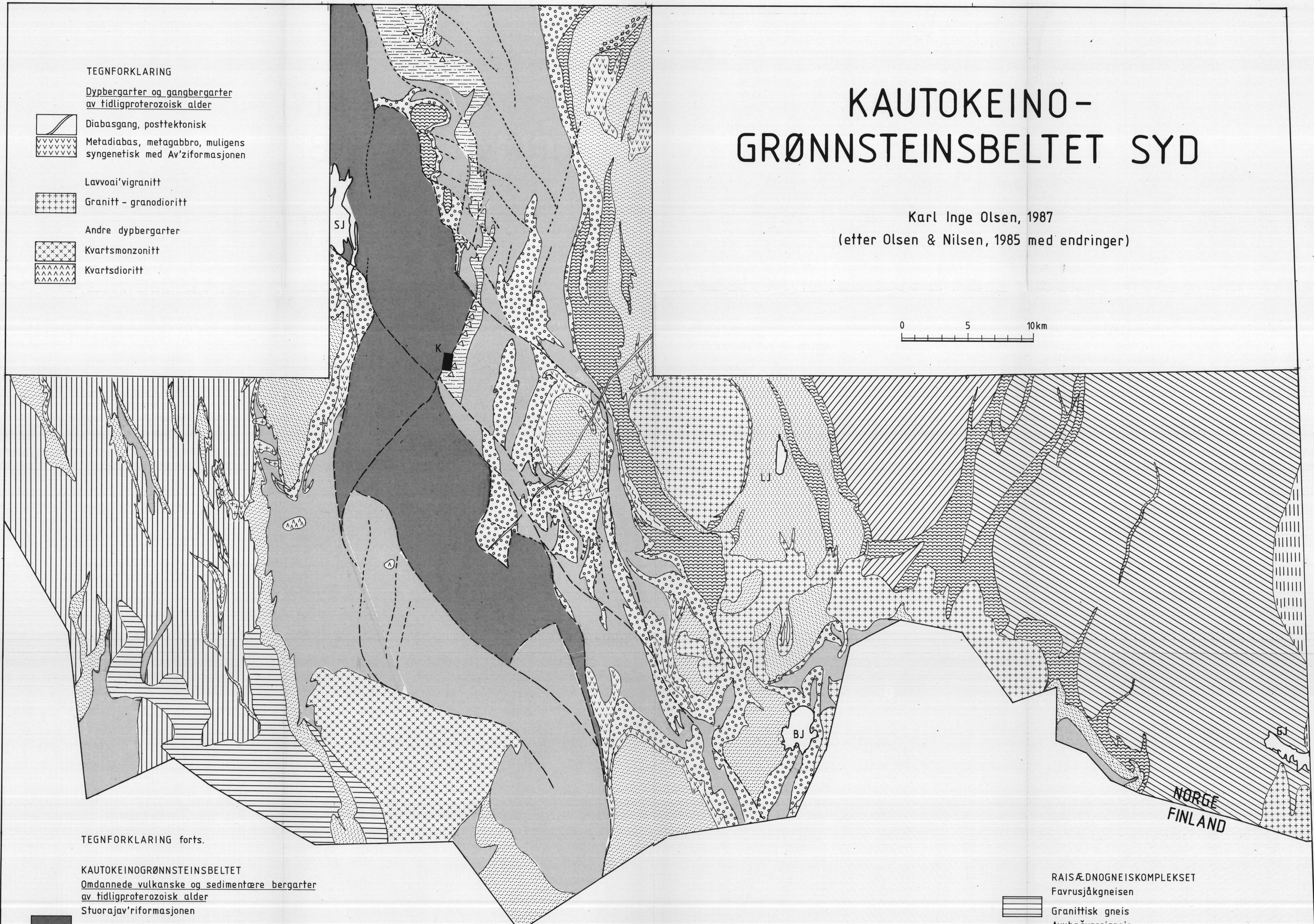
-  Diabasgang, posttektonisk
-  Metadiabas, metagabbro, muligens syngenetisk med Av'ziformasjonen

Lavvoai'vigranitt

-  Granitt - granodioritt

Andre dypbergarter

-  Kvartsmonzonitt
-  Kvartsdioritt




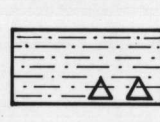
TEGNFORKLARING forts.


KAUTOKEINOGRØNNSTEINSBELTET


Omdannede vulkanske og sedimentære bergarter av tidligproterozoisk alder


Stuorajav'riformasjonen

-  Vulkanitter og vulkanogene sedimenter Čarajav'riformasjonen

-  Kvartsitt, sandstein, leirskifer/utrasningsbreksje (Kautokeinokonglomeratet) Av'ziformasjonen

-  Vulkanitter og vulkanogene sedimenter

-  Siltstein, kvartsitt og glimmerskifer Masiformasjonen

-  Kvartsitt, muskovitt - fuchsittkvartsitt, sandstein / konglomerat Baharav'dujav'riformasjonen

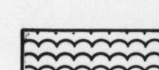
-  Glimmerskifer


KARASJOKGRØNNSTEINSBELTET


Omdannede vulkanske og sedimentære bergartene av tidligproterozoisk alder


JER'GULGNEISKOMPLEKSET

Omdannede bergarter av arkeisk alder Sådnaøiformasjonen

-  Amfibolitter, tildels komatiittisk sammensetning, biotittskifer, biotittgneis, konglomerat Biennaroaivigneisen

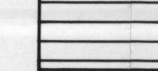
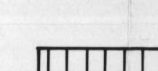
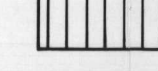
-  Tonalittisk gneis

-  Bis'su varri-, Ak'kanasvarri- og Gukkešjav'rigneisene

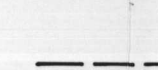
-  Trondhemittisk gneis

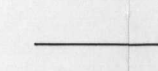
RAISÆDNOGNEISKOMPLEKSET

Favrusjåkgneisen

-  Granittisk gneis
-  Avuhašvarrigneis
-  Granodiorittisk migmatitt

Geologiske symboler

-  Skjærsone, breksjesone, delvis med karbonatisering

-  Bergartsgrense

Forkortelser

- K Kautokeino
- BJ Bajašjav'ri
- GJ Gav'dnjajav'ri
- LJ Lavvojav'ri
- SJ Stuorajav'ri

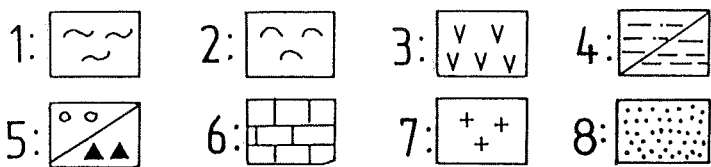
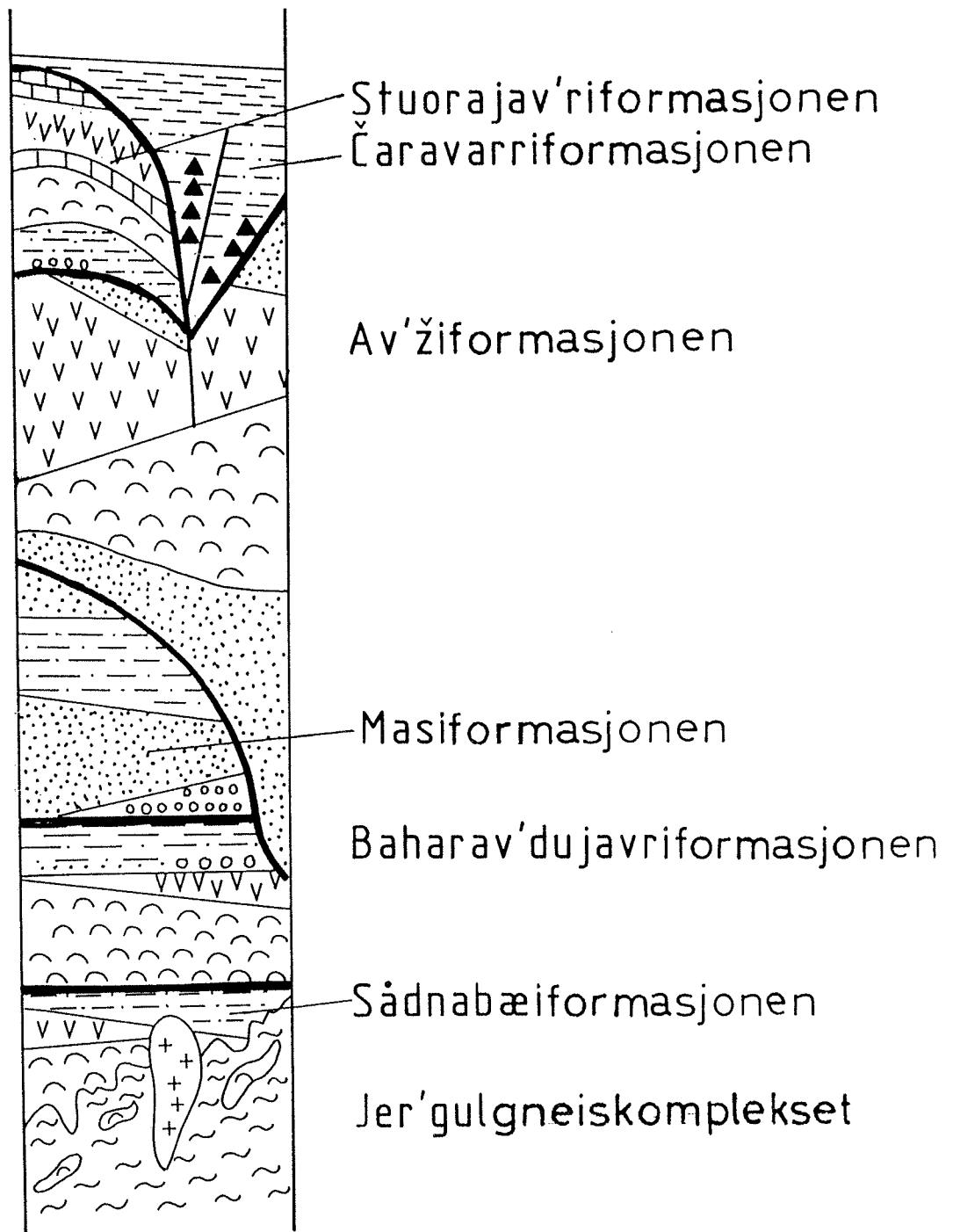


Fig. 4.



Fig. 2



Fig. 5

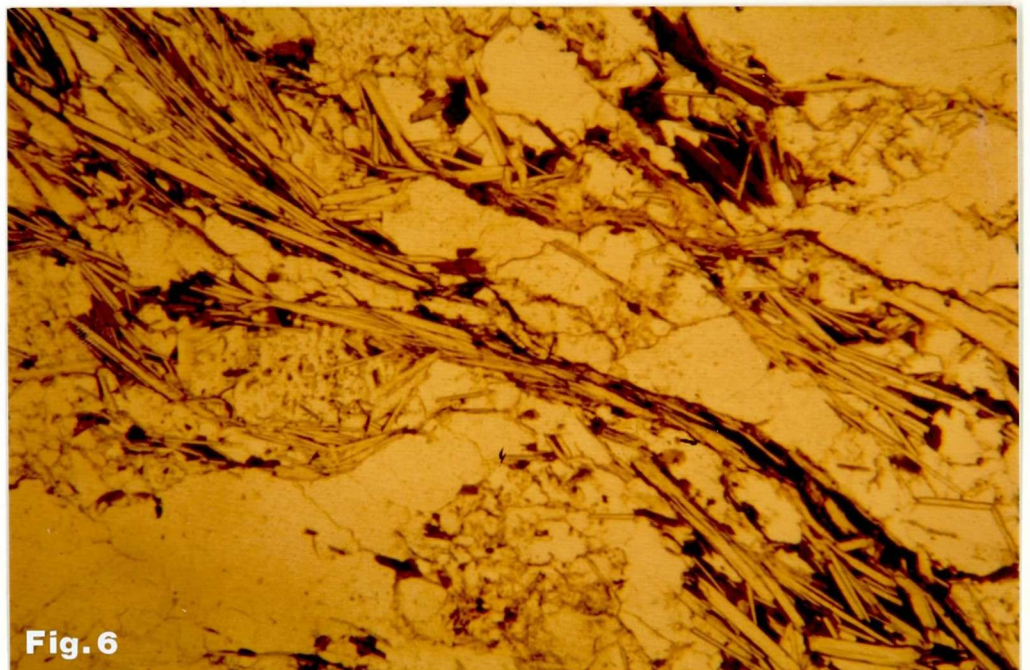
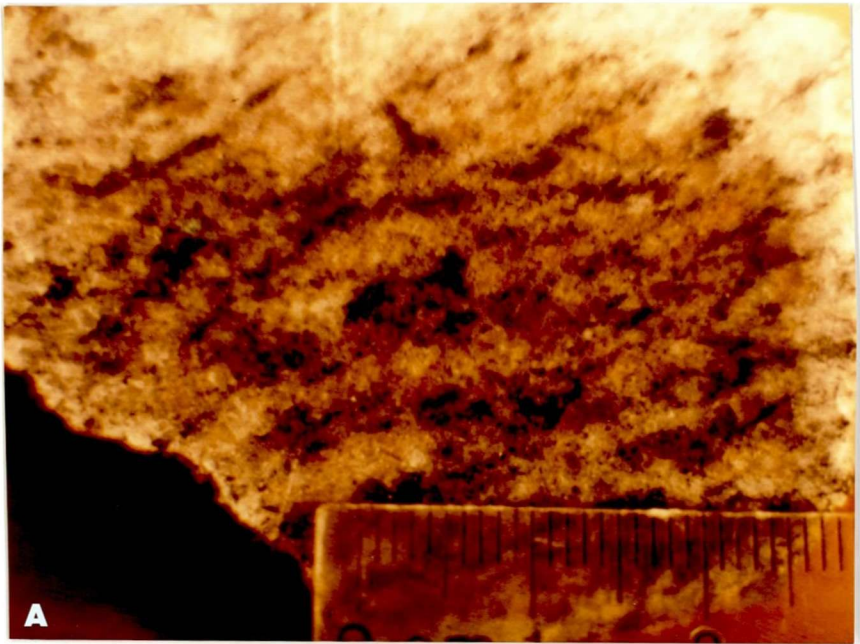
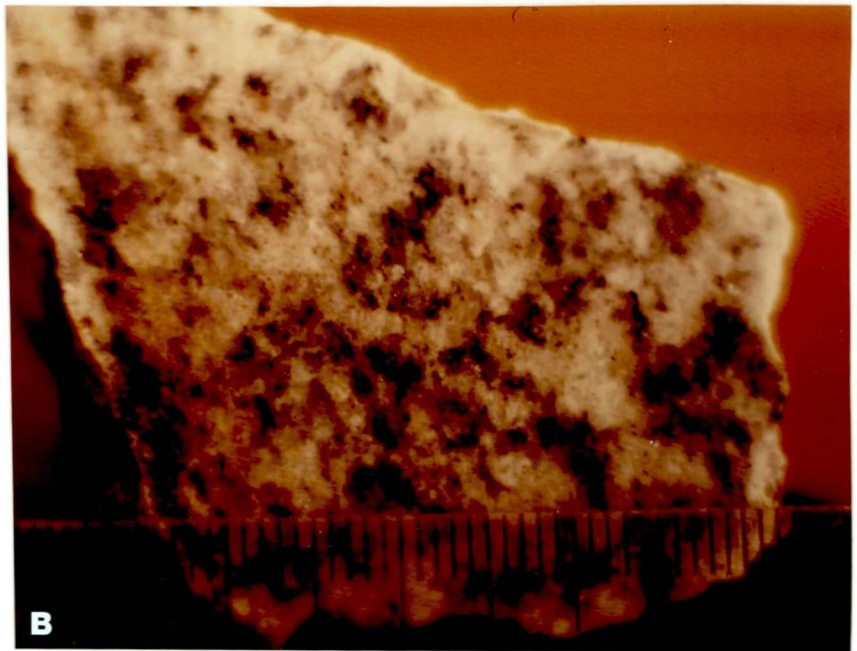


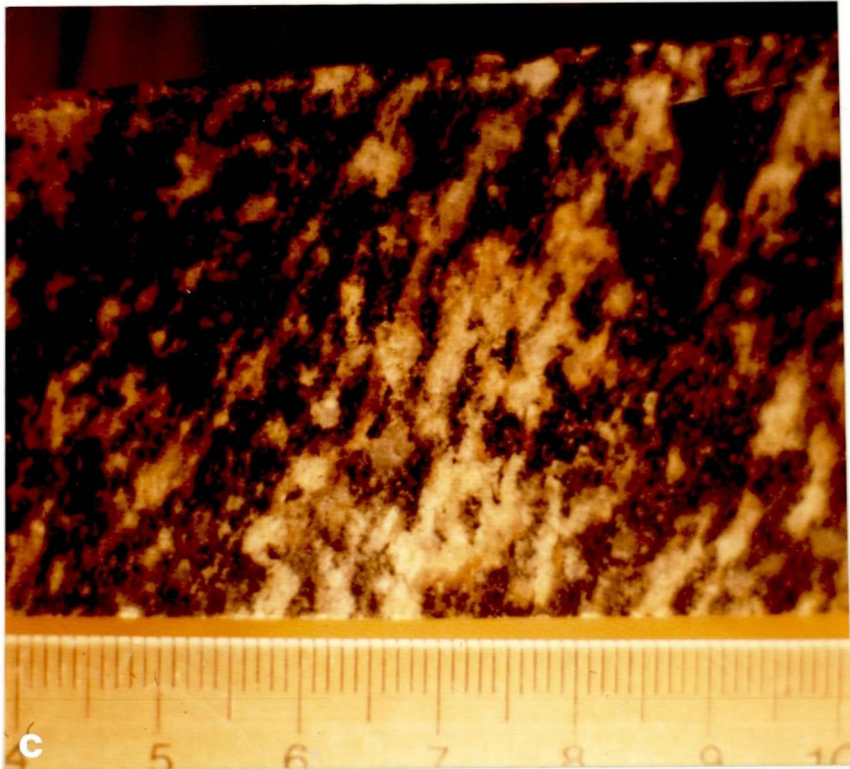
Fig. 6



A



B



C

Fig. 7



Fig. 8

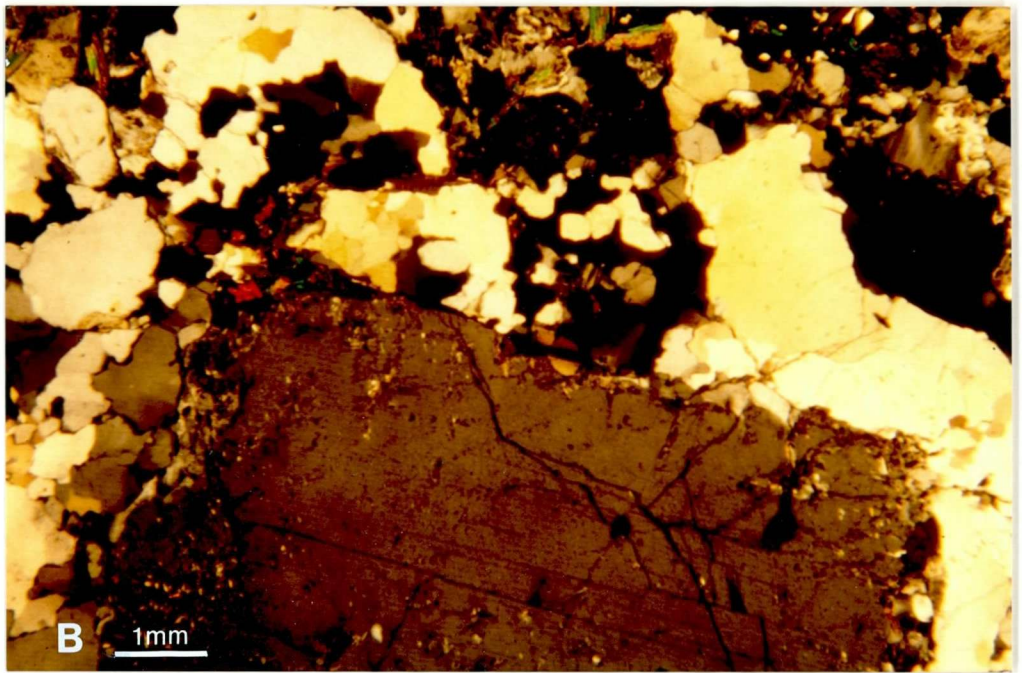
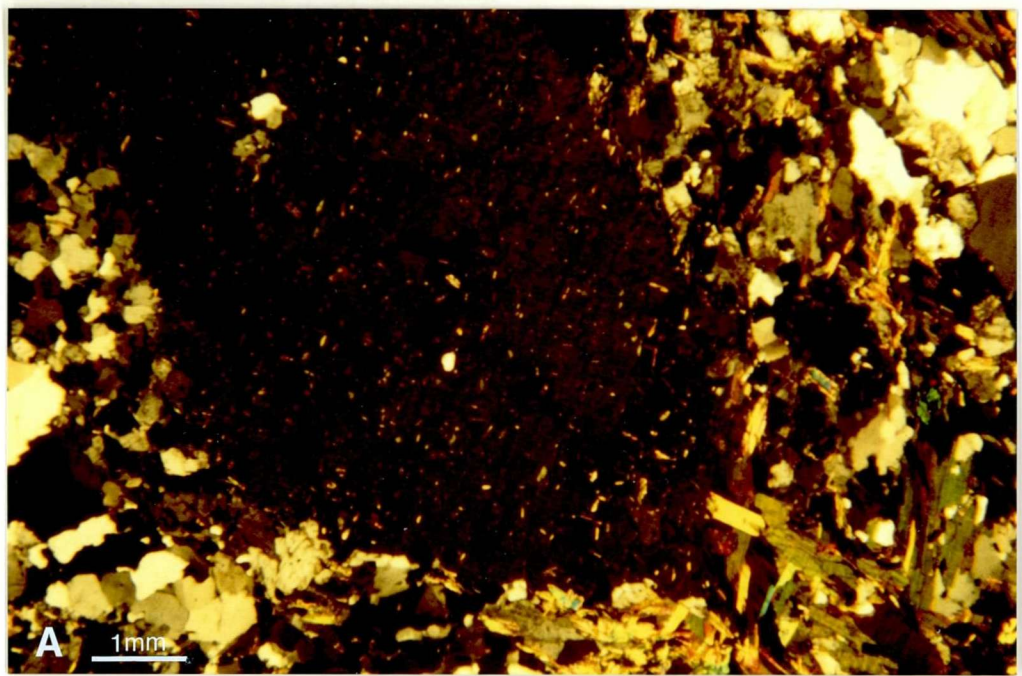


Fig. 9



Fig.10

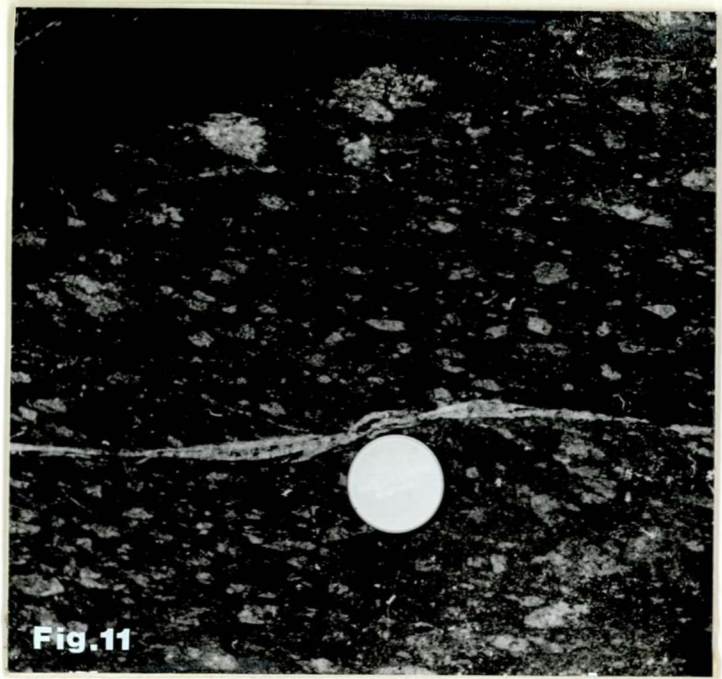


Fig.11

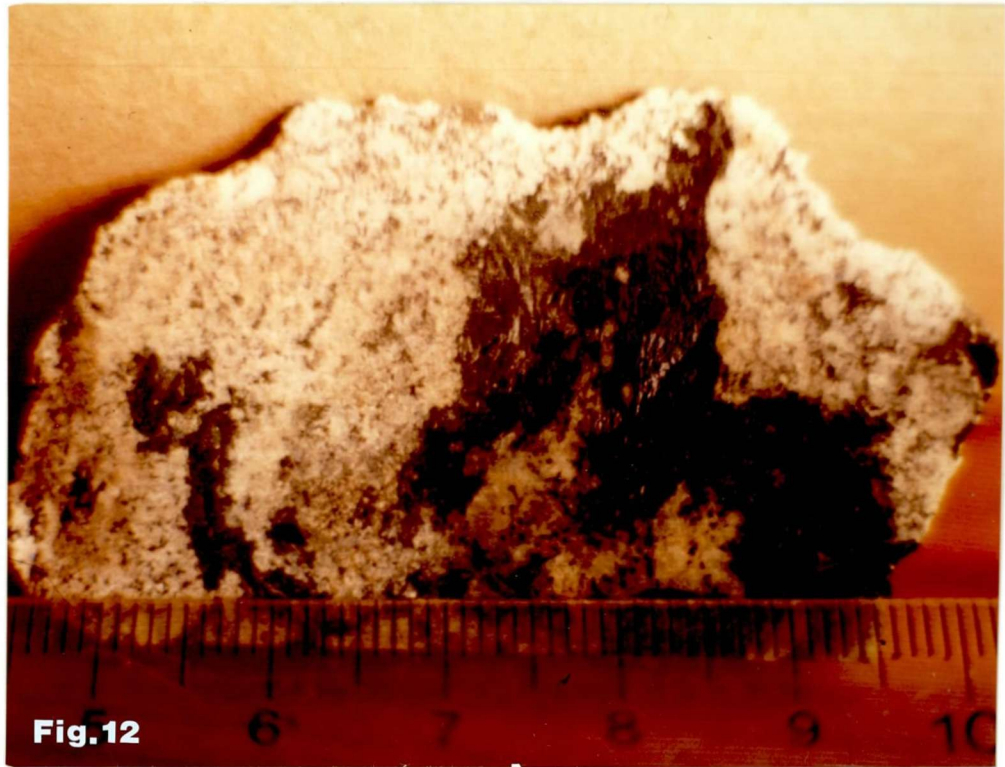


Fig.12



Fig.13

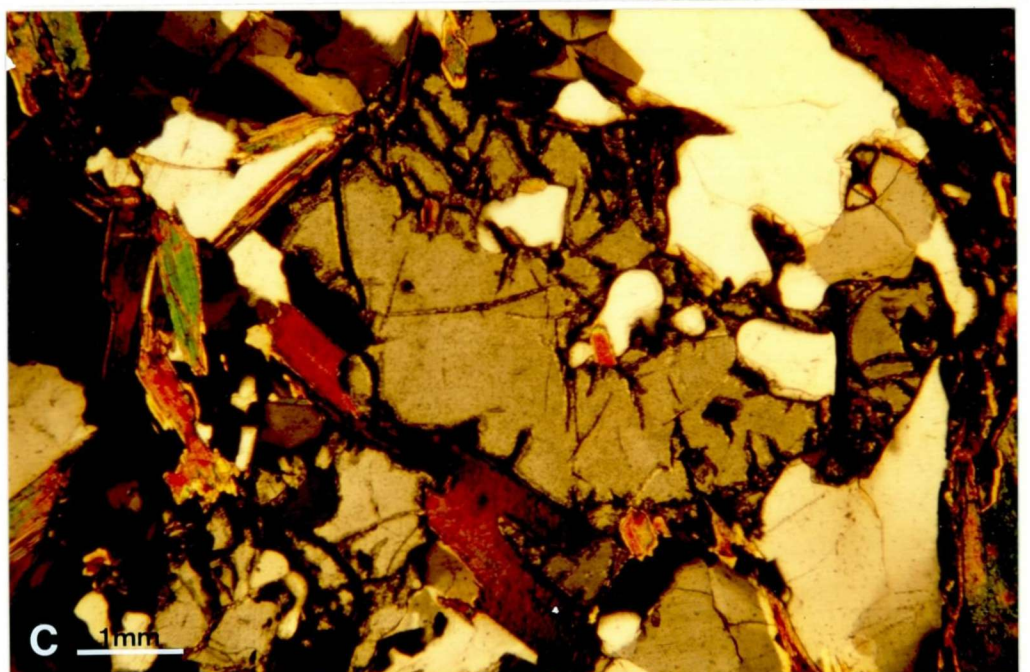
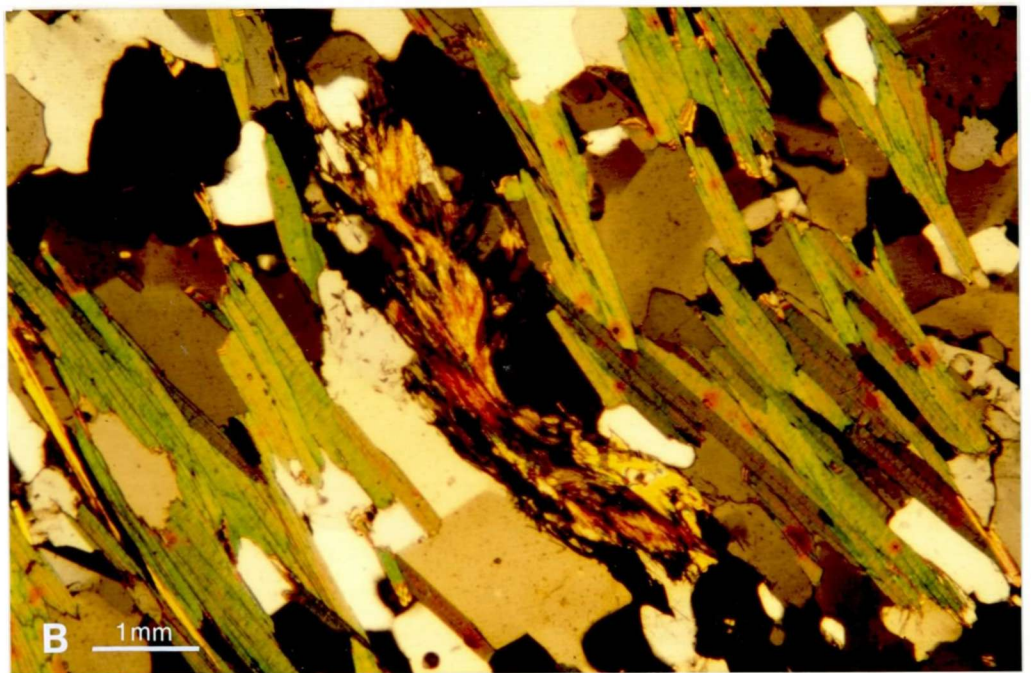
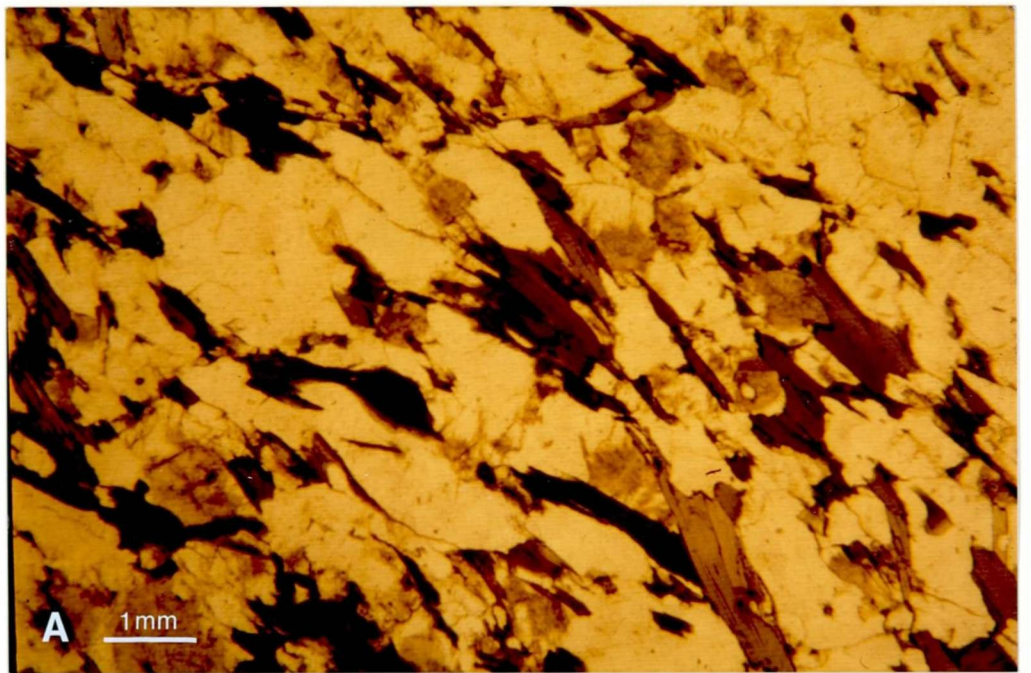


Fig. 14

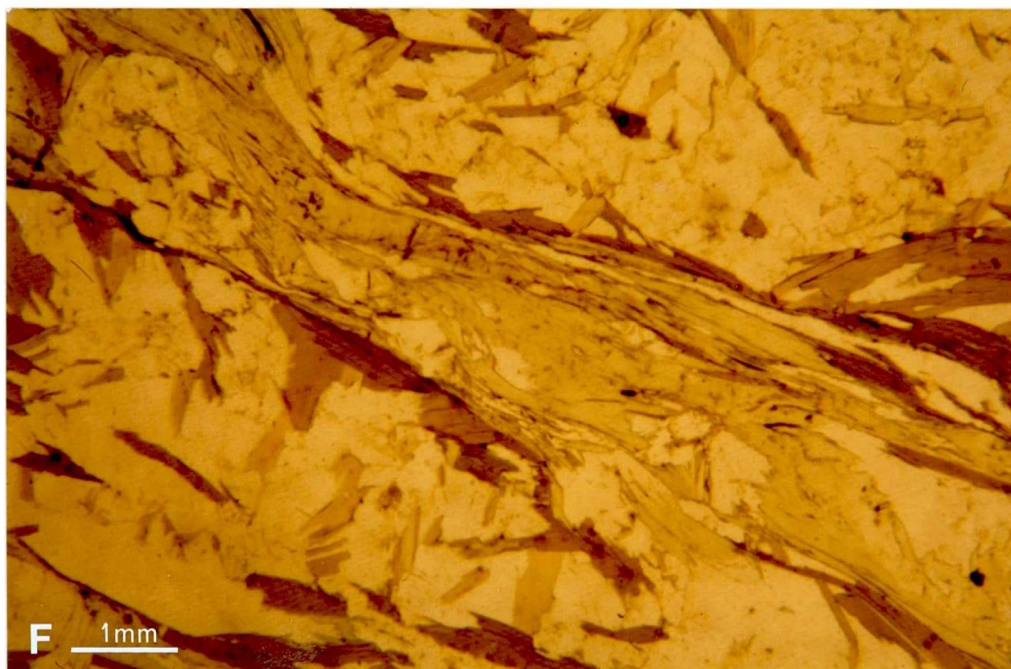
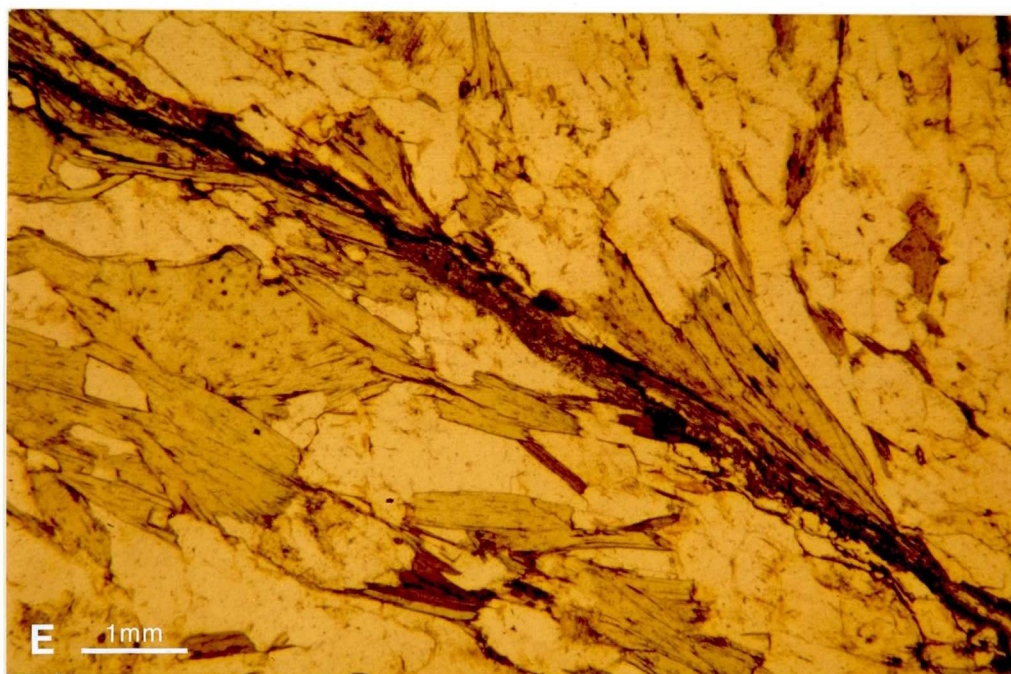
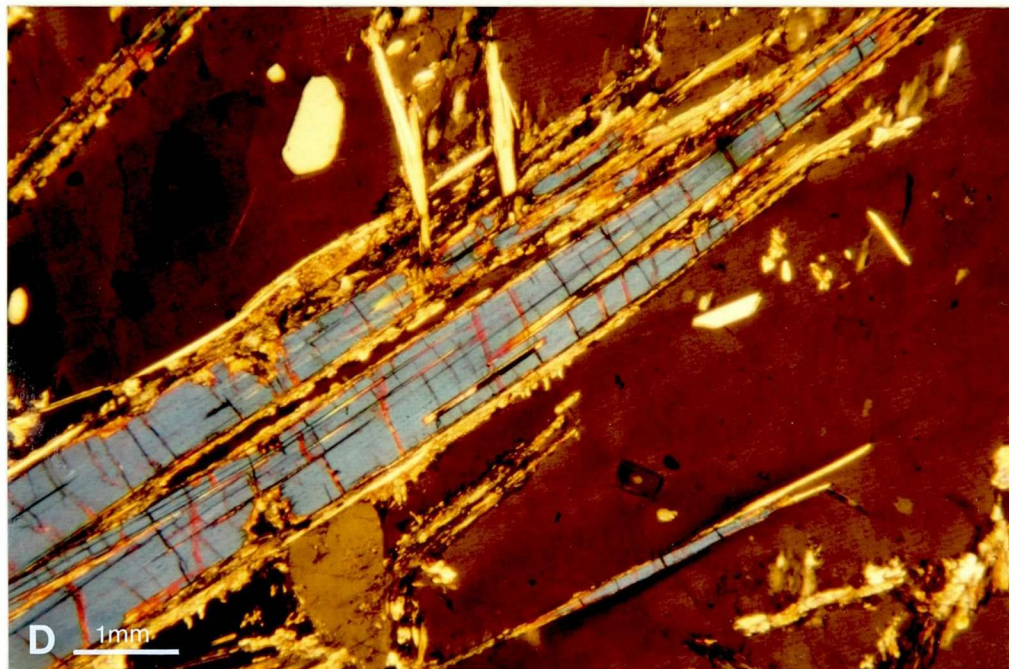


Fig. 14



Fig. 15



Fig. 16

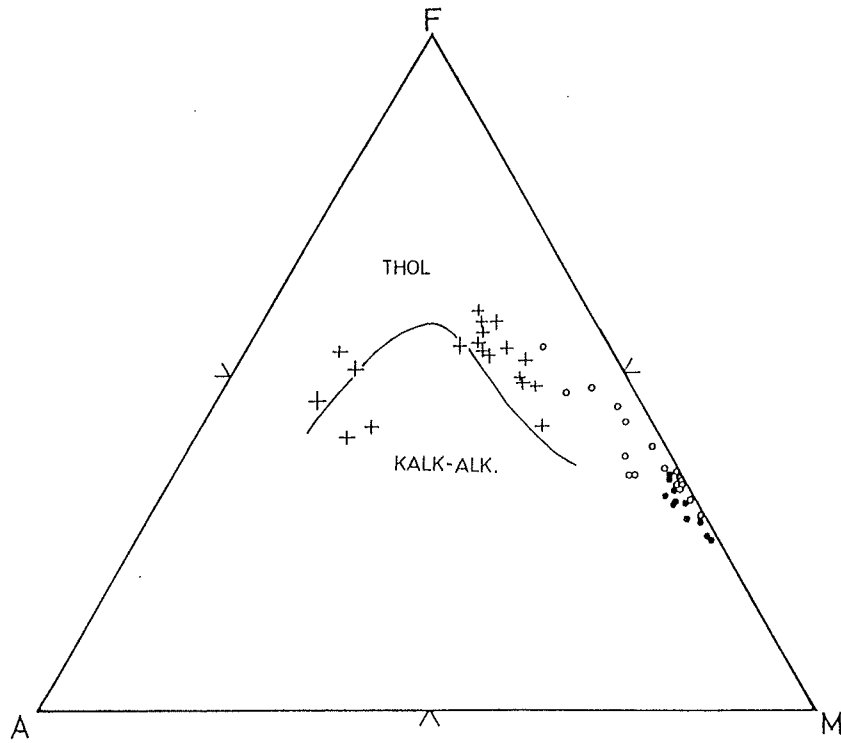


FIG. 17a

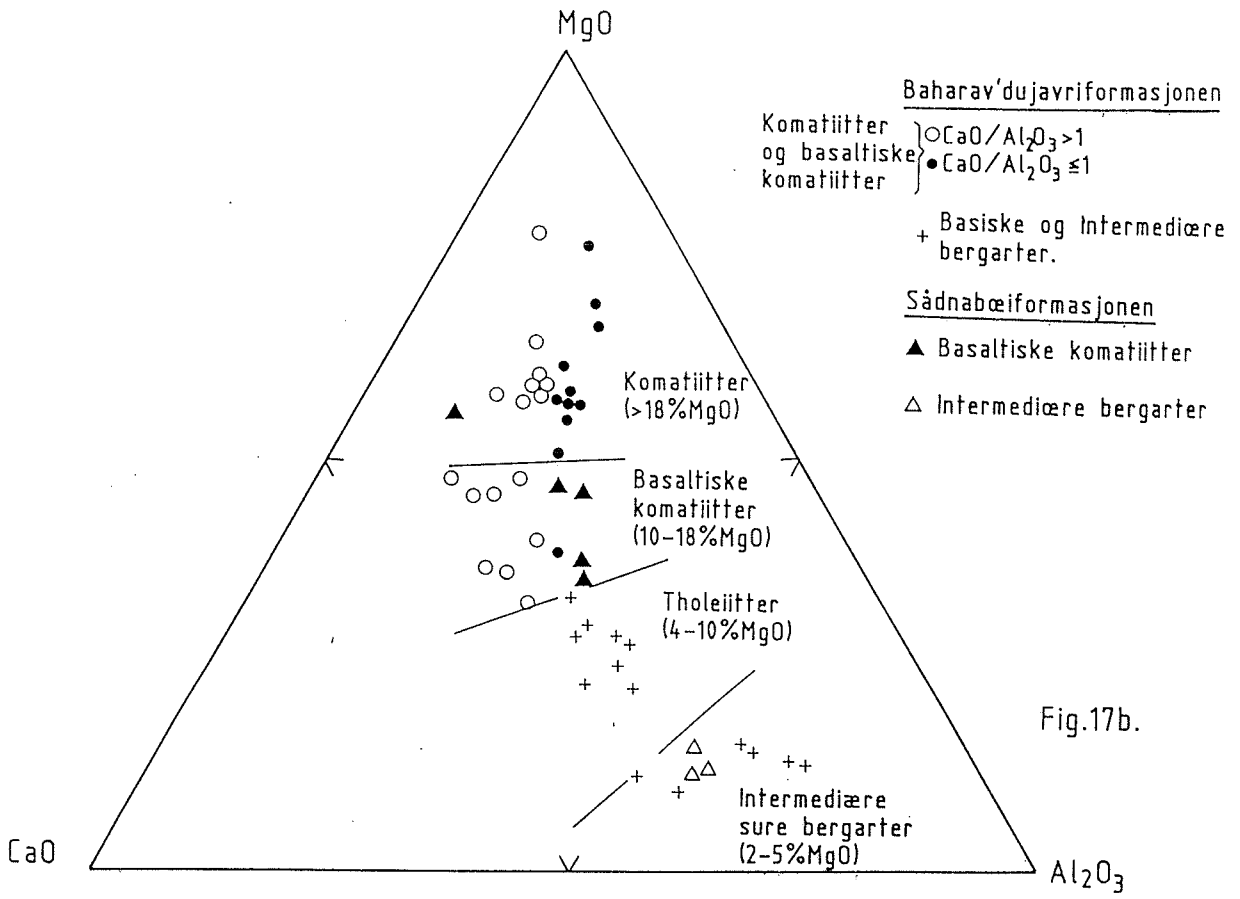


Fig.17b.

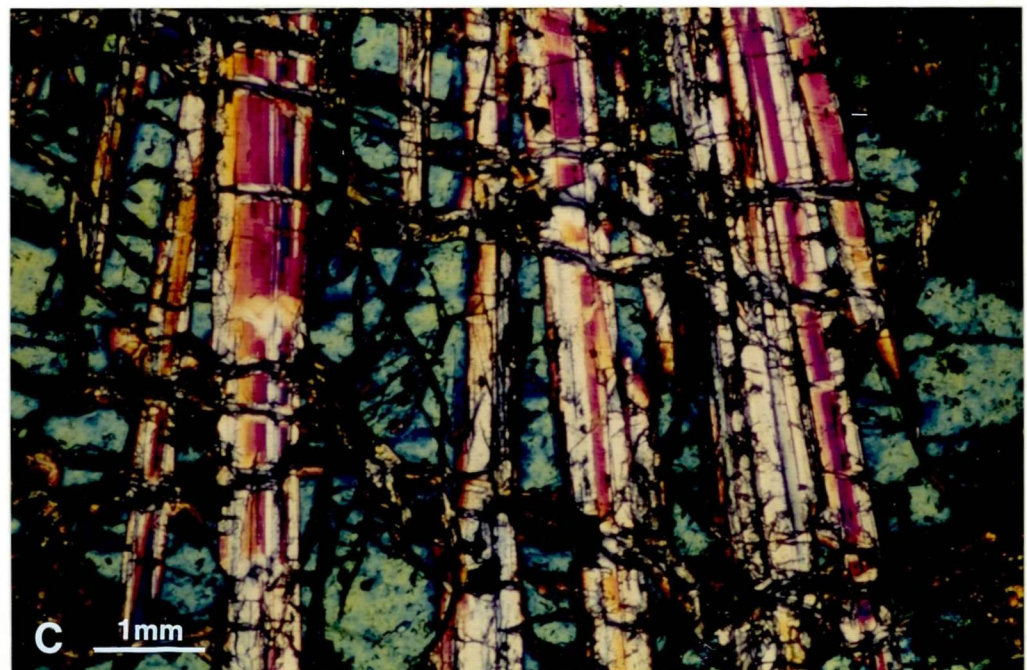
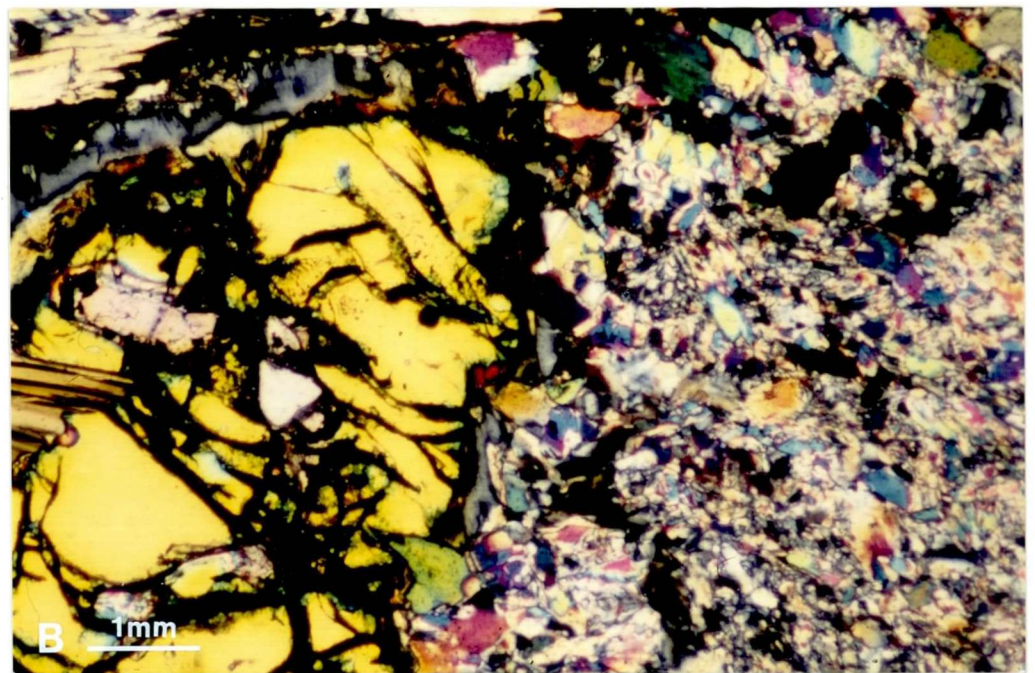
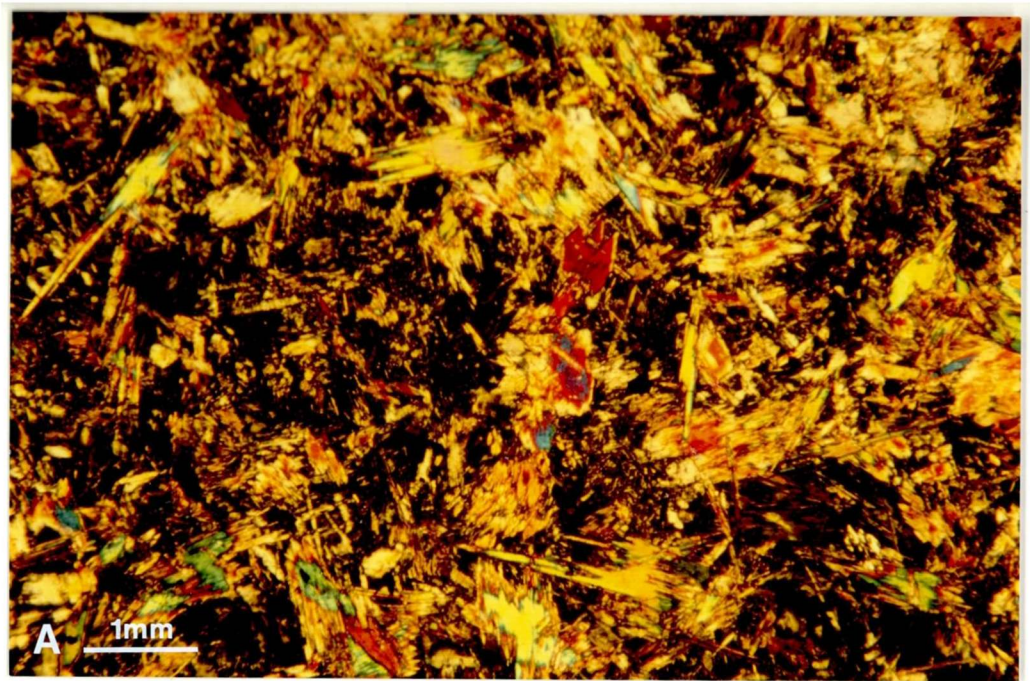


Fig. 18

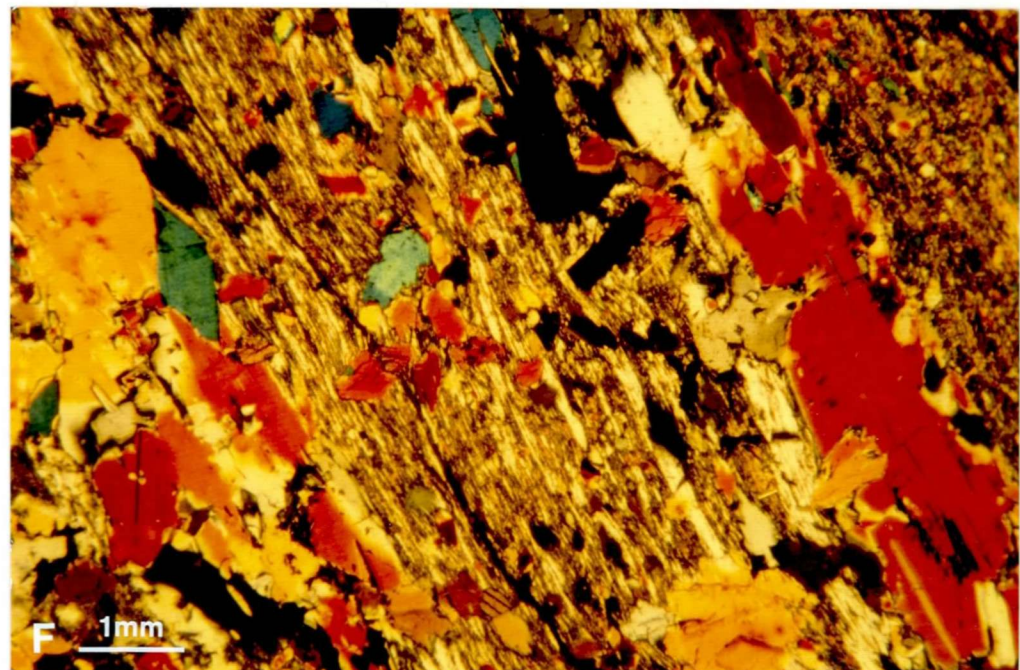
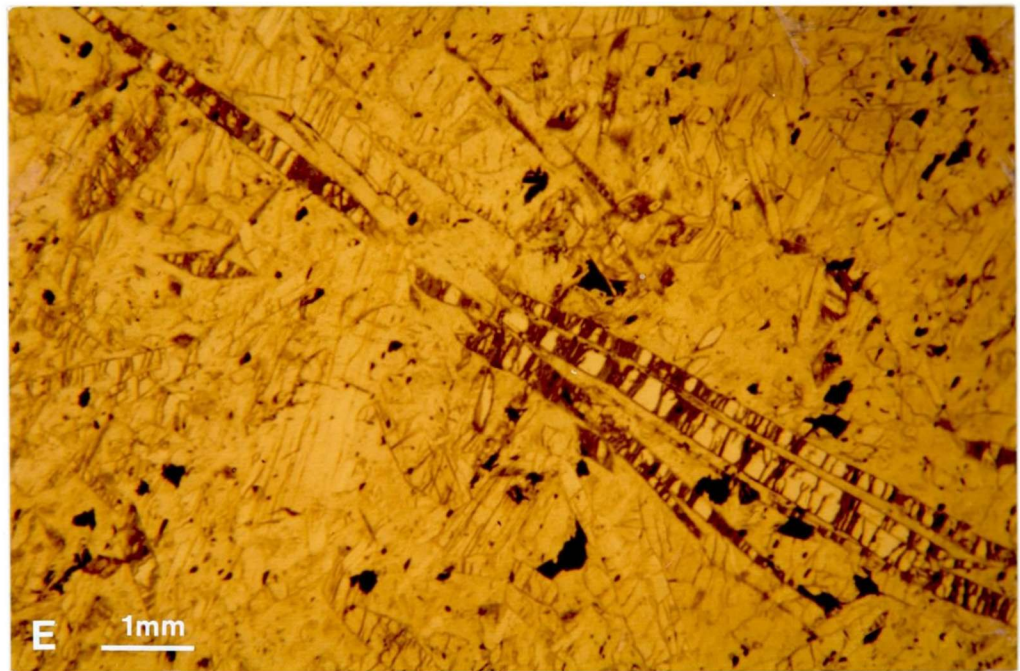
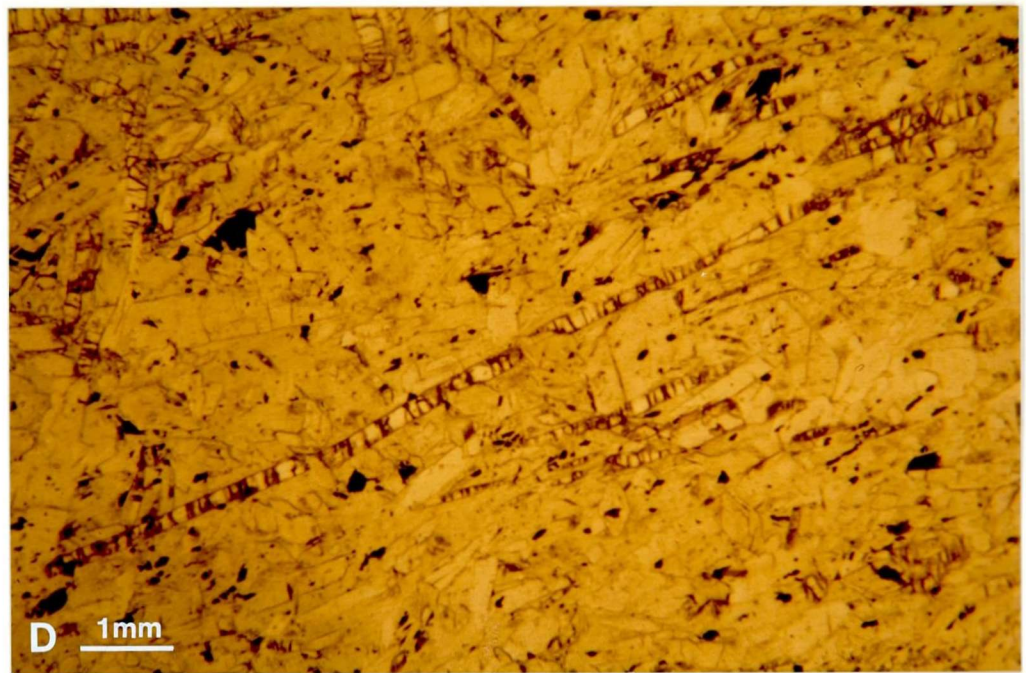


Fig.18

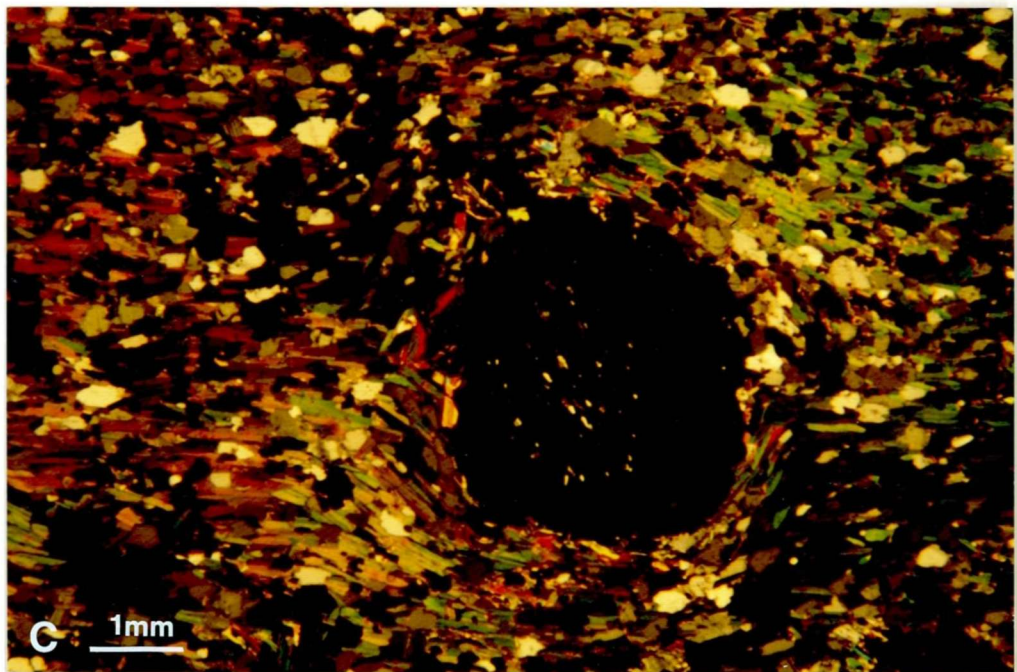
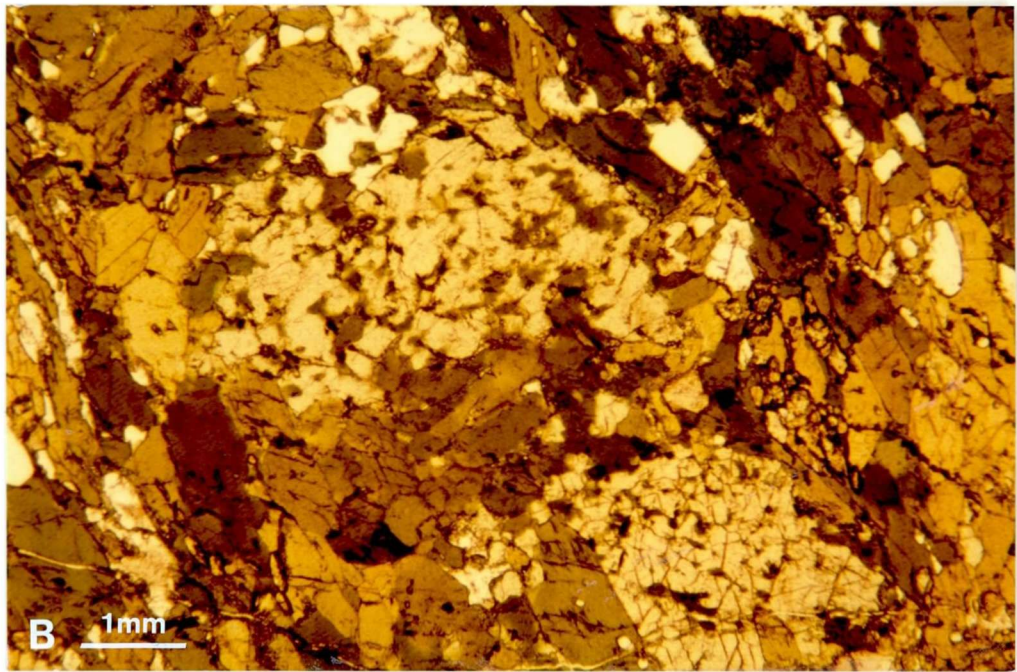
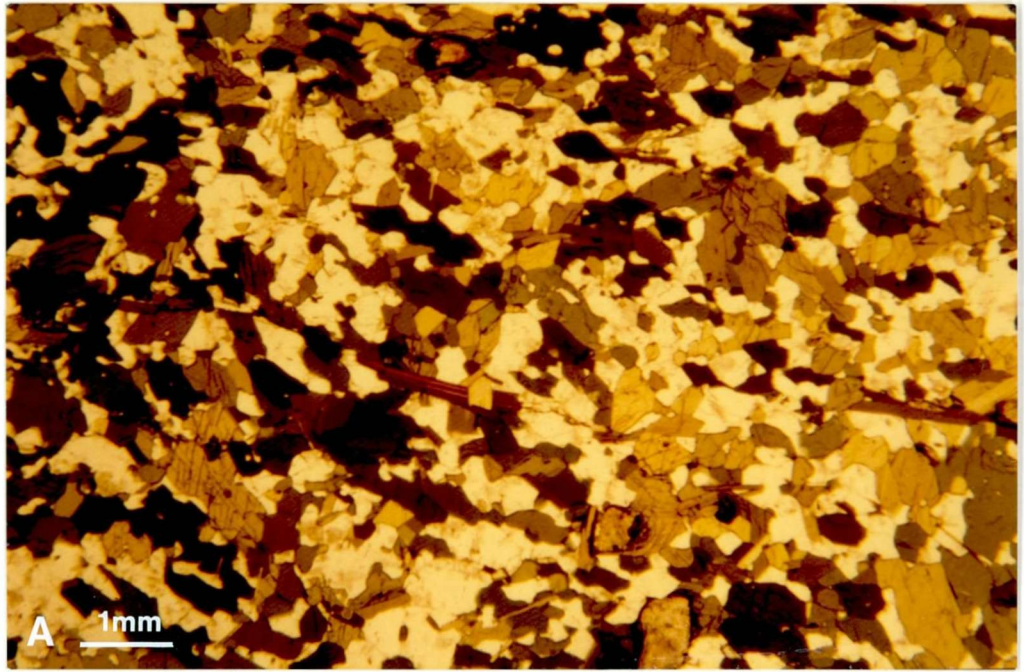
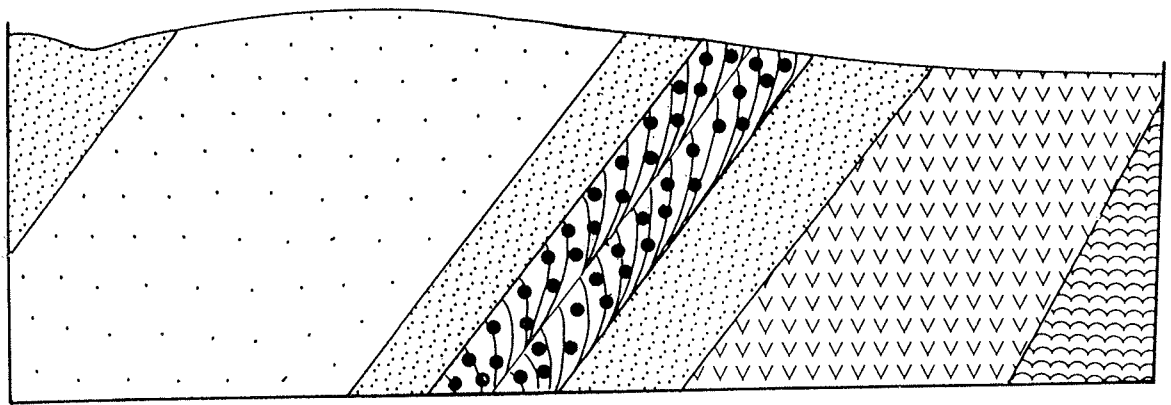


Fig. 19



SV (080.5/553)

NØ (086/558)

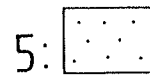
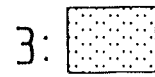
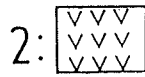
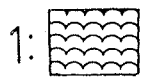


FIG. 20

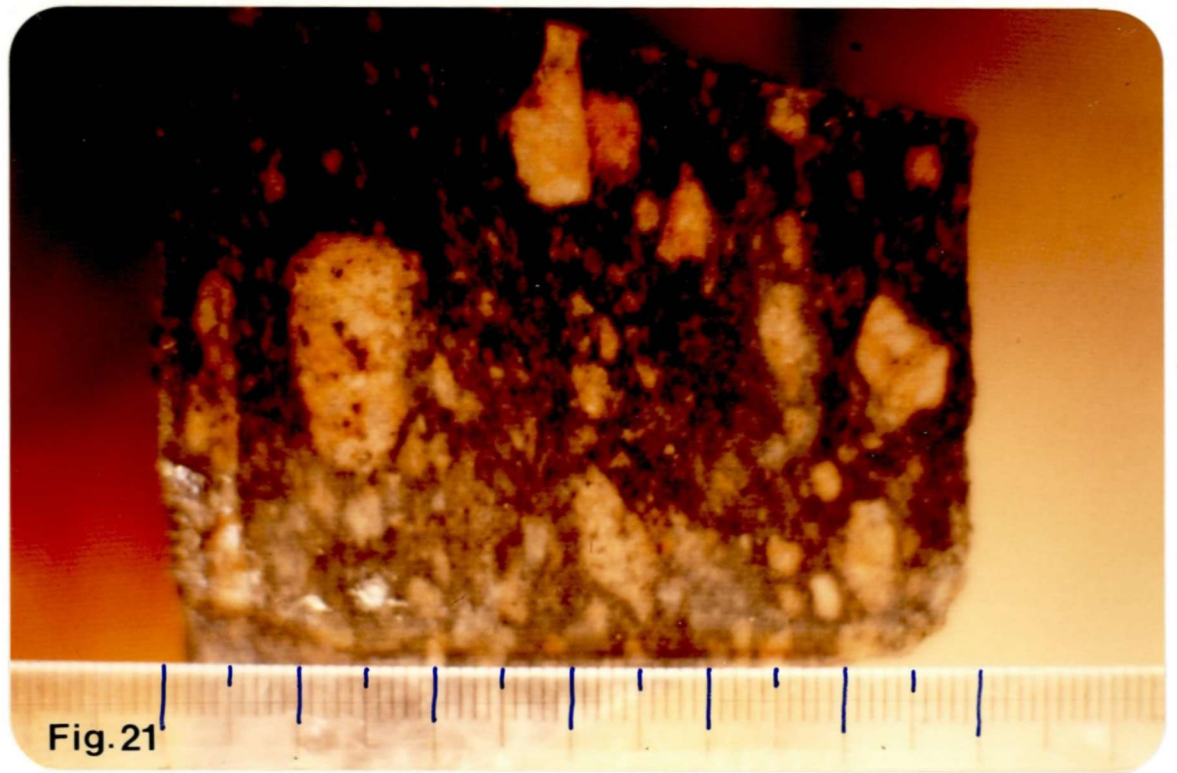




Fig. 24



Fig. 25

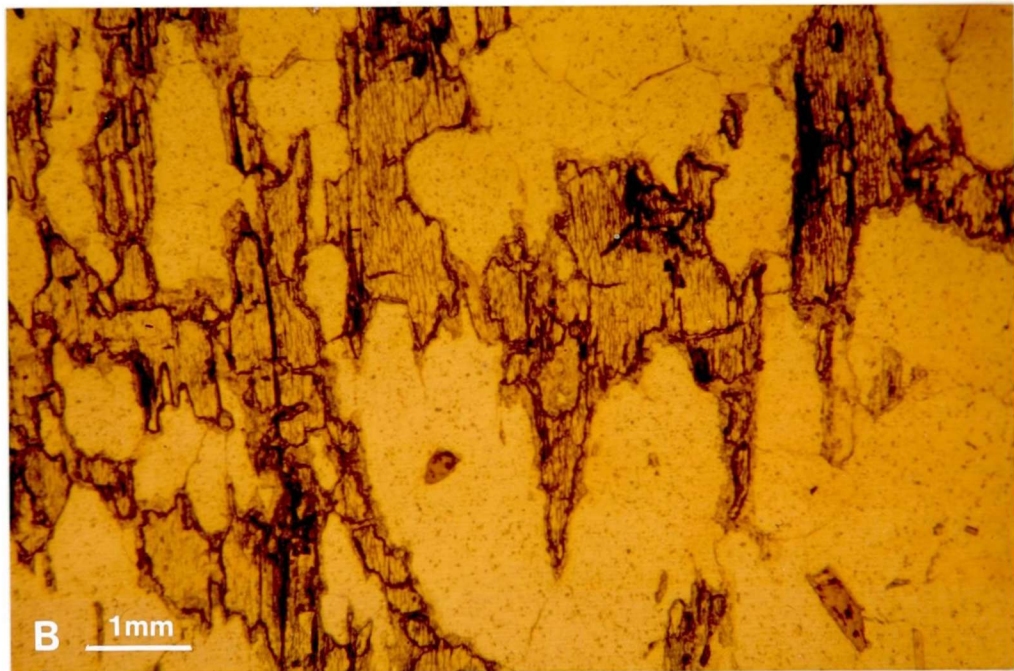
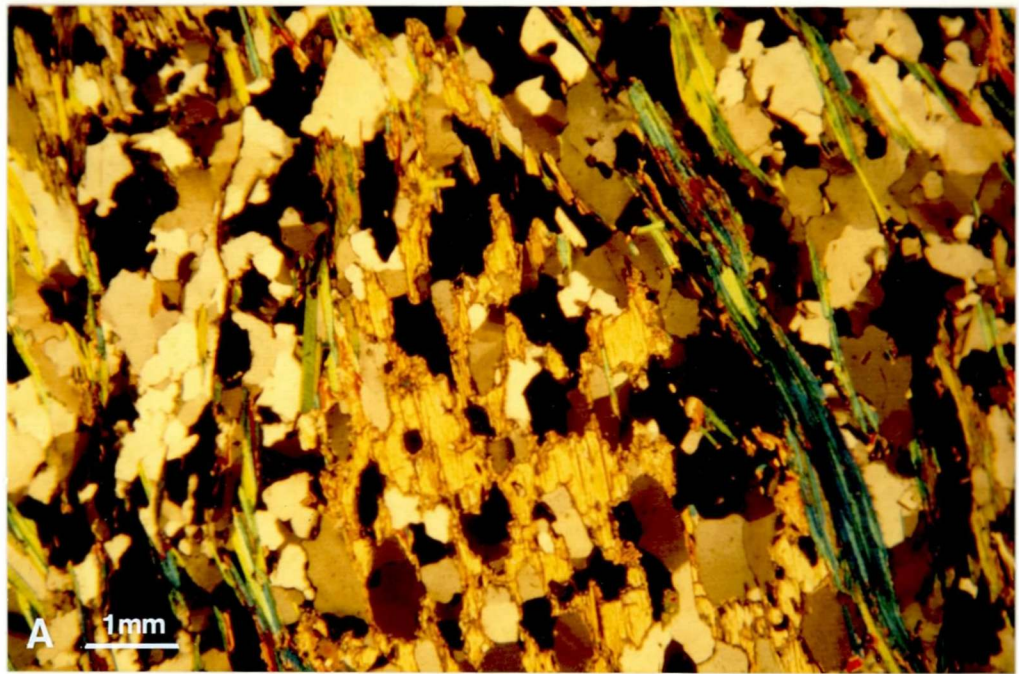


Fig. 26

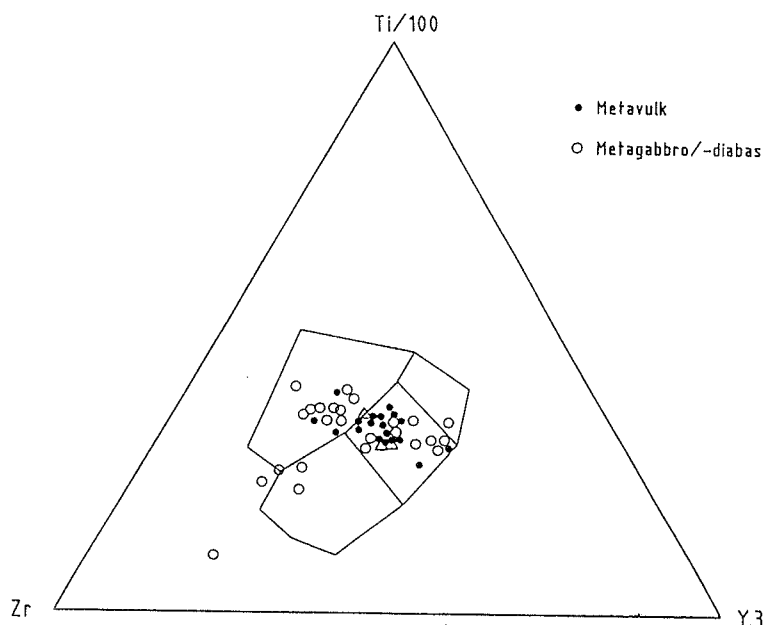
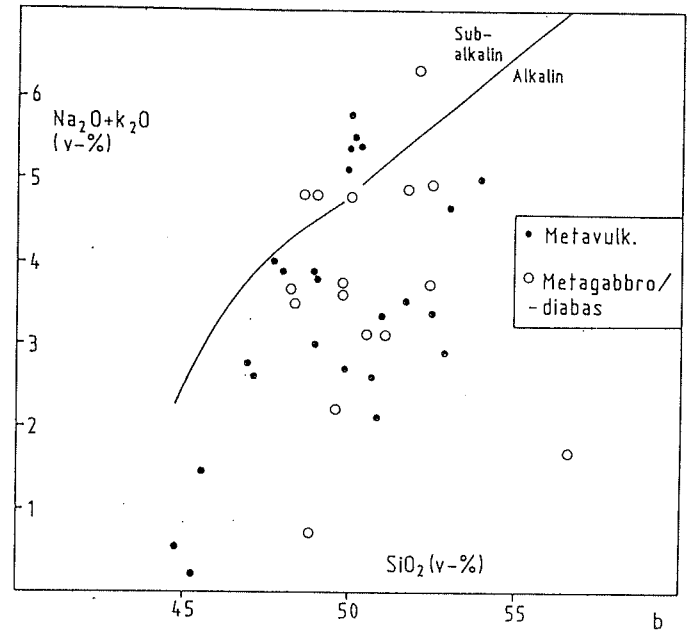
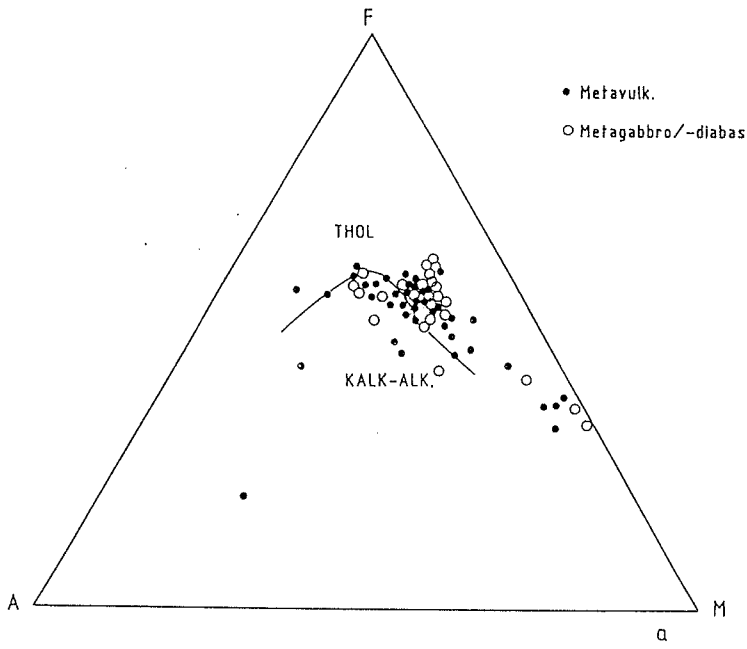


Fig.27c

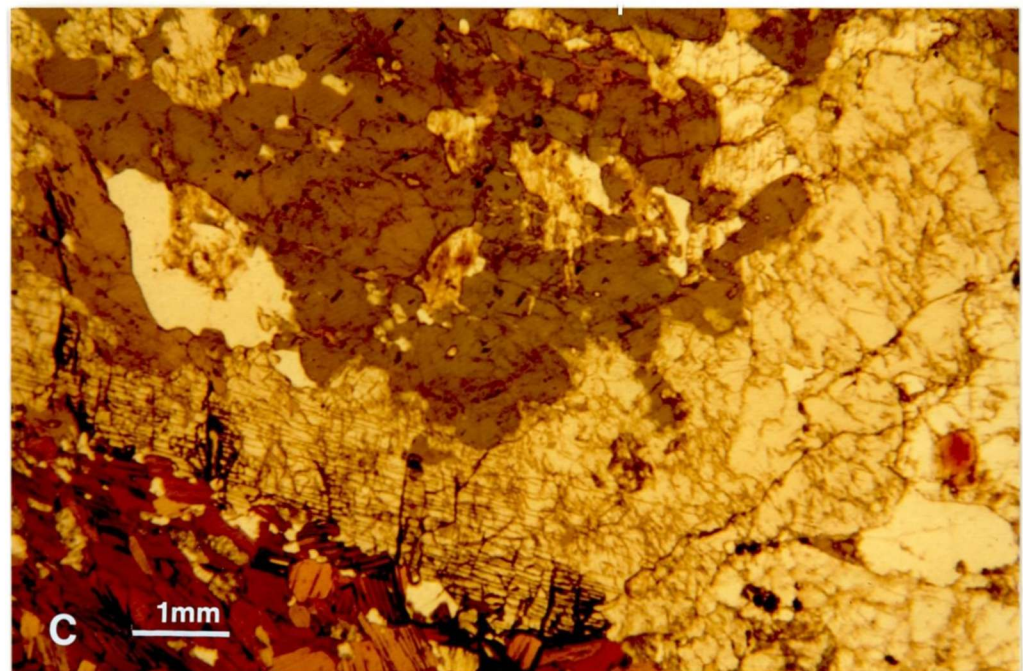
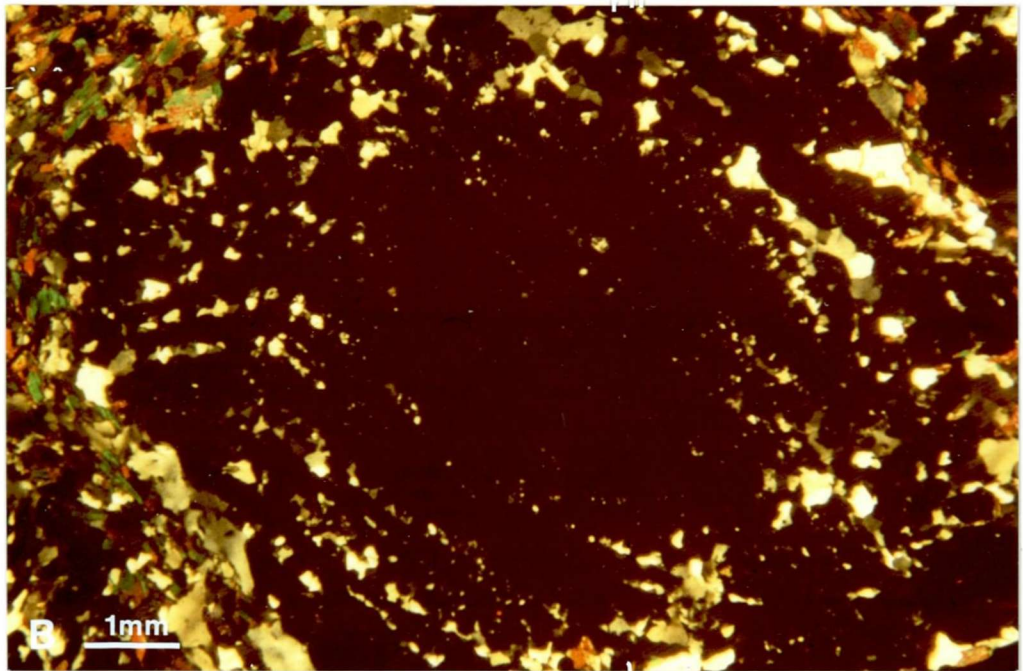
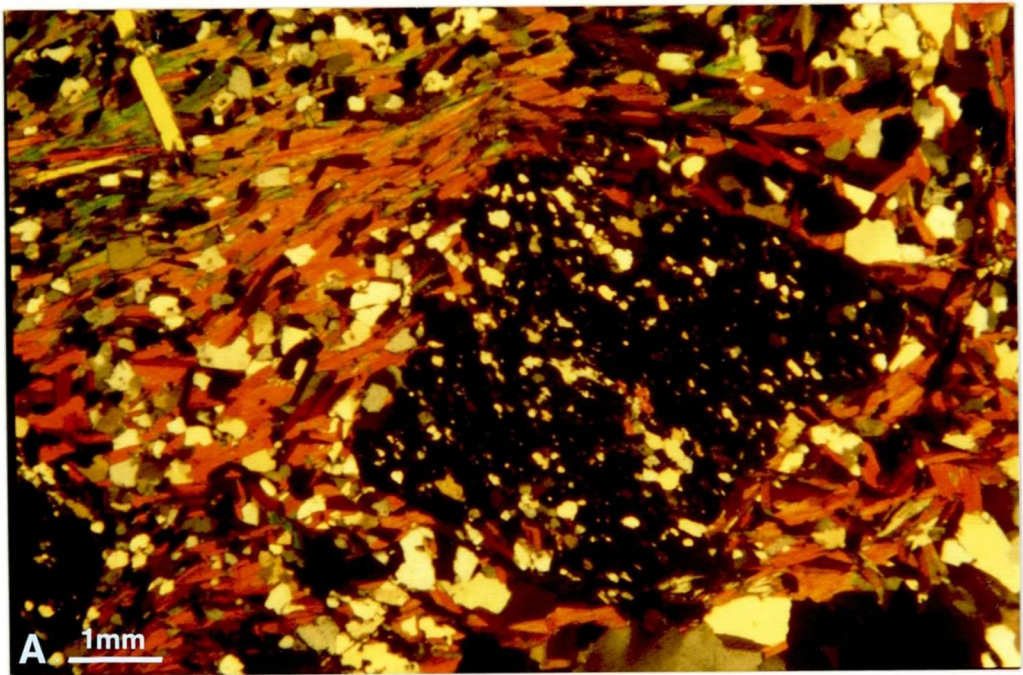
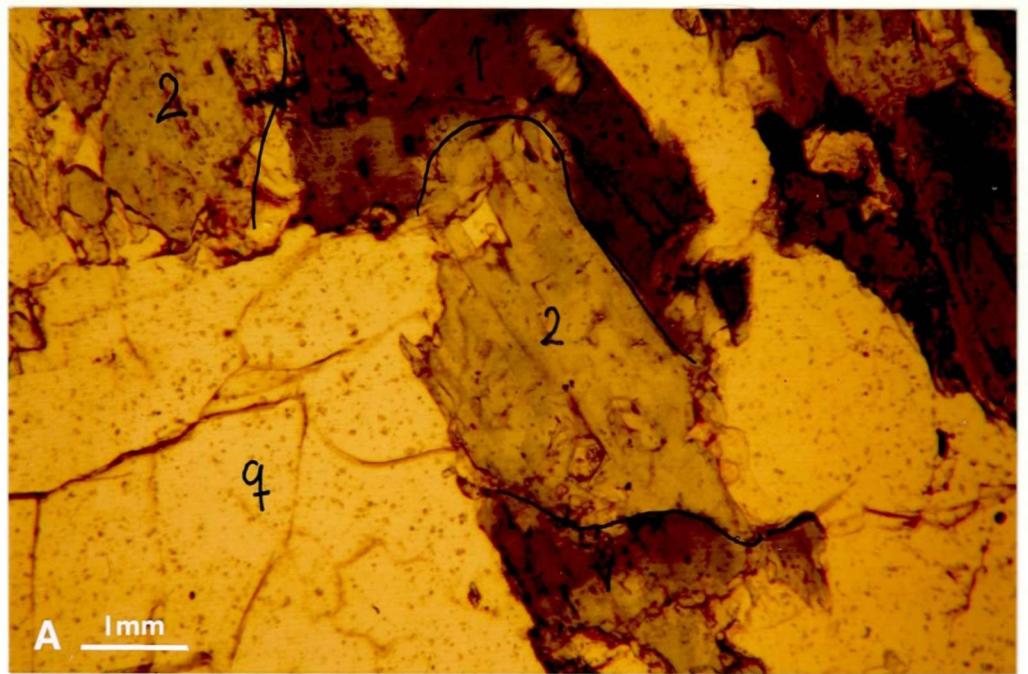


Fig. 28

A



B

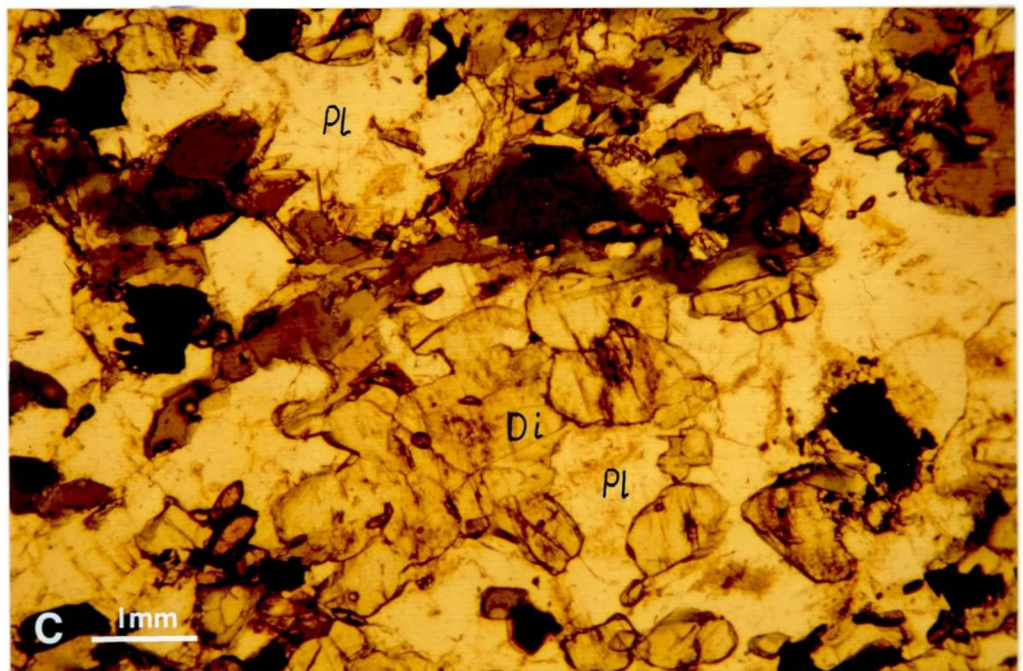
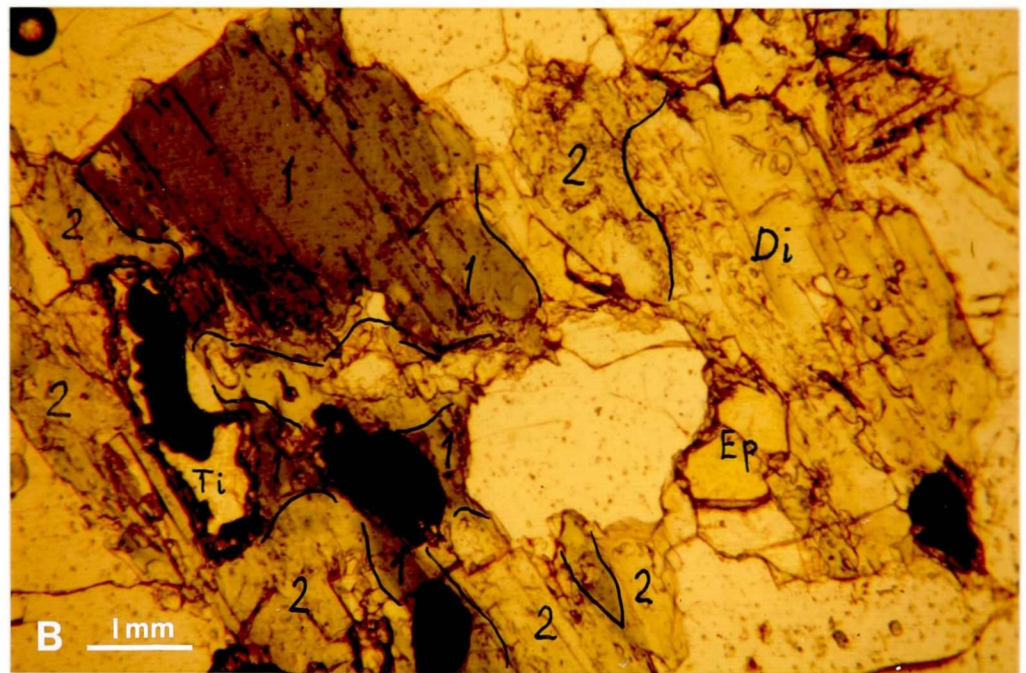


Fig. 29

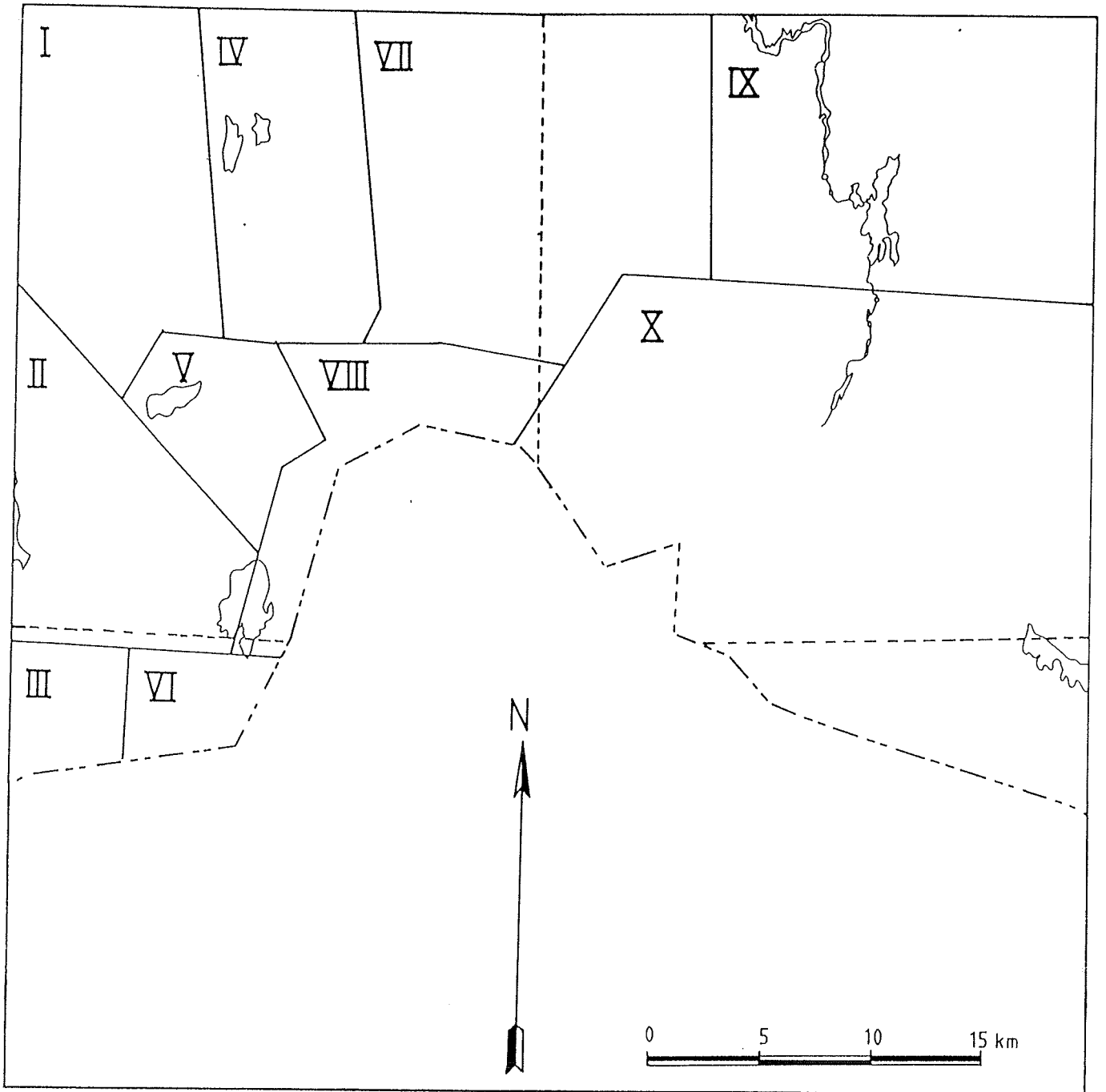
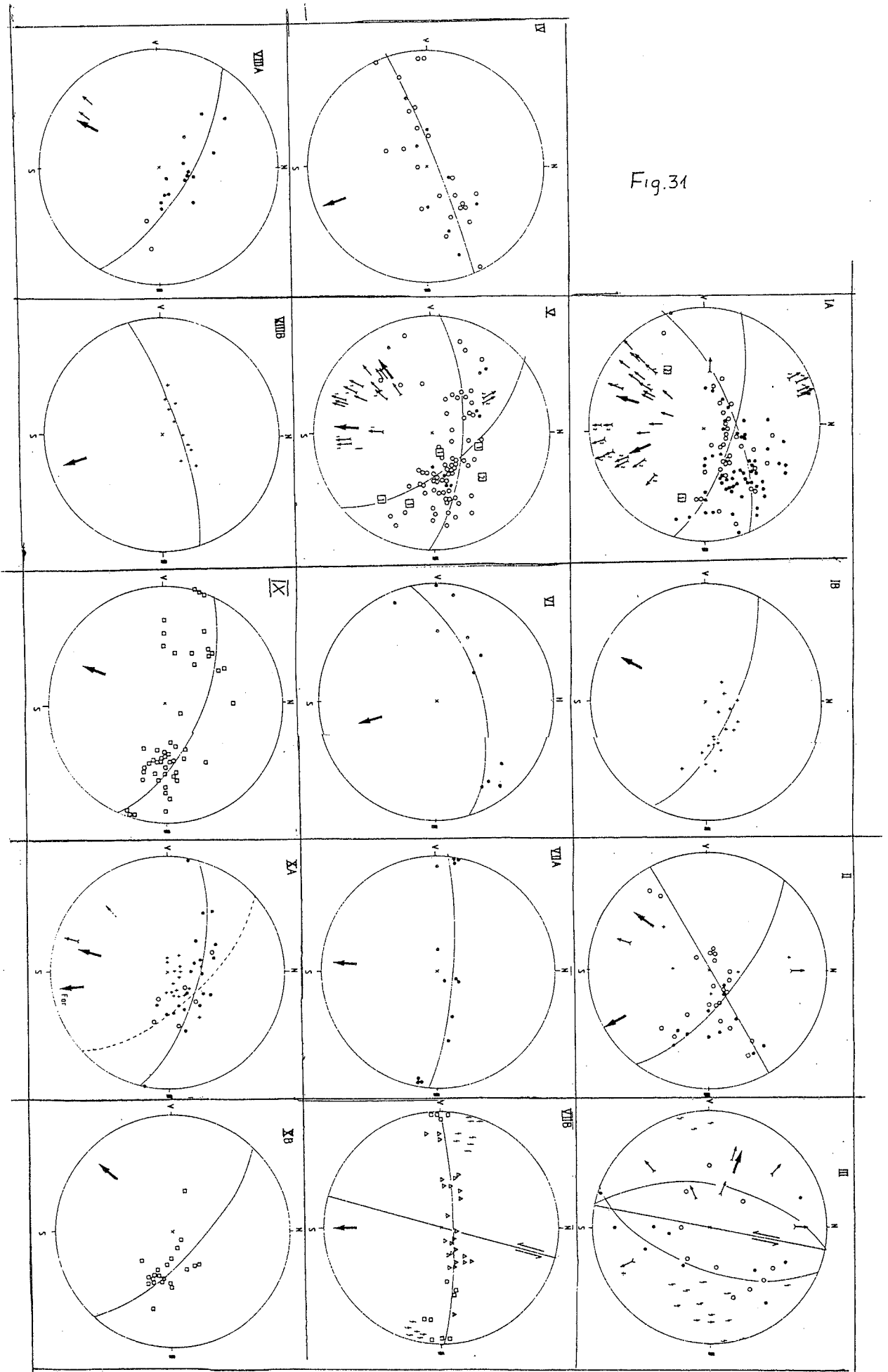


Fig. 30

Fig.31



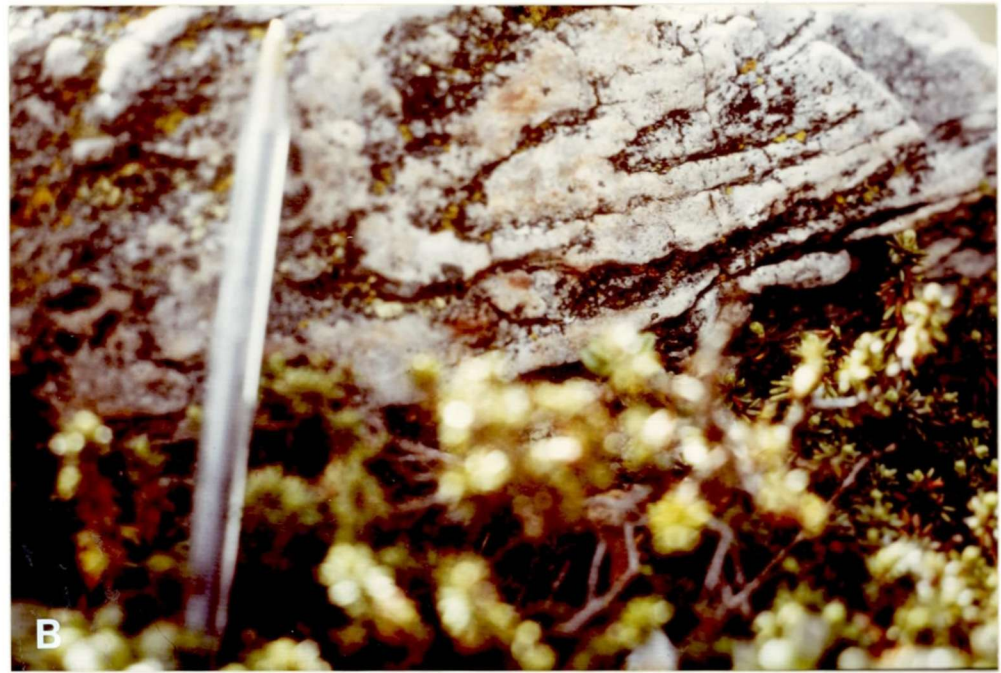
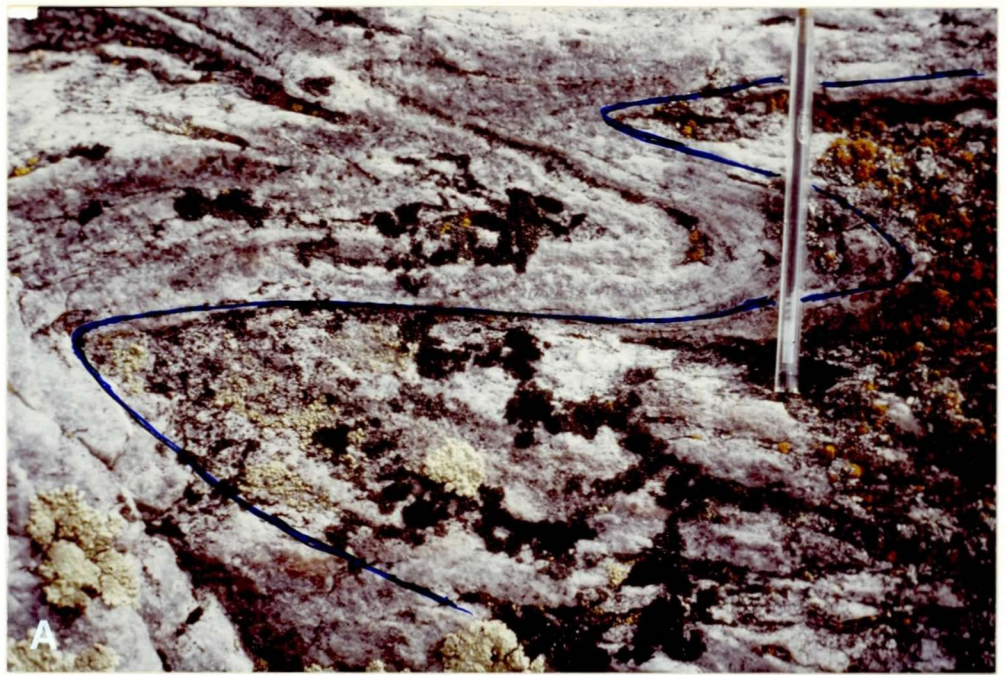


Fig.32

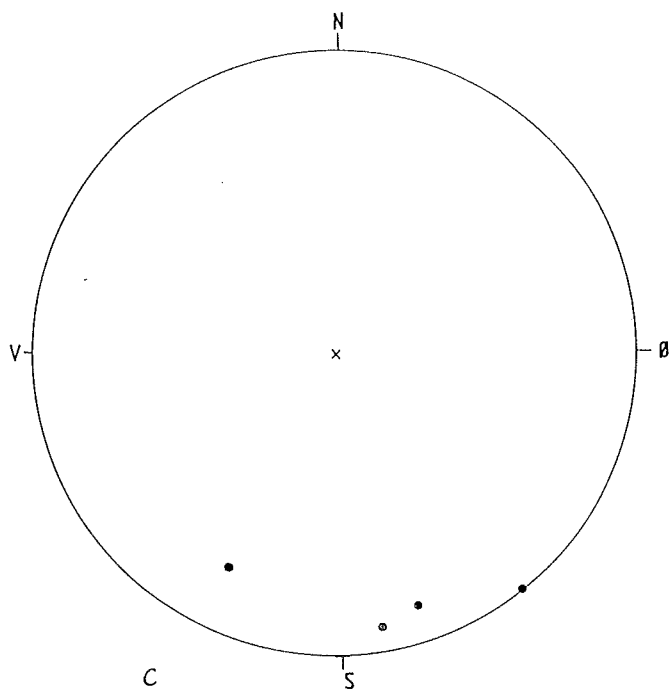
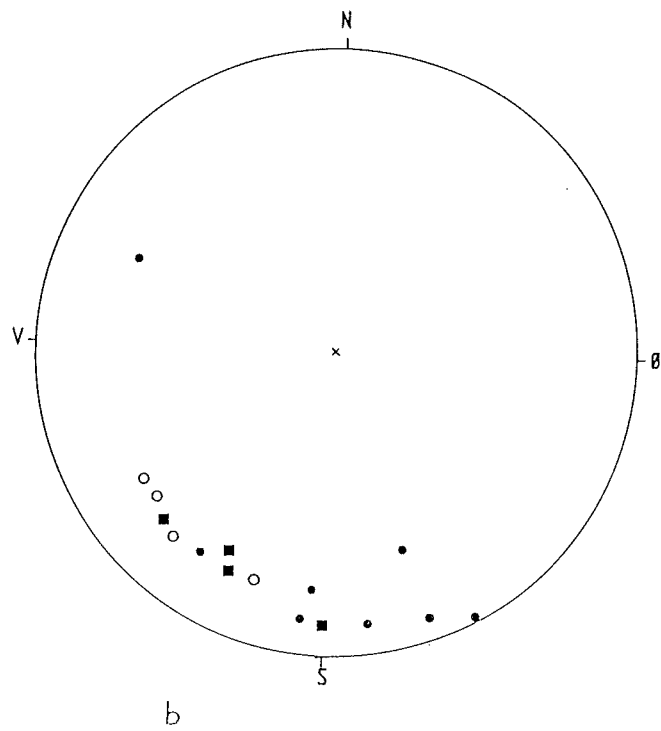
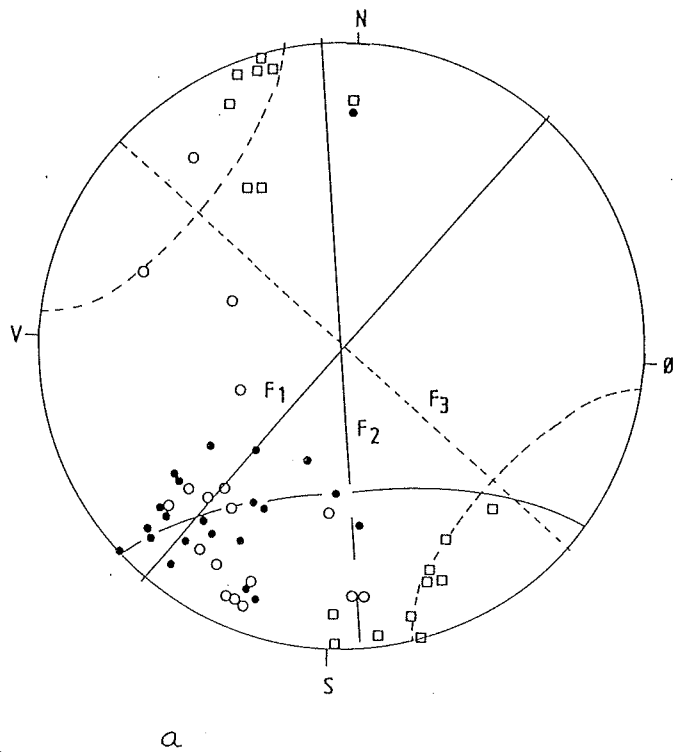


Fig. 33

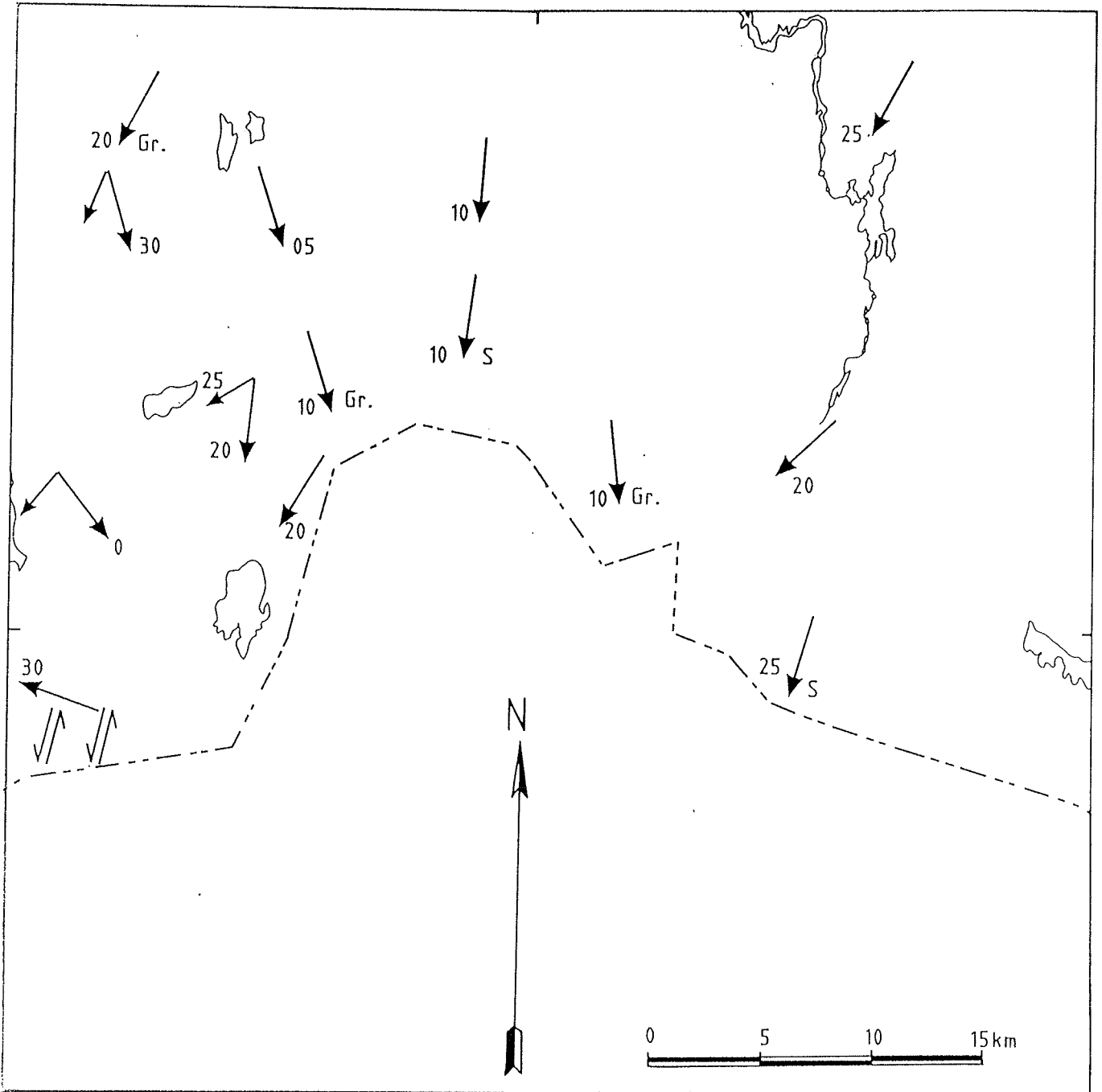


Fig. 34.

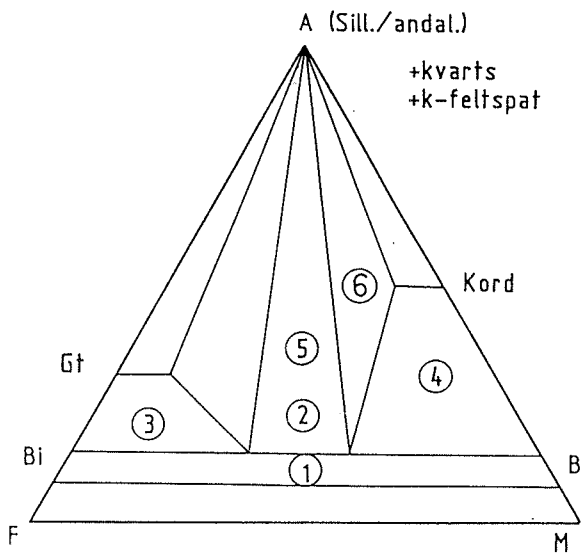


Fig.35.

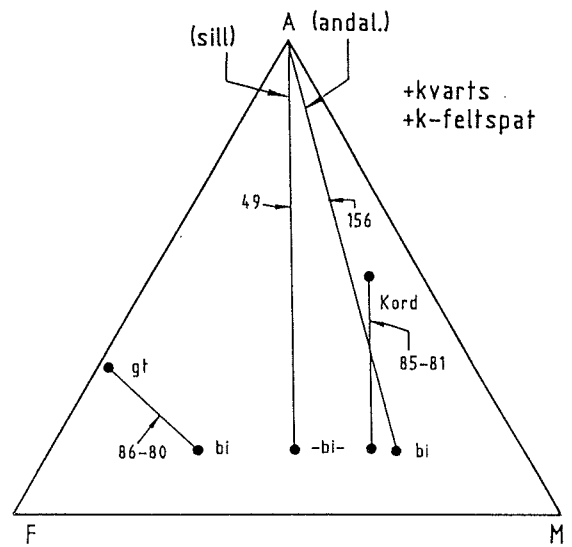


Fig.36.

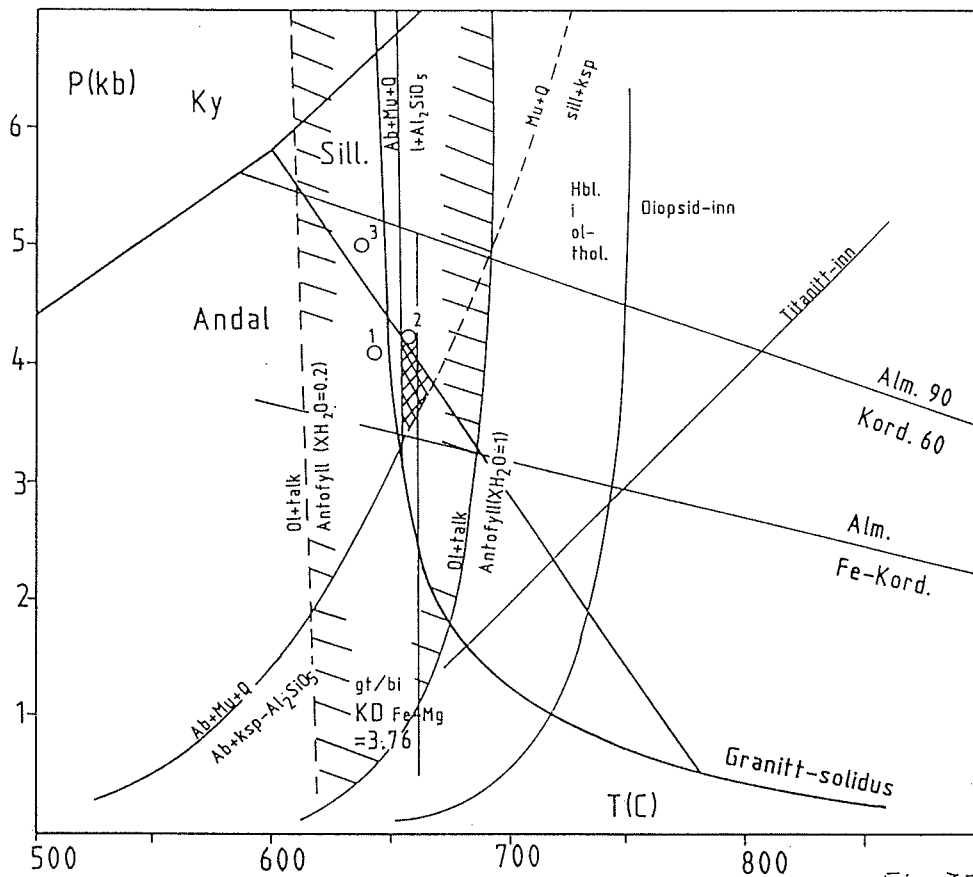


Fig.37.

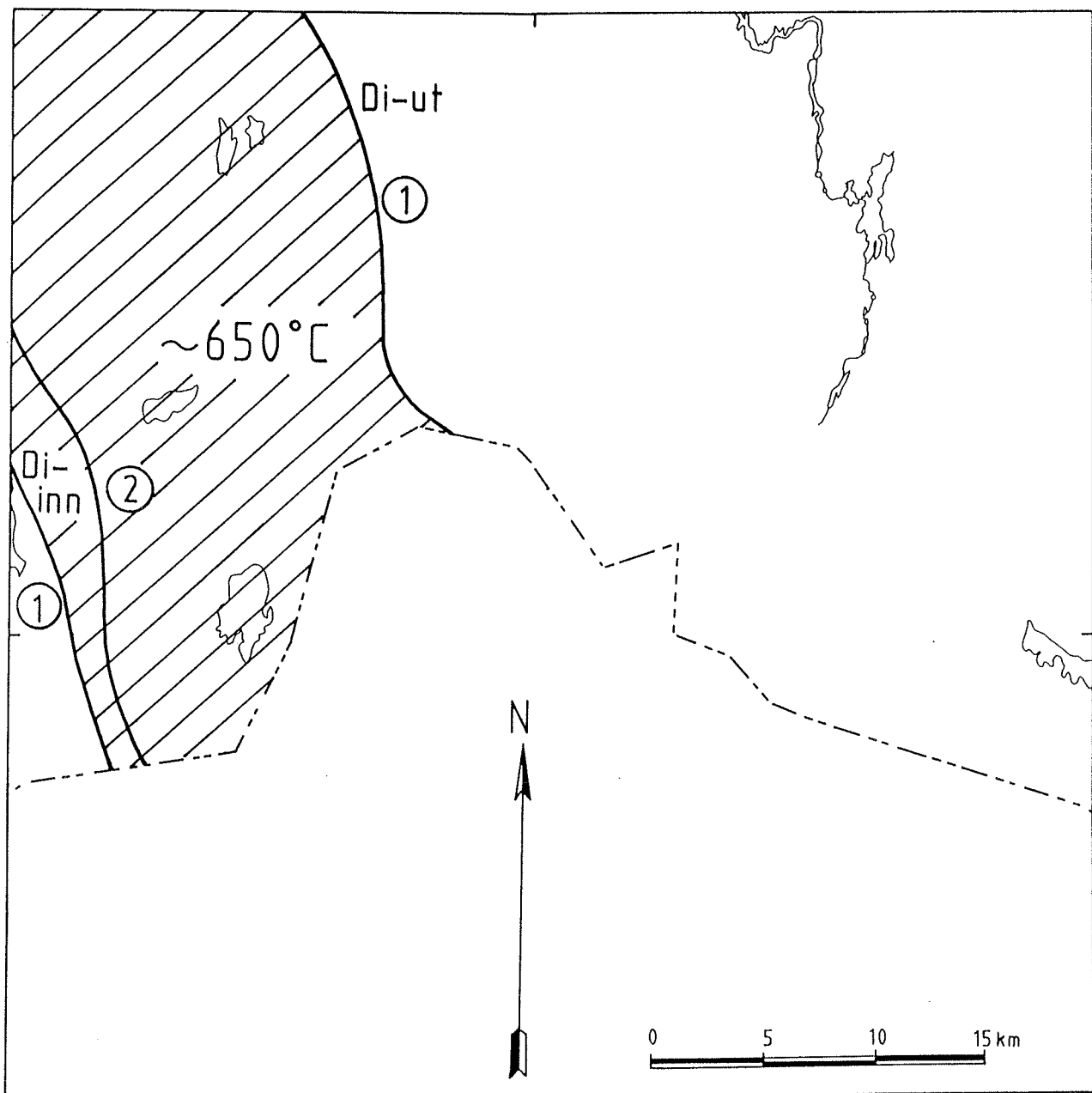


Fig. 38

TABELLER

(for koordinater - se appendiks)

TABELL I

Kjemi Jergul gneiskompleks.

Gjennomsnitt av hver gneis-type.

	AG		GG		BvG		BG		Gneis Jergul kompleks n = 39
	n = 18	2 σ	n = 3	2 σ	n = 7	2 σ	n = 11	2 σ	
SiO ₂	70.0	3.6	67.7	3.3	67.5	10.0	68.7	7.4	68.5
Al ₂ O ₃	15.6	1.4	15.5	0.4	15.8	1.8	14.8	1.6	15.4
TiO ₂	0.3	0.1	0.4	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3
Fe ₂ O ₃	2.2	2.0	3.5	2.0	3.3	3.5	3.4	3.2	3.1
FeO	1.4	1.2	2.0	1.0	2.0	2.0	2.2	2.0	1.9
MgO	0.9	1.3	1.2	0.8	1.3	1.6	0.9	1.0	1.1
CaO	2.4	1.2	3.3	0.9	2.9	3.5	3.0	2.8	2.9
Na ₂ O	5.1	1.7	3.7	0.5	4.7	1.5	4.2	0.8	4.5
K ₂ O	1.8	1.4	1.9	0.1	2.1	1.7	2.5	2.0	2.1
Sum	98.3		97.2		97.9		97.8		97.9
CIPW - norm:									
Q	27		30		25		27		
An	11		16		16		14		
Ab	46		32		37		35		
Or	11		12		11		14		
Hy	4		7		6		7		
Mt	1		2		2		1		

TABELL II

Kjemi på ulike typer amfibolitter

Sådnabæi-formasjonen

	Basaltiske komatiitter		Tholeiittiske bergarter		Metagabbroer	
	51/81	200/81	83/81	F17/81	141/85	195/85
SiO ₂	51.1	52.7	51.1	50.4	51.3	52.9
Al ₂ O ₃	9.2	11.0	13.3	14.6	20.6	12.2
TiO ₂	0.5	0.5	1.1	1.7	0.9	2.2
Fe ₂ O ₃	12.3	10.9	14.5	15.1	7.1	16.0
FeO	9.6	8.3	9.8	11.8	5.1	10.0
MgO	16.9	12.0	7.6	5.5	4.1	3.2
CaO	9.8	9.9	8.7	9.5	10.2	6.3
Na ₂ O	0.5	0.9	2.5	2.0	2.6	4.3
K ₂ O	0.3	0.3	1.8	1.3	1.1	0.6
	100.6	98.2	100.6	100.1	97.9	97.7

CIPW - norm:

Q	-	7	-	2	1.5	2
Kor	-	-	-	-	-	-
An	22	26	20	28	42	13
Ab	4	8	21	17	22	37
Or	2	1.5	11	8	7	3
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	21	20	18	16	8	16
Hy	46	35	20	24	17	22
Ol	1	-	3	-	-	-
Mt	2	2.5	5	3	1.5	3
Ilm	1	1	2	3	1.5	4

TABELL III

Mineralkjemi

Sådnabæiformasjonen

85 b - 81

	Biotitt	Kordieritt
SiO ₂	39.0	48.7
TiO ₂	0.9	0.02
Al ₂ O ₃	19.2	32.9
FeO	11.8	4.2
MgO	16.2	10.7
K ₂ O	8.0	0.0
Sum	95.1	96.5

Strukturformel:

Si	2.8048	4.9960
Ti	0.0487	-
Al	1.6252	3.9764
Fe	0.7077	0.3631
Mg	1.7413	1.6324
K	0.7302	-
O	11.0000	18.0000

TABELL IV

Kjemi komatiitter og tholeiitter

Baharav'dujav'riformasjonen

	Komatiitter		Tholeiitter	
	119/80	204/85	164/81	107/82
SiO ₂	46.0	44.6	51.3	48.5
Al ₂ O ₃	9.2	6.5	14.0	12.5
TiO ₂	0.7	0.9	0.9	1.8
Fe ₂ O ₃	12.4	13.2	11.7	16.5
FeO	7.6	9.5	8.3	11.8
MgO	23.8	22.2	8.1	6.6
CaO	8.8	10,1	10.5	11.3
Na ₂ O	0.8	0.2	2.8	2.4
K ₂ O	0.2	0.01	0.2	1.1
Total	101.4	97.8	98.5	99.1
Cr	2605	2200	313	90
Co	90	98	70	83
Ni	884	1200	88	32

CIPW - norm:

Q	-	-	0.5	-
Kor	-	-	-	-
An	21	17	26	20
Ab	7	2	24	21
Or	1	-	1	7
Ne	-	-	-	-
Di	18	27	21	28
Hy	14	16	22	8
Ol	33	34	-	8
Mt	6	3	4	5
	1	2	2	3

TABELL V

Mineralkjemi på amfibolitter

Baharav'dujav'riformasjonen

	119/80 (komatiitt)			103/80 (Tholeiitt)			
	Amf.	Olivin	Serp.	Plag.	Amf. 1	Di.	Amf. 2
SiO ₂	44.7	38.0	39.2	58.2	46.3	51.4	48.6
TiO ₂	0.3	-	0.4	-	0.7	-	0.3
Al ₂ O ₃	12.0	0.5	1.2	24.9	7.6	0.8	5.2
FeO	7.5	25.6	18.9	0.1	17.6	11.1	15.7
MnO	-	0.4	0.4	-	-	0.3	0.2
MgO	16.1	38.9	27.2	-	10.9	11.4	12.6
CaO	12.3	-	0.8	6.9	12.1	23.6	12.2
Na ₂ O	2.2	0.4	0.2	7.3	1.1	0.4	0.8
K ₂ O	0.3	-	-	0.1	0.2	-	0.1
	95.4	103.8	88.3	97.4	96.8	98.9	95.8
Strukturformel:							
Si	6.558	0.969	3.953	2.660	6.984	1.971	7.313
Ti	0.037	-	0.033	-	0.076	0.001	0.031
Al	2.068	0.014	0.140	1.342	1.343	0.035	0.928
Fe	0.922	0.545	1.589	-	2.221	0.355	1.974
Mn	-	0.009	0.037	-	0.051	0.008	0.023
Mg	3.513	1.477	4.086	-	2.449	0.655	2.819
Ca	1.935	-	0.082	0.340	1.957	0.970	1.971
Na	0.620	0.019	0.044	0.647	0.335	0.029	0.239
K	0.053	-	-	0.005	0.041	-	0.024
O	23.000	4.000	14.000	8.000	23.000	6.000	23.000

TABELL V (forts.)

	104/80					
	Gt(kjerne)	Gt(kjernerkant)	Gt(kant)	Hbl.	Kumm.	Di.
SiO ₂	36.4	36.2	36.4	39.1	49.3	48.2
TiO ₂	-	-	0.2	0.7	-	0.2
Al ₂ O ₃	20.3	20.8	20.5	11.3	0.5	0.6
FeO	37.9	37.5	36.4	30.2	39.5	28.7
MnO	1.1	1.3	3.0	0.2	0.6	0.5
MgO	1.1	1.7	0.8	3.1	7.1	4.8
CaO	4.1	3.8	3.8	10.9	0.5	15.9
Na ₂ O	0.3	0.5	-	1.5	0.2	0.2
K ₂ O	-	-	0.1	1.3	-	0.1
	101.1	101.9	101.1	98.4	97.9	99.1
Struktur-formel:						
Si	2.961	2.918	2.962	6.272	7.846	1.972
Ti	-	0.003	0.012	0.086	-	0.006
Al	1.943	1.973	1.960	2.143	0.092	0.029
Fe	2.578	2.531	2.473	4.052	5.261	0.982
Mn	0.075	0.091	0.209	0.031	0.087	0.016
Mg	0.128	0.203	0.097	0.748	1.696	0.290
Ca	0.358	0.333	0.327	1.868	0.092	0.699
Na	0.048	0.079	0.006	0.468	0.066	0.020
K	-	0.004	0.007	0.270	-	0.005
O	12.000	12.000	12.000	23.000	23.000	6.000

TABELL VI

Kjemi arkositter

Masi-formasjonen

	26/81	148/80	151a/80	87/80
SiO ₂	81.1	84.5	77.4	85.0
Al ₂ O ₃	10.0	7.5	12.5	7.5
TiO ₂	0.1	-	0.3	-
Fe ₂ O ₃	1.5	1.1	2.2	1.0
FeO	0.9	0.9	1.2	0.7
MgO	1.2	0.7	1.2	1.0
CaO	0.3	1.5	0.5	1.9
Na ₂ O	1.0	1.9	1.7	0.3
K ₂ O	3.7	1.2	3.9	2.4
Total	98.7	98.4	99.5	99.8

CIPW - NORM

Q	59	65	50	69
Kor	4	0.3	4.5	1
An	2	8	3	10
Ab	9	16	14	3
Or	22	7	23	14
Ne	-	-	-	-
Di	-	-	-	-
Hy	4	3	4	3.5
Ol	-	-	-	-
Mt	1	0.3	1.5	0.4
Ilm	-	0.1	0.6	0.1

TABELL VII

Analyser på biotitt i assosiasjon med andalusitt

Masi-formasjonen

	156-80	
	Bi	Bi
SiO ₂	35.5	37.6
TiO ₂	0.8	0.9
Al ₂ O ₃	19.5	19.7
FeO	10.4	10.3
MnO	0.2	-
MgO	17.9	16.7
CaO	-	0.1
Na ₂ O	0.4	0.2
K ₂ O	8.2	10.5
	92.9	95.9

Struktur-formel:

Si	2.643	2.722
Ti	0.045	0.048
Al	1.711	1.683
Fe	0.646	0.624
Mn	0.010	-
Mg	1.981	1.800
Ca	-	0.008
Na	0.054	0.035
K	0.783	0.970
O	11.000	11.000

TABELL VIII.

Kjemi amfibolitter

Av'ziformasjonene.

	Metadiabas		Metavulk.	
	22/80	157/81	29/80	87/80
SiO ₂	52.4	50.1	49.6	50.2
Al ₂ O ₃	13.4	12.5	13.7	15.0
TiO ₂	1.6	1.3	1.9	1.4
Fe ₂ O ₃	13.8	14.9	13.7	10.9
FeO	6.7	9.2	9.2	6.2
MgO	4.6	7.6	6.5	5.8
CaO	7.7	9.6	11.1	13.3
Na ₂ O	4.4	2.1	3.0	2.5
K ₂ O	1.0	1.2	0.7	0.5
Total	98.3	98.7	99.6	98.6

CIPW - Norm

Q	3	2	-	2
Kor	-	-	-	-
An	14	22	22	29
Ab	38	18	26	22
Or	6	7	4	3
Ne	-	-	-	-
Di	19	22	26	30
Hy	7	20	9	6
Ol	-	-	4	-
Mt	9	7	5	6
Ilm	3	3	4	3

TABELL IX

Mineralkjemi - Av'ziformasjon

	22/80			29/80			
	Amf.	Di	Plag	Amf.	Di	Plag	
SiO ₂	43.5	52.1	64.3	40.8	52.0	58.5	
TiO ₂	1.3	-	-	1.3	0.1	-	
Al ₂ O ₃	9.3	1.3	22.4	11.5	1.4	25.9	
FeO	18.6	11.0	-	20.3	10.3	-	
MnO	0.4	0.2	-	0.3	0.4	-	
MgO	10.2	11.9	-	8.8	11.8	-	
CaO	11.4	22.5	3.0	11.6	23.4	7.7	
Na ₂ O	2.0	1.2	9.7	2.1	0.8	7.4	
K ₂ O	1.1	-	0.1	0.9	-	-	
	97.8	100.2	99.5	97.5	100.1	99.5	

Struktur-formel:

Si	6.610	1.969	2.842	6.289	1.963	2.626	
Ti	0.152	-	-	0.153	0.002	-	
Al	1.661	0.057	1.167	2.090	0.062	1.370	
Fe	2.361	0.348	-	2.619	0.324	-	
Mn	0.053	0.007	-	0.036	0.013	-	
Mg	2.304	0.668	-	2.020	0.662	-	
Ca	1.860	0.909	0.141	1.911	0.948	0.371	
Na	0.597	0.088	0.833	0.614	0.057	0.641	
K	0.220	-	0.008	0.180	-	-	
O	23.000	6.000	8.000	23.000	6.000	8.000	

TABELL IX

(Forts.)

	98/80			167/80		86/80			49/80
	Amf.1	Amf.2	Diag	Amf.	Plag	Gt(kjerne)	Gt(kant)	Bi	Bi(v/Sill.)
SiO ₂	42.3	46.6	51.8	42.9	62.0	36.1	36.6	33.2	33.8
TiO ₂	0.6	-	0.1	1.1	-	-	-	2.8	2.5
Al ₂ O ₃	10.2	7.1	1.4	9.0	22.1	20.2	20.9	15.9	18.8
FeO	14.7	13.6	6.8	20.2	-	27.0	24.6	27.3	20.3
MnO	0.5	0.9	0.8	0.4	-	12.6	16.3	0.6	-
MgO	12.2	14.2	13.9	9.6	-	1.6	1.1	6.0	9.0
CaO	12.0	12.7	24.0	11.3	3.7	2.4	2.2	0.1	0.2
Na ₂ O	1.5	1.1	0.9	1.6	8.8	-	-	-	0.8
K ₂ O	1.4	0.6	0.1	1.2	0.2	-	-	8.5	9.8
	95.5	96.7	99.7	97.3	96.9	99.9	101.7	94.4	95.2

Struktur-formel:

Si	6.497	6.962	1.943	6.607	2.821	2.962	2.950	2.668	2.610
Ti	0.074	-	0.002	0.129	-	-	-	0.183	0.143
Al	1.854	1.249	0.062	1.638	1.186	1.954	1.983	1.511	1.713
Fe	1.889	1.697	0.214	2.596	-	1.851	1.659	1.835	1.310
Mn	0.065	0.118	0.024	0.048	-	0.874	1.117	0.041	-
Mg	2.787	3.184	0.780	2.198	-	0.195	1.129	0.720	1.030
Ca	1.977	2.026	0.963	1.866	0.179	0.209	0.193	0.004	0.014
Na	0.441	0.313	0.063	0.487	0.781	-	-	-	0.123
K	0.279	0.105	0.006	0.236	0.013	-	-	0.872	0.962
O	23.000	23.000	23.000	6.000	23.000	8.000	12.000	11.000	11.000

A P P E N D I K S

Mineralparageneser for undersøkte prøver
innen kartområdet

H: høyt innhold (> 40%)

M: middels innhold (20 - 40%)

L: lavt innhold (5 - 20%)

S: spor (< 5%)

() mineralet forekommer som sekundært
nedbrytningsprodukt.

BvG

Prøve-
nr.UTM-
koord.

Kvarts

Plagioklas

K-feltspat

Biotitt

Muskovitt

Al-silikat

Granat

Kordieritt

Kloritt

Hornblende

Kummingtonitt

Antofyllitt

Diopsid

Olivin

Epidot

Titanitt

Oksyd

Sulfid

Serpentin

Karbonat

130a/85

830/392

L-M

H

S

S-L

(S)

134/85

840/420

M

H

S-L

S-L

(S-L)

146/85

899/340

L-M

H

S

S-L

S

S

149/85

900/308

M

H

L

S-L

(S)

153/85

908/401

M

H

S

S-L

S-L

159/85

914/289

M

H

L

S-L

(S)

162/85

913/339

M

H

S

S-L

S

E161/85

830/395

M

H

S

S-L

(S)

S

63/81

900/312

M

H

L

S-L

(S)

70/81

908/323

M

H

L-M

S-L

(S)

Baharav'dujav'ri-
formasjonen

Prøve- UTM-
nr. koord.

Kvarts
Plagioklas
K-feltspat
Biotitt
Muskovitt
Al-silikat
Granat
Kordieritt
Kloritt
Hornblende
Kummingtonitt
Antofyllitt
Diopsid
Olivin
Epidot
Titanitt
Oksyd
Sulfid
Serpentin
Karbonat

Komatiitter

119/80	992/451								(L-M)	H				S-L					(L)	
80/82	992/453								(L)	H				L					(S)	
81/82	987/455								(L)	H				L					(S)	
83/82	982/460								(L)	H				L					(S-L)	
98/82	961/500								(S-L)	H		L		L-M					(L)	
110/82	962/478								(L)	H				L					(S)	
121/82	096/538									H				L					(S)	
155/82	972/450								(S-L)	H										
204/85	981/446								(L)	H				L						
205/85	974/448								(L)	H										

Tholeiittiske amfibolitter

103/80	010/452	S-L	M							H				L-M						
104/80	017/442	S-L	M				L			H	L-M			L						
96/82	969/494	S	M							H				M						
163a/81	020/440	S	L-M							H				M		S				
163c/81	020/440	S	M							H				L-M						S
164/81	018/434		M							H					S					
107a/82	995/451	S	L-M							H				L						

Av'zi-formasjonen

Metasedimenter

Prøve- UTM-
nr. koord.

Kvarts

Plagioklas

K-feltspat

Biotitt

Muskovitt

Al-silikat

Granat

Kordieritt

Kloritt

Hornblende

Kummingtonitt

Antofyllitt

Diopsid

Olivin

Epidot

Titanitt

Oksyd

Sulfid

Serpentin

Karbonat

48/80 086/341

H

L-M

S-L

S

L-M

(S)

49/80 094/347

H

L-M

L

M

L

L(s)

50/80 097/347

H

L-M

L

L-M

S-L

51/81 099/346

H

L

M

S

(L)

80/80 021/353

H

L

L-M

L-M

S

S

86a/80 098/310

H

L-M

S-L

L

L-M

S

S

86b/80 098/310

H

S

S

S

L-M

S-L

136/80 986/404

H

M

S

L-M

L-M

S

S

B3a/81 020/311

H

L

M

L

S-L

B3b/81 020/311

H

L-M

M

L

S-L

L

B3c/81 020/311

H

L

M

L

B4b/81 002/307

H

S-L

M

L

B4c/81 002/307

H

S-L

M

L

L

L

Lavvoai'vi
granittmassiver

Prøve- nr.	UTM- koord.	Kvarts	Plagioklas	K-feltspat	Biotitt	Muskovitt	Al-silikat	Granat	Kordieritt	Kloritt	Hornblende	Kummingtonitt	Antofyllitt	Diopsid	Olivin	Epidot	Titanitt	Oksyd	Sulfid	Serpentin	Karbonat
20/80	109/395	M	H	M	S-L	S															
21/80	108/392	M	H	L-M	S																
68/80	050/311	M	H	M-H	S																
69/80	049/315	M	H		S						S					S					
71b/80	055/328	M	M	M	S																
106/80	025/451	M	M	M	S-L	S-L				(S-L)						S					
130/80	999/478	M	H	M-H	S-L																
164a/80	008/452	L	H	S-L																	
164b/80	008/452	M	S-L	H																	
170/80	014/466	M	H	M-H	S-L																
171a/80	011/466	M	M	M	L																
171b/80	011/466	M	M	M-H	S-L																
32/81	181/421	M	H	M	S	(S)				(S-L)											
34a/81	168/420	M	H	M	S	(S)				(S)											
34b/81	168/420	M	H	M	S	(S)				(S)											
34d/81	168/420	M	H	M		(S)				(S-L)											
34e/81	168/420	M	H	M		(S-L)				(S-L)											
59a/81	204/413	M	H	M	L	(S)				(S)											
59b/81	204/413	M	H	M-H		(S-L)				(L)											
151/81	056/369	M	L	H		(S)															
170/81	027/415	M	H	M-H	S-L	(S)										S					