

KAPITEL 3

KALAKDEKKEKOMPLEKSET.

Dekkebergartene som er skjøvet over Komagfjordvinduet bergarter er en del av Kalakdekkekomplekset. Det kan skilles ut fem separate dekkerinnen dekkepakken i området som omhandles av denne oppgaven.

Underst ligger Lerresfjorddekket, og derover følger Komagfjord-, Kufjell-, Lamvik- og Korsklubbendekket.

Holtedahl (1918) er den eneste som har publisert arbeider fra dekkebergartene, men han begrenset seg til spredte observasjoner av bergartstyper, og var ikke klar over at det forekom skyvedekker her.

Kalakdekkekompleksets undergrense ble imidlertid trukket noenlunde riktig av Reitan under kartlegging av Komagfjordvinduet.



Fig.72a Kalakdekkekompleksets undergrense. Fig. viser underste dekkeenhet, Lerresfjorddekket, som faller svakt mot venstre i bildet. Kløven i den underliggende Lomvannformasjonen er som en ser klart diskordant til skyvekontakten.

Kap. 3.1

LERRESFJORDDEKKET.

Dekket kan inndeles i fire formasjoner som har innbyrdes primære grenser. Hva som er stratigrafisk topp og bunn i lagrekken kan ikke avgjøres da opp/ned-strukturer bare er observert ved en lokalitet (se fig.74)

Strukturelt underst ligger Vieluftvannformasjonen, og denne overleires av Ytre Vieluft-, Goppe- og Stefjellformasjonen.

Formasjonsnavnene har ikke alltid sammenheng med det stedet der formasjonene er best utviklet. Mangel på geografiske navn i typeområdet gjør imidlertid at endel navn (f.eks. Goppe og Stefjell) er tilfeldig valgt innenfor formasjonens utbredelsesområde.

Da formasjonene har vært utsatt for to faser med tett/isoklinal folding, og gode markeringshorisonter ikke opptrer, har jeg ikke forsøkt å beregne de reelle mektigheter.

Vieluftvannformasjonen

Dette er en båndet, grå-beige, finkornet metapsammitt i veksling med mørkere, glimmerrike lag. Den er blottet fra Korsfjord til like syd for Store Lerresfjord. Størst utbredelse har den i området syd for Vieluftvannene der den vertikale mektighet er ca. 100 m, men mot nord og SV skjæres mestedelen vekk av skyveplanet, og mektigheten reduseres her til noen få meter.

Dens båndete utseende har formasjonen fått ved en veksling av rene, blåhvite kvartslag, kremfargete feltspatrike og grålige glimmerrike lag. De pelittiske lagene er grå-sorter. Hvorvidt de rene kvartsittiske lag er primære eller rekrystallisererte kvartsårer er det ikke mulig å si. De tynner ofte ut langs lagning (bånding), men det gjør også de andre lagene, så det kan være tektonisk betinget.

Tykkelsen på de forskjellige lagene varierer fra mm til et par cm. Primære strukturer/texturer er ikke funnet, bortsett fra den vekslende litologi som må representere en sedimentær lagning.

Strukturelt dominerer en tett/isoklinal foldefase (F2) som har en godt utviklet akseplanskifrihet som gir den flattliggende regionale skifrihet i formasjonen. Biotitt, muskovitt

og kvarts er orientert i dette. Lineasjon langs foldeaksene er svært framtrædende i denne formasjonen.

Endel mindre kvarts/feltspat-segresjoner forekommer, disse er foldet av F2-foldene.

Ytre Vieluftformasjonen.

Formasjonen er stort sett begrenset til opptreden syd for Store Lerresfjord der den er mektigst i Ytre Vieluftområdet, men kiler ut mot syd og er bare noen få meter mektig ved Korsfjord. Det finnes imidlertid endel mindre forekomster langs dekkets underdel også i området mellom Store Lerresfjord og Lerresfjord-dal.

En mafisk eruptiv og dolomitt (med tilhørende dolomitt-rike sedimenter) veksler i lag parallelt den regionale skifrigheten, S2. Kontaktene er alltid skifrige mellom eruptiv og sedimenter, og sikre primære kontakter er ikke observert (se fig. 163). Den nåværende lagning ansees derfor i stor grad å være tektonisk.

Dolomitten er lett kjennelig på sin gule vitringsfarge, i friskt brudd er den imidlertid melkevit. Lagning innen dolomitten er bare unntaksvis observert, den dominerende planstruktur er den regionale skifrighet. Lokalt sees imidlertid kvartslag som kan representere primær lagning. Denne kvartsen har imidlertid blitt mobilisert etter avsetning og er blitt avsatt på sprekker. Kvartslag kan derfor ikke alltid brukes som et definitivt kriterium på primær lagning. De avbildete eksempler synes imidlertid å levne liten tvil om at det er primær lagning som er foldet (se fig. 83). Veksling av glimmerrike (pelittiske) lag som skjærer skifrigheten anses som sikre tegn på primær lagning (se fig. 72b).

Foruten den karakteristiske gulvitrede dolomitten finns det også blågrå, lilla og rosa varianter, men disse har mindre utbredelse. Fargebånding kan observeres stedvis i disse lag. En gråblå dolomittisk sandstein opptrer også lokalt i forbindelse med dolomitten.

Den mafiske eruptiv er finkornet, grønn og nokså massiv vanligvis. En svak bånding eller grov benkning er dog oftest tilstede. En uorientert, magmatisk tekstur er vanligvis tydelig

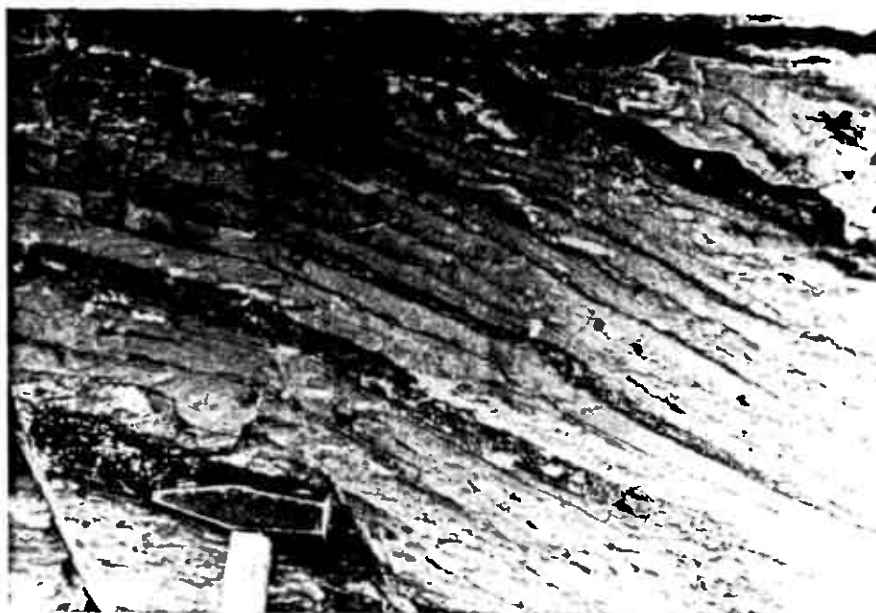


Fig.72b Primær lagning i dolomitt karakterisert ved veksling av lyse rene dolomittlag, og mørke, mer pelittiske. S2-skiffrigheten (subhorisontalt på fig.) skjærer lagningen.



Fig.73 Putestrukturer i mafisk eruptiv ved Sommernes.

selv om den er noe modifisert ved vekst av metamorfe mineraler og suturerte grenser mellom albittkorn. Mer eller mindre saussurittisert albitt og aktinolit med blek pleokroisme utgjør hovedmineralene i alle undersøkte prøver, mens biotitt, epidot, kloritt, erts, titanitt (+ leucoxen) og kvarts opptrer i varierende mengder. Som accecorier opptrer apatitt og sericitt.

Deformerte prøver med en tektonisk bånding/skifrichet har et høyere innhold av mørke mineraler enn udeformerte. Dette anses som et resultat av omdanning av plagioklas under deformasjon til mørke mineraler.

Langs øvre grense mot Goppeformasjonen er eruptiven mer finkornet enn vanlig, tildels med fenokrystaller. Finfordelt ilmenitt har en markert høyere konsentrasjon her enn ellers i bergarten. Ved en lokalitet opptrer strukturer som minner svært om putelava (se fig. 73).

Middelskornete mafiske ganger opptrer lokalt i den mer finkornete eruptiven og representerer tydeligvis senere intrusivganger. Mineralogisk og texturelt er den lik den finkornete varianten. Fargen varierer fra spettet hvit/sort i friske varianter, mens andre, ofte tydelig deformerte eksemplarer er mer eller mindre grønne p.g.a. saussurittisering av plagioklasen. Enkelte består hovedsakelig av epidot. Gradvise overganger fra friske til sterkt omvandlete boudins gjør at jeg anser dem alle å ha samme opphav. Gangene er vanligvis brutt opp, og ligger som boudins i skifricheten, men ved endel lokaliteter kan en iaktta deres primære intrusive natur.

Goppeformasjonen.

Tektonisk over Ytre Vieluftformasjonen hviler med sedimentær kontakt en karbonatrik psammittisk/konglomeratisk sekvens. Denne enheten opptrer i et smalt belte fra Korsfjord til Sommersnes. Mektigheten er størst i bunnen av Komagfjord der den er opptil 60-70 m, men enheten kiler raskt ut til noen få meter mot nord og syd. Den tektoniske undre del utgjøres av psammittiske lag, mens konglomeratlagene bare finnes innen de øverste 10m. i veksling med psammittlag. En gradvis overgang fra

psammitt i bunnen til grovere lag mot toppen kan observeres.

Bollematerialet er granodioritt, kvartsitt (hvit og rødsort) og årekvarts. Bollene er rundete til subangulære. Kvartsittbollene er ofte tabulære, mens granodiorittbollene ofte har en mer ekvidimensjonal form. Største bolle er en granodioritt 30x18 cm, målt i et snitt normalt lagning.

Sorteringen av konglomeratsonene er dårlig. Matrix er rekrySTALLISERT og består av karbonat, muskovitt, kvarts og feltspat. Orientering av boller er svak, bare større tabulære boller er vanligvis orientert med lengsteakse i lagning, i snitt parallelt med lagning sees overhodet ingen orientering. (se fig. 74 & 75). Den ovenfornevnte orientering i lagning ansees å være sedimentær, og bollene har da ingen tektonisk orientering til tross for den gode skifrichet. Dette er av Roberts (1974) tolket som at all deformasjonsspenning er opptatt av den karbonatrike grunnmassen.

De psammittiske lagenes sammensetning er omtrent som konglomeratlagenes.

Sekvensen har vanligvis lys beige vitringsfarge, lokalt med lyse grønne lag i den psammittiske delen. På vitret flate har selektiv vitring aksentuert den flattliggende lagning karakterisert ved vekslende glimmerinnhold og lokal fargebånding.

Kvarts/feltspat-segresjoner og kvartsårer forekommer innen de psammittiske lag, men er ikke observert innen konglomeratistiske horisonter. Der de observeres er de tydelig pre til den regionale skifrichet.

På grunnlag av at konglomeratbollene ligger i den tektoniske øvre del av sekvensen har Roberts (1974) antydnet at lagrekken kan være invertert. Krysskiktning som er observert ved en lokalitet viser at lagene der ligger med rett vei opp (fig. 74), men da to tette/isoklinale foldefaser har påvirket dekket betyr en slik observasjon svært lite. Det dolomittiske innslaget i matrix kan stamme fra den tektonisk underliggende dolomitt, men bollematerialet synes å være eksotisk.

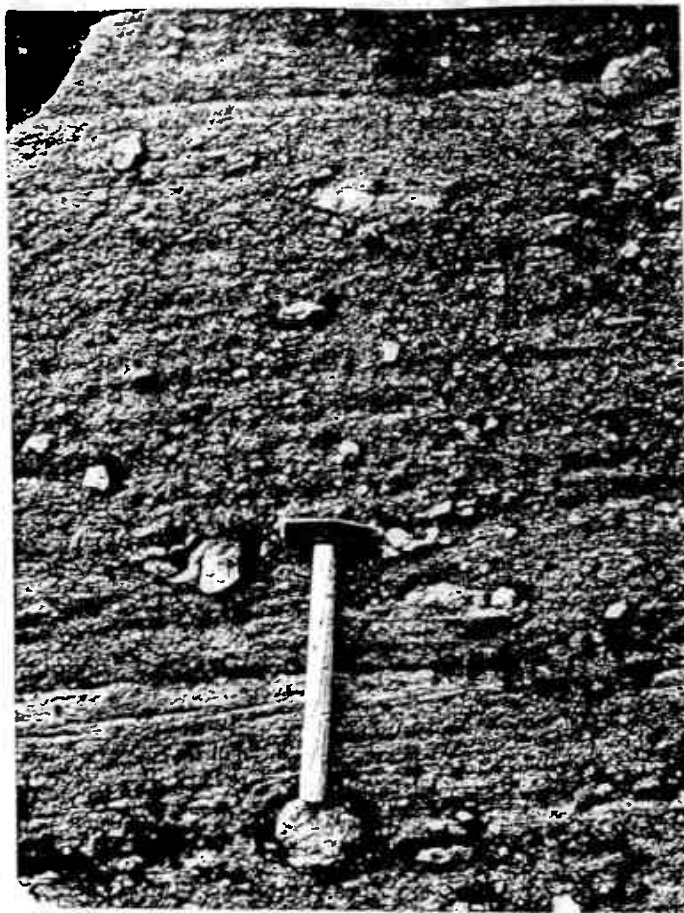


Fig.74 Konglomerat i övre del av Goppeformasjonen. Större, tabulære fragmenter viser orientering i den flattliggende lagning, men ingen tektonisk deformasjon av boller sees. Legg merke til krysskiktingen i undre del.



Fig.75 Samme konglomerat som fig 74, fotoet er tatt normalt på lagflaten og viser ingen tendens til orientering av boller.

Stefjellformasjonen.

Denne formasjonen utgjør hoveddelen av Vargsunddekket, og bortsett fra intrusivene dekker den hele området fra Store Lerresfjord til Saraby. Den forekommer også mellom Store Lerresfjord og Komagfjord der kontakten mot den tektonisk underliggende formasjon er blottet.

Formasjonen utgjøres hovedsakelig av monotone, finkornete epidot-aktinolit-kloritt-skifre som jeg har kalt grønnskifer. I øvre del av Goppeformasjonen forekommer noen få tynne lag av den samme skifer langs lagning, og da kontakten mellom de to formasjonene er sedimentær, synes det å være en gradvis overgang mellom de to enhetene.

En mer eller mindre framtrædende laminasjon eller fin bånding er ofte tilstede. Denne er vanligvis karakterisert ved variasjoner i grønnfarge mellom de forskjellige lag, men tynne kvarts-, kvarts/feltspat- og kalkspat-lag opptrer også som en del av båndingen. Variasjoner i grønnfarge er både et resultat av veksling av aktinolittrike med epidot/klorittrike lag, og varierende innhold av lyse mineraler.

Båndingen er parallell med den flattliggende, regionale skifriheten.

En konglomeratsone av svært lokal utbredelse nord for Gufsvikklumpen er en av de få litologiske variasjoner av betydning innen denne enheten. Bollematerialet er kvartsdiorittisk gneiss, tourmalinrik kvartsitt, ertsrik mafisk eruptiv, epidotfels, middelskornete amfibolitter og årekvarts. Matrix er rekrystallisert og består av biotitt, epidot, kvarts, albitt, kloritt og erts. Bollene er fra 2 til 20 cm, de fleste tydelig flattrøkt i skifriheten.

Lengre nord finnes det en sone med kvarts-og feltspat-rike skifre der granat opptrer relativt hyppig, mens den ellers i formasjonen er svært sjelden.

INTRUSIVER.

Alle intrusiver predaterer den regionale skifrichet.

Aktinolitt - amfibolitter

Denne gruppen består av mer eller mindre omdannede mafiske intrusiver som opptrer både som store og små kroppar i grønnskiferen. I dag er de middels kornete, mørk grønn til grønn-hvit farge, og kan stort sett kalles aktinolitt-amfibolitter p.g.a. sitt høye innhold av mørke mineraler, særlig aktinolitt.

Aktinolitt viser lokalt rester etter tidligere hornblende da en kan se kjerner med brunlig pleokroisme og ertsutfelling i enkelte korn (se fig. 76).

Foruten aktinolitt og epidot, utgjør plagioklas, som er omdannet til albitt, hovedmineralet. Bare i de mest uomdannede kroppene er den magmatiske tekstur synlig.

De små kroppene opptrer vanligvis som linser langs skifricheten, noen ganger som boudins med ufolierte kjerner, andre ganger med gjennomgripende skifrichet. Fargen er oftest mørk grønn, og de er vanligvis svært omdannede. En mindre kropp øst for Linneset skiller seg ut fra de andre ved sine ideomorfe og store amfibolkrystaller og sin relativt friske feltspat. Mineralogien er imidlertid den samme som for de andre intrusivene.

Større kroppar opptrer helst i området ved Gufsvikklumpen og nordover.

Selve Gufsvikklumpen utgjøres av en middels kornet, grønn-hvit variant. Den er massiv i de sentrale deler, men skifrig rundt kantene.

Som ganger i denne opptrer en finkornet, mørk grønn amfibolitt som ikke er observert andre steder. Den store aktinolitt-amfibolittkroppen nord for Gufsvikklumpen er mer omdannet enn selve G.klumpen. Det har vanligvis en mørk grønn farge og en grov, gjennomsettende skifrichet.

Ultramafiske intrusiver.

Det finns to typer, begge opptrer nær større aktinolitt-amfibolittkroppar. Bortsett fra i enkelte skjærsoner der kroppene kan være svært skifrige, viser de lite tegn til deformasjon.

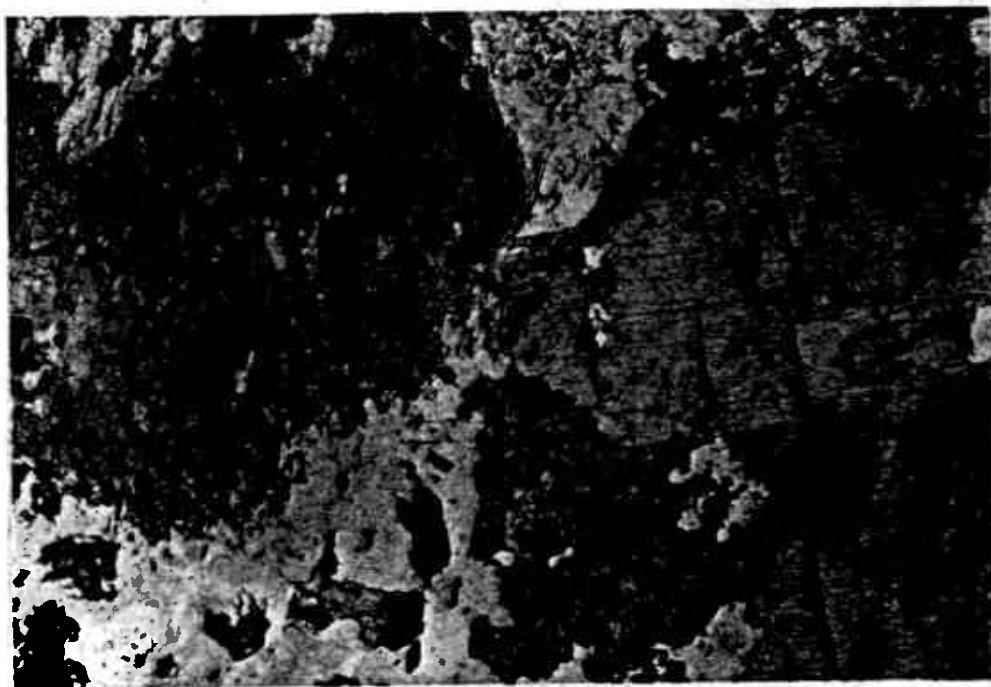


Fig.76 Slip nr.600/73 ||nicol 63Xforstørrelse
Aktinolitt med brunlige kjerner og ertsutfelling som
er rester etter tidligere hornblendekorn.



Fig.77 Slip nr.315/73 Xnicol 63Xforstørrelse
Ultramafisk intrusiv type 1. Primær olivin er fortsatt
synlig, men bergarten er sterkt retrogradert.

Type 1: Forekommer nær Gufsvikklumpen i en stor og endel mindre kropper intrudert i Stefjellformasjonens grønnskifre. Den er middels kornet og har rød vitringsfarge. Den er delvis omdannet til serpentin, kloritt og karbonat, men olivin utgjør fremdeles en stor del av bergarten (se fig. 77).

Type 2: Forekommer nær Eielborgfjell. Den har lys grå vitringsfarge og er fullstendig omdannet til serpentinit (se fig. 78). Intruderer hovedsakelig Stefjellformasjonen, men en mindre gang gjennomsetter også Goppeformasjonen.

Kvartsdioritt.

En større kropp dekker mestedelen av området mellom Lille Lerresfjord og Vargsund, mens mindre kropper og årer finnes hyppig i Stefjellformasjonen, men ikke i de andre. Kvartsdioritten er middels kornet/finkornet, lokalt med fenokrystaller av plagioklas. Plagioklasen er i dag omdannet til albitt som utgjør hovedmineralet, ca. 70-80%, mens kvarts har 10-20% og muskovitt har ca. 10%. I mindre mengder opptrer epidot, kloritt, biotitt og mikroklin.

Sammensetningen varierer svært lite mellom de små og den store kroppen, og de antas å ha samme opphav. Den magmatiske, uorienterte tekstur er bevart, men senere deformasjon og metamorfose har ført til migrering av korngrenser slik at primære korngrenser vanligvis ikke er synlige. Noen ganger sees imidlertid en ideomorf, omdannet kjerne omgitt av en klar, uregelmessig albittrand. Kjernen representerer da sannsynligvis primære korn. Kontakten mellom den store kroppen og grønnskiferen er relativt jevn, men med ganger som lokalt stikker ut fra hovedkroppen (se fig. 79).

Langs kontakten opptrer noen ganger hyppige, mindre epidotknoller i grønnskiferen, noe som sannsynligvis må tilskrives kontaktmetamorfose. Den regionale skifrichet er utviklet også i kvartsdiorittene, og kan i mindre ganger bli nokså gjennomsettende. I den store kroppen opptrer vanligvis bare en grov planstruktur, bortsett fra ved Vargnes, der en mylonittisert sone opptrer.

Som en ser av fig. 79 skjærer skifricheten kontakten mellom intrusiv og grønnskifer.

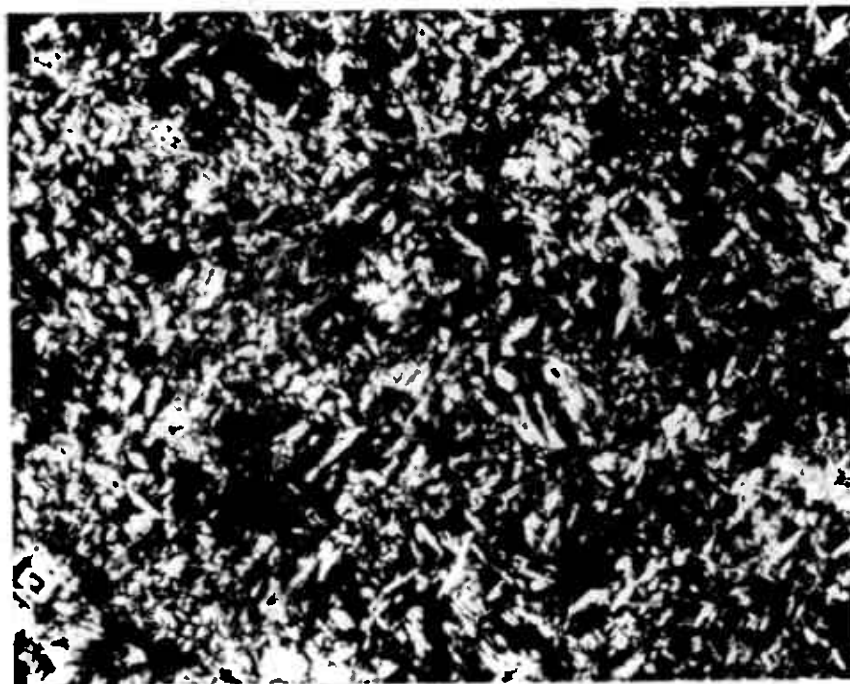


Fig.78 Slip nr.540/72 Xnicol 25Xforstørrelse
Fullstendig serpentinisert ultramafisk intrusjon (type 2)



gr.sk
kv.dior

Fig.79 Kontakt mellom kvartsdioritt og grønnskifer.
Legg merke til gangen som stikker ut fra hovedkroppen
i venstre hjørne. En ser at den flattliggende skifrihet
skjærer kontakten.

STRUKTURER OG METAMORFOSE

Første deformasjonsfase.

Sikre folder av denne fase er ikke observert, men rester etter en pre-S2 planstruktur, S1, som helst opptrer i psammittiske og dolomittiske litologier må indikere en pre-S2 deformasjon.

S1 er karakterisert ved planorientering av glimmer, muskovitt i dolomittiske lag og biotitt og muskovitt i psammittiske. Ved skjæring mellom de to planstrukturene S1 og S2, sees ofte S1-glimmeraggregater som isolerte buer/folder mellom S2-planene (se fig. 80), hvilket viser at det må ha vært bevegelse i S2. Nær S2-planene er S1-glimmeraggregatene bøyd inn mot disse, et fenomen som er typisk for kruskløv (strain-slip cleavage).

Noen ganger ser en S1 opptre parallelt den primære lagning, S_L, i F2-foldekne (se fig. 81), mens ny glimmer rekrystalliserer i akseplanet. En viss dreining av S1-glimmer inn i S2-plan har foregått også her, men oftest uten forskyvning i S2.

Vanligvis sees imidlertid bare en glimmerfoliasjon, S2, og grunnen til dette må sannsynligvis være at de to planstrukturene som har svært lik mineralogi faller sammen. I slike tilfeller er S2 en sammensatt planstruktur.

Grunnen til at det i grønnskiferen bare unntaksvis kan observeres spor etter S1 må være at denne inkompetente litologi har blitt så flattrøkt i S2 at en eventuell vinkel mellom S1 og S2 blir svært liten og vanskelig å få øye på.

Lange veiskjæringen på sydsiden av Store Lerresfjord kan en i flere lokaliteter se klare eksempler på pre-eksisterende boudinering i dolomittiske lag som er blitt foldet av F2-folder. Disse kan være oppstått under første deformasjonsfase.

Der den primære lagning opptrer sammen med S1, er S1 parallell eller subparallell til denne, og S1 er den første tektoniske planstruktur som påvirker den. Dette betyr at S1 er forbundet med første deformasjon av lagpakken, og at eventuelle F1-folder sannsynligvis har vært tette/isoklinale.

S1-mineralogien med biotitt og muskovitt indikerer en midlere grønnskiferfacies regionalmetamorfose.



Fig.80 Slip nr.430/74 ||nicol 25Xforstørrelse
Sandstein med pelittisk lag fra Vieluftvannformasjonen
som viser S1-glimmer bevart mellom den omliggende S2-
skiffrighet.

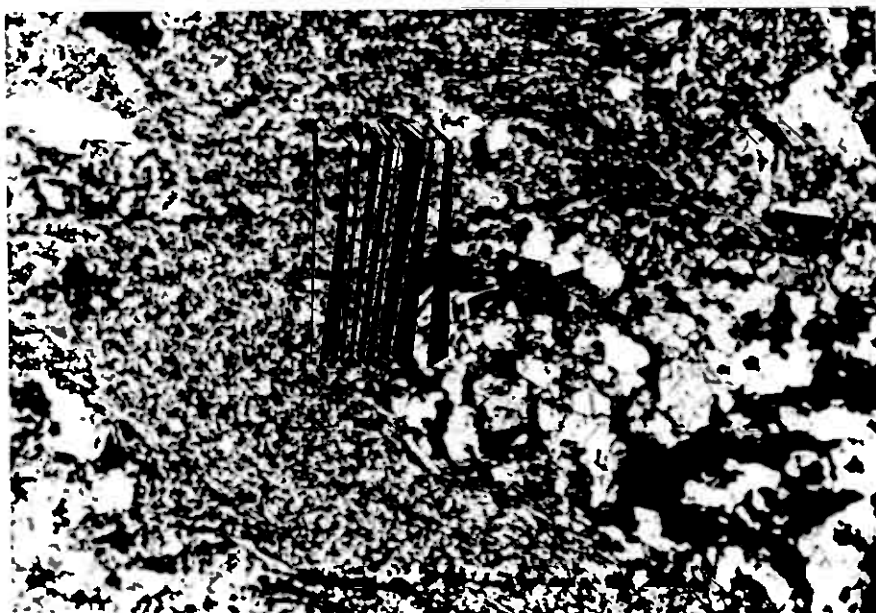


Fig.81 Slip nr.289/73 Xnicol 25Xforstørrelse
P2-foldekné i vekslning av fin/grovkornete lag fra Ytre Vie-
luftformasjonen. Legg merke til S1-glimmer som bøyes
rundt i foldekné, mens ny S2-glimmer er orientert i akseplanet.

Annen deformasjonsfase F2.

Denne fase resulterer i folding av S_L og S_1 , med delvis utvisking av S_1 i grønnskifre.

Større folder er ikke observert, hvilket må tilskrives mangel på utholdende markerte horisonter. Småfolder forekommer i Vieluftformasjonen, og endel er observert i Ytre Vieluftformasjonen. Ellers er det imidlertid sparsomt, og innen den vidstrakte Stefjellformasjonen er det bare observert fire F2-folder. To av dem er funnet i psammittiske horisonter nær Sarabyfjell, og de to andre i en kvartsdiorittgang på nordsiden av Store Lerresfjord. (se fig. 82).

Foldene er liggende og assosiert med en velutviklet akseplanskifrihet som utgjør den regionale, flattliggende skifrihet, og en markert lineasjon opptrer langs aksene.

Senere deformasjonsfaser har ført til at S_2 -skifriheten kan vise svært varierende orientering, særlig i Stefjellformasjonens inkompetente grønnskifre (se fig. 92c). Lineasjonens orientering synes imidlertid lite påvirket av senere deformasjon.

Bølgelengden overstiger sjelden 1 m, mens amplityden kan gå opp i 2-3m der den kan måles (se fig. 83). Foldene er sylindriske innenfor blotningens størrelse og parasittfoldenes forhold til moderfoldene er kongruent. I regional målestokk synes imidlertid F2-foldingen å være ikkesylindrisk da aksene ser ut til å vise en dreining på nesten 90 grader.

Foldestilen er oftest tett, angulær med strekning langs sjenklene og fortykning i foldekne, og minner således om "similar" folder. I Vieluftformasjonen viser tynne kvartslag tette isoklinale folder av F2-fase, men da lagene ikke viser særlig variasjon i den ortogonale tykkelse fra sjenkel til kne, må de betegnes som parallelle folder (se fig. 84)

Dannelsesmekanismen for "similar" folder innebærer differensiell glidning i plan parallell akseplanet, men en slik mekanisme er ikke mulig for dannelsen av de ovenfornevnte parallelle folder. Den regionale foldemekanismen må derfor ha vært dannelsen av parallelle folder med senere flattrykning, som beskrevet under F1-fasen i Komagfjordvinduet's prekambriske bergarter.



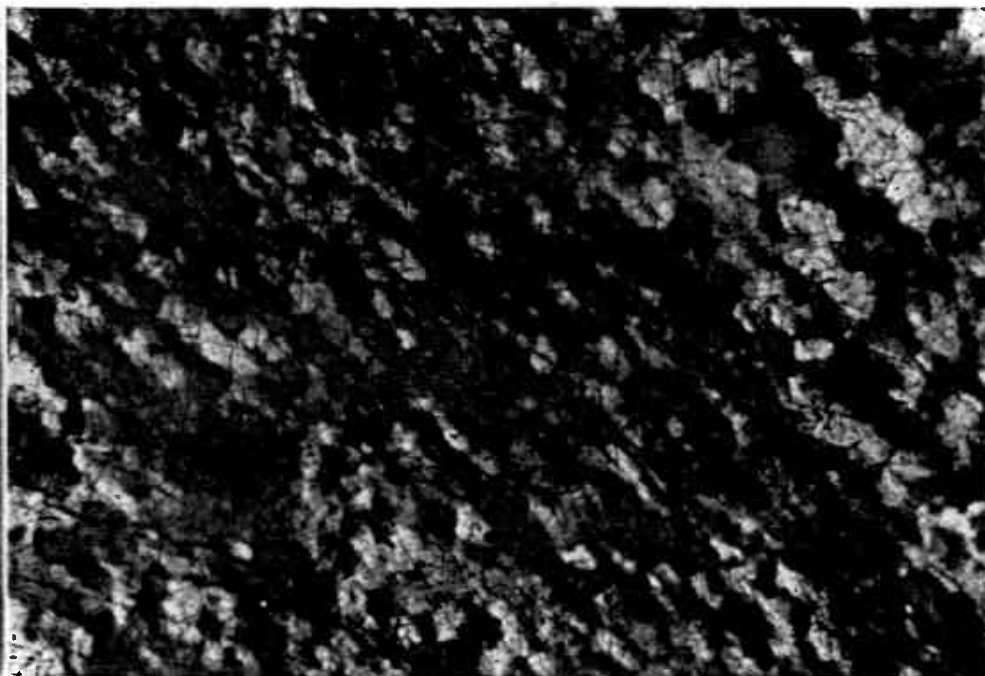
Fig.82 Kvartsdiorittisk gang med F2-fold som folder den tidligere S1-skiffrigheten.



Fig.83 F2-fold i dolomitt med kvartslag. Denne fold er blant de største som er observert av denne fase. Denne litologi synes å ha vært relativt kompetent under foldingen og viser ikke særlig strekning langs sjenklene.



.84 F2-folder i Vieluftvannformasjonen. Legg merke til foldete kvartslagene som viser liten variasjon i lagkølelse fra sjenkel til foldekne.



.85 Slip nr.426b/74 Xnicol m/gipsblad 63Xforstørrelse. Det er orientert parallelt akseplanet til en F2-fold som har kvartslag (i dolomitt). Legg merke til den dimensjon og optiske orientering som er parallell F2-aksen.

Lineasjoner.

F2-fasen er som nevnt innledningsvis kjennetegnet ved en velutviklet lineasjon, L2, langs aksene. Dette gjør en ofte i stand til å bestemme foldeaksen i områder uten folder, men med en fremtredende lineasjon. Da det også foreligger en senere lineasjon i forbindelse med overskyving, må imidlertid denne metode anvendes med varsomhet.

Den mest vanlige L2-lineasjon er mineralorientering. Særlig karakteristisk er et stenglig mineral som aktinolitt i grønnskifer, mens glimmer (sericitt) vanligvis er mest fremtredende i andre litologier. Kvarts opptrer også med både optisk og dimensjonal orientering i L2, (se fig. 85). Senere rekrySTALLISASJON og deformasjon har ofte visket ut denne tekstur, (se fig. 86). Det samme er tilfelle for kalkspat/dolomitt som svært ofte viser polygonal-tekstur.

I dolomittiske litologier resulterer skjæring mellom S₂ og S_L/S₁ i 'mulliondannelse' (se fig. 87), og der kvarts er tilstede i dolomitt fås ofte kvarts-staver (rods) langs aksene (se fig. 88). Vieluftformasjonen har en fremtredende kvartssericitt lineasjon, lokalt også med mullions og rods.

Ofte viser også aktinolitt-amfibolittkropper i Steffjellformasjonen orientering av aktinolitt, og da denne orientering alltid passer overens med den lokale aktinolitt-lineasjon i omliggende, finkornete grønnskifre antas de å ha samme opphav. Dette kan lokalt resultere i 'rodding' (se fig. 89).

Boudins.

Av andre strukturelementer som har oppstått i forbindelse med F2-fasen kan nevnes boudins. Slike har en svært liten utbredelse i dekket, bortsett fra i dolomittiske litologier der de kan forekomme ganske hyppig, mens grønnskifrene fører svært lite boudins. Slike strukturer krever en vekslende litologi med forskjellig kompetanse for å dannes, og dolomittiske lag som lokalt veksler mellom massive benker og mer glimmer-

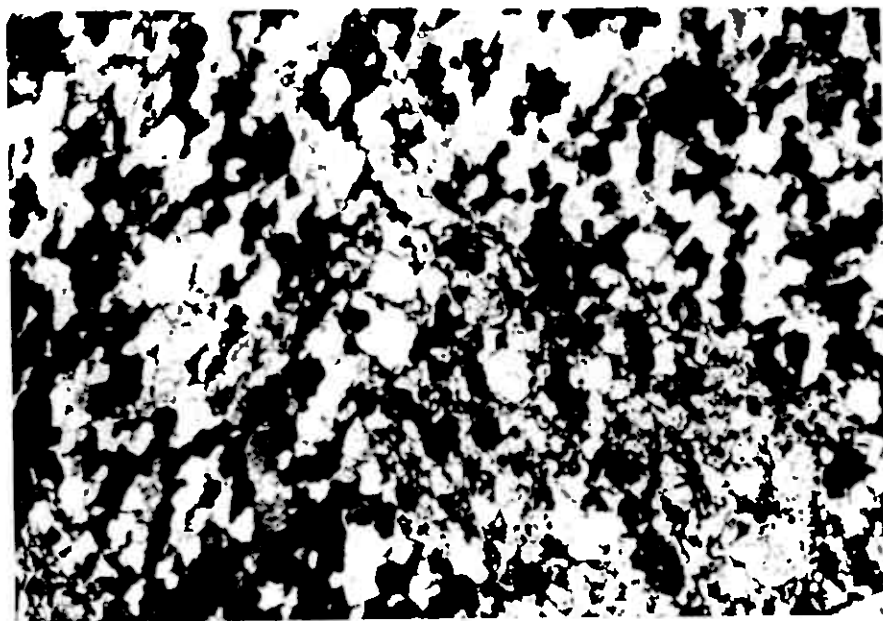


Fig.86 Slip nr.430/74 Xnicol 63Xforstørrelse
F2-foldekne i Vieluftvannformasjonen, slippet orientert
normalt aksen. Legg merke til kvarts som p.g.a. senere
deformasjon er blitt reorientert i rene kvartslag, mens
de glimmerførende lag fremdeles viser S2-orientering.

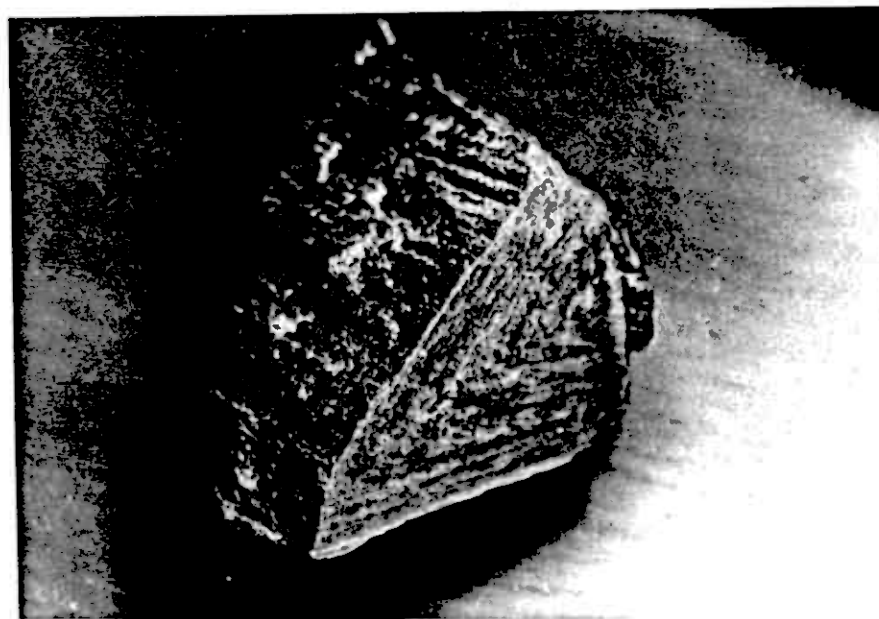


Fig.87 F2-fold i dolomittisk sediment fra Ytre Vieluft-
formasjonen. Legg merke til lineasjon ("mullions") langs
aksen.

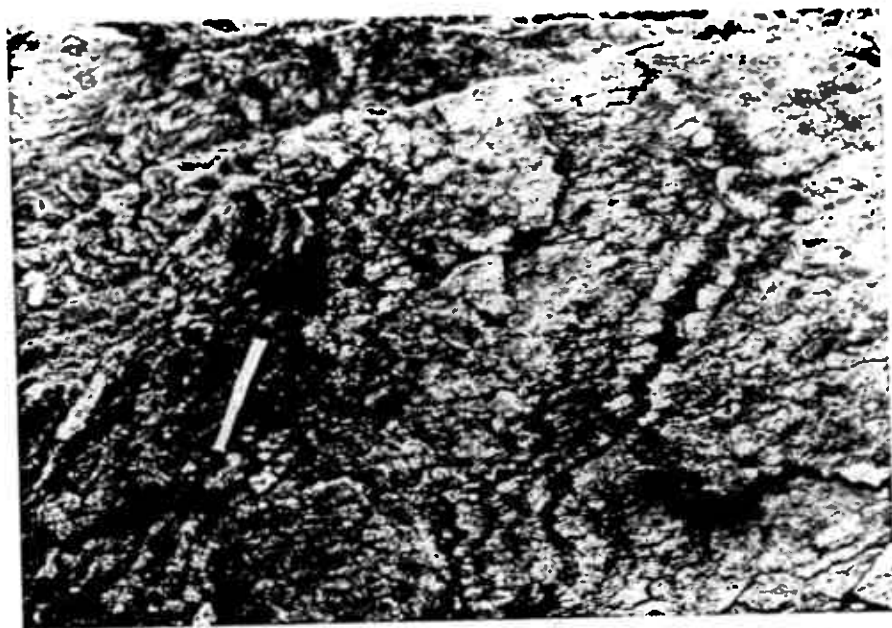


Fig.88 F2-fold i dolomitt(vitrer lett) med kvartslag fra Ytre Vieluftformasjonen. Legg merke til skjæring mellom akseplanskifrihet og lagning som danner kvartsstaver langs foldeaksen.



Fig.89 "Rodding" i aktinolitt-amfibolittkropp.

rike lag skulle derfor være bedre egnet for boudinage enn de ensartete grønnskifrene.

Boudinene er vanligvis ikke observert i tre dimensjoner, men der lengsteaksen kan observeres faller den sammen med L2-retningen (se fig.90). Deres dannelse synes derfor å henge sammen med den generelle strekning under F2-fasen.

Forholdet mellom L2-lineasjon og F2-akser.

Fra Stefjellformasjonen foreligger det som nevnt bare få observasjoner av F2-folder. En båndet kvarts, tremolitt, ertsførende bergart som er foldet i F2-folder med mullions langs aksene viser imidlertid en markert orientering av tremolittens lengsteakser langs foldeaksene, og det er nærliggende å se dette i sammenheng med den markerte aktinolitt-orientering i formasjonen. Mineralorientering langs F2-akser beskrevet også fra andre formasjoner i dekket gjør det rimelig å anta at den gjennomgripende mineralorienteringen i Stefjellformasjonen (se fig.91) også representerer L2, d.v.s. F2-aksen.

Denne antagelse styrkes ytterligere når en ser hvorledes den generelle amfibolorientering faller sammen med observerte foldeakser. I området syd for Store Lerresfjord har F2-aksene en relativt konstant NV-lig orientering, hvilket også er tilfelle for amfibolens lengsteakser. Nord for Store Lerresfjord begynner amfibolene å dreie mer vestlig, og videre nordover mot Sarabyfjell når de sin mest ekstreme retning, nemlig SSV. Den ovenfor beskrevne F2-fold ligger nettopp i dette området, og dens SSV-lige retning stemmer godt overens med amfibolorienteringen i området, se strukturkart.

Det fremkommer således en regional, gradvis dreining av F2-akser fra NV til SSV når man går fra syd til nord. Dette må være et primært trekk ved deformasjonen, da det ikke kan tenkes at noen av de senere deformasjonsfaser skulle kunne ha hatt en slik innvirkning på F1-aksene.

Fig. 92b og 92d viser foldeakser og generell fiberlineasjon nord og syd for Store Lerresfjord. I disse figurer er også tatt med en NV-lig fiberlineasjon L_S som er oppstått under senere overskyving, da denne er vanskelig å skille fra L2 i felt, men samsvar mellom F2-akser og L2 skulle likevel fremgå av figurene.



Fig 90 Boudinert epidotknoll i grönnskifer. Legg merke til at boudinens lengsteakse har samme orientering som den generelle fiberlineasjon.



Fig. 91 Slip nr. 395/73 || nicol 63Xforstørrelse
Omgripende aktinolit-orientering i Steffjellforma-
sjonen. Slipet orientert parallelt S2-planet.

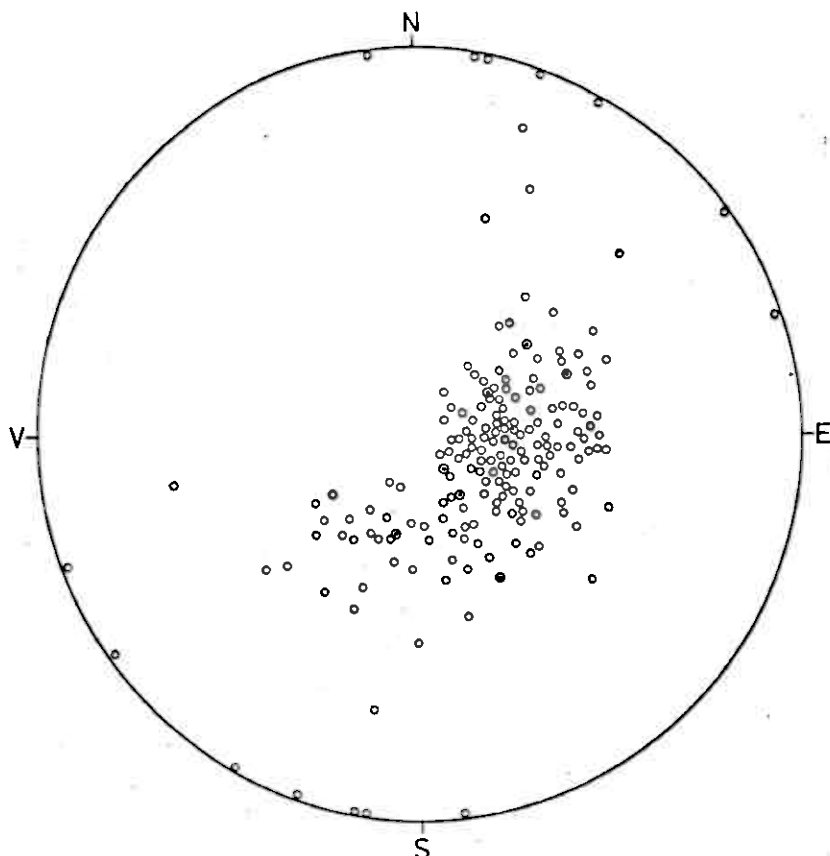


Fig. 92a Stereografisk projeksjon av poler til S2-plan (åpne sirkler) og primær lagning (sirkler med prikk) i Lerresfjorddekket syd for Store Lerresfjord.

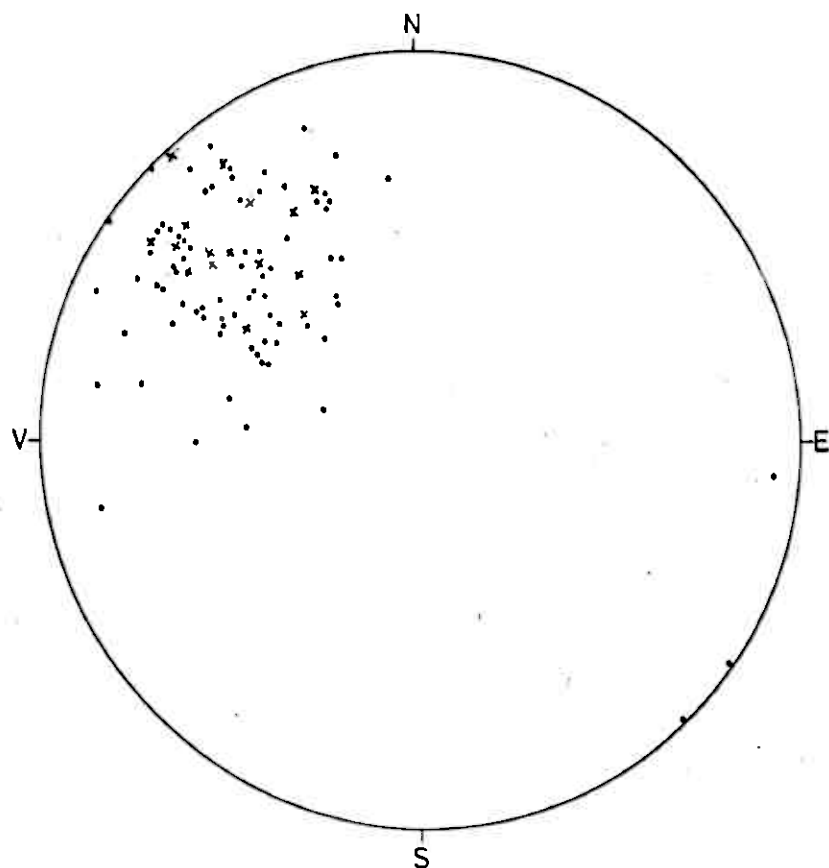


Fig. 92b Stereografisk projeksjon av F2-akser (kryss) og fiberlineasjon (prikk) i Lerresfjorddekket syd for Store Lerresfjord.

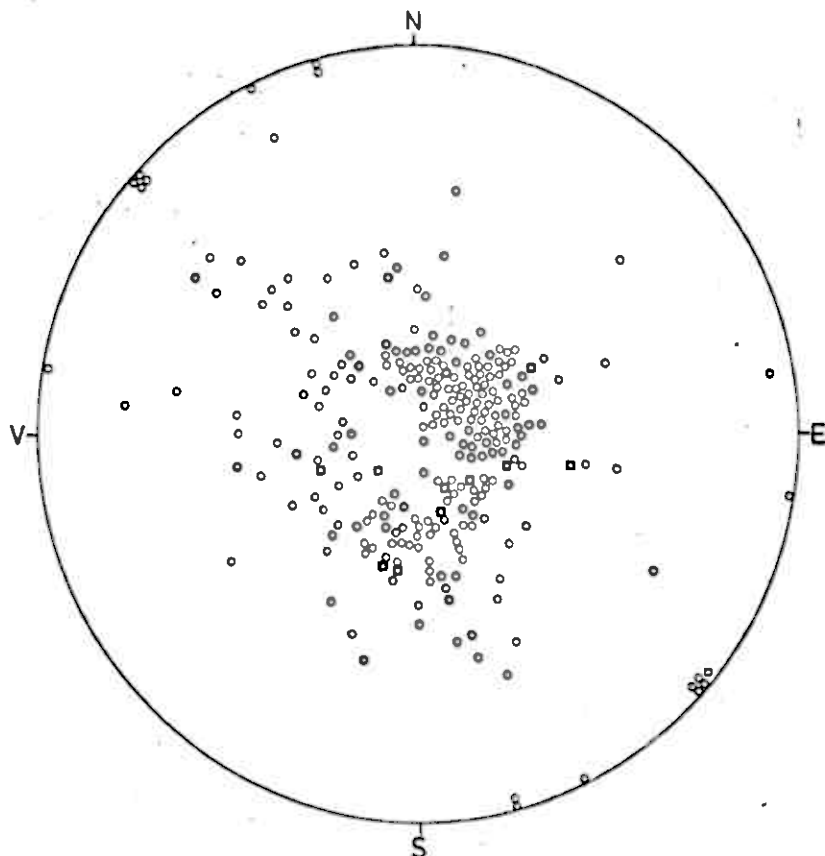


Fig.92c Stereografisk projeksjon av poler til S2-plan i Steffjellformasjonen nord for Støre Lerresfjord. Planstrukturen i kvartsdiorittkroppen som tildels er et resultat av senere mylonittisering er markert med åpne firkanter.

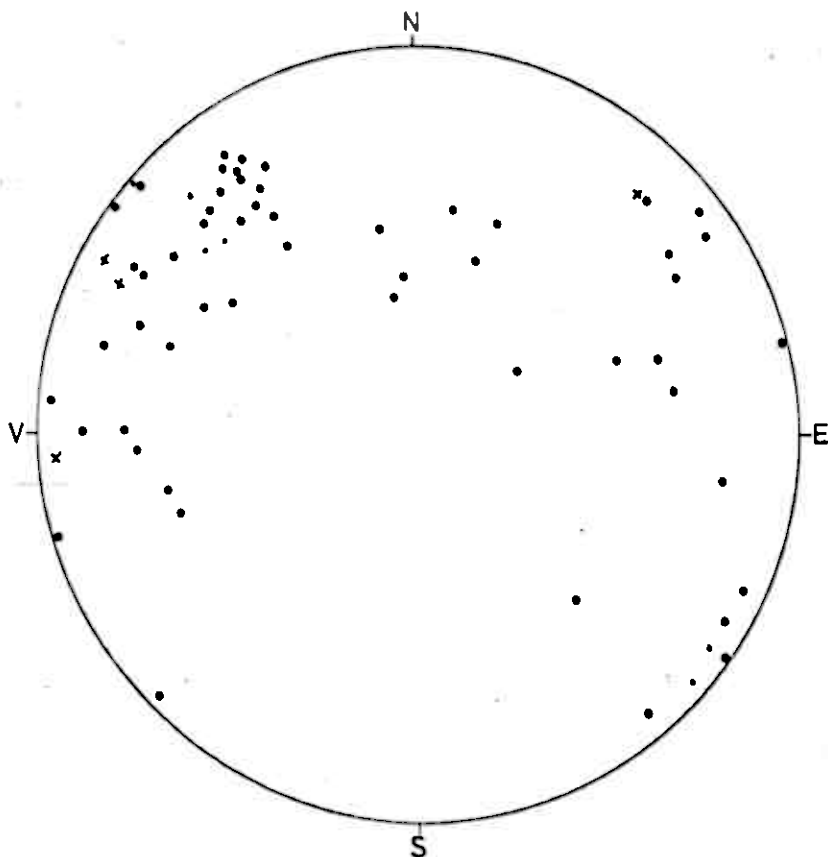


Fig.92d Stereografisk projeksjon av F2-akser (kryss), generell fiberlineasjon (store prikker) og fiberlineasjon i mylonittisert kvartsdioritt i Lerresfjorddekket nord for Støre Lerresfjord.

S2 skiffrighet.

Skiffrigheten, S2, som utvikles i akseplanet utgjør som nevnt den regionale skiffrighet i dekket. Den syntektoniske mineralogi viser at F2-deformasjon har foregått under midlere/øvre grønnskiferfacies regionalmetamorfose. Mineralselskapet varierer innen de forskjellige litologier og vil derfor bli behandlet mer detaljert senere i dette kapittel.

S2's egenskaper varierer også, og den kan inndeles i to grupper:

- A) I grønnskifrene er S2 svært gjennomgripende og tidligere korn opptre stort sett bare som spredte porfyrroklaster mellom S2-planene. Spor etter S1 sees svært sjelden (se fig. 93). Denne type kan også forekomme i mer kompetente litologier (se fig. 94).
- B) Mer kompetente litologier som f.eks. dolomittiske og psammittiske lag og intrusivene har imidlertid vanligvis sluppet lettere fra F2-deformasjonen. S2 er derfor ikke så gjennomgripende her, og tidligere teksturer mer fremtredende. I slike litologier er S2 ofte karakterisert ved gjennomsettende, adskilte plan med tidligere teksturer bevart mellom planene. Der tidligere kløv, S1, danner en vinkel med S2 kan dette resultere i utvikling av kruskløv (strain-slip cleavage) der S1 nær S2-planene dreies inn mot disse (se fig. 93).

Fig. 93a.



S2 kan også være karakterisert ved spredt opptreden av mineraler, særlig glimmer, som ikke er konsentrert i spesielle plan.

Den syntektoniske mineralutvikling i S2 plan er dominert av glimmer (biotitt og muskovitt), men også mindre kvarts- og albittkorn viser ofte en god planorientering i S2. Albitten har ofte suturerte, diffuse grenser, hvilket

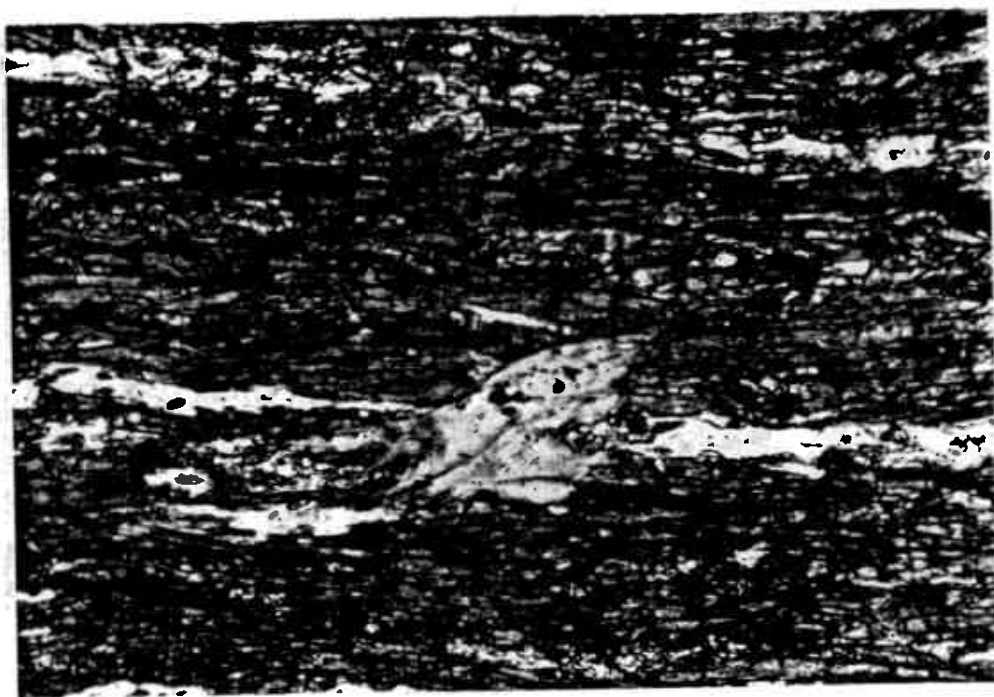


Fig.93b Slip nr.395/73 ||nicol 63Xforstørrelse
Gjennomsettende S2-skiffrighet i grønnskifer. Intet tegn
til tidligere korn/teksturer, men senere kloritt og epidot
vokser over S2 som er karakterisert ved aktinolitt og litt
biotitt og plagioklas/kvarts-aggregater. Slipet er orientert
normalt S2.

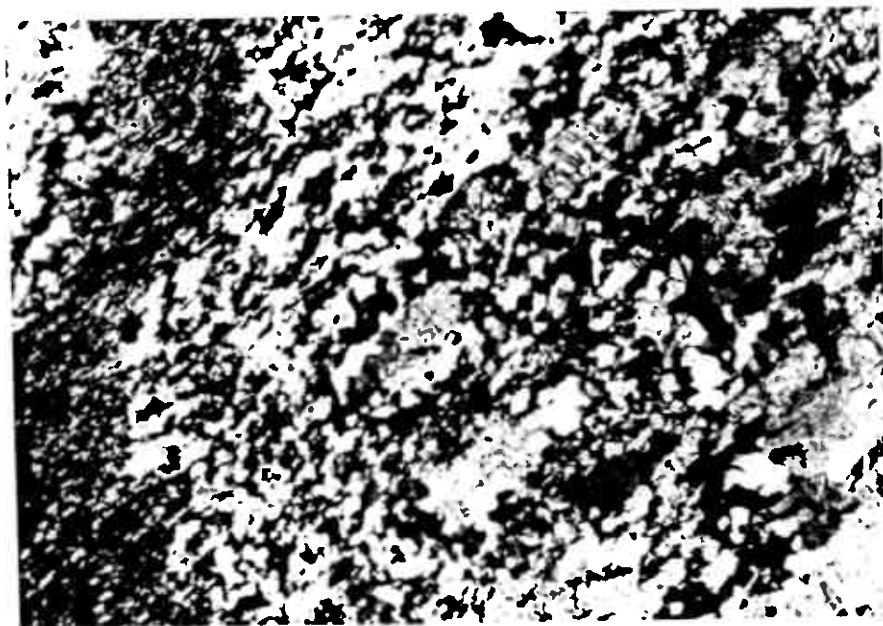


Fig.94 Slip nr.426a Xnicol 25Xforstørrelse
Gjennomsettende S2-skiffrighet i Ytre Vueluftformasjonen
karakterisert ved sericitt og kvarts.

tyder på at likevekt ikke foreligger, men kvarts har vanligvis rette grenser. Dette kan muligens bety at temperaturen ikke har vært høy nok i den siste del av F2-fasen til fullstendig rekrySTALLISERING av albitt, men kvarts som rekrystalliserer under lavere temperaturer har oppnådd likevektstilstand.

Granatvekst.

Lokal opptreden av syntektoniske granater viser at metamorfosegraden har vært øvre grønnskiferfacies lokalt, mens den ellers ikke har oversteget Bl.2. Fig.95a&b viser en granat-amfibolitt fra Sarabyfjell, og en ser at granatene må ha vokst under og etter F2-deformasjonen, muligens også før. Følgende kan observeres:

- Fig. 95a {
- a) S2 bøyer lokalt rundt granatenes kjerner
 - b) Kjernene har lite, og svært finkornete inneslutninger som ikke alltid er orientert.
 - c) Granatene vokser over S2-kløven som bøyer rundt kjernene.
 - d) Innesluttet avbøyd S2-"fabric" er grovere enn inneslutningene i kjernen.
- Fig. 95b {
- e) Noen granater viser innesluttet S-formet S2-fabric
 - f) Ytre del av endel granater er ideomorfe og vokser over S2, som aldri viser avbøyning rundt denne del av granatene, men støter imot.

Konklusjonen av disse punkter er at granatene har begynt å vokse tidlig i F2-fasen eller før denne tok til. Finkornete inneslutninger i kjernen og grovere mot kantene tyder på at bergarten var mer finkornet da granatveksten startet og ble grovere under den videre granatvekst. Hvorvidt de finkornete inneslutningene representerer Sl- eller tidlig F2-"fabric" er det imidlertid ikke mulig å avgjøre fra det foreliggende materiale. S-mønsteret i de ytre deler viser at granatene er blitt rotert mens de vokste under F2-fasen.



Fig. 95a Slip nr. 467/72 || nicol 63 x förstörrelse
Granatamfibolitt nær Sarabyfjell. Legg merke til at innesluttet S2-"fabric" bøyer rundt granatens kjerne som har
er finkornete og ikke så godt orienterte inneslutninger.

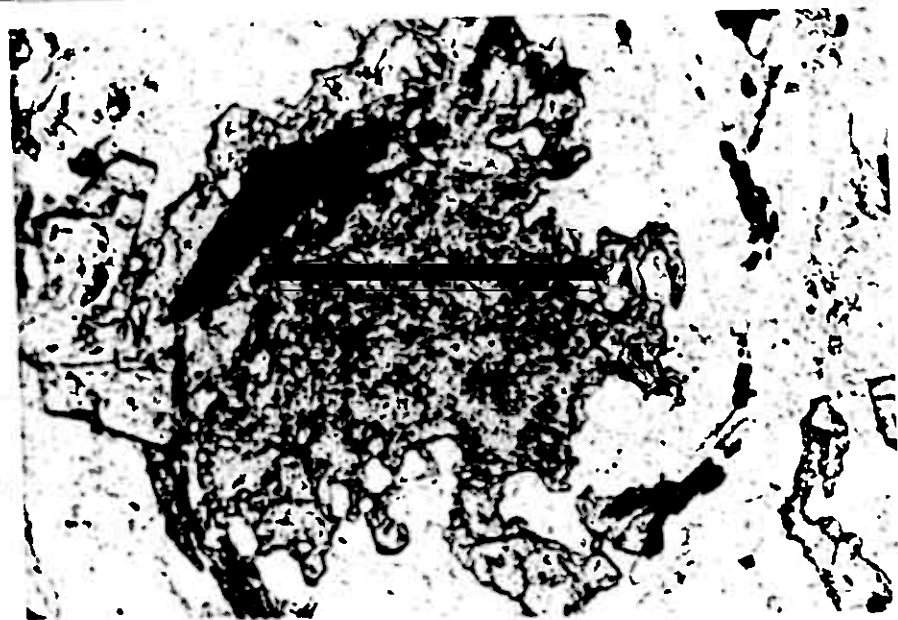


Fig. 95b Slip nr. 467/72 || nicol 63 x förstörrelse
Granatamfibolitt nær Sarabyfjell. Legg merke til S-førmet innesluttet S2-"fabric" og post-S2 vekst av ideo-
nerf granat langs øvre kant av fig.



Fig.96 Slip nr.549/72 11 nicol 25xförstörrelse
Biotitt/kvarts/feltspat-rik "grönskeifer" nær Eielborg.
Biotitt stöter mot og böyer rundt granater, men det er
uvisst skyldes post- eller syn-F2 flattrykking.

Punkt f) viser at granatvekst i dette område fortsetter også etterat deformasjonen er avsluttet.

Et slip fra Eielborfjell-området viser granater som lokalt har innesluttet S2-"fabric", mens den generelle skifrigbet, S2, samtidig bøyer rundt. Da prøven er tatt nær skyvesonen mot det overliggende dekke er det imidlertid ikke mulig å si om avbøyningen er et resultat av sen F2-deformasjon eller et resultat av overskyvingen, og granaten kan altså være av enten syn- eller post-F2 alder (se fig 96).

Den syntektoniske S2-foliasjons mineralogi:

Stefjellformasjonen

Grønnskiifer

AKTINOLITT /HORNBLLENDE

Stenglig, oftest gjennomgripende liniert. Pleokroismen varierer fra svært svak til middels i kalksilikat-skifrene. Størrelsen er vanligvis under 0.3 mm, max 1.0 mm.

I amfibolittiske skifre som er relativt rike på albitt, kvarts (og granat) er kornstørrelsen ofte større (max 1.15) og pleokroismen sterkere. Muligens kan hornblende forekomme da α - og β -retningene viser svakt brunlig pleokroisme ved et par lokaliteter.

Pleokroisme: α - blek gul - lys gulbrun

β - blek gulgrønn - olivengrønn

γ - blek blågrønn - dyp blågrønn

ALBITT

Forekommer oftest i aggregater orientert i S2. Nydannet albitt opptrer som finkornete (0.01-0.15 mm), klare korn, dimensjonalt orientert i S2. Korngrensene er diffuse, ofte suturerte.

Også eldre, større korn forekommer. Disse er mer eller mindre omdannet, ofte dimensjonalt orientert i S1.

KVARTS

Forekomst som albitt og ofte sammen med den i aggregater orientert i S2. Senere statisk metamorfose har ført til at kornene ofte har polygonal tekstur og i rene kvartsaggregater er kornene ofte equidimensionale. Der kvarts opptrer sammen med andre mineraler som ikke rekrystalliserer så lett sees dog en tydelig tendens til S1-orientering av kornene. Korngrensene er imidlertid rettere enn hos albitt, og tendens til polygonal tekstur er oftes synlig også her.

BIOTITT

I de ovenfornevnte albitt/kvarts(granat)-rike amfibolittiske skifre og i sikre metasedimenter (kgl.) kan det også forekomme biotitt.

Pleokroisme:

α - lys gulbrun

β - γ - mørk brunsort/oliven

Kvartsdioritt

S2 oftest dårlig utviklet langs undulerende plan som skiller homogene partier der den pretektoniske texturen er mest fremtredende. Selv i tynne (1 m) ganger er den pretektoniske tekstur svært markert.

ALBITT

Klar, nydannet albitt forekommer i aggregater langs disse plan. Svært diffuse korn med sterkt suturerte grenser. Størr. 0.01 - 0.1 mm.

KVARTS

Små orienterte korn sammen med albitt i aggregater.

BIOTITT

Størrelse 0.1 - 0.3 mm, pleokroisme: α - svært lys gul/
brun

β - γ - brunrød

MUSKOVITT Størrelse 0.1 - 0.3 mm.

Middels kornete aktinolitt-amfibolitter.

Domineres av store, ofte equidimensjonale pretektoniske aktinolittkorn. S2 bøyer rundt disse, noen ganger med bøyning av de større korn (med påfølgende polygonisering). S2 er karakterisert ved stenglig aktinolitt, kloritt og aggregater av nydannet albitt.

AKTINOLITT Samme svake pleo. som de pretektoniske, men mye mindre. 0.1 - 0.5 mm.

Pleokroisme: α - blek gul
 β - " grønn
 γ - " blågrønn

KLORITT Fargeløs/svak grønn pleokroisme. Størrelse under 0.15 mm.

ALBITT Forekommer i aggregater som svært suturerte, diffuse korn med tendens til S2-orientering. Størrelse 0.01-0.1 mm.

KVARTS Lokalt med S2-orientering, størrelse som albitt. Oftest polygonisert under senere metamorfose.

Goppeformasjonen.

Grønnskiifer

Svært god skiffrighet, lite pretektonisk tekstur synlig.

EPIDOT/

AKTINOLITT/

ALBITT Alle mineraler har ca. 0.15 mm's størrelse med lengsteakse orientert i S2.

Dolomittisk konglomerat/sandstein.

Skiffrigheten er konsentrert i adskilte plan, som oftest undulerende pga. ombøyning rundt kompetente fragmenter. Sericitt-aggregater karakteriserer disse plan, men kvarts, albitt og karbonat forekommer også. Mineral- og bergartsfragmenter er oftest rundet av S2, og ligger oftest med lengsteakse i S1.

SERICITT Forekommer i aggregater (ofte som bunter innen disse).

KVARTS God dimensjonal orientering innen S2-planene, men ikke så utpreget utenfor disse.
Størrelse 0.1-1.0 mm. S2-orienterte korn har suturerte grenser, og deformasjonslameller er vanlig. En begynnende polygonisering av deformerte korn sees ofte, idet slike korn ofte har mindre, udeformerte korn med rette grenser som replasserer deformerte korn.

ALBITT Små klare korn i S2-plan. Suturete og diffuse korn med S2-orientering.

KALKSPAT Vanligvis rekrystallisert ved senere metamorfose, men lokalt korn som har en god S2-orientering, vanligvis samlet i aggregater. Størrelse 0.1-1.0 mm.

OPAKE MINERALER Irregulære korn orientert i S2, max. 0.15 mm.

ytre Vieluftformasjonen.

Massiv mafisk eruptiv.

Denne bergart har oftest ingen skiffrighet, og S1 er karakterisert ved spredt syntektonisk vekst av aktinolitt og biotitt.

AKTINOLITT Stenglig, ofte flisete, max. 0.5 mm.

Pleokroisme: α - blek gul

β - " grønn

γ - " blågrønn

BIOTITT I aggregater mellom plag.korn, max. 0.5 mm

Pleokroisme: α - lys gulbrun

$\gamma = \beta$ - oliven

Endel kloritt som forekommer sammen med biotitt antas å være senere retrogradering av biotitten.

Skifrig mafisk eruptiv.

I en porfyrisk variant nær øvre grense forekommer en gjennomsettende S1-skiffrighet. Den er karakterisert som følger:

ALBITT Albitt i grunnmassen er rekrystallisert i S2 til klare, svært små (0.01-0.02 mm) korn som er diffuse og har suturerte grenser.

De større fenokrystallene har i stor grad beholdt sin stenglige form og vilkårlige orientering.

BIOTITT Hyppigst i bånd langs S2, men også ellers i matrix. Størrelse under 0.15 mm,

Pleokroisme α - lys gulbrun

$\beta - \gamma$ - oliven

AKTINOLITT Stenglig, under 0,15 mm.
Pleokroisme som ovenfor.

Dolomitt med kvarts.

Karbonat viser ingen orientering, men muskovitt har god S₂-orientering. Orientering av kvarts i S₂ varierer fra svært god i et slip fra F₂-kne (se fig. 94) til fullstendig polygonisering i et annet.

Båndete karbonater.

Båndingen er parallell S₂ og er muligens tektonisk (transposed layering). Den består av finkornete, ertsrike feltspatbånd som veksler med bånd og linser av grovere kornstørrelse. Disse inneholder kvarts, karbonat, albitt og mikrolin.

I de finkornete lagene er små, diffuse, suturerte feltspatkorn oftest orientert i S₂, og gir sammen med linser av muskovitt en god S₂-skiffrighet. Erts har også en svak S₂-tendens.

I de grovere lag og linser er der vanligvis ingen orientering av mineraler.

Vieluftvannformasjonen.

I glimmerrike lag er S₂ godt utviklet. Foruten glimmer er albitt og kvarts oftest orientert i S₂.

Med avtagende glimmerinnhold avtar mengde av syntektonisk albitt og kvarts, og pretektoniske albittkorn dominerer.

I de rene kvartslag er kvarts fullstendig polygonisert, ofte med senere deformasjon fremtredende.

I slip tatt parallelt med S₂ ser en at alle syntektoniske mineraler ligger med lengsteakse (dimensjonal) i F₂-foldens akseretning, mens kvarts p.g.a senere deformasjon avviker.

MUSKOVITT Flisete korn, 0.1-0.3 mm.

BIOTITT Pleokroisme α - lys gulbrun
 β - γ - mørk brun

ALBITT Klare korn under 0.1 mm. Diffuse, suturerte grenser.

KVARTS Dårligere orientert enn albitt.

statisk metamorfose.

S2-skiffrigheten kan en ofte se bli etterfulgt av krystallisasjon av visse uorienterte, porfyroblastiske mineraler. Mineraler av denne fase vokser over S2-skiffrigheten, og det finnes intet tegn til avbøyning av S2 rundt dem (fig. 97 & 99). Porfyroblastene av denne fase omfatter aktinolitt, ^{/hornblende} granat, biotitt og plagioklas, mens kvarts, karbonat og albitt har vært utsatt for polygonisering og migrasjon av korngrenser.

Dette tilsvarer en metamorfosegrad omtrent som den foregående syn-F2, og er sannsynligvis en fortsettelse av denne, altså midlere/øvre grønnskiferfacies.

Fasen er ikke like kraftig utviklet overalt, men i områder med mye porfyroblaster av denne type ser en samtidig klar tendens mot utvisking av tidligere teksturer, f.eks. S1. Særlig kvarts danner lett polygonaltekstur i slike områder.

Inneslutninger kan opptre, men er ikke særlig vanlige. De som forekommer består av kvarts/plagioklas/erts og er generelt mer finkornet enn tilsvarende korn utenfor. Dette viser at tekturen utenfor granatene blir grovere under denne fase, mens inneslutningene som sannsynligvis representerer den tidligere størrelse er blitt hindret i videre vekst av omliggende porfyroblaster. Helisittiske inneslutninger er sjeldne i porfyroblaster av denne fase.

Granat har en svært begrenset utbredelse, og bare seks lokaliteter m/ granat er funnet. Fire av disse lokalitetene ligger i området rundt Sarabyfjell der de opptre i kvarts/biotitt/feltpatrike aktinolittskifre, kvarts-glimmerskifer og kvarts-feltpatglimmerskifer. I de vanlige grønnskifre og aktinolittskifre i området finnes imidlertid ikke granater.

Ellers finnes granater i en lokalitet syd for Gufsvikfjell, og dessuten de tidligere nevnte granater av usikkert opphav nær Eielborgfjell. Begge disse steder opptre granatene i kvarts/feltpatrike aktinolittskifre (se fig. 98).

De to isograder (B1.2-B1.3) basert på disse observasjoner synes å være lokalt, og det synes som granatutviklingen til en viss grad er betinget av bergartenes kjemi. Det faktum at granatene

er små og vanligvis ikke hyppige der de opptrer, kan tyde på at granatgrad bare såvidt har vært oppnådd, og at krystallisasjon av granat bare såvidt har begynt i de mest favorable litologier. Dog må det påpekes at den generelle utvikling av perfyroblaster er sterkere i området rundt Sarabyfjell enn andre steder, og muligheten for at vi her har et lokalt metamorft maksimum kan ikke utelukkes.

Mineralbeskrivelse.

GRANAT Oftest ideomorf krystallutvikling, vanligvis 0.1-0.2 mm størrelse, max. 0.5 mm. Den små størrelsen gjør dem vanskelig å observere med det blotte øye i felt. (se fig. 97, 99 & 100).

AKTINOLITT Vokser stort sett bare i grønnskifre.

Hypideomorfe/allotriomorfe korn under 0.5 mm's størrelse. Vanligvis lite inneslutninger se fig. 99, men der kvarts/feltspat forekommer hyppigere i grunnmassen finnes de også som inneslutninger.

Pleokroisme: α -blek gul

β - " grønn

γ - " blågrønn

HORNBLLENDE I kvarts/feltspat/glimmerskifer v/Sarabyfjell opptrer stenglige, relativt store (vanlig 1.0 mm. max. 1.8 mm) ideomorfe korn som viser sterke pleokroisme, og sannsynligvis er hornblende (se fig. 100)

Pleokroisme: α -lys gulbrun

β -merk brungrønn

γ -dyp blågrønn

EPIDOTT

Forekommer sjelden i grønn skifer, men finnes lokalt i små mengder som små, allotriomorfe korn under 0.1 mm α -brun pleokroisme.



Fig.97 Slip nr.300/74 ll nicol 63xförstörrelse
Ideomorfe granater som vokser over S2-skiffrighet i
kvartsglimmerskifer. Legg merke til S1-skiffrigheten
som opptrer mellom S2-planene lokalt.



Fig.98 Slip nr.704/72 ll nicol 63xförstörrelse
Ideomorfe post-S2 granater i kvarts/feltspat-rik grønn-
skifer.

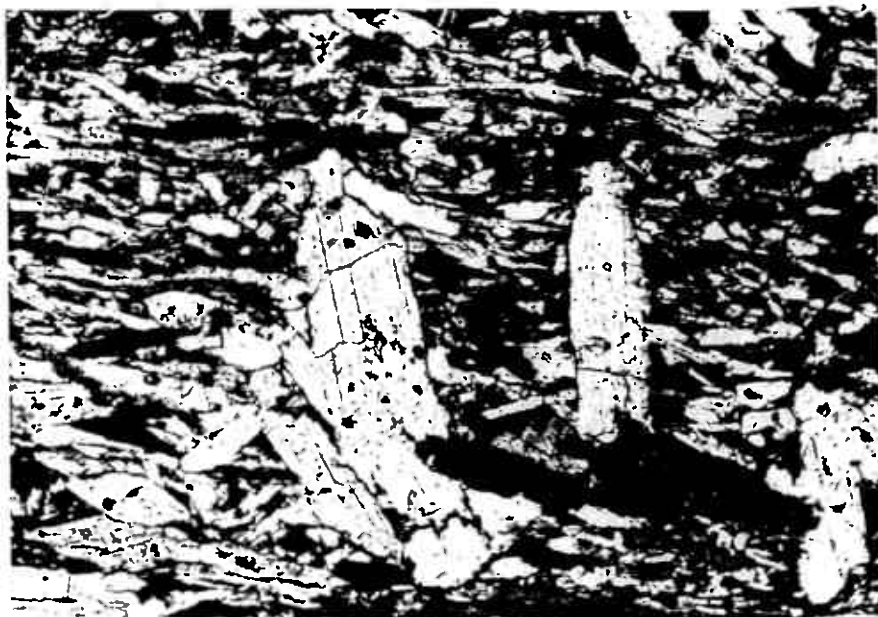


Fig.99 Slip nr.294/73 11 nicol 63xförstörrelse
Aktinolit-porfyroblaster i vanlig grönskifer.

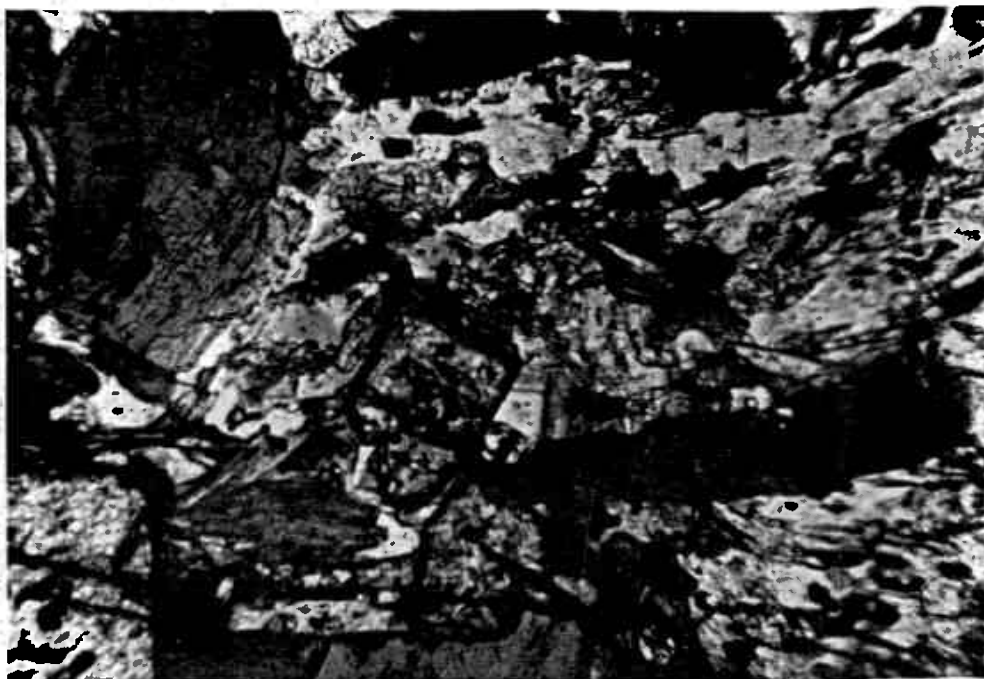


Fig.100 Slip nr.418/73 x nicol 63xförstörrelse
Porfyroblastese av hornblende, biotitt og granat i
kvarfs/feltspat/glimmerskifer.

Kap. 3.2

KOMAGFJORDDEKKET.

Dekket utgjør området på nord- og sydsiden av Komagfjord, begrenset av Store Lerresfjord i nord og Korsfjord i syd. Dekket utgjøres hovedsakelig av båndet, kvartsdiorittisk gneis og en større kvarts/granodiorittisk intrusiv, skilt fra gneisen ved en tektonisk kontakt.

Båndet gneis.

Gneisbåndingen er en kompleks sammensatt struktur, men består grovt sett i en vekselning av grålige og hvite lag og linser av varierende tykkelse (fra mm til 0.5 m) (se fig. 105). Albitt (An 6-10) og kvarts utgjør hovedmineralene i både grå og hvite lag, men de grå lag har et høyere innhold av mørke mineraler, hovedsakelig biotitt, epidot og sericitt.

Spredte lag av kalk-silikat (aktinolit-epidot)-skifer opptrer oftest konkordant til båndingen, men ved en lokalitet kutter en slik gang båndingen og viser at i alle fall denne må ha et intrusivt opphav.

Mer eller mindre biotittiserte amfibolitter med rester av hornblende opptrer ved Korsfjord, og i samme område er det observert fragmenter og et tynt lag av rød og hvit dolomitt. Deres utbredelse er imidlertid liten, særlig for dolomitten som bare er observert ved en lokalitet.

Den senere mylonittisering har ført til at deres forhold til båndingen ikke har vært mulig å fastslå.

Båndingens regionale geometri har det ikke vært mulig å bestemme, da senere mylonittisering har resultert i at båndingen er blitt oppbrutt og vanskelig å følge over større avstander.

I områder som har vært utsatt for senere migmatittisering sees båndete fragmenter adskilt av et nett av lyse årer og pegmatitter. Kvarts/feltpatsegresjoner og porfyroblaster som kan tilskrives migmatittiseringen opptrer innen hele dekket.

Endel grano- og kvartsdiorittiske intrusiv-ganger, max 0.5 m brede og oftest diskordant til båndingen forekommer

utenfor de migmatittiserte områdene, men om de har sammenheng med migmatittiseringen eller med metadiorittkroppen er ikke bragt på de rene.

Store deler av dekket er nå omdannet til mylonittisk gneis, og i undre del opptrer også blastomylonitt og fyllonitt. Tidligere strukturer som gneisbånding og migmatittstrukturer er ofte brutt opp og ligger som fragmenter dratt ut og flattrøkt langs mylonittfoliasjonen. Denne mylonittiseringen kan stedvis føre til en ny tektonisk bånding ved differensiasjon av folierte, glimmerrike - og mer massive kvarts-feltspatrike lag.

Kvarts/granodioritt.

En kvarts/granodiorittisk intrusiv, kalt metadioritt i følgende tekst, opptrer ved Nordnes, og den ligger med en klar tektonisk kontakt over båndet gneis. Den er imidlertid ikke skilt ut som eget dekke da den sannsynligvis bare representerer et mindre flak av samme gneiskompleks som den båndete gneis, og muligens har intrudert denne.

Den vestligste, øvre del er relativt upåvirket av deformasjonen tilknyttet overskyvingen, men mot undergrensen opptrer økende mylonittisering.

I den mest upåvirkete del har intrusiven en middels/finkornet grunnmasse med ideomorfe/hypideomorfe fenokrystaller av mikroklin. Disse fenokrystaller er observert av opptil 3,3 x 3,3 cm størrelse (se fig. 101), men de er vanligvis under 2 cm. Noen ganger kan en se små inneslutninger av biotitt og ertskorn i disse.

Grunnmassen består av sterkt omdannet plagioklas, An_{6-10} , kvarts, mikroklin, biotitt (olivengrønn pleokroisme) epidot, sericitt og titanitt (ofte ideomorfe korn). Teksturen er tydelig metamorf med uregelmessige innbyrdes korngrenser mellom feltspatkorn.

Endel mikroklinkorn er pertittiske, og myrmekittisering er observert lokalt.

I de deler av metadioritten som har vært utsatt for senere reaktivisering (reworking) er plagioklasen ofte mindre

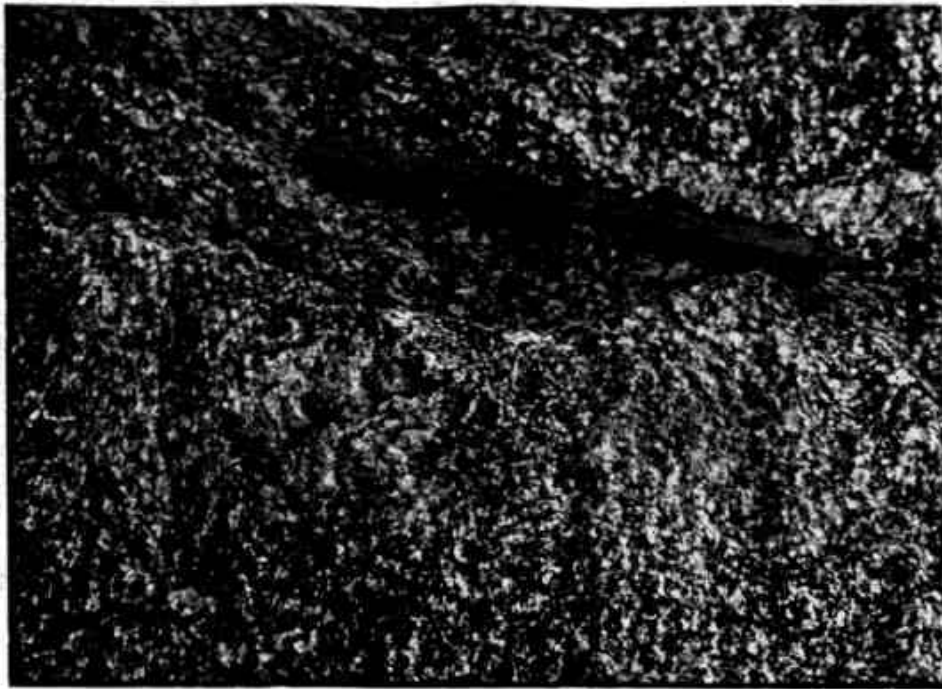


Fig.101 MikroklinfenokrySTALL i metadioritt med små
innesluttete erts- og biotittkorn.

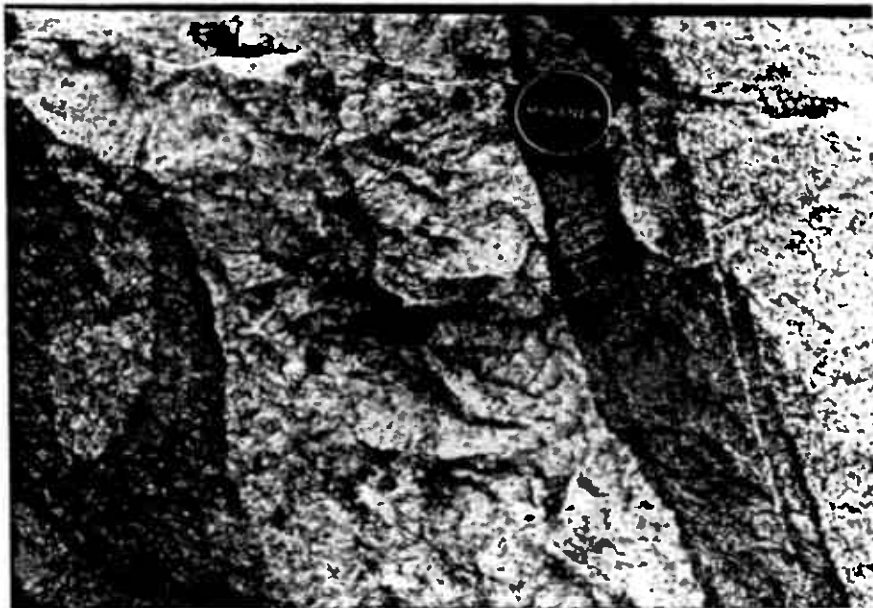


Fig.102 Skarp kontakt mellom xenolitt og metadioritt
(til høyre for kameradekselet). Litt biotittanrikning
langs kontakten.

omdannet og epidot opptrer ofte som større korn utenfor plagioklaskornene. Det synes derfor som om epidot har migrert ut av plagioklas under deformasjon.

Bergartens farge er vanligvis lys grå, men rosa feltspat kan lokalt opptre i mengder som setter sitt preg på bergarten.

Endel xenolitter opptrer i intrusiven. De består av avlange kroppar, oftest av flere meters lengde (strekker seg vanligvis utover blotningens størrelse) og med en bredde på opptil et par meter. Fragmentene er gråhvite, finkornete, sjelden båndet, men kan være gjennomsett av finkornete kvarts/feltspatårer. Grensene mot intrusiven er skarpe (se fig.102), og bortsett fra lokal biotittanriking langs kontakten er det ingen synlig variasjon mellom ytre og indre del av xenolitten.

Lokalt er xenolitten foldet (se fig.103), men dette skyldes senere deformasjon.

Xenolittene har en kvartsdiorittisk sammensetning, og de kan muligens representere fragmenter av den tektonisk underliggende båndgneis.

En aktinolit-amfibolitkropp forekommer mot den mylonittiske undergrensen. Grensene mot kvarts/granodioritten er iidlertid tektoniske, og dens forhold til intrusiven er derfor uklart.

Lyse, finkornete, kvarts/feltspat-årer, 10-20 cm tykke, skjærer metadioritten og hverandre, men blir selv kuttet av pegmatittiske ganger. Ofte sees mindre forskyvinger av årene langs pegmatittgrensene (se fig.104). Pegmatittene er vanligvis noe bredere enn de finkornete årene og fører kvarts, plagioklas og mikroklin med mindre mengder biotitt. I de massive deler kan en se at intrusiven har en pre-mylonittisk foliasjon som i felt er karakterisert ved kvartsbånd/linser og biotitt. Ved skjæring med vitrede overflater danner kvartsaggregatene en fremtredende lineasjon, mens foliasjonen ofte ikke er like lett å få øye på. Denne foliasjonen postdaterer de tidligere nevnte årer og pegmatitter, men den er vanligvis dårlig utviklet i dem.

I den tektonisk undre del opptrer mylonittisk gneis i hyppige, brede soner og en tektonisk bånding opptrer i disse

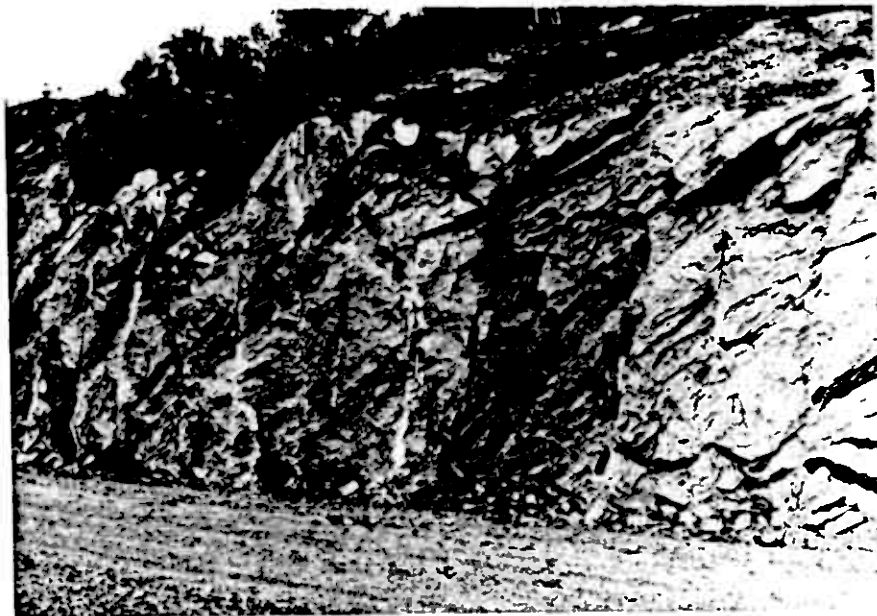


Fig.103 Foldet xenolitt i metadioritt. Legg merke til akseplanskiffrigheten som gjennomsetter både xenolitt og metadioritt, (S_5).

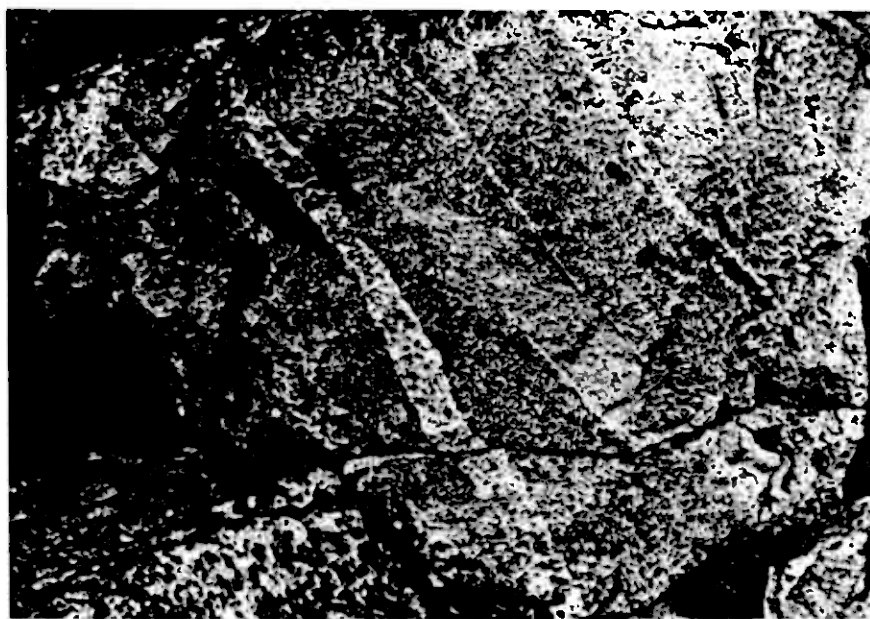


Fig.104 Metadioritt med finkornet åre som skjæres av pegmatitt. Mindre forskyvning av åren langs pegmatitten.

ener. Langs denne bånding ligger linser av pegmatitt og årer
er dradd ut langs den tektoniske bånding. Fargen i den undre
del er mer grønnlig enn den grå-rosa øvre del, og dette må
skyldes retrogradering av gneisen med utvikling av epidot og
glimmer under nedbryting av feltspat.

I den tektonisk øvre del opptrer ingen mylonittisering,
en oppsprekking parallelt mylonittfoliasjonen i den undre
del opptrer vanligvis.

STRUKTURER OG METAMORFOSE.

Gneisbånding.

Som en kan få et visst inntrykk av fig. 105 & 106, så er gneisbåndingen ikke noen enkel veksling av grå og hvite bånd, den består av en kompleks sammensetning som sannsynligvis kamuflerer en komplisert tektonometamorf historie.

Karakteristisk for gneisen er lag og linser som kiler ut langs båndingen, se fig. 105, der merke linser kiler ut (red hammerskaft og til venstre for dette).

Samme fig. viser foldete, lyse årer som må predatere migmatittiseringen, da den neomsome gang ikke er påvirket.

Øverst til venstre sees et lyst fragment med en tynn, mørk gang, innesluttet i et grått lag som ikke er av den senere migmatittfase.

på fig. 106 har senere flattrykking delvis visket ut strukturene i øvre og nedre kant av bildet, men i den midtre del sees endel av gneisens primære trekk.

Den sene migmatittiseringen er her representert ved segregasjoner og årer, langs hvilke det ofte forekommer bøyning av båndingen.

Hyppige, lyse linser som viser pre-migmatittisk isoklinalfolding opptrer mer eller mindre parallelt lagningen.

En ser således at gneisbåndingen representerer en tektonometamorf historie som sannsynligvis er svært kompleks. De ovenfornevnte, mer eller mindre kamouflerte rester etter denne historie er imidlertid for usammenhengende til å gi et skikkelig bilde av historien, og senere deformasjon og metamorfose har visket ut teksturene, assosiert med denne historie.

Den første begivenhet i gneisens historie som kan gjenkjennes fra lokalitet til lokalitet er således migmatittiseringen som påvirker gneisbåndingen, og den første tektoniske planstruktur som påvirker denne og kan gjenkjennes over hele området, kalles S1.



Fig.105 Gneisbånding gjennomsett av anatektisk åre
(agmatittisk struktur).



Fig.106 Gneisbånding som er påvirket av migmatittisering
(diktyonittisk struktur) og senere flattrykking i øvre og
nedre kant av fig.

igmatittisering.

Migmatitten er karakterisert ved at den båndete gneis er gjennomsett av et nettverk av lyse, fin/middels-kornete intrusivganger. Gneisen er ellers gjennomsett av mindre kvarts/feltspatsegresjoner som skjæres av gangene, og både ganger og segresjoner skjæres av pegmatittganger.

Den båndete gneis blir således oppdelt i fragmenter som utgjør den paleosome del av migmatitten, mens ganger og segresjoner kalles den neosome fraksjon.

De paleosome fragmentene er oftest angulære og har skarpe grænser mot neosome årer og ganger (se fig. 105). Båndingen er på de fleste steder helt upåvirket ved kontakten mot neosomt materiale, uten tegn til bøyning eller "drag-effekt". Det foreligger heller ingen synlig reaksjon mellom paleosomt og neosomt materiale. Kvarts/feltspatsegresjoner i paleosome fragmenter viser at det har foregått delvis oppsmelting i disse, men disse kan delvis tilskrives en tidligere begivenhet, da de lokalt viser enigmatittisk deformasjon.

Etter Sederholms klassifikasjon (1923) må de beskrevneigmatittstrukturer betegnes som agmatiske. I de tilfeller der båndingen viser "drag" ved kontakt mot neosomt materiale, må midlertid strukturen kalles diktyonittisk (se fig. 106).

Den neosome del består som nevnt av kvarts-feltspatsegresjoner, lyse ganger og pegmatitter.

Kvarts-feltspatsegresjonene består av tynne, uregelmessige "ormer", 2-3 cm brede og oftest under 1 m lange. De er fin-kornete og mineralinnholdet er kvarts, mikrøklin og saussurittig plagioklas, An 7-12. Et typisk trekk ved disse segresjonene er at innholdet av mikrøklin er mye høyere enn i den paleosome gneis. Dette må være et resultat av differentiell smelting med utvasking av gneisens mest lettsmeltelige deler i segresjonene.

De lyse fin/middelskornete gangene har grå-hvit-rosa farge, er 5-30 cm brede og fortsetter oftest gjennom blotningene.

tyanslip foreligger bare fra én slik gang og mineralinnholdet var der granodiorittisk med mineralparagenesen; omdannet plagioklas An 8-9, mikroklin, kvarts, epidot, biotitt og kloritt. Lokalt opptrer små granater i mindre mengder, et mineral som ellers ikke er observert i Komagfjorddekket.

pegmatittene er grovkrystalline og skjærer som nevnt alle ganger og segresjoner. Mineralsammensetningen på disse er kvarts, mikrolin og plagioklas med mindre mengder biotitt. Mikroklinen har ofte rosa farge, og det kan sette sitt preg på pegmatittene.

Migmatittiseringens utvikling synes å kunne deles i tre trinn med økende metamorfose fra I til III.

- I Porfyroblastisk vekst av plagioklas, mikrolin, biotitt og muskovitt.
- II Segresjon av kvarts og feltspat i mindre linser.
- III Delvis oppsmelting med dannelselse av aplittiske årer.

På I og II kan observeres såvel i ikkemigmatittiserte som i migmatittiserte områdene.

Første deformasjon av S_B .

Etter migmatittiseringen har dekket vært utsatt for deformasjon som gir gneisen en metamorf planstruktur, S_1 . Migmatittstrukturene viser en viss flattrykning, men i gneisen opptrer S_1 parallelt båndingen der den observeres. Deformasjon av denne er derfor vanskelig å peke på, men en viss strekning langs båndingen må ha foregått. S_1 's forhold til båndingen kan indikere at S_1 utgjør akseplanfoliasjonen til isoklinale folder, men da ingen slike folder, og heller ingen andre strukturer

assosiert med S1 er observert, må S1's dannelsesmekanisme ansees som usikker.

I gneisen er S1 karakterisert ved følgende:

- a) Muskovitt og biotittflak med planorientering i S1. Biotitt har brun pleokroisme, og størrelse opptil 0.2 mm. Muskovitt opptrer som små korn under 0,1 mm, og må betegnes som sericitt.
- b) Ertsaggregater og spredte titanittkorn med S1-orientering.
- c) Aggregater og enkeltkorn av kvarts og saussurittisert albitt. Kvartskornene i de planorienterte aggregater har et tydelig polygonalt mønster (kornstør. under 0.1 mm) uten orientering av korn. Dette må være et resultat av post-S1 polygonisering. Der kvarts opptrer som enkeltkorn har de imidlertid en god planorientering i S1.

Mer eller mindre saussurittiserte aggregater av albitt inneholder både syntektoniske korn med god S1-orientering og eldre, koroderte korn. Omdanningen av syntektonisk plagioklas viser at den må ha hatt et høyere An-innhold enn albitt, An_{6-12} , som den i dag består av, og den syntektoniske metamorfosegrad må følgelig sannsynligvis ha vært minst amfibolitt-facies regionalmetamorfose.

S1's utvikling varierer og i lyse, kvartsrike lag er den generelt dårligere utviklet enn i de mørke, glimmerrike. I sistnevnte lag opptrer S1 ofte som en parallell, gjennomgående planstruktur, mens den i kvartsrike, kompetente lag ofte blir undulierende og bøyer rundt enkeltkorn og aggregater. Migmatittiske årer og ganger har et lavt innhold av mørke mineraler og S1 er derfor vanligvis relativt dårlig utviklet her (se fig 107).

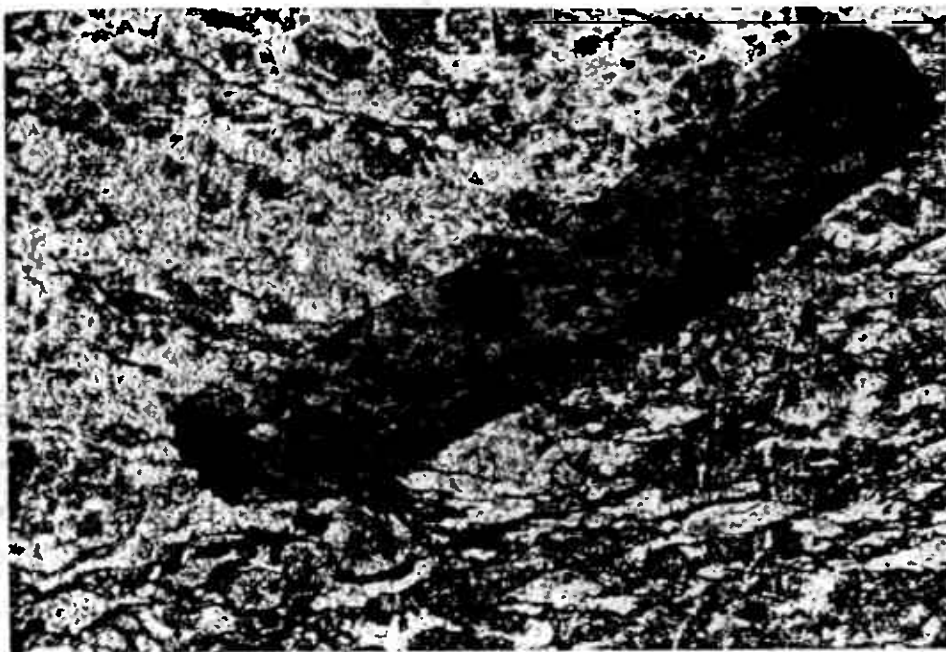


Fig.107 Slip nr.8/74 11 nicol 25xforstørrelse
Anatektisk åre (til venstre) og glimmerrikt gneisslag
som viser varierende utvikling av S1.



Fig.108 Metadioritt med en lite fremtredende S1-utvikling.
Den er vertikal på foto og karakterisert ved kvartsaggre-
gater.



Fig.109 Slip nr.20/74 11 nicol 25xforstørrelse
Sl-utvikling i kvartsdioritt. Kvartsaggregat og glimmer
mest fremtredende.



Fig.110 Pegmatittgang i metadioritt med Sl-biotitt (vertikal)

Også metadioritten har en tektonisk planstruktur, og viser den samme syntektoniske mineralogi som S1 i den båndete is. De to planstrukturer er derfor sannsynligvis identiske, derfor kalles også metadiorittens planstruktur for S1. Det mest fremtredende trekk er kvartslinser og bånd som er orientert i S1-planet. Disse er imidlertid uregelmessig fordelt i bergarten og gir ingen bånding (se fig. 108).

De enkelte korn innen aggregatene kan vise tendens til orientering i S1, men den er vanligvis ikke særlig utpreget (se fig. 109). Ellers er S1 kjennetegnet ved biotitt (brun pleokroisme), pericitt og epidot som helst opptrer i undulerende plan som bærer rundt større feltspataggregater.

Endel saussurittiserte enkeltkorn av plagioklas har S1-orientering, men vanligvis opptrer plagioklas og mikroklin i aggregater som korroderes av S1-mineraler, og er tydelig avpre-S1-opprinnelse.

S1 postdaterer pegmatitter og årer i metadioritten, se fig. 110, der S1-biotitt er godt utviklet i en pegmatittgang.

Mikroteksturer i feltspater.

a) Swapped rims.

I granodiorittiske årer i båndgneis er det observert "swapped rims". Dette kan forekomme der to mikroklinkorn med strengpertitt er i kontakt med hverandre, (se fig. 111).

Albitt dannes på begge sider av den opprinnelige grense, men albitten viser forskjellig orientering. Den er dannet (nucleated) av en av mikroklinene på kontakten, og har samme orientering som pertitten i dette korn. Den vokser så videre inn i den andre mikroklinen, med hvis gitter den er svært misilpasset (misfit). Mistilpasningen er svært viktig for dannelsen av "swapped rims".

Veksten av albitt foregår fra begge sider, og til slutt kan albittrendene bli adskilt fra den mikroklinen de opprinnelig ble dannet av. Noen ganger opptrer to albittrender med forskjellig optisk orientering langs mikroklinkorn uten pertitter.

"Swapped rims" i mikroklin opptrer ifølge Voll (1960) ved replacement under migmatittisering og metasomatose av granitter. De tas da som et tegn på øvre amfibolittfacies-metamorfose, i granulitter og charnockitter er de aldri observert.

Voll nevner at "swapped rims" kan sees i nesten alle briserte "high-level" granitter, der de regnes å ha et senmagmatisk opphav.

Sturt (1970) beskriver "swapped rims" fra kontaktsonen rundt Hasvikgabbroen. Metamorfosegraden har her vært oppe i sillimanittgrad, og "swapped rims" synes også her knyttet til amfibolittfacies-metamorfose.

De granodiorittiske ganger, der "swapped rims" er observert, er av usikkert opphav. De skjærer gneisbåndingen, men hvorvidt de er ganger i forbindelse med den store kvarts/granodiorittiske intrusjon, eller representerer magmatittiske ganger, er uklart. Dog synes den begrensede opptreden av "swapped rims" til slike ganger å indikere en sen-magmatisk dannelse.

b) Inneslutninger av optisk kontinuerlige flekker av mikroklin i endannete xenoblastiske plagioklaskorn.

Dette fenomen er observert i migmatittårer såvel som i ganger som gjennomsetter båndgneisen, og antas å representere vekst av plagioklas på bekostning av mikroklin. Da migmatittiske årer viser disse teksturer, må plagioklasveksten, i alle fall delvis, postdatere styrkning av disse, muligens i forbindelse med alkalimetamotose.

c) Myrmekittisering.

Myrmekittisering er observert i metadioritt og i en av xenolittene i denne.

Myrmekittektur består i "blomkållignende" sur plagioklas/nesten ren albitt med konvekse grenser mot mikroklin.

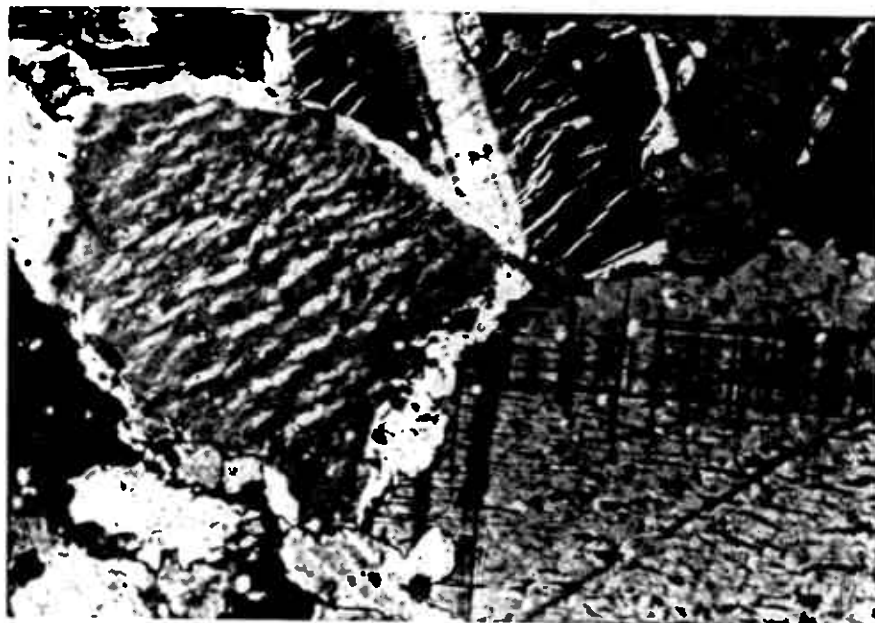


Fig.111 Slip nr.600/73 x nicol 63xforstørrelse
 "Swapped rims" mellom to mikroklinkorn med pertitt.
 Legg merke til at pertittlamellene slukker samtidig
 ut som de nydannede albittkornene i motsatt mikroklinkorn.



Fig.112 Slip nr.30/74 x nicol 63xforstørrelse
 To generasjoner med myrmekittvekst. Den seneste har
 mye tynnere kvartsormer enn den første.

plagioklasen inneholder ormelignende kvarts, oftest i et radiært, divergerende mønster. I ett tilfelle er det observert tyannere kvartsormer i den ytre del, hvilket tyder på to generasjoner med myrmekittvekst, (se fig. 112).

Myrmekittens opphav er noe uklar. Mehnert (1971) beller til den oppfatning at det innebærer vekst av plagioklas på bekostning av mikroklin. Voll (1960) viser imidlertid at myrmekitt kan dannes under de samme forhold som "swapped rims", og kan innebære vekst av både plagioklas og mikrolin. Hubbard (1967) mener at dannelsen skjer ved "exolution" og viser at det er direkte sammenheng av mange myrmekitter og utskilling (exolution) av plagioklas-komponentene fra K-feltspat - "solid-solutions" ved dannelse av pertitt.

Den begrensede opptreden til metadioritt og xenolitt i denne synes å peke på en sen-magmatisk opprinnelse, men jeg har ikke tilstrekkelig informasjon til å avgjøre hvorledes dannelsen har foregått.

Oppsummering.

Xenolitter i metadioritten som ligner den båndete gneis indikerer at den har intrudert båndgneisen. Det er imidlertid uvisst når en eventuell intrusjon fant sted. Inneslutningene viser ikke typiske migmatittstrukturer, men segregasjoner og lyse ganger begrenset til xenolittene opptrer. Om disse er assosiert med den senere migmatittisering eller har sitt opphav i tidligere begivenheter i gneisens historie er imidlertid et åpent spørsmål, og dette gir ikke noe entydig svar på intrusjonens alder.

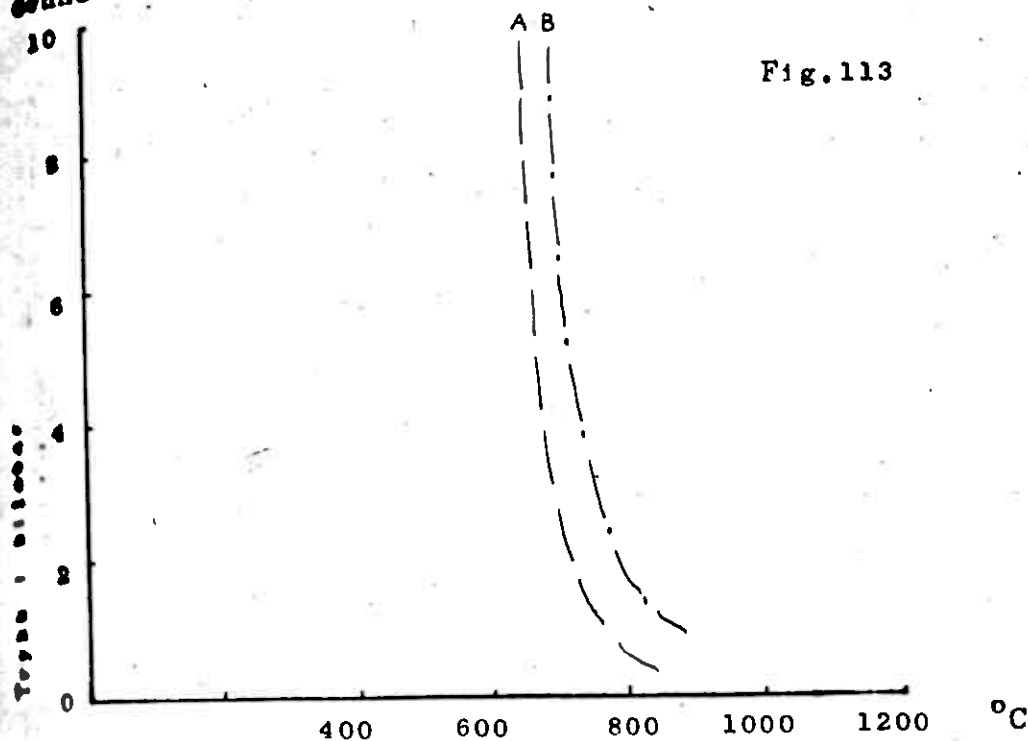
Metadiorittens minimumsalder kan imidlertid bestemmes da den predaterer S1 som er påtrykt intrusiven.

Både båndgneis og metadioritt er retrogradert av kaledonsk reaktivisering under grønnskiferfacies regionalmetamorfose, og dette har bl.a. resultert i at all plagioklasen er omdannet til albitt-oligoklas (An_{5-12}). Omdanningsproduktene som plagioklasen er rik på indikerer et primært høyere An-innhold,

og dermed en høyere metamorfosegrad enn den nåværende grønskifer-facies.

Migmatittiseringen peker også mot at Komagfjorddekket har gjennomgått en høyere metamorfosegrad, og de granodiorittiske migmatittgangene gir en indikasjon på at temperaturen oppstod under denne fase har vært høyere enn dem man finner i grønskiferfacies.

Fig. 113 viser utvalgte P-T forhold som er relevant i denne sammenheng.



- A. Granodioritt minimum smeltekurve (Piwinski)
 B. Granodioritt smeltekurve for 50% smelting (Piwinski)
 Begge kurvene er projisert til høyere P-områder.
 (Etter Sturt & Taylor 1972)

Dette viser at minimumssmeltepunktet ved f.eks. 6 kb, som er et rimelig trykk for slike områder, ligger på ca. 640°C. De migmatittiserte områder må derfor ha oppnådd en slik temperatur for å kunne danne en granodiorittisk smelte under det nevnte trykk. Dette indikerer at Komagfjorddekket kan ha vært i øvre amfibolittfacies.

Kurven er imidlertid basert på at plagioklasen har An_{30} , og dens forløp er ekstrapolert for trykk over 4 kb. Det fremkomne temperaturanslag må sees i lys av dette.

Den geologiske historie til bergartene i dette dekket synes å

et komplekst. Jeg har forsøkt å korrelere deformasjons- og metamorfe episoder med den kaledonske utvikling og finner at det kan foreligge en mulighet for korrelasjon, (se imidlertid diskusjon side 154/55).

Men hvis man "fjerner" denne "kaledonske" utvikling står man igjen med en gneis med segregasjoner så langt tilbake jeg kan følge historien, og sannsynligvis har den en historie som går forut for dette. Det synes derfor som om dette dekket må ha kommet fra underlaget til den kaledonske sedimentpakke, sannsynligvis de presvekofennokarelske basalgneiser, da de lav-metamorfe svekofennokarelske bergarter synes å vise en avtagende metamorfosegrad mot NV.

Kap. 3.3 KUFJELLDEKKET.

Dekket har sitt navn etter sin forekomst rundt Kufjell, og består av en fin/middels-kornet granoblastisk båndgneis. Båndingen, kalt S_B , er en kompleks vekselning mellom gråsorte og hvite linser/lag, hvis tykkelse varierer fra mm opp til 10-15 cm. Alle overganger fra hvite til gråsorte lag er representert, og grensene mellom lagene varierer fra skarpe til gradvise.

Slike strukturer er typisk for eldre gneiser andre steder, og sannsynligvis skjuler det seg en kompleks historie bak gneisbåndingen.

Gneisens generelle sammensetning er grano/kvartsdiorittisk, de grå-sorter lag har et mye høyere innhold av biotitt enn de lyse, men ellers er mineralparagenesen svært lik.

Plagioklas, mikroklin, kvarts og biotitt i merke lag utgjør hovedmineralene, mens epidot, sericitt, titanitt, apatitt og opake mineraler opptrer i mindre mengder. Amfibol er ikke observert i slipp fra gneisen.

Teksturen er tydelig metamorf, granoblastisk - bortsett fra endel spredte porfyroblaster av plagioklas og mikroklin.

Plagioklasen har An_{7-9} , men er svært omdannet og må opprinnelig ha vært mer basisk.

Mikroklin viser oftest det karakteristiske diffuse mikroklingitter, og fører lokalt strengpertitter.

Myrmekittisering opptrer langs enkelte korngrenser i plagioklasen.

Lokalt opptrer tynne, finkornete, lokalt båndete aktinolit-amfibolitlag, konkordant til båndingen, og v/Rakeluft finnes en middelskornet aktinolit-amfibolitkropp som ligger med tektonisk kontakt mot gneis. (se fig. 114). Disse mafiske litologers opphav er usikkert, og en mindre serpentinitkropp som ligger like over dekkets undergrense utgjør den eneste sikre mafisk/ultramafiske intrusiv.

En nesten fullstendig rekrystallisert tektonisk planstruktur, S_1 , som opptrer parallelt S_B , er akseplanfoliasjon til tette/isoklinale folder. Disse folder skjæres av udeformerte kvartsganger. Endel kvartsdiorittiske ganger opptrer diskordant

til båndingen, men disses forhold til foldingen er ikke bragt på det rene.

Dekket er mer massivt enn det underliggende Komagfjorddekket, og mylonittisering er stort sett begrenset til kontaktsonene mot under- og overliggende dekker. Typisk for Kufjelldekket er imidlertid smale, lokaliserte skjærsoner der gneisen blir utsatt for differensiell bevegelse på tette, men klart adskilte plan(se fig.174).

Langs undergrensen er mylonittiseringen konsentrert i en 1-2 m bred sone av blastomylonitt og fyllonitt med en relativt skarp grense mot massiv gneis. Øvre grense mot Lamvikdekket er imidlertid karakterisert ved en bred sone med stadig økende mylonittisering mot kontakten.



Fig. 114 Aktinolitt-amfibolittkropp med tektonisk kontakt mot gneis. Legg merke til den diffuse gneisbåndingen.

STRUKTURER OG METAMORFOSE

Gneisbånding

Gneisbåndingen, S_B , er som nevnt en kompleks struktur, hvilket foto kan gi et visst inntrykk av.

Fig. 115 viser lyse årer som viser store variasjoner i tykkelse som ikke er assosiert med strekning/fortykning i forbindelse med den fremtredende tette foldingen. Hvis vi folder ut slike årer fås uregelmessig formete legemer med markerte variasjoner i tykkelse, hvilket må være et resultat av tidligere deformasjon.

Samme figur viser mørke, linseformete fragmenter som lokalt foldes av den tette foldingen.

på fig. 114 sees gneisbåndingen bare som en diffus blanding av mørke og lyse fragmenter, mer eller mindre orientert i en planstruktur som skjæres av skyvegrensen mot amfibolitt.

Fig. 116 viser gneisbånding som ved første blick kan synes svært regelmessig, men ved nærmere gransking av fig. ser en snart at det innen båndingen opptrer strukturer av samme type som beskrevet fra fig. 115.

Det generelle inntrykk av gneisbåndingen er at det er vanskelig å følge de fleste lag/linser, da de etter kort tid kiler ut eller kuttes brått av, uten at dette kan tilskrives noe påviselig deformasjonsmønster.

Det synes dermed klart at S_B representerer en komplisert tektonometamorf utvikling. I likhet med i det underliggende dekke, har det imidlertid heller ikke her lyktes å finne ut av denne historien som bare er presentert ved spredte rester. Mikroteksturer eller mineralkorn som kan settes i forbindelse med denne utvikling er ikke observert.

Da denne tektonometamorfe utvikling ikke lar seg løse, innbefatter jeg i denne oppgaven hele den kompliserte utvikling i gneisbåndingen, S_B . Den første deformasjon som påvirker S_B , og kan gjenkjennes og korreleres fra forskjellige lokaliteter innen dekket kaller jeg F_1 , og den resulterer i tett/isoklinal folding av S_B .

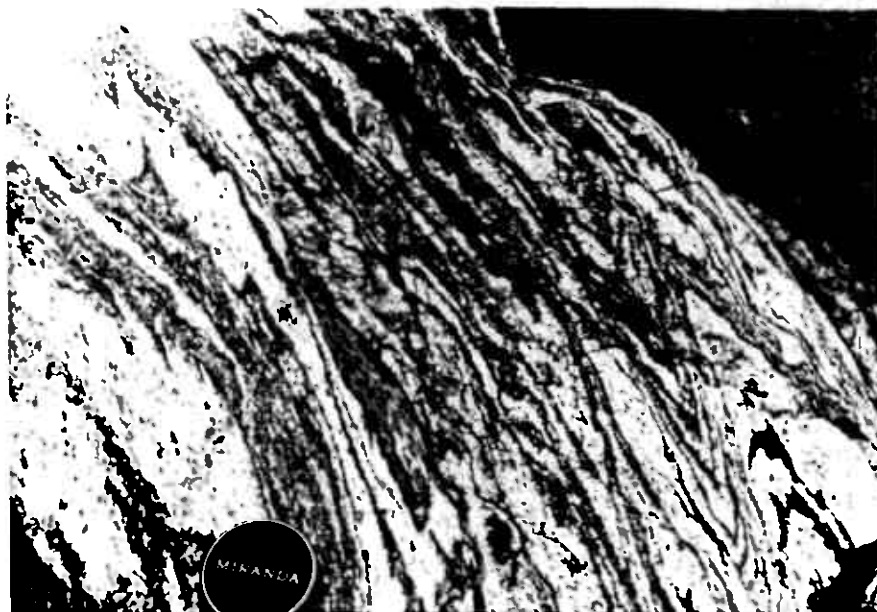


Fig.115 Komplisert gneisbånding som er foldet av "Fl"-følger.



Fig.116 Gneisbånding som består av linser og lag orientert i båndingen. Skjæres av senere årer.

første deformasjon av S_B , F_1 .

Gneisbåndingen, S_B , foldes som nevnt i dette/isoklinale folder av denne fase (f.115). Foldene har utviklet en akseplanfoliasjon, S_1 , men denne planstruktur er vanligvis lite fremtredende p.g.a. den senere statiske metamorfose som fører til rekrySTALLISASJON og nydannelse av tidligere mineraler. I lyse bånd opptrer bare spredte biotittflak og kvartsaggregater med tendens til S_1 -orientering (fig.117) men i mørke biotittrike bånd kan S_1 være bedre bevart selv om den påfølgende statiske fase oftest har mer eller mindre visket ut S_1 -teksturen også her.

Linser og bånd i gneisbåndingen som foldes av F_1 -foldene viser som nevnt så store pre- F_1 -variasjoner i tykkelse at det er vanskelig å bestemme hvilken grad av strekning/fortykning F_1 -deformasjonen fører til. Det blir derfor vanskelig å klassifisere foldetypen nærmere, og jeg går derfor ikke nærmere inn på dette, jeg kan følgelig heller ikke antyde noen dannelsesmekanismer.

Foldene viser lokalt forskyving i akseplanet (se fig.118), men om dette er skjedd i forbindelse med foldingen eller senere, er det ikke mulig å avgjøre.

Akseplanene til foldene synes alltid parallell med den steiltstående bånding, og foldeaksene må derfor også ligge i S_B . Måling av foldeakser er imidlertid stort sett ikke mulig, da foldene så og si alltid sees i todimensjonale snitt normalt på akseplan i veiskjæringer langs Komagfjordens sydside. Stuping av foldeaksene kan således vanskelig bestemmes.

F_1 -fasens metamorfosegrad er vanskelig å bestemme, da senere metamorfose har visket ut de fleste spor etter den syntektoniske mineralogi. Biotitten i S_1 viser imidlertid at minst midlere grønnskiferfacies har vært oppnådd.

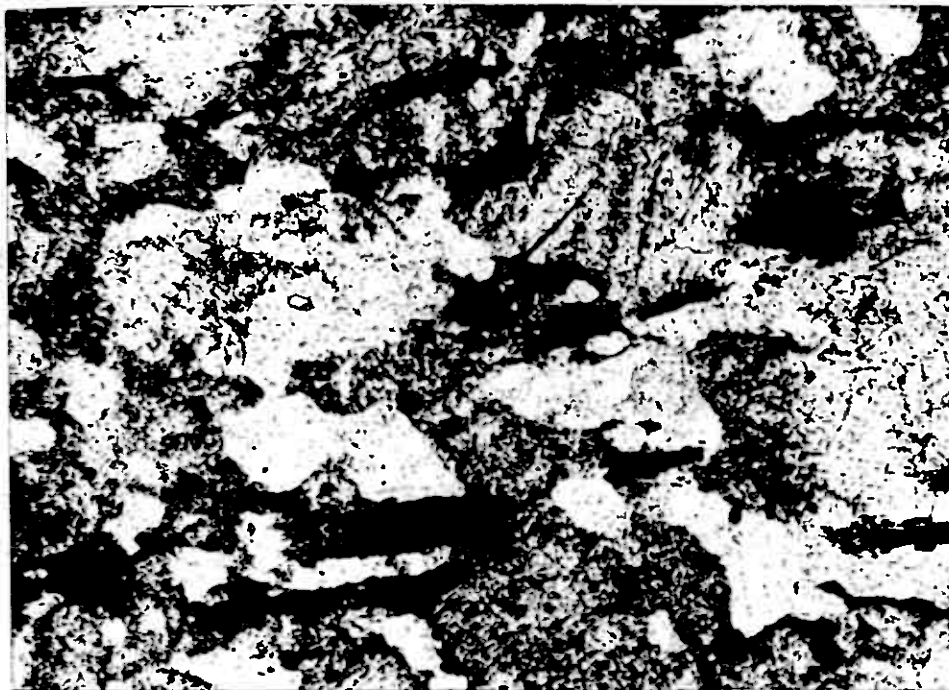


Fig.117 Slip nr.52/74 11 nicol 25xforstørrelse
Biotitt og kvartsaggregater orientert i S1.



Fig.118 F1-folder med forskyvning i akseplanet. Senere
segresjoner/årer er i ferd med å viske ut foldene.

Statisk metamorfose.

Etter foldingen inntreffer en statisk metamorfose med dannelse av pegmatittganger og porfyroblastese av feltspat. Denne fase fører til en nesten fullstendig rekrystallisasjon med nye mineraler og granoblastisk tekstur, slik at bare spredte rester av syn-F1-mineraler er oppbevart.

pegmatittene fører kvarts, mikroklin og plagioklas, mens feltspatporfyroblastesen innebærer vekst av plagioklas og mikroklin. Denne fasens post-F1 karakter sees ved at pegmatittgangene skjærer F1-folder uten selv å være deformert (se fig 119), og feltspatporfyroblastene vokser over S_B/S_1 uten å korroderes av S_1 -mineraler. (se fig. 120).

Fig. 121 viser gneisens granoblastiske karakter, noe som i stor grad må tilskrives denne fase.

Mineralutvikling.

MIKROKLIN

Uregelmessige korn, opptil 1.5 mm store, med inneslutninger av omliggende korn konsentrert langs yttergrensene, men også i kornenes kjerne. Opptrer noen ganger med det diffuse gitter som er typisk for mikroklin. Mikroklinen er i motsetning til plagioklas ikke omvandlet, og opptrer som klare korn.

PLAGIOKLAS

Kornene har uregelmessige grenser og størrelse opptil 3 mm. De er i dag albitt An_{7-9} , men kornene er alltid mer eller mindre omdannet, og en kan således anta at kornene opprinnelig har vært mer basiske. Inneslutninger av kvarts og mikroklin opptrer helst langs korngrensene.



Fig.119 Pegmatittgang som skjærer F1-fold



Fig.120 Feltspatporfyroblaster som vokser over bånding og S1 i gneisen.

BIOTITT

Plagioklaskornene har innbyrdes svært uregelmessige grenser, men mot andre mineraler er de vanligvis rettere. Mot mikroklin er grensene ofte konvekse, lokalt med myrmekittisering.

Opptrer i 0.2-0.6 mm lange korn med en mer eller mindre utpreget planorientering i båndingen.

Pleokroismen er: α - lys gul

$\beta + \gamma$ - olivenbrun

KVARTS

Innbyrdes uregelmessige grenser og undulerende utslukking, men tendens til polygonaltekstur lokalt. Kornstørrelse 0.1-0.5 mm.

Kaledonsk retrogradering har ført til at mineralparagenesen nå tilsvarende grønskiferfacies. Den omdannede albitten indikerer imidlertid at høyere metamorfosegrad har vært oppådd, og den gjennomgripende granoblastiske tekstur er likeså vanskelig å forbinde med grønskiferfacies.

Dekkets strukturelle/metamorfe utvikling før påplasskyving synes ikke å la seg korrelere med den kaledonske utvikling, og dekket må sannsynligvis, liksom det underliggende Isagfjorddekke, ha sitt opphav i basalgneisen under Raipasbergartene.



Fig. 121 Slip nr. 52/74 x nicol 25xforstørrelse
Fig. viser den granoblastiske tekturen i gneisen. Mikroklin er tydelig på sitt diffuse gitter mens plagioklassen er omdannet. Ellers opptrer kvarts og biotitt.

Kap. 3.4

LAMVIKDEKKET.

Lamvikdekket ligger over Kufjelldekket og utgjør området omkring indre/ytre Lamvik langs Korsfjord, mens det langs Komagfjord strekker seg fra Rakeluft til Ytreberget.

Dekket utgjøres i all hovedsak av en mer eller mindre omdannet psammitt, med en smal glimmerskifersone nær dekkets undergrense. Feltspatisering og forgneising visker ofte ut psammittiske strukturer og omdanner lagdelt psammitt til båndet gneis. Gradvise overganger mellom de to, noen ganger i løpet av få meter langs strøket, viser imidlertid gneisens opphav.

De typiske psammitter er lyse grå, båndet i gråtoner pga. varierende glimmerinnhold. Tykkelsen for båndene som representerer den sedimentære lagning, kalt S_L , er vanligvis bare noen få cm, ofte med mm-tynne pelittiske horisonter (se fig. 122).

Nær dekkets undre del opptrer en mørk grå glimmerskifersone med noen få underordnede psammittlag (fig. 123). Sonens mektighet er 50-60 m ved indre Lamvik, der den er bredest, men kiler ut mot nord, og syd for Rakeluft er mektigheten bare et par meter. Om denne utkilingen er tektonisk eller sedimentært betinget, går ikke klart frem i felt.

Opptil 1 m tykke lag av glimmerskifer opptrer i psammitten nær denne sonen, men ellers opptrer ikke glimmerskifer andre steder i dekket.

Feltspatiserte og gneisaktige deler har oftest en mer markert bånding enn psammitten, og fargen veksel mellom hvit og grå, noen ganger svakt rosa. Båndingen er karakterisert

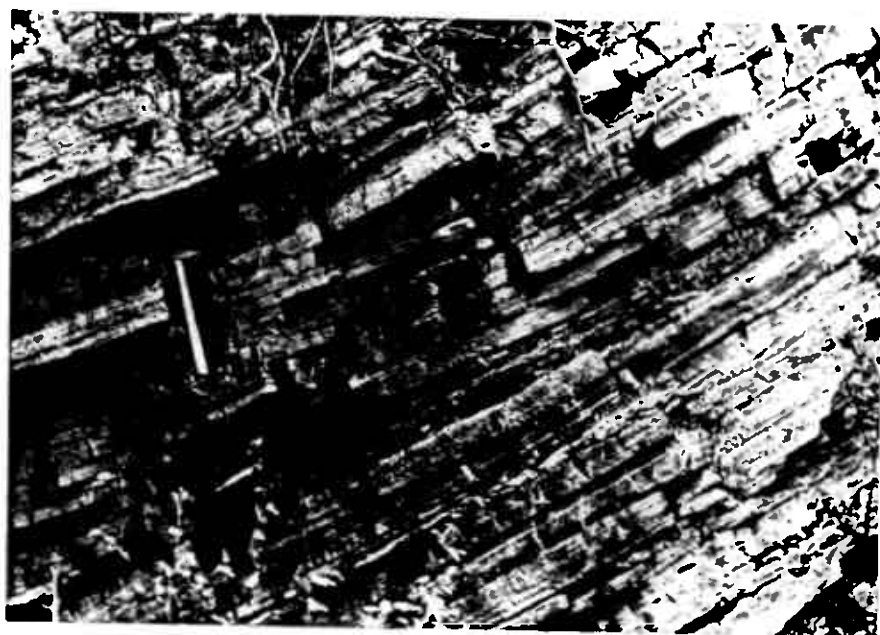


Fig.122 Lamvikpsammitt med sedimentær bånding. Den "helleaktige" (flaggy) oppsprekningen langs lagning skyldes S2-skliffrigheten. Legg merke til flattrukte segresjoner langs bånding i nedre høyre hjørne av fig.



Fig.123 Glimmerskifer med tynt psammitisk lag (nedre del til høyre for blyant). Bergarten er rik på kvartslinser.

ved vekslende glimmerinnhold også her. Gneisen viser en noe grovere tekstur enn psammitten, noe som stemmer godt overens med at gneisen har vært utsatt for en mer fremskredet rekrystallasjon.

Den regionale skifrichet, S₂, som utgjør akseplanfoliasjonen i liggende F₂-folder, opptrer vanligvis parallelt/subparallelt den sedimentære lagning/bånding, S_L. Mindre amfibolittkropper og kvarts/feltspatsegresjoner er flattrøkt og ofte boudinert i denne (se fig. 122 & 135).

S₁ som predaterer S₂ sees svært sjelden, men antas for en stor del å ha falt sammen med den senere S₂-foliasjonen.

Psammittene er vanligvis finkornete, men endel større feltspatporfyroblaster opptrer vanligvis, lokalt i slike mengder at de setter sitt preg på litologien. Mineralogien varierer lite, men innholdet av de forskjellige mineraler kan variere en del, særlig gjelder dette for glimmerinnholdet som varierer fra ca. 5-25% i psammittiske litologier. Muskovitt utgjør hoveddelen, men også endel biotitt med olivonbrun/grønn pleokroisme forekommer. Glimmorne viser oftest en markert planorientering i den regionale skifrichet, S₂.

Kvartsinnholdet varierer mellom 35-50%, mens feltspat utgjør mellom 25 og 40%.

Plagioklas består delvis av eldre, ofte større korn (max 1.3 mm), av mer eller mindre omdannet albitt, An₅₋₁₀, og delvis av klare, mindre (max 0,6 mm) albittkorn med god S₂-orientering.

Kalifeltspatkorn er generelt større (max. 4 mm), men det synes også her å foreligge to typer. Store korn er ofte grumsete med rester av innesluttet plagioklas og viser oftest et diffust utslukningsmønster. De mindre korn er klare, har ingen innesluttete rester av plagioklas og vanligvis et velutviklet mikroklingitter. Strengpertitter kan opptre i begge typer.

Kvartskornene danner oftest en polygonal mosaikk i glimmerfattige lag, men dette er mindre utpreget i lag rikere på glimmer der grensene kan være diffuse og uregelmessige. Kvarts viser oftest undulerende utslukning.

Glimmerskiferen har et høyt glimmerinnhold, ca. 37%, men ellers er dens mineralogi omtrent som beskrevet ovenfor for psammittiske litologier.

Aktinolitt-amfibolitt forekommer både som lag og boudins konkordant til lagningen. Det forekommer to typer: A) Middels kornet, mørk grønn/grønnhvit farge avhengig av plagioklasinnhold. (Mørke grønne har lite plagioklas). Den regionale skifrihet, S2 er dårlig utviklet i denne type, og den opptrer oftest som ellipseformet boudins i S2. Aktinolitt-kornene viser ofte en god lineasjon langs kantene av boudinene, men er relativt uorientert i kjernen.

B) Denne type er finkornet, mørk-middels grønn og har en velutviklet skifrihet, S2, ofte med biotittutvikling i denne. Den opptrer vanligvis som kontinuerlige, tynne lag langs skifrihet/bånding. Aktinolittkornene viser vanligvis en gjennomgripende orientering av lengsteaksene.

Endel mindre kvarts/feltspat segresjoner kan forekomme både diskordant og konkordant til bånding/lagning.

Ved en lokalitet ved Ytre Lamvik er det observert noen få tynne lag som hovedsakelig består av grønn glimmer (fuchsitt).

Granater opptrer, men er begrenset til den vestlige del av dekket der de opptrer i mindre mengder i både psammitt og amfibolitt.

Overskyvingen har hatt relativt liten innvirkning på dekket, bortsett fra sonene ved skyvekontaktene mot over- og underliggende dekker, der psammitten viser sterk flattrykking og god skifrihet.

Lokale, mindre skyvesoner innen dekket er svært sjeldne.

STRUKTURER OG METAMORFOSE

Første deformasjonsfase, F1.

Folder av denne fase er bare observert ved en lokalitet mellom ytre Lamvik og Mosenes, der den folder den sedimentære lagning, og blir refoldet av F2-folder (se fig. 124)

I foldekne kan en her se at en glimmerfoliasjon, karakterisert ved 0.1-0.2 mm lange muskovitt og biotittflak, er utviklet i akseplanet for F1-foldene (se fig. 125). Den senere S2-skiffrighet er imidlertid den dominerende planstruktur i dekket, og S1 er ikke alltid like lett å få øye på, da den delvis faller sammen med, og delvis ved at S1-glimmer rekrystalliserer i S2.

F1-foldenes stil er tett/isoklinal i den lokalitet der de opptrer, men refoldingen har sannsynligvis modifisert foldestilen, og den opprinnelige stil kan derfor ikke bestemmes nøyaktig. Det faktum at S1 ofte faller sammen med S2 gjør det sannsynlig at de større F1-folder etter F2-deformasjonen er liggende isoklinaler, men deres primære stil er fremdeles usikker.

Beskrivelse av F1-foldenes egenskaper synes å ha lite for seg sett på bakgrunn av den senere modifisering under refoldingen. Det kan imidlertid nevnes at foldene synes å vise liten variasjon i den ortogonale tykkelse og således sannsynligvis representerer parallelle folder.

Egenskaper som primær bølgelengde og amplitude, og likeledes hvorvidt foldene er primært sylindriske eller ikke, er det ikke mulig å avgjøre. Det er ikke observert noen lineasjon som kan tilskrives F1-foldingen.

Metamorfosegraden under foldingen må, basert på den syntektoniske biotitt, ha vært minst midlere grønnskifer-facies.

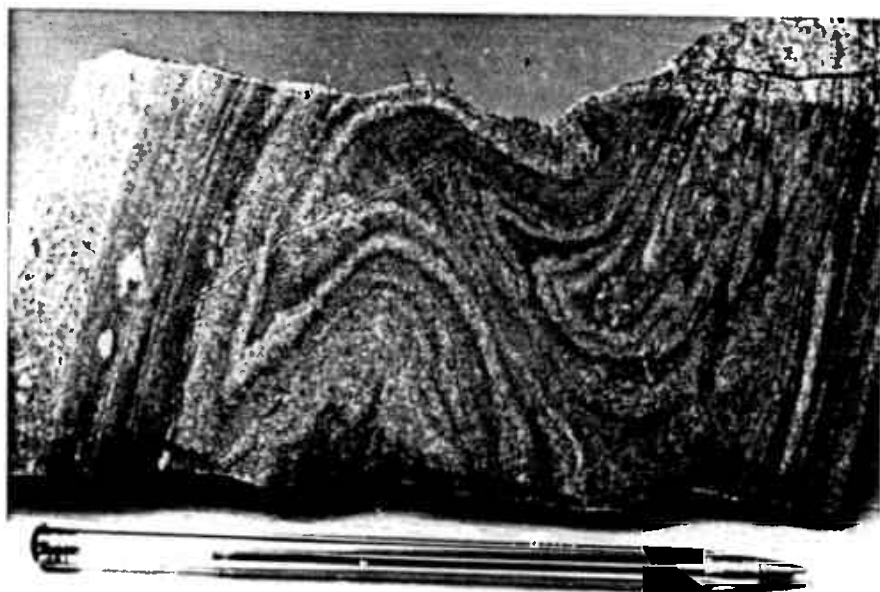


Fig.124 F1-fold som refoldes av F2-fold i Lanvikpsammitt.



Fig.125 Slip nr.113/74 x nicol 63xforstørrelse
Slipet er tatt i F1-foldekne (se fig.124). Legg merke
til at S2 er den dominerende planstruktur (loddrett på
fig.) karakterisert ved muskovitt, kvarts og albitt.

Statisk metamorfose.

Etter Fl-fasen har bergarter av Lamvikdekket vært utsatt for statisk metamorfose. Fasens post-Fl natur sees ved at mineraler av denne fase vokser over Sl-glimmer uten at disse viser tegn til ombøyning, men støter imot.

Porfyroblastene viser imidlertid aldri helisittisk innesluttet Sl-'fabric'.

Feltspatisering og forgneising med vekst av plagioklas og mikroklin tyder på at amfibolittfacies-metamorfose har vært oppnådd, men sikre indeksmineraler er ikke observert. Porfyroblastisk plagioklas er i dag albitt, An_{5-10} , men varierende innhold av omvandlingsprodukter (epidot og sericitt) viser at den opprinnelig må ha vært mer basisk, hvilket er nok en indikasjon på amfibolittfaciesmetamorfose.

Post Sl-granater opptrer i den vestlige del. Granatene viser tydelig syn- og post F2-vekst, men det kan ikke påvises i slip om deres dannelse begynte i den statiske fase eller ikke. Det virker imidlertid sannsynlig at granater må ha vært assosiert med den statiske fase, da den har en høyere metamorfosegrad enn F2-deformasjonen som produserer granater i samme litologi.

Forgneising av Lamvikdekket opptrer lokalt innen dekket og viser ingen tendens til økning mot vest, så konsentrasjon av granat i den vestlige del synes ikke å henge sammen med økende metamorfosegrad mot V.

Heller ikke litologiske forskjeller kan påvises, og på dette grunnlag virker den begrensede opptreden av granat noe uforståelig. Dog kan det foreligge forskjeller i sammensetning som det trengs en mer detaljert undersøkelse for å avdekke.

Mineralutvikling.

PLAGIOKLAS: Xenoblastiske, ofte ekvidimensjonale korn, max 1.5 mm, med uregelmessige grenser som helt eller delvis inneslutter den omliggende matrix. Kornene er i dag albitt, men er alltid mer eller mindre omdannet. Albitt-tvillinger er vanlige. (se fig. 126). Inne i en del større kalifeltspatkorn opptrer mer eller mindre sammenhengende flekker av optisk kontinuerlig, omdannet albitt, (se fig. 127, beskrevet under MIKROKLIN.)

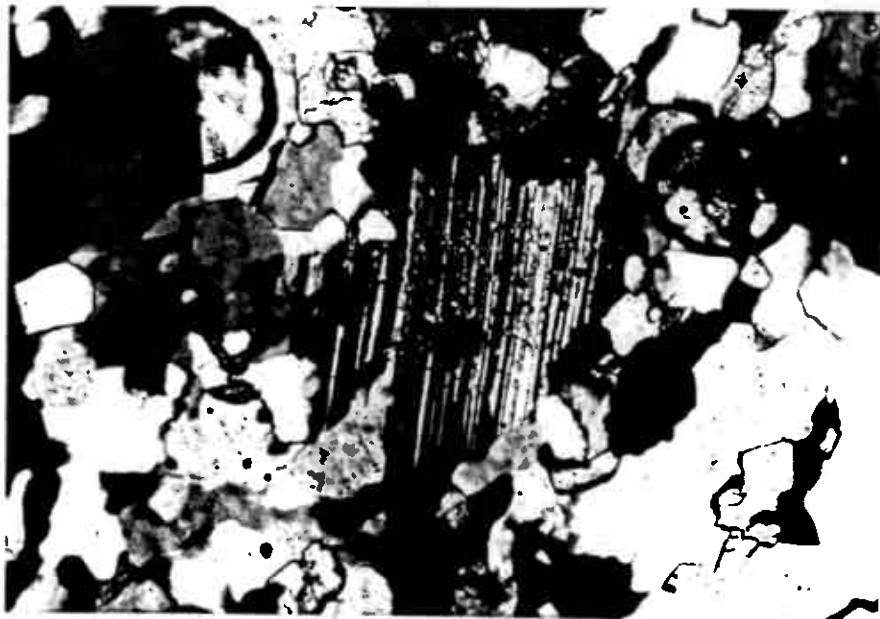


Fig.126 Slip nr. 228/73 x nicol 63xforstörrelse
Perfyroblastisk plagioklaskorn med omvandlingsprodukter.

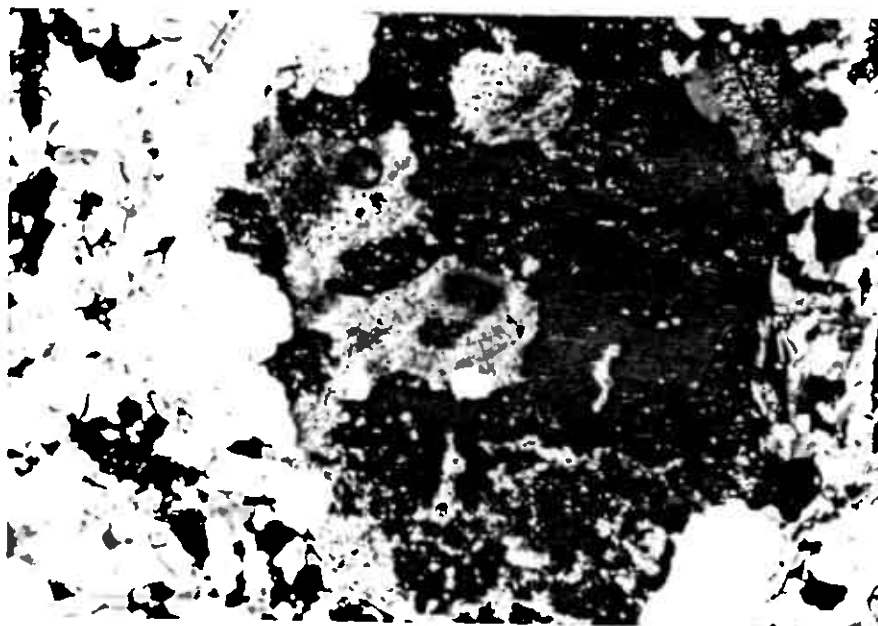


Fig.127 Slip nr.228/73 x nicol 25xforstörrelse
Pertittisk mikroclin med innesluttade flekker
av optisk kontinuerlig plagioklas.

MIKROKLIN. To typer opptrer; store, grumsete korn med plagioklasrester og med dårlig eller ikke utviklet mikroklingitter, og mindre, klare korn, oftest med velutviklet mikroklingitter.

De "flekke" inneslutningene av plagioklas i mikroklin er tydeligvis et resultat av mikroklinvekst på bekostning av plagioklas, men om plagioklasen er av samme fase eller representerer tidligere korn er ofte vanskelig å avgjøre. I et tilfelle sees imidlertid en udiskutabel plagioklasporfyroblast med begynnende mikroklinisering langs kantene. Dette viser at plagioklas av denne fase korroderes av mikroklin av samme fase, og mikroklinveksten må således postdatere vekst av plagioklas i denne fase.

Den annen type mikroklin består av mindre, klare korn, oftest med et velutviklet mikroklingitter.

Vekst på bekostning av omliggende kvarts/feltspat-matrix som også finnes som inneslutninger, er karakteristisk for begge typer, og de har sannsynligvis vokst samtidig. Det synes som om de store korn representerer "replacement" av plagioklas med mikroklin, mens de små er nydannete.

Strengpertitt er observert i begge typer.

BIOTITT/MUSKOVITT

Opptrer i små mengder som små (under 0.3 mm) xenoblastiske/hypideoblastiske korn. Inneslutninger kan forekomme, men de er aldri helisittiske.

EPIDOT/TITANITT

Små, granulære korn, vanligvis under 0.2 mm.

GRANAT

(se syn-F2 mineralutvikling).

HORNBLENDE/AKTINOLITT

Vanligvis begrenset til aktinolitt-amfibolitter, men



Fig.128 Hornblende (?) -porfyroblaster i Lamvikpsammitt, deformert av senere F2-deformasjon.

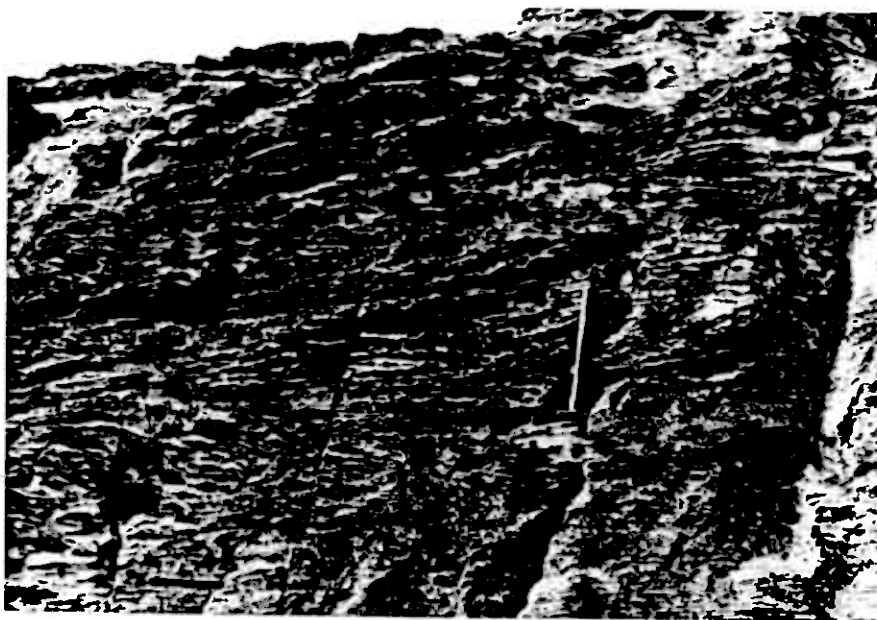


Fig.129 F2-folder i Lamvikpsammitt. Den primære lagning viser selektiv vitring.

ved en lokalitet ser en endel større porfyroblaster også i psammitt/gneis (fig. 128). Tynnslip foreligger ikke, og det er således ikke mulig å avgjøre hvilken type amfibol som er representert, men fasens generelle mineralparagenese synes å indikere at det primært må ha vært hornblende.

Andre deformasjonsfase, F2

Folder av denne fase opptrer ikke særlig hyppig, og større folder utover blotnings størrelse har det ikke vært mulig å oppdage i den monotone, smalbåndete litologi. Den assosierte akseplanfoliasjon danner imidlertid den regionale skifrigbet, og lineasjon langs foldeaksene utgjør den dominerende linjestruktur i dekket.

F2-foldene er karakterisert ved:

- a) Folding av S_L/S_1 assosiert med en velutviklet akseplanfoliasjon, S_2 .
- b) Dannelse av skjæringslineasjon ved skjæring mellom S_2 og S_L/S_1 .
- c) Refolding av F_1 -folder.

I tillegg er lineære elementer så som mullions, kvarts-"rods" og minerallineasjon klart assosiert med F2-deformasjonen.

Foldestilen er angulær, tett/isoklinal med flattliggende akseplan (fig. 129). Bølgelengden er aldri observert over 1 m, amplitydene er vanskelig å måle, men innenfor blotningene overstiger de ikke 3-4 m. Foldene er sylindriske innenfor blotnings størrelse, og parasittfoldene er kongruente med moderfoldene. Moderfoldene viser en gradvis dreining av aksene fra NV i den vestlige del til V i øst. (se strukturkart og fig. 130).

Større folder er som nevnt ikke oppdaget, men da overalt opptrer parallelt eller subparallelt S_L , antas de

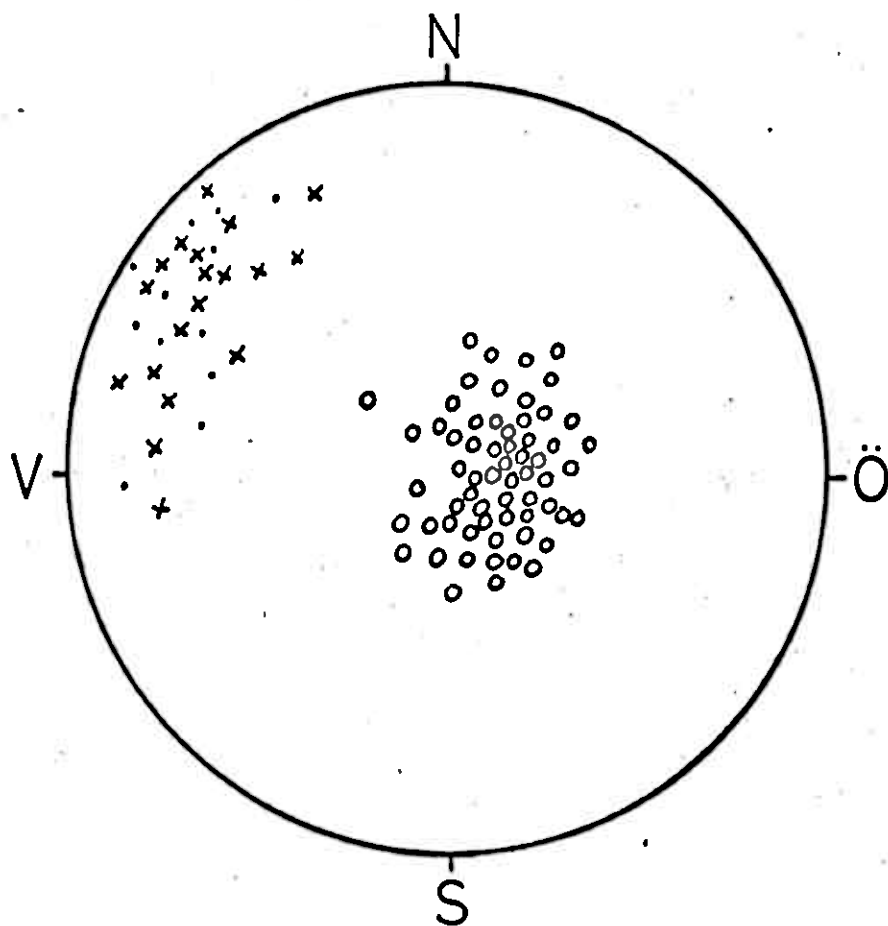


Fig.130 Stereografisk projeksjon av strukturelementer, assosiert med F2-deformasjonen.

Kryss - foldeakser

Prikker - fiberlineasjon

Ringer - poler til akseplan og regional skifrihet.



Fig.131 F2-folder i Lamvikpsammitt. Legg merke til den markerte strekning på sjenkler og fortykning i kne.

store strukturene å være liggende isoklinaler.

Strekning langs sjenklene og fortykning i foldekne er typisk for F2-foldene i psammitt, og ved flere lokaliteter har foldene egenskaper som en forbinder med perfekte "similar" folder idet T-verdien for lagtykkelsen er nærmest konstant. (se fig. 131).

Foldete kvarts/feltspatsegresjoner viser imidlertid parallelle folder, og den regionale dannelsen av F2-foldene må således, som beskrevet tidligere for F2 i Lerresfjorddekket, være skjedd ved opprinnelige parallelle folder som har blitt utsatt for senere flattrykning.

Litologiens innvirkning på F2-foldenes egenskaper sees ved at gneislitologier viser generelt åpnere stil, og avviker fra "similar fold" egenskapene (se fig. 133).

Lineasjoner.

Langs F2-aksene opptrer det vanligvis en mer eller mindre framtrædende lineasjon, L2.

"Mullions" og "rods" er typiske resultat av skjæring mellom S2 og S1/S_L, men deres opptreden er stort sett begrenset til foldekneområder.

Mineral/fiberlineasjon i L2 er imidlertid ikke begrenset til områder med synlige F2-folder, og forekommer ved de fleste lokaliteter (se fig 134).

Aktinolit danner med sin stenglige form en meget markert lineasjon, men da dens opptreden stort sett er begrenset til noen spredte lag og linser, spiller den ikke noen dominerende rolle i dekket. Den regionale lineasjon utgjøres av en fiberlineasjon markert ved glimmer, kvartsaggregater og i noen grad feltspat. Denne lineasjonen er vanligvis ikke så fremtredende, men ved nøye undersøkelse kan den oppdages ved de fleste lokaliteter.

Boudinage.

Lamvikpsammittens monotone båndete litologi med små

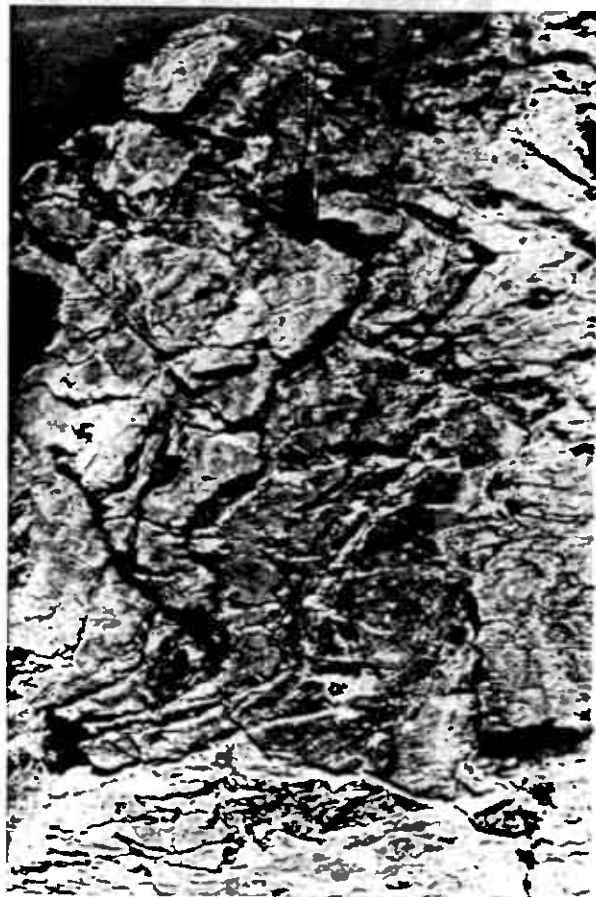


Fig.133 F2-folder i forgneiset psammitt. Legg merke til den mer åpne, parallelle foldestil.

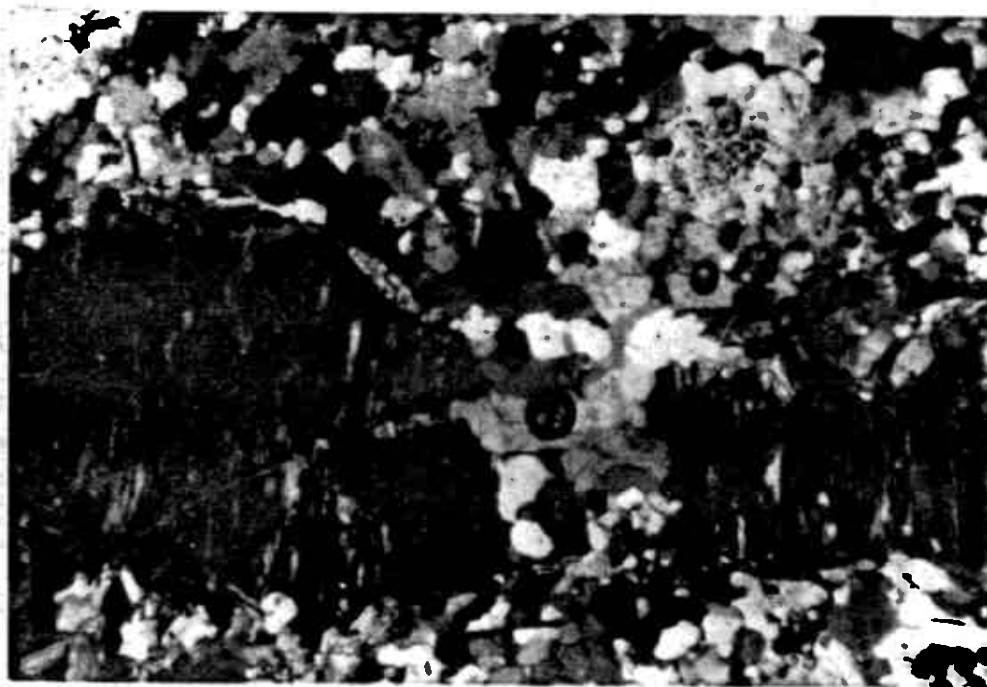


Fig.134 Slip nr.228b/73 x nicol 25xforstørrelse
Slipet er orientert parallelt akseplanet i F2-fold og en
er glimmerorientering og orientering av større pre-F2
Porfiroblaster langs foldeaksen (L2). Kvarts har polygonaltekstur.

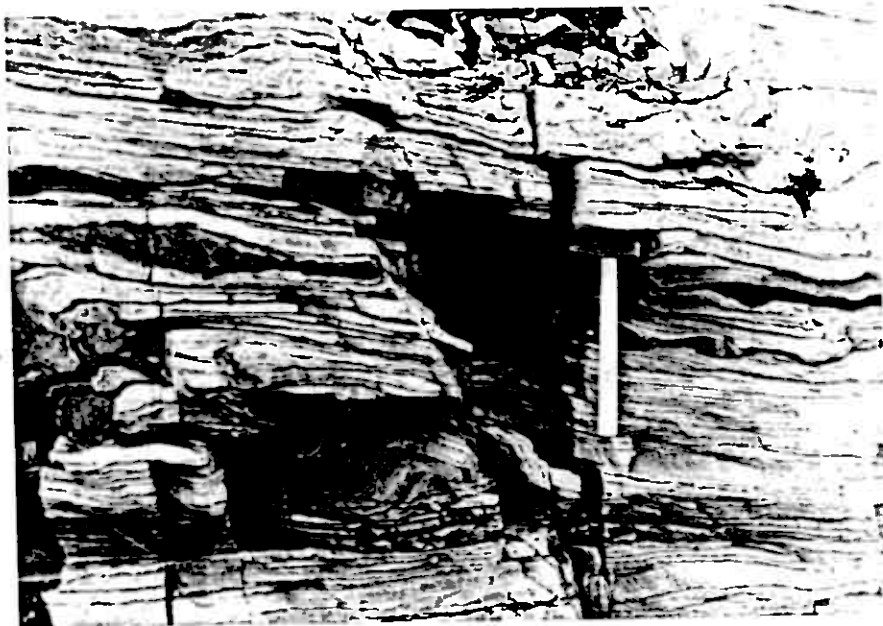


Fig.135 Amfibolittlag i psammitt som viser "necking".

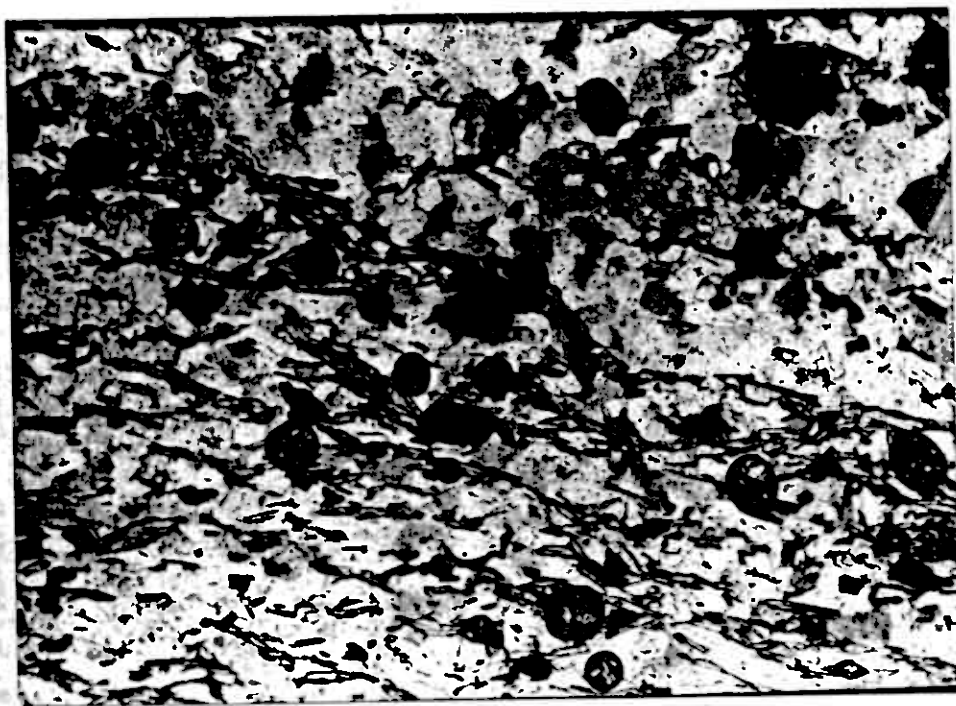


Fig.136 Slip nr.228/73 11 nicol 25xforstørrelse
 Forskjellig utvikling av tektonisk planstruktur i psammitt-
 lag med varierende glimmerinnhold. S2 dominerer, men S1 opp-
 trer på grensen mellom lagene og ellers som spredte korn.

kompetanseforskjeller mellom individuelle lag er lite utsatt for boudinage, og jeg har ikke observert tilfeller av boudinage her.

De middels kornete amfibolitter har imidlertid så forskjellig kompetanse fra psammitten at de så og si alltid forekommer som større eller mindre boudins, eller viser tydelig "necking" (se fig. 135). De finkornete viser svært sjelden slike strukturer.

Bare sjelden sees boudinenes akser, men der de sees har de alltid lengsteaksen langs L2, og det er sannsynlig at de er dannet ved den generelle strekning langs F2-aksen under andre deformasjonsfase.

S2-utvikling.

Det har foregått en utstrakt rekrySTALLISASJON under andre deformasjonsfase.

Mineralparagenesen viser at øvre grønnskiferfacies har vært oppnådd i alle fall i den vestlige del av dekket, da det opptrer syntektoniske granater i en ca. 2 km bred sone langs kontakten mot det overliggende dekke. Den østlige del er fri for granater og biotitt, muskovitt og albitt er mineralparagenesen her.

Da litologien i denne sone ikke avviker synlig fra resten av dekket, synes det å gå en isograd langs sonens østgrense som skiller øvre og midlere grønnskiferfacies under F2-deformasjonen.

Den forutgående statiske fase har imidlertid heller ikke gitt granater i den østlige del, og da denne fase antas å ha oppnådd amfibolittfacies, skulle en vente utstrakt granatdannelse i dekket dersom kjemien var passende. Fravær av granater i det østlige område synes således å indikere forskjell i bergartenes kjemi fra vest til øst. Det er imidlertid vanskelig å tenke seg hvilke forskjeller i kjemi som opptrer, da det ikke synes å være noe hinder i Lamvikdekkets sammensetning i den østlige del for granatdannelse. En tredje mulighet kunne være at også den statiske fase har en tilsvarende isograd, men dette

er ikke påvist. Porfyroblaster av den statiske fase blir ofte deformert, reorientert og tildels retrogradert under F2-deformasjonen. (se fig. 137).

Muskovitt og biotitt er de mest karakteristiske S2-mineraler, og jo høyere glimmerinnhold i bergarten, dess bedre er S2 utviklet. (se fig. 136)

Også S1 er karakterisert ved biotitt og muskovitt, men S2 er den dominerende planstruktur, og der de to sees å krysse hverandre (se fig. 125 & 138), opptrer oftest bare rester av S1 mellom S2-planene. Dette kan gi kruskløv (strain-slip cleavage) utvikling slik som beskrevet for skjæring S1/S2 i Lerresfjorddekket, men det sees vanligvis kun under mikroskop. Grunnen til dette er at S2-planene er så tett utviklet at det i felt synes som om bare en planstruktur opptrer. Utvikling av kruskløv krever at planstrukturene er godt utviklet, og i glimmerfattige litologier vil denne type kløv vanligvis ikke opptre.

Over store deler av dekket synes imidlertid de to planstrukturene å falle sammen selv i mikroskopisk skala, og da den syntektoniske mineralogi er svært lik, er det her ikke mulig å skille dem fra hverandre. Gayer og Roberts (1971) beskriver en lignende utvikling fra Kalakdekkets marginale del i Porsangerfjordområdet. Her er også mineralogien utviklet under D2 i hovedsak den samme som den som opptrer syn-D1, metamorfosegraden er i dette området øvre grønnskiferfacies.

S2-utviklingen varierer med litologien, og som nevnt er den best utviklet i glimmerrike litologier, der det opptrer mer eller mindre tett utviklete, gjennomsettende, glimmerrike plan.

I slike lag er også andre mineraler påvirket av glimmerorienteringen, og aggregater og enkeltkorn har ofte en markert planorientering i S2.

Dette skyldes dels syntektonisk vekst i S2, og dels reorientering av eldre korn.

Mineralutvikling:

ALBITT

Syntektoniske albittkorn er klare, med relativt rette grenser, An_{5-7} og god orientering i S2.

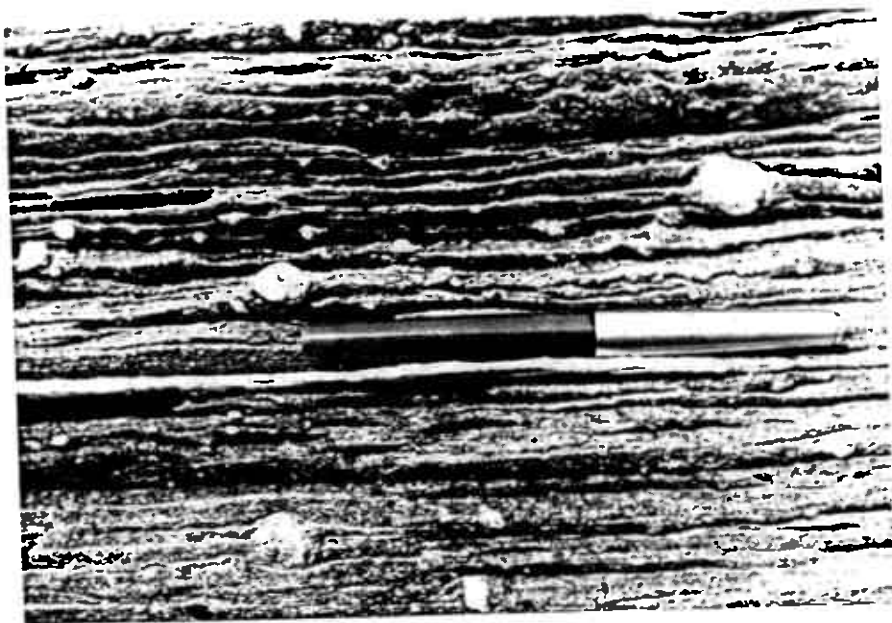


Fig.137 Porfyroblaster av den pre-F2 statiske fase som korroderes og reorienteres i S2-skiffrigheten.



Fig.138 Slip nr.649/72 x nicol 63xforstørrelse
Krusklövutvikling i glimmerskifer. Sl opptrer som små
buer mellom S2-planene, som er den dominerende planstruk-
tur i bergarten.

Størrelse vanligvis under 0.3 mm. Der S2 er velutviklet kan syntektonisk albitt utgjøre en betydelig del av den totale plagioklas. En utstrakt retrogradering av pre-F2 plagioklas til albitt må ha skjedd i denne fasen, og i dag er den omdannet til An_{5-10} .

KVARTS

Kvartsaggregater viser god S2-orientering, men enkeltkorn innen aggregatene (0.3-0.05mm) viser polygonaltekstur og bare liten tendens til planorientering i S2.

BIOTITT viser svært god plan-orientering i S2. Den opptrer oftest som spredte enkeltkorn ca. 0.15 mm store. Forekommer i varierende mengder, men ikke over 10%.

MUSKOVITT opptrer i noe større mengder enn biotitt. Kornene er ofte noe større, og ofte samlet i aggregater og smale bånd i S2. Enkeltkornene, både i aggregater, i bånd og alene, har alltid en god planorientering i S2.

EPIDOT/TITANITT opptrer som små korn under 0.15 mm, store, elongert i S2.

GRANAT Små, vanligvis under 1 mm, xenoblastiske/hypideoblastiske korn, vanligvis med inneslutninger av kvarts som er mindre enn kvartskorn utenfor (p.g.a. "coarsening" under og etter granatvekst), men aldri med helisittisk tekstur.

Granatene postdaterer S1-foliasjonen (se fig. 139), men hvorvidt veksten startet før F2-fasen er det ikke mulig å avgjøre fra tyanslip.

Ut fra den metamorfe utvikling synes det imidlertid sannsynlig at granatvekst har forekommet også pre-F2. Granatenes pre-F2 vekst kommer imidlertid klart fram av fig. 140 som viser S2-foliasjon som både støter mot og bøyer rundt granaten.

Noen få spredte granater viser imidlertid ingen avbøying av S2-glimmer rundt granatenes ytterkanter og må således postdatere den sene flattrykkingen i F2-fasen.

Endel muskovitt & biotitt er også observert å vokse over S2-foliasjonen lokalt, hvilket indikerer en lokal post-F2 statisk fase av midlere/øvre grønnskiferfaciesgrad.

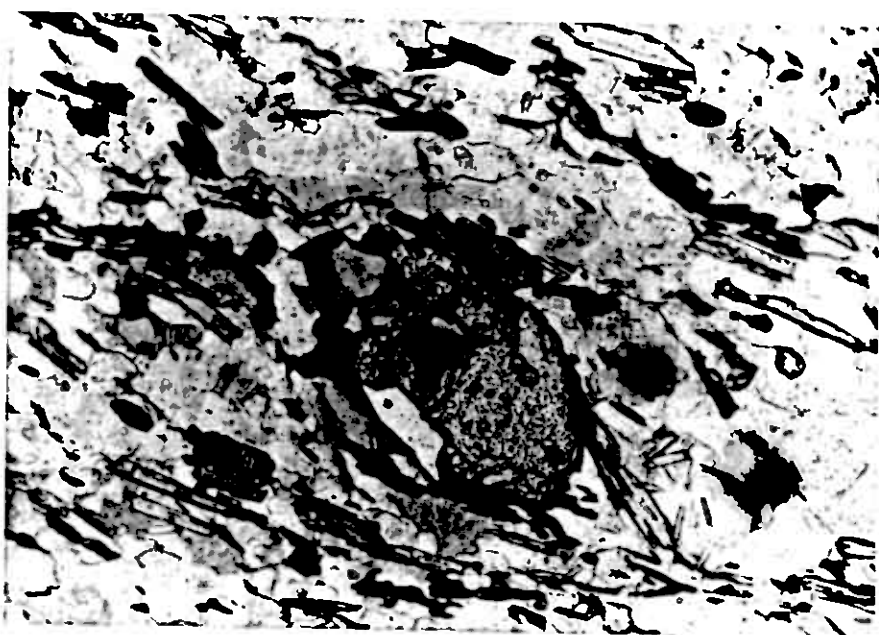


Fig.139 Slip nr.278/73 11 nicol 63xforstørrelse
Peanitt med granat som vokser over S1-glimmer.



Fig.140 Slip nr.278/73 11 nicol 63xforstørrelse
Peanitt med S2-foliasjon som både støter mot og bøyer rundt
granaten.

Kap. 3.5

KORSKLUBBENDEKKET

Dette dekket er det øverste dekket og utgjøres av en båndet, granoblastisk, fin/middelskornet gneis, kalt Korsklubben gneis som har kvartsdiorittisk/amfibolittisk sammensetning. Gneisen veksler i hvitt og mørk grønt/sort, og består av en kompleks blanding av mer eller mindre parallell-orienterte linser og lag som tilsammen utgjør gneisbåndingen. Grensene mellom gneisens lyse og mørke bestanddeler kan være skarpe, men ofte sees diffuse overganger. Båndingen, kalt S_B , representerer således, i likhet med i de andre gneisdekkene, en kompleks tektonometamorf historie.

Innen gneisen finnes soner der lyse bånd dominerer over amfibolittiske og omvendt, men sett under ett dominerer de lyse.

Endel mørk grønne, fin-middels kornete mafiske intrusivganger opptrer konkordant og diskordant til båndingen.

Gneisbåndingen er den dominerende planstruktur, men en senere foliasjon assosiert med folding av båndingen setter sitt preg på gneisen i visse områder. Vanligvis er den karakterisert ved glimmerorientering, best synlig i mafiske bånd, men lokalt opptrer smale, skifrige soner som gjennomsetter gneisbåndingen.

Gneisens mineralogi.

Lyse bånd har kvartsdiorittisk sammensetning og består av en mosaikk av kvarts og plagioklas med mindre mengder aktinolitt, hornblende, biotitt, granat, muskovitt, epidot, titanitt, opake mineraler og i et tilfelle pyroksen.

De mørke bånd består av hornblende/aktinolitt-amfibolitt, men foruten amfibol opptrer også de fleste av de ovenfornevnte mineraler.

Plagioklasen er oftest sterkt saussurittisert, og innholdet ligger mellom An_7 og An_{12} , men i ett tilfelle der plagioklasen ikke har omvandlingsprodukter har plagioklasen

Aktinolitt utgjør hoveddelen av amfibolen i områder som er påvirket av grønnskiferfacies-deformasjon, men finkornete ertsinneslutninger og kjerner med brunlig pleokroisme lokalt viser at den må være pseudomorf etter hornblende. Uomvandlet hornblende er den dominerende amfibol i områder som er lite påvirket av senere deformasjon. Disse kan vise det typiske pyroksen-snitt (se fig. 146), og må representere pseudomorfose etter pyroksen som også opptrer uomvandlet i samme slipp. Amfibolen viser ofte sieve-tekstur med inneslutninger, hovedsakelig av kvarts.

Magmatiske intrusjoner.

Opptrer som ganger, vanligvis med under 1 m's tykkelse, og kan inndeles i to typer på grunnlag av sitt forhold til den senere foliasjon, S₂. Type A, er intrudert langs F₂'s akseplanfoliasjon, S₂, og har selv fått påtrykt S₂. Denne type må følgelig være syn-F₂, og intrudert før F₂-deformasjonen var avsluttet. Den andre, type B, pre-daterer F₂ og foldes der de opptrer sammen. Opptrer oftest som konkordante lag og boudins, men lokalt skjærer de S_B og viser den intrusive karakter.

TYPE A (Se fig. 142 a & b)

Består så og si utelukkende av finkornet aktinolitt, størrelse 0.01-0.05 mm, svak pleokroisme. Finkornete ertsutfellinger er observert i noen få korn, men vanligvis opptrer erts bare langs korngrensene som veldefinerte korn.

Aktinolittens lengsteakser danner en markert lineasjon, og har god orientering i S₂. P.g.a. den små kornstørrelse er dette imidlertid sjelden fremtredende i felt.

Syn- og posttektonisk granat er observert i noen lokasjoner.

TYPE B (Se fig 141 & 145)

Intrusiver av denne type er generelt grovere, og fargen varierer fra mørk grønn til hvit/grønn-spettet p.g.a. varierende fagloklasinhold.



Fig.142a Syntektonisk mafisk intrusjon som er intrudert langs F2-akseplan.



Fig.142b Slip nr.156/74 11 nicol 63xforstørrelse
Kontakt mellom intrusjon og gneiss fra lokalitet
vist på fig.142a. En ser at S2-foliasjonen i gneiss og
intrusjon går parallelt kontakten.

Ertsutfelling (Schiller-effekt) og brune kjerner viser at aktinolitten er pseudomorf etter et mer jernrikt mineral, sannsynligvis hornblende eller pyroksen.

Der S2 er utviklet er gangene ofte biotittisert i S2-planet, og en mer eller mindre velutviklet lineasjon assosiert med F2-deformasjonen kan opptre. I områder upåvirket av F2 er imidlertid amfibolittkroppene homogene, ikkeskifrige og uten lineasjon.

Granater kan opptre i store mengder, men kan også være fraværende.

Kontaktfenomen er ikke observert i sidesteinen, men de syntektoniske gangers finkornete tekstur er sannsynligvis et primært trekk.



Fig. 141 Mafisk intrusjon type B som ligger i kjernen av F2-fold. Intrusjonen predaterer F2-deformasjonen.

STRUKTURER OG METAMORFOSE

Gneisbånding

Gneisbåndingen er her, som i de andre gneisdekkene, en komplekst sammensatt struktur, men det har heller ikke vært mulig å løse dem. Som foto viser har disse strukturene elementer som er svært like dem som er tidligere beskrevet i Komagfjord- og Kufjelldekkets gneisbånding.

Fig. 143 & 149 viser lyse årer med en uregelmessig variasjon i tykkelse som ikke kan tilskrives de tette foldene som folder dem, og dette må sannsynligvis ha sitt opphav i tidligere deformasjon av årene. Typisk for gneisen er også at båndingen for en stor del består av linseformete elementer som kiler ut uten at dette har forbindelse med foldingen som folder båndingen.

Fig. 141 viser "flekquete" uregelmessige inneslutninger mer eller mindre orientert i gneisbåndingen som ikke har forbindelse med den mafiske intrusjonen midt på bildet.

Fig. 144 viser kvarts/feltspat-segresjoner i amfibolitt. Disse segresjonene har en tektonisk foliasjon som foldes av de fremtredende F2-foldene som folder årene.

Fig. 145 viser at de lyse lagene kan være relativt uensartede med lyse segresjoner og årer som er foldet og orientert i båndingen, som igjen foldes av en F2-fold. Mafiske lag og linser, sannsynligvis intrusivganger, som opptrer langs båndingen fører også kvarts-feltspatsegresjoner.

Mineraler og teksturer forbundet med gneisbåndingens utvikling har vanligvis ikke overlevd den senere deformasjon og metamorfose, men i et slip fra et område som ikke har vært utsatt for den senere kaledonske grønnskiferfacies-"reworking" opptrer endel klino-pyroksenkorn. (se fig. 146). Samme slip viser hornblende som er pseudomorf etter pyroksen (se fig. 147) og plagioklasinnholdet er her An₂₆₋₂₈.

Aktinolitt er vanlig i slip der grønnskiferfacies-retrogradering har opptrådt, og denne er ofte tydelig pseudomorf etter hornblende.

Dette viser altså en retrogradutvikling i Korsklubben-felket fra pyroksen via hornblende til aktinolitt.



Fig.143 Foldet kompleks gneisbånding

Fig.144 Kvarts/feltspat-segresjoner med tektonisk planstruktur (ikke synlig på fig.) som foldes av F2-folder.





Fig.145 Lys gneiss med kompliserte strukturer innen båndingen. Endel mafiske intrusjoner (type B) opptrer som lag og linser langs båndingen.



Fig.146 Slip nr.411/74 11 nicol 63xforstørrelse
Relativt uomvandlet gneiss med pyroksen (midt på fig.
med 90°-kløvvinkler) og hornblende (på høyre og venstre
side). Pyroksen er så og si fargeløs, men er blitt
grønnlig på foto.

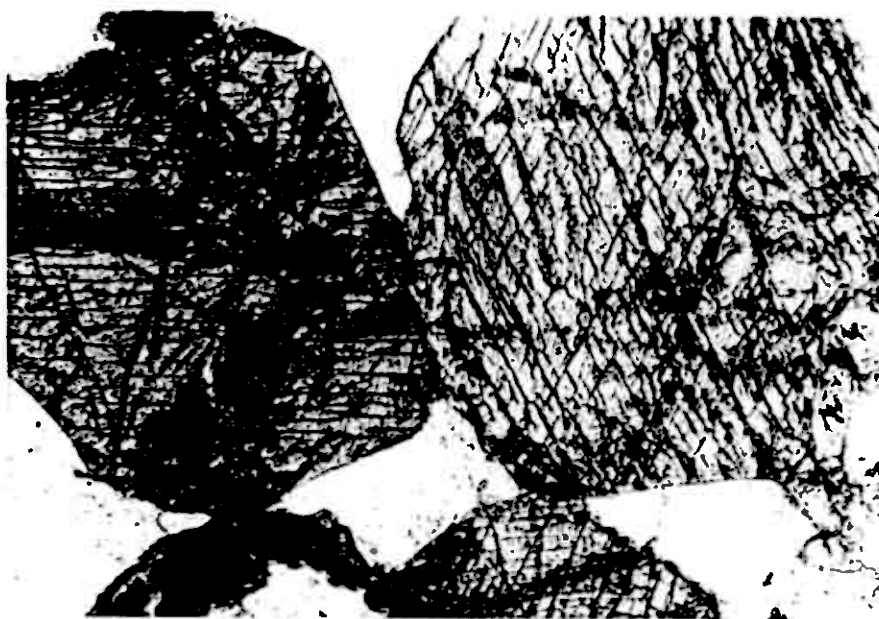


Fig.147 Slip nr.411/74 11 nicol 63xförstörrelse
Hornblende med tydelig amfibolklöv men med pyroksenens
typiske omriss, hvilket viser at hornblenden er pseudo-
morf etter pyroksen.

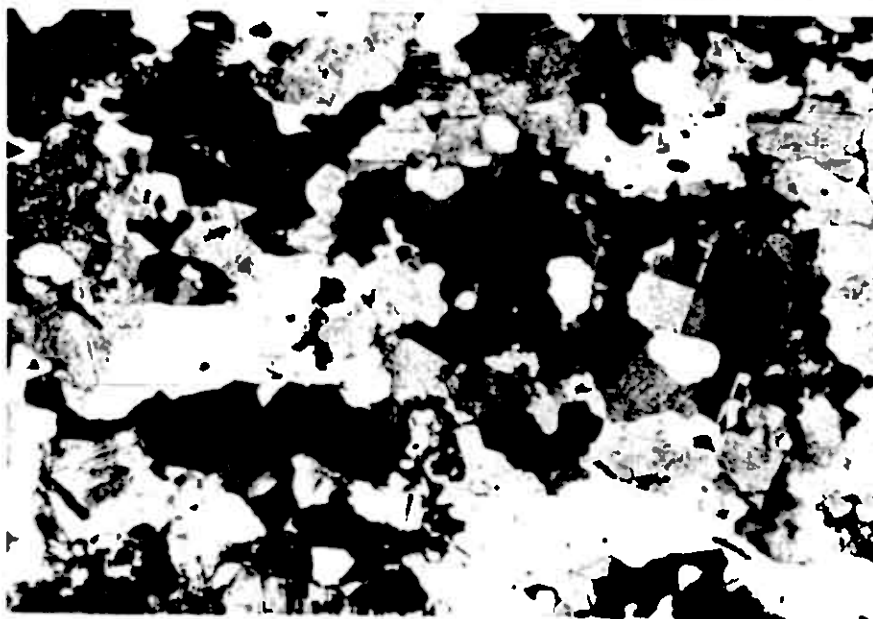


Fig.148 Slip nr.411/74 x nicol 25xförstörrelse
Granoblastisk tekstur i gneis.

Hvorvidt pyroxen er av magmatisk eller metamorft opphav er det imidlertid ikke mulig å avgjøre.

Plagioklasen er vanligvis retrogradert til albitt An_{5-12} , men slipet der pyroksen forekommer fører en mer basisk, uomdannet plagioklas med An_{26-28} , hvilket indikerer øvre amfibolittfacies-forhold.

Strukturene er som en ser svært like dem en finner i de andre gneisdekkene, og de antyder en tektonometamorf utvikling som er mer komplisert enn den kaledonske. Senere "reworking" har imidlertid ført til kamuflering av gneisbåndingens strukturer og korrelasjoner mellom strukturer fra lokalitet til lokalitet er svært usikre.

Den første foldefase som kan gjenkjennes og korreleres fra forskjellige områder i gneisen og kalles derfor Fl, selv om den ikke representerer første deformasjon av Korskluubendekkets bergarter.

Første deformasjon av S_B, Fl .

På grunn av den ensartete litologi innen dekket har det ikke vært mulig å finne større strukturer, og den tektonometamorfe historie må derfor bygge på mindre strukturer hvis utstrekning er begrenset av blotningens utstrekning.

Folder av denne fase opptrer hyppigst i området like nord av Mosenes. De folder gneisbåndingen, S_B , og foldes selv av senere faser.

En senere gjennomgripende statisk metamorfose har ført til at gneisen har fått granoblastisk tekstur (fig. 148) med rekrystallisasjon av tidligere teksturer og mineraler. Den homogenisering som gneisen har gjennomgått under denne prosess, gjør det samtidig vanskelig å måle strukturelementene i Fl-foldene. Det forekommer nemlig ikke noen oppsprekking eller selektiv vitring langs båndingen, og da man vanligvis bare ser foldene i ett snitt er det oftest umulig å foreta sikre målinger.

Foldene er vanligvis angulære og har en tett/isoklinal stil. Bølgelengden er ca. 10-30 cm, mens amplityden innenfor blotningene varierer mellom 10 cm og 1-2 m. (se fig. 149 & 143).

De få sikre målinger som er foretatt har akse og akseplan i S_B , og dette synes å være et vanlig trekk ved Fl-strukturene. Aksenes stupning er det imidlertid stort sett ikke mulig å avgjøre.

Lineasjon i forbindelse med Fl er bare observert et sted der aggregater av amfibol danner en tydelig lineasjon som synes å være parallell foldeaksen. Enkeltmineralene innen aggregatene har imidlertid en fullstendig granoblastisk tekstur (se fig 150).

Ved enkelte lokaliteter er deler av foldene forskjøvet langs akseplanet (se fig. 149). Om dette er et primært trekk ved foldingen, eller et resultat av senere deformasjon, har det imidlertid ikke vært mulig å avgjøre.

Som tidligere påpekt har linser og bånd variasjoner i tykkelse som tydelig predaterer Fl-fasen, og det er derfor vanskelig å si om strekning og fortykning av henholdsvis sjenkel og kne er assosiert med Fl-deformasjon, og grunnlaget for en nærmere klassifikasjon av foldetypen faller bort.

Gneisbåndingens nåværende geometri er svært varierende, idet den delvis er et resultat av Fl-folding og delvis av den senere F2-deformasjon. Større strukturer er ikke funnet, men i områder som er lite påvirket av F2-deformasjon har gneissen oftest et steilt fall med NØ-lig strøk langs Komagfjord, mens det v/Mosenes er mer SØ-lig.



Fig.149 Kompleks gneisbånding som foldes av F1-folder. Legg merke til at det har vært glidning i akseplanet lokalt (under hammeren).



Fig.150 Lineasjon i gneis, sannsynligvis assosiert med F1-deformasjon.

Statisk metamorfose.

En omfattende statisk metamorfose etterfølger Fl-deformasjonen. Denne fase er ikke preget av porfyroblastisk vekst av enkelte mineraler, men er karakterisert ved en gjennomgripende granoblastisk rekrySTALLISASJON. Det eneste mineral som viser porfyroblastisk vekst er granat, men større granat-aggregater som vist på fig. 151 er svært sjeldne, og det er ikke sikkert at de er assosiert med denne fase.

Mineralparagenesen hornblende-oligoklas (An_{26-28}) viser at amfibolittfacies metamorfosegrad har vært oppnådd.

Mineralutvikling.

HORNBLLENDE Amfibolen som er knyttet til denne fase er hornblende, men senere retrogradering har i enkelte områder ført til utstrakt omdanning av denne til aktinolit. Kornene er xenoblastiske, vanligvis 0.5 mm, max. 2.0 mm.

Pleokroisme: α - lys gul
 β - brungrønn
 γ - kraftig grønn

En del korn er tydelig pseudomorf etter pyroksen, da de viser hornblendens karakteristiske kløv og pleokroisme, men har pyroksenens typiske snitt (se fig. 147). Finkornete ertsutfellinger viser at hornblenden opprinnelig har vært mer jernrik.

Muligens representerer også dette rester etter en tidligere, mer jernrik pyroksen

Ertsutfelling opptrer på to måter:

A) Flekker med grumset "ertsstøv" kombinert med erts på sprekker i kornene.

B) Parallellorienterte nåler begrenset til visse deler av kornene. Dette er kjent som "Schiller-effekt", og ertsen er her orientert i den tidligere

pyroksen/hornblendes krystallgitter. (se fig. 158). Enkelte korn er så full av inneslutninger at amfibolen bare ligger som et skall (skeletal) rundt dem (se fig.). Inneslutningene er 0.015-0.1mm store, og består hovedsakelig av kvarts, men endel plagioklas kan forekomme. De innesluttete korn har oftest en uregelmessig, nærmest ekvidimensjonal form. Lokalt sees uorienterte, innesluttete korn samlet i bånd som går gjennom amfibolen, men helisittisk tekstur der innesluttete korn er orientert i et plan, er ikke observert. Disse inneslutningene representerer en sievetekstur som anses oppstått ved omvandling av pyroksen til hornblende. Da pyroksen er rikere på kvarts, blir denne skilt ut som kvartsinneslutninger i hornblenden.

GRANAT

opptrer i både lyse og mørke lag, men synes å forekomme oftere i de mørke. Opptreden av granat er lokal og store områder kan være fri for dem, mens andre områder er spekket.

Granatene er mørk røde, ideo/subideomorfe, vanligvis under 1.5 cm, og de opptrer både i aggregater og enkeltkorn.

PLAGIOKLAS

er xenoblastisk, middelskornet (1-1.5 mm vanligvis, max. 3.6 mm). Helt eller delvis innesluttet kvarts/feltspat-korn opptrer hyppigst langs kantene, men forekommer også i kjernene. Innholdet av inneslutninger er imidlertid generelt lavt, og begrenser seg stort sett til spredte, dråpeformete kvartskorn. Mot kvarts har plagioklasen rette grenser, mens plagioklas-plagioklas-grenser er svært uregelmessige. Den nåværende plagioklas er vanligvis albitt, An_{7-12} , men kornene er sterkt omdannet, og en skulle tro at den primære plagioklas var adskillig mer basisk. Dette kan vises i et slip, da plagioklas som ikke viser tegn til omdanning har An_{26-28} .



Fig.151 Aggregat av kvarts og granat som vokser over gneisbåndingen.

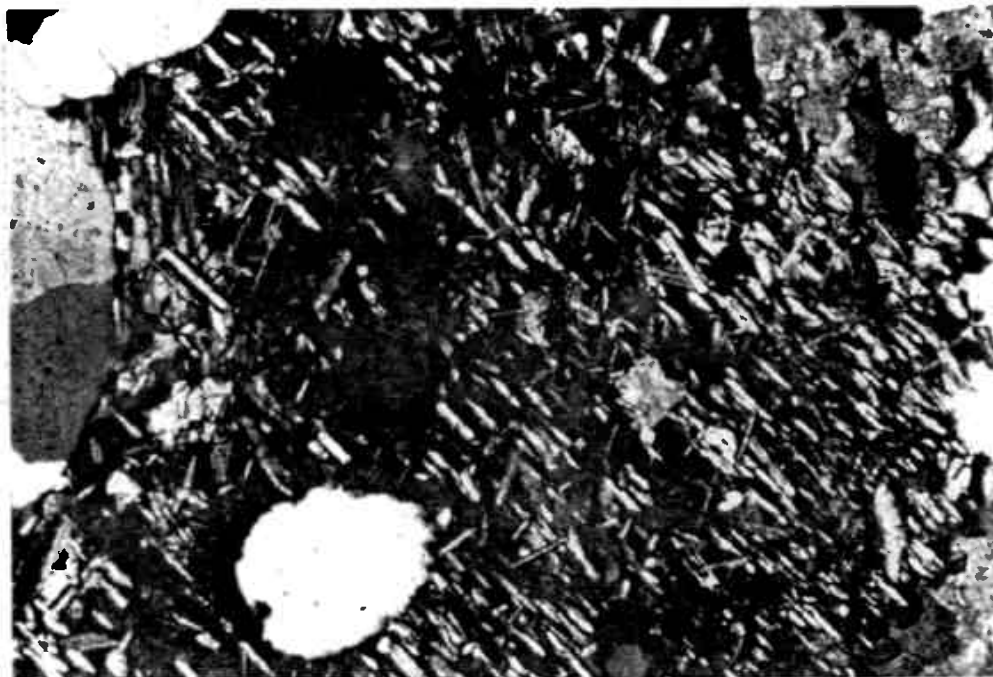


Fig.152 Slip nr.252/73 x nicol 63xforstørrelse
Omvandlingsprodukter (hovedsakelig sericitt) i plagioklas
hvis orientering er kontrollert av plagioklasens gitter.
(Widmanstätten-struktur)

Omvandlingsproduktene som plagioklasen er spekket med består for en stor del av ideo/hypideomorfe epidot og muskovittkorn som er relativt store (0.1-0.2 mm), og dette danner en kontrast til omdannede plagioklaskorn i andre dekker, da omdanningsproduktene der opptrer som grumsete, ofte vanskelig identifiserbar masse. Epidot og muskovitt har dessuten en god orientering i plagioklasens gitter, hvilket viser at utfelling av omdanningsprodukter har vært kontrollert av de krystallografiske retninger i plagioklasen (se fig 152).

Lignende fenomen der utskilte mineralers orientering kontrolleres av moderkrystallenes gitter er beskrevet bl.a. fra metall - "solid solutions", sillimanitt i feltspat i Hasvikaureolen (Sturt 1970), og kalifeltspat i plagioklas fra en antipertitt (Carstens 1967). Denne struktur er kjent som Widmanstättens-struktur.

KVARTS

er oftest samlet i uorienterte, uregelmessige aggregater som utgjøres av 0.2-0.8 mm store, polygonale korn. Svakt undulerende utslukning.

BIOTITT

Opptrer bare i små mengder som små korn under 1.5mm store.

Annenn deformasjonsfase, F2

Etter den statiske fase har igjen området blitt utsatt for deformasjon som resulterer i ny folding. Større folder er heller ikke observert i denne fase, og beskrivelsene bygger på folder begrenset til blotnings størrelse.

F2-foldene er kjennetegnet ved:

- a) Folding av S_1/S_B , med utvikling av akseplanfoliasjon.

- b) Skjæringslineasjon der S2 skjærer S1/S_B, og dessuten fiberlineasjon langs aksene.

Foldene er oftest tette/isoklinale med mer eller mindre utviklet akseplanfoliasjon, S2. Foldenes geometri varierer fra mest parallelle folder med liten eller ingen variasjon i ortogonal tykkelse (se fig. 153), til folder med tydelig strekking på sjenkler og fortykning i foldekne.

I de sistnevnte folder er S2 oftest utviklet på gjennomsettende plan, ofte med mindre dislokasjoner i tette S2-plan som kutter opp båndingen i tynne skiver.

De parallelle foldene har vanligvis også god S2-utvikling. Den opptrer imidlertid sjelden på gjennomsettende plan, og er karakterisert ved orientering av korn som til sammen gir bergarten en markert S2-"fabric". Dislokasjoner i akseplanet kan opptre også her, men forskyvingen opptrer da i plan som er adskilt med flere cm.

Av ovenforstående kan en altså se at foldenes geometri har en klar sammenheng med utviklingen av akseplanfoliasjonen.

Bølgelengde er observert opptil 2.5m, og amplitude max. 4 m.

Innenfor blotningens utstrekning er foldene sylindriske og parasittfoldene er kongruente. Regionalt viser imidlertid F2-foldene en dreining fra V til SV fra dekkets underdel i øst og vestover. Denne dreining må være et primært trekk ved F2-foldingen, da ingen senere deformasjon kan tenkes å ha hatt en slik kraftig innvirkning (se strukturkart og fig. 155).

Overfoldingens retning er det vanskelig å si noe om pga. den tidligere nevnte mangel på markerte horisonter. Foldenes akseplan har vanligvis et moderat fall mot NV (fig. 155), men innenfor et mindre område v/Mosenes er de steile. Akseretningen er imidlertid den samme i dette område som i nærliggende lokaliteter.

Dannelsesmekanismen for F2-foldene er her tydeligvis først dannelse av parallelle folder, mens senere flat-trykking gir strekning av sjenkler og dislokasjon i akseplanet lokalt.



Fig.153 F2-fold i gneis (største som er observert).
Legg merke til liten variasjon i båndingens tykkelse
fra sjenkel til kne.



Fig.154 F2-fold velutviklet S2-foliasjon og markert
lineasjon (mullions) langs aksen.

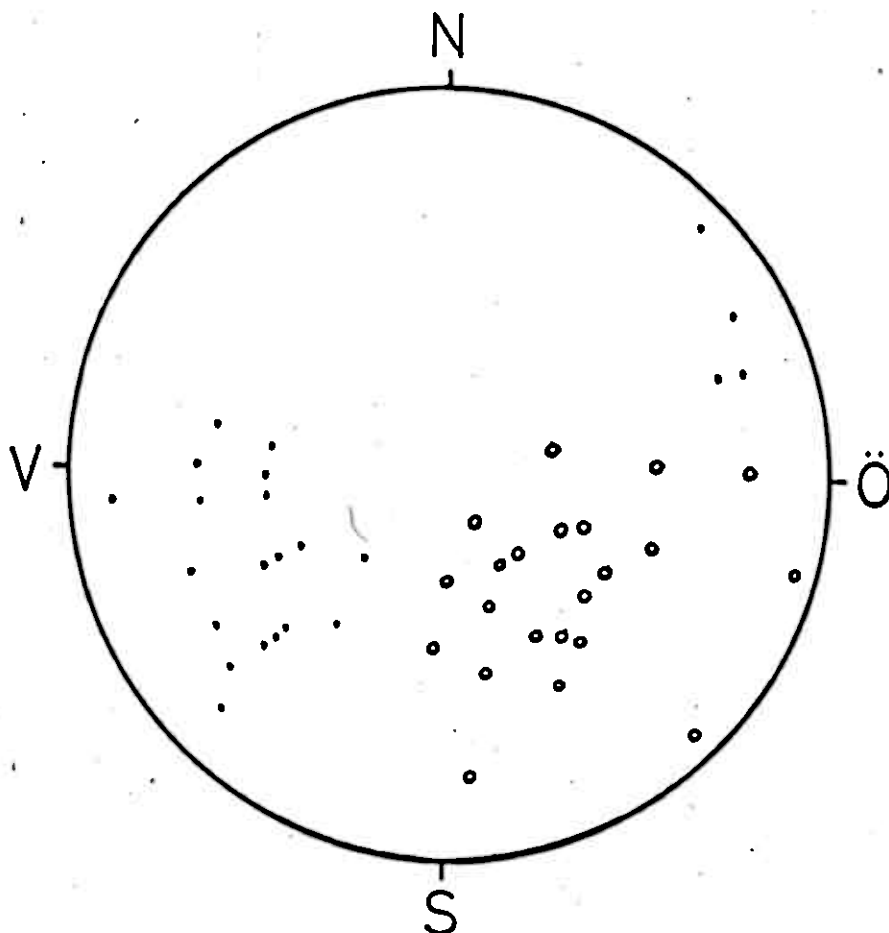


Fig.155 Stereografisk projeksjon av F2-akser (prikker)
 ● poler til F2-akseplan (ringer) i Korsklubbendekket

Lineasjoner.

Som nevnt innledningsvis opptrer en lineasjon, L2, langs F2-aksene.

"Mullions" og "røds" opptrer der S2 er godt utviklet og skjærer tidligere planstrukturer (fig. 154), men den mest fremtredende lineasjon i regional målestokk er en fiberlineasjon.

Stenglige mineraler som aktinolit og tildels biotitt er mest iøynefallende i denne, men også aggregater av andre mineraler, særlig kvarts, kan vise god lineasjon.

Boudinage.

Opptrer bare i svært liten grad i denne fase til tross for den markerte strekning langs F2-aksene. Boudins er begrenset til spredte, ellipseformete fragmenter av mafiske ganger med akser som faller sammen med den lokale L2-orientering der de kan observeres.

Mangelen på boudinage av gneisbåndingen må sannsynligvis være at den monotone, båndete litologien har små kompetansevariasjoner fra lag til lag. Dessuten har sannsynligvis homogeniseringen under den statiske metamorfose ytterligere bidratt til å viske ut eventuelle forskjeller.

Skjærsoner m/ drag -folder."

Typiske "drag-folds" oppstår som et resultat av skjærbevegelser (se fig. 156). Dette er oftest tilfelle når smale skjærsoner skjærer gjennom partier av massiv, båndet gneis som ikke er påvirket av F2-deformasjon. Sidesteinen viser da oftest biotitt på plan parallelt skjærsonene.

Skjærplan er vanligvis rette, men noen ganger opptrer soner der undulerende, noen steder vifteformede, skjærplan kutter bergarten. "Drag-folder" i slike soner har en nokså uregelmessig orientering (se fig. 157).

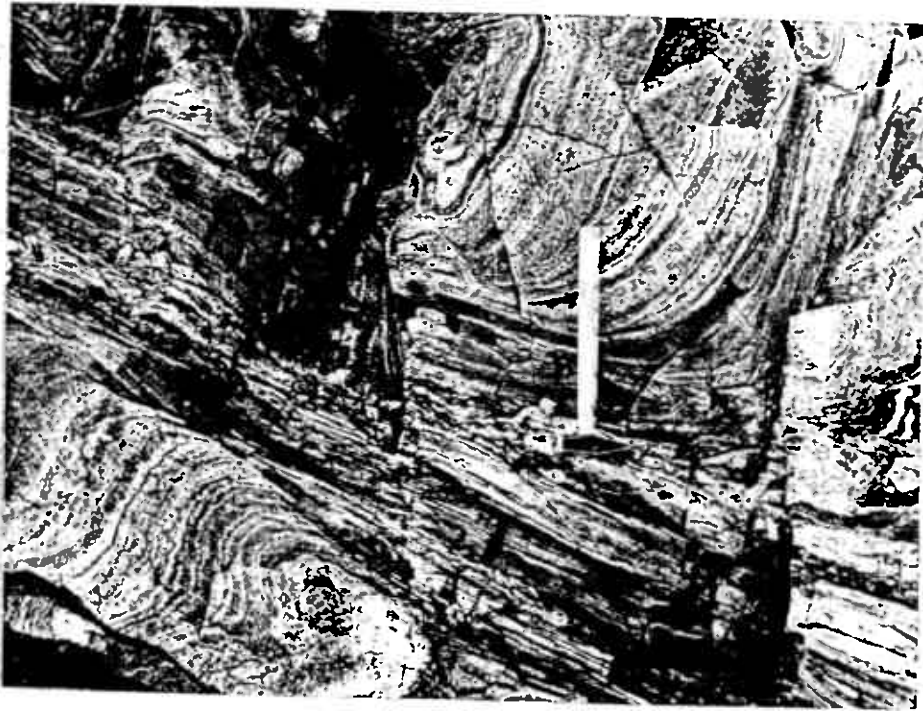


Fig.156 Skjærsone med "drag"-folder i båndet gneiss



Fig.157 Vifteformete skjærplan med "drag"-folder.

Hvorvidt disse skjærsonene hører med til sene F2-strukturer eller er oppstått i forbindelse med overskyvingen er usikkert. En ting som taler for sammenheng med F2 er at skjærplanene faller mer eller mindre sammen med F2-foldenes a.p., og skjæringslineasjon mellom skjærplan og S_B/S_1 passer godt overens med F2-aksene.

F2-foldene viser som beskrevet tidligere lokalt bevegelse i akseplanet og skjærbevegelser er således endel av denne fase. En annen ting som behandles et annet sted i oppgaven er at overskyvingen muligens representerer siste del av F2-deformasjonen.

I Kufjelldekket er lignende skjærsoner m/"drag-folder" også observert, men her er F2-folder ikke observert, og "drag-foldene" anses her som et resultat av overskyving.

S2- utvikling.

Under F2-deformasjonen opptrer syntektonisk krystallisasjon i S2 og L2, og tidligere korn blir reorientert og deformert. Da gneisens S1-foliasjon er visket ut før F2-deformasjonen setter inn, opptrer ikke kruskløv (strain-slip-kløv) ved skjæring mellom de to planstrukturene.

I de tidligere nevnte flattruktede parallelle folder er S2 utviklet på gjennomsettende plan med relativt høyt glimmerinnhold. Tidligere korn blir i stor utstrekning korrodert av S2-mineraler og reorientert i S2. De opptrer tildels som porfyrisklaster.

Der flattrykningen har vært mindre og foldene er av en mer parallel type er S2-foliasjonen ikke så markert. Planorientering av mineraler og aggregater gir imidlertid oftest en tydelig S2-fabric. Slike mineraler er imidlertid jevnt fordelt i bergarten og er ikke konsentrert i gjennomsettende plan. Deformasjons- og reorientering av tidligere korn opptrer sjeldnere her enn i de mer enn i de mer flattruktede områder.

Mineralparagenesen granat-aktinolit-albitt viser over grønnskiferfacies regionalmetamorfose, granat postdaterer dessuten delvis F2-deformasjonen.

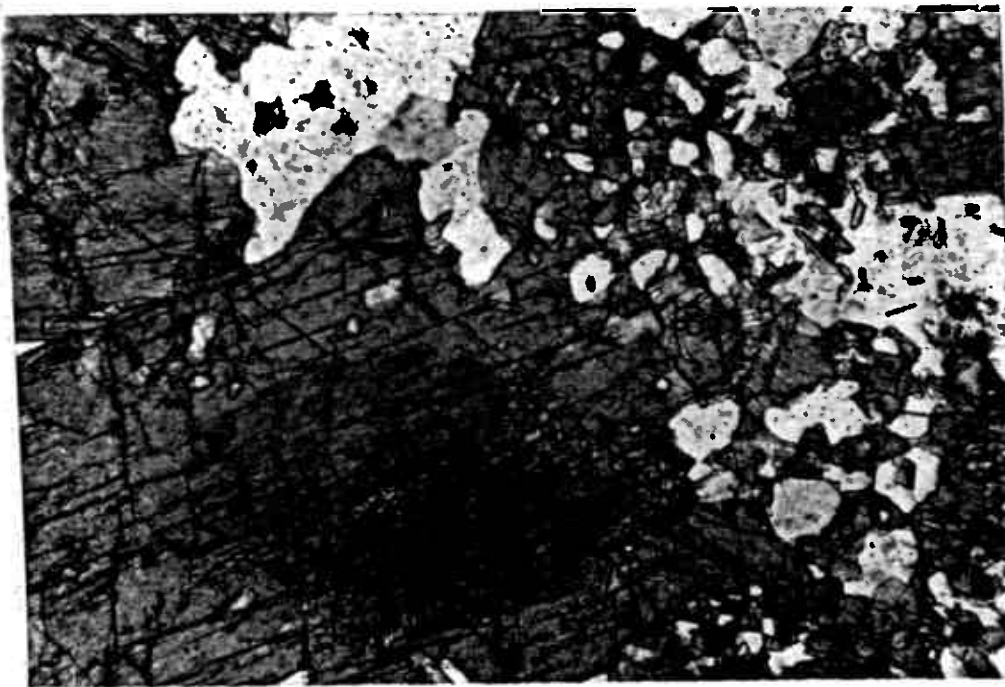


Fig.158 Slip nr.258/73 11 nicol 63xforstørrelse
Pre-F2 aktinolittkorn med brune kjerner, ertsutfelling
(Schiller-effekt) og sievetekstur.



Fig.159 Slip nr.413/74 11 nicol 63xforstørrelse
Syn-F2 mafisk intrusiv med aktinolittkorn orientert
S2. Aktinolitten bøyer rundt granaten til venstre, men
støter mot den til høyre.

Den syntektoniske mineralutvikling er som følger:

BIOTITT

Stenglige korn, 0.1-0.5 mm vanligvis, max. 1 mm. God planorientering i S2, opptrer som spredte enkeltkorn og i aggregater (bånd og linser) med god planorientering.

Pleokroisme: α - lys gul

$\beta = \gamma$ - rødbrun

Syntektonisk biotitt utgjør mestedelen av de forskjellige litologiers biotitt-innhold i områder påvirket av F2.

MUSKOVITT

Stenglige korn, oftest noe mindre enn biotitt, ellers opptrreden som nevnt ovenfor under biotitt.

AKTINOLITT

Stenglige korn, oftest under 0.5 mm, og lett adskillelig fra de større, ofte ekvidimensjonale pre-F2 aktinolittkorn.

Pleokroisme: α - lys gul

β - lys grønn

γ - lys blågrønn

De større pretektoniske aktinolittkorn har ofte kjerner med brun pleokroisme og/eller ertsutfelling i fine nåler. Dette viser at aktinolitten må være pseudomorf etter hornblende (og pyroksen?). Aktinolitt med sieve-tekstur som tidligere beskrevet for hornblende viser en retrogradutvikling pyroksen-hornblende-aktinolitt. (se fig. 158).

KVARTS

Finnes helst i aggregater orientert i S2. Enkeltekorn innen aggregatene er imidlertid ofte ekvidimensjonale med polygonaltekstur og liten tendens til S2-orientering. Størrelse 0.1-0.5 mm.

En del store S2-orienterte korn med deformasjonslameller har nydannete, mindre, udeformerte korn langs kantene, og dette viser at polygoniseringen i alle fall delvis må tilskrives "annealing" etter deformasjonen.

PLAGIOKLAS

Mestedelen av plagioklasen, selv i de mest deformerte områder er pretektonisk og svært omdannet. En del klare plagioklaskorn, ofte samlet i linser i kvartsaggregater, viser imidlertid god S2-orientering. Disse kornene er mindre enn de pretektoniske (0.2-0.5 mm), har albittisk sammensetning og har en tydelig elongert form. Omdanningen av mer basisk plagioklas til plagioklas med An_{7-12} må tilskrives denne fase, da omdanningen er sterkest der F2 er best utviklet.

GRANAT

I en syn-F2 mafisk intrusjon v/Mosenes er det observert syn- og posttektonisk granat. Granatene er her utviklet som ideomorfe korn, opptil 2mm store med mørk rød farge.

Granatene postdaterer tydelig deler av aktinolittfoliasjonen, men senere flattrykking etter at granatveksten var avsluttet fører til ombøyning rundt de mest utsatte deler av de fleste granatene. (se fig. 159). En del mindre granater viser imidlertid ingen ombøyning av S2-aktinolitt (se fig. 159). Dette viser at granatveksten har begynt et stykke ut i F2-deformasjonen. For de førstnevnte granater har veksten vært avsluttet før deformasjonen var over, men de sistnevnte granater viser at det også har foregått en post-F2 vekst av granat, men i mye mindre målestokk.

Små, innesluttete kvartskorn i granatene viser aldri helisittisk tekstur, og er oftest uorienterte.

**EPIDOT/
TITANITT**

Opptrer som spredte, små korn elongert i S2.

Kap. 3.6

DISKUSJON AV DEKKENES OPPHAV.

Av de fem dekkene synes det som om bare Lamvik-dekket representerer den tykke, senprekambriske-kambriske meta-sedimentære sekvens som utgjør de sentrale deler av orogenen, og at de andre dekkene er oppskjøvete flak av det prekambriske underlag. Jeg vil her først behandle hvert dekke for seg og senere komme tilbake til selve påplasskyvingen.

Lamvikdekket.

Lamvikdekkets gråhvite, båndete psammitter med den smale glimmerskifersonen minner om den undre del av den metasedimentære sekvens beskrevet bl.a. fra Sørøy.

I sin beskrivelse til Hammerfestbladet nevner Roberts (1974) muligheten for korrelasjon av Klubbenpsammitt med Lamvikpsammitt ved å følge sonen via Seiland til Sørøy. B.A. Sturt mente også at de to litologiene var svært like i felt (pers.komm. 1973).

Klubben psammitt (kvartsitt) er av bl.a. Roberts (1968) beskrevet som en veksling mellom massive, hvit til kremfargete kvartsitter med god lagning og mørke grå, glimmerrike psammitter. Mange av de massive horisonter har en arkosisk sammensetning, og biotitt er et viktig mineral i de mørkere, båndete psammitter.

I enkelte enheter opptrer hyppig sedimentære strukturer som f.eks. krysskiktning. De massive lag har en "sukkeraktig" tekstur, mens de mørkere psammittlag har en gjennomsettende skifrichet som opptrer parallelt med båndingen.

Sammenligner en denne beskrivelsen med den som er gitt for Lamvikpsammitt side¹²⁴, ser en at det er store likhetstrekk.

Den tektonometamorfe historie viser en typisk kaledonsk utvikling karakterisert ved to tette/isoklinale foldefaser adskilt av en statisk metamorfosetopp.

Den kaledonske utvikling i Troms og Vest-Finnmark er i korthet som følger:

Første deformasjonsfase er karakterisert ved liggende, tette/isoklinale, ikkesylindriske folder av varierende størrelse, med en karakteristisk akseplanskifrighet. Større strukturer, med amplityder på flere kilometer er beskrevet fra de sentrale deler av orogenen, (Roberts 1968, Ramsay 1971), mens det i de perifere deler (Gayer & Roberts 1971) bare er observert mindre, ofte intrafoliale folder. Metamorfosegraden under deformasjonen har vært midlere til øvre grønnskiferfacies.

Mellom første og annen fase inntreffer en statisk metamorfose med vekst av granat, staurolitt, kyanitt og sillimanitt, med utvikling av gneiser og migmatitter over større områder i de sentrale deler. I orogenens periferi er metamorfosegraden lavere, og porfyroblastesen omfatter kun vekst av granat, biotitt og muskovitt.

Annen fase folder opptrer med varierende stil og størrelse, stilen varierer fra åpen til tett og fra monoklin til rombisk symmetri. Den regionale akseretningen varierer, men småfoldene er vanligvis sylindriske og kongruente i forhold til større strukturer. Den dominerende, regionale foliasjon ble utviklet under denne fase, og en fiberlineasjon langs foldeaksene er rapportert fra flere områder. Metamorfosegraden tilsvarte almandin-amfibolittfacies i de sentrale deler, men Worthing (1971) og Gayer & Roberts (1971) beskriver syntektonisk øvre grønnskiferfaciesmetamorfose fra henholdsvis Seiland og Porsangerfjordområdet.

Likheten mellom Lamvikdekkets strukturelle og metamorfe utvikling beskrevet på side og den ovenfor oppsummerte kaledonske utvikling er slående. Særlig gir David Roberts' detaljerte beskrivelse fra Langstrand-Finnfjord-området god anledning til sammenligning.

F1's primære trekk er det vanskelig å finne i Lamvikdekket p.g.a. senere refolding. Foldenes tette/isoklinale stil med biotitt/muskovitt akseplanskifrighet stemmer overens med F1-foldingens generelle trekk i fjellkjeden, men om foldene er av den komplekse, ikkesylindriske type eller den

enklere, intrafoliale type fra de perifere deler, er det ikke mulig å avgjøre.

Den påfølgende metamorfose har ført til feltspatisering av Lamvikpsammitt, og har sannsynligvis nådd amfibolitt-facies her, men ingen migmatittisering forekommer.

Deretter foldes Lamvikdekkets bergarter i tette/isoklinale F2-folder med fiberlineasjon langs akse og syntektonisk øvre grønnskifermineralogi. Foldene er i blotning sylindriske med kongruente småfolder, men en mindre dreining opptrer i regional skala.

Lamvikdekket inntar en mellomstilling mellom de sentrale delers høymetamorfe, tildels migmatittiske, utvikling og de perifere delers øvre grønnskiferfaciesmetamorfose-historie.

Den utstrakte interkinematiske feltspatisering og forgneising, typisk for Lamvikpsammitten, opptrer ikke i Porsangerfjordområdet, og likeledes er det heller ikke oppdaget syn-D2 porfyroblastisk vekst av granat i den perifere del.

Feltspatisering og forgneising er imidlertid typisk for den sentrale del under den statiske fase. David Roberts (1968) beskriver fra Sørøy plagioklasporfyroblastese av denne fase, etterfulgt av mikroklinvekst av samme fase, et fenomen som er observert også i Lamvikpsammitten.

Syn-D2 vekst av bl.a. granat er observert hyppig i de sentrale deler.

Syntektonisk øvre grønnskifermineralogi som opptrer i Lamvikdekket under D2-deformasjonen er imidlertid kun beskrevet fra Porsangerfjord og Seiland, eller råder amfibolitt-facies-forhold i de mer sentrale deler.

Lerresfjorddekket.

Dekket domineres av den mektige grønnskifersekvensen (Steffjellformasjonen) med større og mindre kvartsdiorittiske-, mafiske- og ultramafiske intrusjoner. I undre del er også dolomittiske og psammittiske litologier representert.

Kalakdekkets senprekambriske/kambriske metasedimentsekvens er sammenfattet av Ramsay (1971) for Nord-Troms og vest-Finnmark og av Gayer (1971) for Porsangerområdet.

Den omfatter en mektig lagrekke av metamorfoserte pelitter, psammitter og kalksedimenter, men ingen steder er det funnet ekvivalenter til den mektige grønnskiferen som utgjør hoveddelen av Lerresfjorddekket.

Strukturene i Lerresfjorddekket med to tette/isoklinale foldefaser med syntektonisk midlere/øvre grønnskifer-faciesmineralogi før skyving kan minne om den kaledonske utvikling, men den viktige interkinematiske statiske metamorfose kan ikke påvises.

Det synes, hovedsakelig basert på dekkets litologi, å være liten tvil om at Lerresfjord-dekkets bergarter må ha kommet fra et annet sted enn den ovenfornevnte metasedimentsekvens, og da er det svært nærliggende å tenke på de svekofennokarelske bergartene som er blottet i grunnfjellsvinduene og på Finnmarksvidda. Litologier som minner svært om Lerresfjorddekket finnes her, og også strukturelle likheter peker i retning av en korrelasjon med Lerresfjorddekket.

Assosiasjonen grønnskifer (stein), dolomitt, psammitt/pelitt er f.eks. typisk for nordre delområde beskrevet i denne oppgave, og samme litologi er beskrevet fra andre områder, f.eks. Turelvformasjonen i Alta-Kvæningen-vinduet (Fareth 1974). Dessuten er det fra flere områder i svekofennokarelske bergarter beskrevet "trondhemittiske", mafiske og ultramafiske intrusiver, og slike kropper utgjør en betydelig del av Lerresfjorddekket.

Kartlegging av forfatteren (denne oppgave) og andre (bl.a. Reitan, Fareth og Holmsen, Padget og Pehkonen) viser at "Raipas"-bergartene er foldet i en prekambrisk hovedfoldefase hvis akseplanstruktur gir den regionale kløv/skifrigbet. Metamorfosegraden under denne deformasjon er uklar i flere områder, men synes å variere fra undre til øvre grønnskifer-(undre amfibolitt?) faciesmetamorfose. Senere folding synes bare i liten grad å ha påvirket bergartene.

Lerresfjorddekket viser som nevnt to gjennomgripende foldefaser, der den første er nesten visket ut av den

senere. Den siste er sannsynligvis av kaledonsk alder, da denne fase viser svært mange likhetstrekk med den kaledonske F2-fase. Disse likhetstrekk kan oppsummeres i følgende punkter:

- a) Sylindriske folder i blotning med kongruente parasittfolder, men regional dreining av foldeakser.
- b) Syntektonisk midlere/øvre grønnski fermineralogi.
- c) Markert fiberlineasjon langs foldeaksene
- d) Syn-og posttektonisk granatvekst

Første foldefase i dekket er delvis visket ut av den gjennomgripende F2-fasen, men det opptrer rester etter en pre-F2 planstruktur, S₁, hvis syntektoniske metamorfosegrad er identisk med den regionale prekambriske skiffrighet i deler av "Raipas-bergartene", men også med den kaledonske. Da det ikke kan påvises en interkinematisk metamorfose mellom F₁ og F₂ i dekket synes det imidlertid rimelig å anta at F₁ er av prekambrisk opphav.

Ut fra ovenstående strukturelle og litologiske trekk synes det sannsynlig at Lerresfjorddekket representerer svekofennokarelske bergarter som har deltatt i alle fall i siste del av den kaledonske tektonomorfe utvikling.

Gneisdekkene.

Komagfjord-, Kufjell- og Korsklubbendekket består av båndete kvarts/granodiorittiske gneiser hvis opphav må være prekaledonsk.

Båndete gneiser finnes riktignok innen de sentrale deler av Kalakdekkekomplekset, representert ved omdannede deler av den sedimentære sekvens, men ifølge B. Sturt (pers.komm. 1974) ligner ikke gneisen i de tre ovenfornevnte dekkene på disse. Dekkenes utseende er imidlertid svært likt de eldre, prekambriske gneiser jeg har observert under ekskursjoner i Skottland og Bergensområdet. Også dekkenes strukturer viser

et prekaledonsk opphav, men den er noe forskjellig innen de tre dekkene og vil bli behandlet hver for seg i nedenforstående tekst.

Komagfjorddekket.

Består av båndet kvartsdiorittisk gneis med tektonisk kontakt mot en større kvarts/granodiorittisk intrusiv som sannsynligvis tidligere er intrudert i gneisen. Den strukturelle og metamorfe utvikling som påvirker den komplekse båndingen har visse likhetstrekk med den kaledonske utvikling. Migmatittisering med etterfølgende amfibolittfacies deformasjon er den samme utvikling som er beskrevet fra orogenens sentrale deler representert ved den post-F1 interkinematiske metamorfose med påfølgende F2-deformasjon under amfibolittfaciesforhold.

Isoklinalfoldete kvarts/feltspatårer som utgjør en del av gneisbåndingen kan i denne sammenligning representere den kaledonske F1-folding.

Hvis man "fjerner" denne deformasjonen som kan sammenlignes med den kaledonske, står en i Komagfjorddekket igjen med en bergart full av segresjoner (sannsynligvis også andre, mer kompliserte strukturer som det ikke har vært mulig å avsløre), mens en i den kaledonske sekvens har en udeformert sedimentpakke uten årer og segresjoner.

Konklusjonen må derfor bli at dekkene representerer bergarter som ikke har sitt opphav i den senprekambriske-kambriske sedimentære sekvens. Den yngste del av dekkets tektonometamorfe utvikling har visse likhetstrekk med den kaledonske, og de kan muligens korreleres. Dr. Ian Pringle, University of Cambridge, samlet sammen med B. Sturt og forfatteren prøver fra kvarts/granodiorittkroppen og fra anatektiske årer i migmatitten til datering, for å avgjøre om en slik korrelasjon foreligger.

En ting som taler mot en slik korrelasjon er migmatittiseringen i Komagfjorddekket. Den klassiske utvikling av dekker i en dekkepakke som er skjøvet over hverandre viser alltid at de undre dekker kommer fra mer perifere deler av fjellkjeden enn de øvre. Metamorfosegraden i den kaledonske utvikling øker mot NV i Kalakdekket, og da dekkene kommer fra denne retning skulle en vente at de øvre dekker viste høyere metamorfosegrad enn de undre.

Migmatittiseringen av Komagfjorddekket viser at dekket har vært i øvre amfibolittfacies mens Lamvikdekket, som sannsynligvis kan korreleres med Klubben psammitt, ikke viser tegn til migmatittisering og således synes å ha oppnådd maximum undre amfibolittfacies. Da Lamvikdekket ligger høyere i dekkepakken og en således skulle vente høyere metamorfosegrad her, er dette en indikasjon på at migmatittiseringen av Komagfjorddekket må predatere den kaledonske utvikling.

Kufjelldekket.

Kufjelldekket utgjøres av båndet kvarts/granodiorittisk gneis, men skiller seg noe fra Komagfjorddekkets strukturelle og metamorfe utvikling.

Prøver man å korrelere F1-folding og påfølgende statisk metamorfose med den kaledonske utvikling, må den kaledonske F1-folding og senere interkinematiske metamorfose-topp være det naturlige sammenligningsgrunnlag. Kufjelldekket er imidlertid ikke påvirket av noen senere deformasjon som kan korreleres med den viktige kaledonske F2-fasen, og dette svekker grunnlaget for korrelasjon med den kaledonske historie. Også dette dekket viser høyere metamorfosegrad enn det overliggende Lamvikdekket, da den statiske metamorfose har ført til en så og si fullstendig rekrySTALLisasjon av dekket og utvikling av pegmatittganger. Dette er nok et argument mot den ovenfornevnte korrelasjon. Som tidligere beskrevet er det klart at F1 i Kufjelldekket deformerer gneisbåndingen som inneholder en tidligere kompleks struktur, og det kan, uansett om korrela-

sjon foreligger eller ikke, ikke være noen tvil om dekkets prekaledonske opphav.

Korsklubbendekket.

Korsklubbendekket viser en strukturell og metamorf utvikling som er nokså lik Kufjelldekkets F1-folding og påfølgende statiske metamorfose som postdaterer gneisbåndingens kompliserte strukturer. Her opptrer det imidlertid en F2-fase som viser flere likhetstrekk med den kaledonske F2-fase i Lamvikdekket, og likheten med den kaledonske utvikling er her mer markert her enn i de andre dekkene.

Likhetstrekene mellom dette dekkets F2-fase og den kaledonske F2-deformasjon kan summeres opp i de samme punkter som er gjort for Lerresfjorddekkets F2-fase tidligere side . I tillegg opptrer mafiske intrusivganger i F2-akseplan, et vanlig trekk i den kaledonske utvikling andre steder i Vest-Finnmark, men ikke funnet verken i Lamvik- eller Lerresfjorddekket.

Hvis man fjerner den "kaledonske" strukturelle og metamorfe utvikling fra Korsklubbendekket står vi igjen med den tidligere beskrevne kompliserte gneisbånding, hvilket ikke levner noen tvil om dekkets prekaledonske opphav uansett om utviklingens postbånding kan korreleres med den kaledonske eller ikke.

Korsklubbendekkets F1-folding og påfølgende statiske metamorfose er svært lik Kufjelldekkets og representerer muligens en prekaledonsk utvikling, men F2-fasen har mange likhetstrekk med den kaledonske F2-deformasjon.

Det skulle dermed være klart at de tre gneisdekkene alle representerer bergarter som ikke har sitt opphav i den mektige kaledonske sedimentpakke beskrevet fra andre steder i Kalakdekkekomplekset. Den strukturelle og metamorfe utvikling i dekkene synes å vise at deler av den kaledonske tektonometamorfe historie har blitt påtrykt gneisens tidligere strukturer, også før skyvingen, i alle fall for Lerresfjord- og Korsklubbendekkets vedkommende.

for de andre dekkenes vedkommende synes imidlertid dette å være mer tvilsomt. De nevnte dateringer av Dr. Ian Pringle vil sannsynligvis bringe mer klarhet i dette.

Ettersom gneisdekkene ikke tilhører den senprekamb-
riske-kambriske metasediment-sekvens, må deres opphav sannsynlig-
vis ha vært det underliggende grunnfjell.

Båndete gneiser er beskrevet såvel fra svekofenno-
karelske bergarter som fra det presvekofennokarelske grunnfjell,
men da de førstnevnte viser en generell avtagende metamorfose
mot NV der dekkene kommer fra, synes det lite sannsynlig at
gneisdekkene skulle ha sitt opphav her.

Båndete gneisgranitter i svekofennokarelske
bergarter er observert av Holmsen, Padget og Pehkonen (1957)
på Finnmarksvidda og av Crowder (1958) i Lakselvdalen. Disse er
imidlertid et resultat av granittisering av suprakrustaler og
er karakterisert ved inneslutninger av og diffuse overganger
mot disse, et fenomen som aldri er observert i dekkene.

De pre-svekofennokarelske basalgneiser viser imid-
lertid en litologi som stemmer bedre overens med enkelte av
dekkene-gneisene. Wennewirta (1969) beskriver herfra en delvis
albitittisk, granodiorittisk gneisgranitt som består av en
båndet åregneis med en skifrichet som faller sammen med båndingen.
Sammen med denne opptrer en mer homogen granodioritt med for-
skjellige inneslutninger. Mikroklinporfyroblaster opptrer i
begge typer.

Det er således muligheter for at den førstnevnte
gneistype kan korreleres med Komagfjorddekkets båndete gneis,
og den mer homogene granodioritt er muligens ekvivalent til
granodioritten v/Nordnes.

Kufjellgneis har delvis granodiorittisk sammen-
setning og kan muligens også korreleres med Wennewirtas båndete
gneis, men båndete kvartsdiorittiske gneiser fri for mikroklin
som Korsklubben gneis, er så vidt jeg vet ikke beskrevet fra
Finnmarks basalgneiser. Dette utelukker imidlertid ikke deres
eksistens i disse områder, da manglende detaljkartlegging og
overdekning gjør at store områder ikke er skikkelig undersøkt.

Strukturer i basalgneisene er lite omtalt, og det
har liten hensikt å prøve korrelasjoner på dette grunnlag.

I den samme forbindelse kan nevnes at gneisboller
som antas å stamme fra basalgneisene opptrer i det svekofennokarelske
gransteinskonglomeratet i Korsfjord- Store Lerresfjordområdet

har diorittisk og granodiorittisk sammensetning. I en bolle sees endog plagioklas som er i ferd med å "sluke" mikroclin, et fenomen som tidligere i oppgaven er beskrevet fra Komagfjorddekkets gneis. Myrmekitter er også observert i slike boller.

Kap. 3.7

HOVEDSKYVING.

David Roberts (1974) skriver at hovedskyvingen av Kalakdekkekomplekset har funnet sted etter den kaledonske D2-foldingen og at hovedskyveretningen var rettet mot et SØ-lig punkt. Han nevner imidlertid også at synD1-, postD1- og synD2-glidning og skyving har funnet sted.

I området som omfattes av denne oppgave ser en av den kaledonske utvikling i Lamvikdekket at skyvingen av dette dekket er skjedd etter F2-foldingen, og akseplanskiffrigheten assosiert med de liggende F2-foldene har vært benyttet som glideplan. Strekningslineasjonen viser at bevegelsen har foregått mot SØ.

Markert mineral-fiberlineasjon langs F2-aksene indikerer at det har vært en viss strekning langs disse, og da aksene viser en NV-lig orientering over store deler av dekket, kan det være en sammenheng mellom F2-deformasjon og skyving.

Metamorfosegraden under overskyvingen har vært midlere grønnskiferfacies, mens den syntektoniske F2-mineralogi viser øvre/midlere grønnskiferfacies.

I de undre deler av Lamvikdekket er det vanskelig å skille fiberlineasjon assosiert med F2-foldeakser fra strekningslineasjonen oppstått under skyvingen da de begge har omtrent samme NV-lige orientering. F2-aksene dreier imidlertid mot SV i dekkers øvre, vestlige del, mens fiberlineasjonen fremdeles har NV-lig orientering. Dette viser at F2-akser og skyveretning ikke alltid faller sammen, men dette utelukker ikke en genetisk sammenheng, da skyvingen kan representere en senere del av F2-fasen med et mindre rearrangement av stress-systemet (under avtagende metamorfosegrad).

Dessuten må det påpekes at de målte F2-aksene representerer småfolder, og de større strukturers geometri er ikke kjent. Det komplekse forhold som kan opptre mellom store og små strukturer er behandlet av D.Ramsay & B.Sturt (1974), og det viser at en må være varsom med å tolke den regionale betydning av småstrukturer når de store strukturer ikke er kjent.

Et lignende forhold beskrives senere fra Lerresfjorddekket, der F2-aksene (som sannsynligvis er av kaledonsk alder), viser regional dreining fra NV til SV og strekningslineasjonen er konstant NV. I dette dekket opptrer et metamorfosesprang som er mer markert enn i Lamvikdekket.

Bortsett fra langs Lerresfjorddekkets undergrense har mylonittene langs dekkegrensene alltid syntektonisk midlere grønnskiferfacies-mineralogi. Dekkene, inkludert Lamvikdekket, og deres mylonitter viser alle den samme post-skyving og strukturelle og metamorfe utvikling, og må således ha kommet på plass i samme fase som Lamvikdekket, altså etter F2-foldingen.

En relativt konstant NV-lig fiberlineasjon opptrer i mylonittene uansett hvilket dekke de tilhører, og dette viser at alle dekkene må ha kommet fra NV.

Mylonittene langs Lerresfjorddekkets undergrense viser syntektonisk undre grønnskiferfacies-mineralogi, og skyving av dette dekket må ha foregått under lavere metamorfosegrad enn de øvrige. Dette synes å indikere av skyving av Lerresfjorddekket har skjedd senere enn påplassskyvingen av de overliggende dekker. Forklaringen på dette kan være som vist på fig.160.

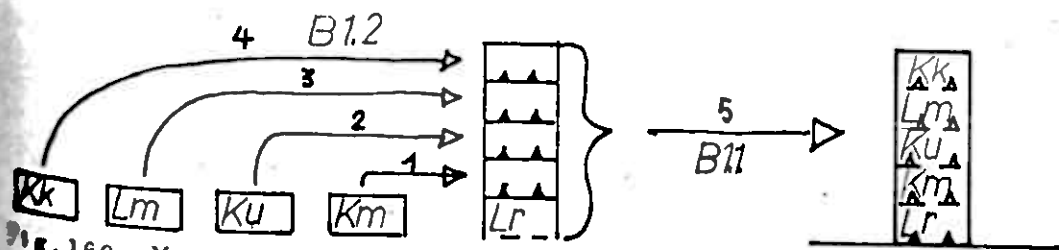


Fig.160 Mulig modell for dekkenes hovedskyving.
 Kk-Korsklubbendekket Lm-Lamvikdekket Ku-Kufjelldekket
 Km-Konagfjorddekket Lr-Lerresfjorddekket

Denne figuren illustrerer at Komagfjord-, Kufjell-, Lamvik- og Korsklubbendekket skyves over Lerresfjorddekket i den nevnte rekkefølge under midlere grønnskiferforhold. Metamorfosegraden avtar deretter til undre grønnskiferfaciesgrad- og deretter skyves hele dekkepakken med Lerresfjorddekket underst videre mot NV, med mylonittisering begrenset til Lerresfjorddekkets undre del.

Som nevnt under Lamvikdekket har dette dekket glidd langs den flattliggende, regionale S2-skiffrighet, og det samme synes å være tilfelle for Lerresfjord og tildels Korsklubben- dekket. Kufjell- og Komagfjorddekket har imidlertid ikke hatt noen skiffrighet å gli langs, og har derfor fått utviklet en av kataklastisk foliasjon, der skyvingen har foregått. I det følgende behandles den deformasjon hvert enkelt dekke har blitt utsatt for under hovedskyvingen.

Lerresfjorddekket.

Dekket har under overskyvingen som nevnt stort sett glidd langs den velutviklede S2-skiffrigheten. Mylonittisering kan det i felt være vanskelig å få øye på i de finkornete, mafiske skifrene. I slipp sees imidlertid petrografiske og teksturelle forskjeller mellom dekkets undre og øvre deler som viser at overskyvingen har hatt en betydelig effekt på dekkets undre del. S₂ er som nevnt et resultat av reaktivisering og videre flattrykning og ekstensjon i den regionale skiffrighet, men under lavere metamorfosegrad, og en utstrakt retrogradering karakterisert ved et høyt klorittinnhold er typisk for undre del av grønnskiferen. (se fig. 161).

Oppover i dekket blir S2-aktinolit stadig mer dominerende, mens klorittinnholdet avtar. Syntektonisk kloritt finnes i de øvre deler bare i mindre skjærsoner innen grønnskifrene.

Et slipp av mylonittisert mafisk eruptiv fra Ytre Meluftformasjonen tatt like over skyveplanet, viser linseformete albittkorn omsluttet av klorittmatrix. Mineralkornene har god planorientering i den mylonittiske planstruktur, S₂ (se fig. 162), og en slik bergart må betegnes som mafisk blastomylonitt.

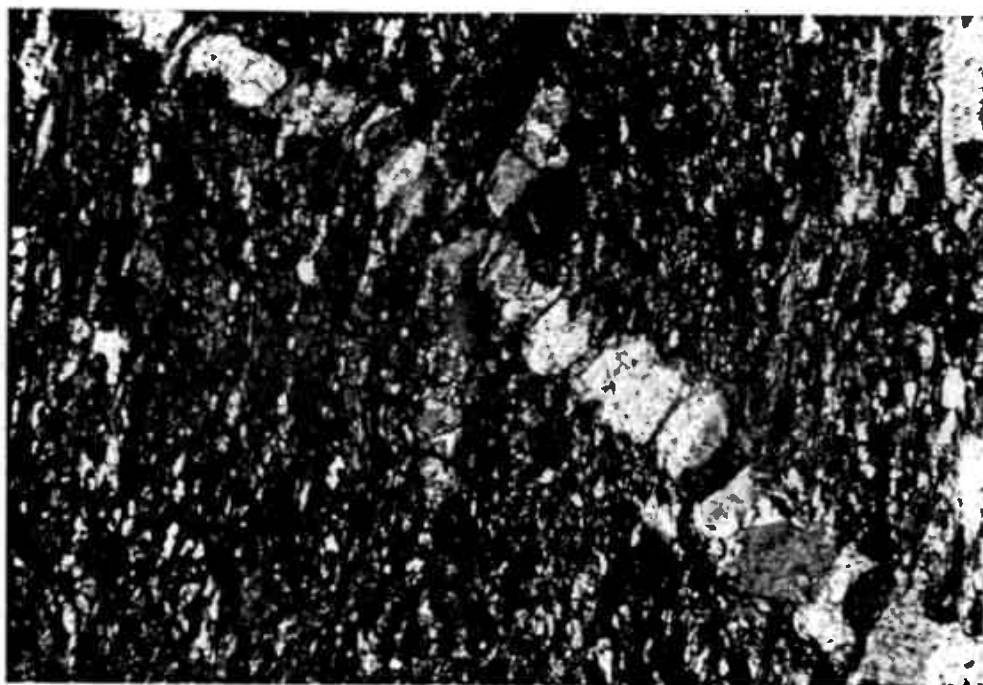


Fig.161 Slip nr.414/73 x nicol 63xförstörrelse.
Klorittrik grönnskifer fra undre del av Lerresfjord-
dekket, Steffjellformasjonen. Legg merke til kalkspat-
åren som postdaterer S2, men som er påvirket av den senere
reaktiveringingen i denne.

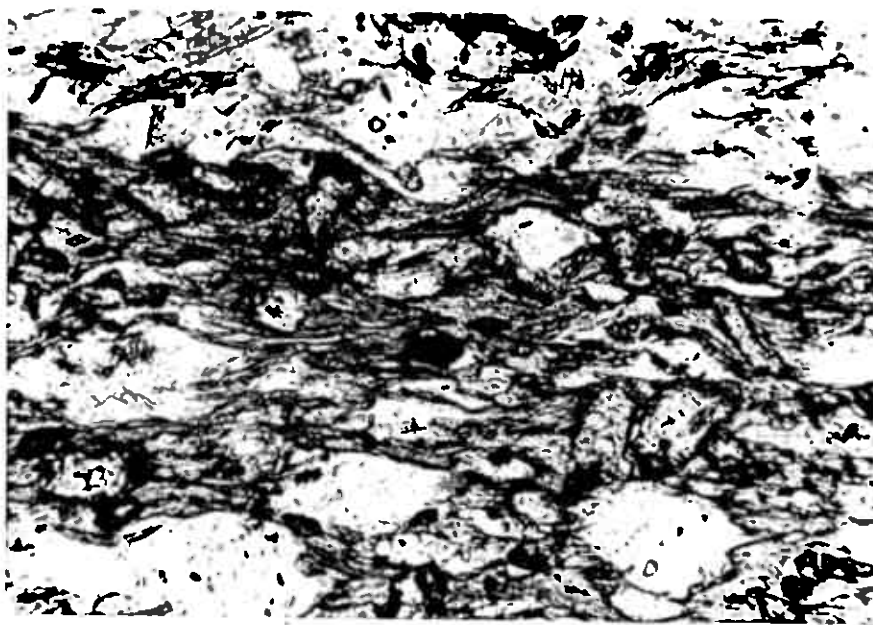


Fig.162 Slip nr.124/74 11 nicol 63xförstörrelse
Mylonittisert mafisk eruptiv med albittlinser omsluttet
av klorittmatrix. Legg merke til epidotkorn som post-
daterer mylonittiseringen.

Vieluftvannformasjonens finkornete psammittsekvens viser tydelig flattrykking med videre sammensnyping av tidligere folder i formasjonens undre del, og i tidligere foldekne som er slitt av under denne flattrykkingen er observert liggende foliasjonen er tydelig i mylonittfoliasjonen. Tynnslip viser at foliasjonen er tydelig kataklastisk med syntektonisk muskovitt og kloritt-utvikling. Mot nord og syd skjæres denne formasjonen av skyveplanet. Grunnen til at også den overliggende Ytre vieluftformasjonen med flattrykking kiler ut mot nord og syd kan ha forbindelse er ikke observert under overskyvingen, men da større strukturen er ikke observert er det ikke mulig å si mer om dette.

Porfyroblaster av den statisk fase som fulgte umiddelbart etter F2-deformasjonen er som tidligere nevnt observert i de øvre deler av dekket, men i den mylonittiserte undre del er det ikke observert slike. Grunnen til dette må være at disse under reaktiviseringen av S2 er blitt deformert og nedknust, og endel aktinolit-porfyroblaster som S₂ bøyer rundt kan muligens representere tidligere porfyroblaster.

I dekkets øvre deler opptrer lokale skjærsoner, særlig hyppige er disse i Ytre Vieluftformasjonen der dolomittlagene grenser mot sidebergarten alltid er mer eller mindre tektoniserte. Endel av denne tektonisering må tilskrives tidligere deformasjonsfaser, men også under overskyvingen må det ha foregått bevegelser langs slike grenser. Se f.eks. fig. 163 der en ser et skyveplan skjære en skifrig kontakt mellom dolomitt og mafiske eruptiv.

Den skifrige kontakten må her predatere skyveplanet som sannsynligvis er dannet under en generelle skyving av dekket.

Ved Vargnes skjærer en ca. 10 m mektig sone av mylonittisk gneis gjennom kvarts-dioritten. Lokalt opptrer metamorf differensiasjon som har forårsaket konsentrasjon av glimmerminerale i tynne soner, og dette har gitt opphav til fargebånding i brun/hvitt (se fig. 164). Videre er flattrykking har ført til at glimmerfattige, kompetente lag er lokalt blitt boudinert mellom de glimmerrike lag.

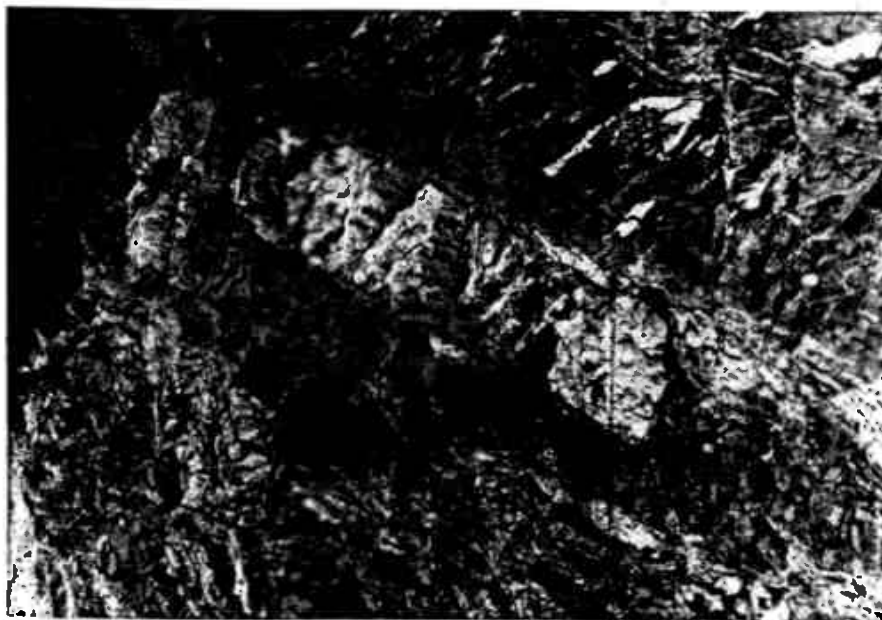


Fig.163 Skifrige kontakter mellom dolomitt (lys farge) og mafisk eruptiv i Ytre Vieluftformasjonen

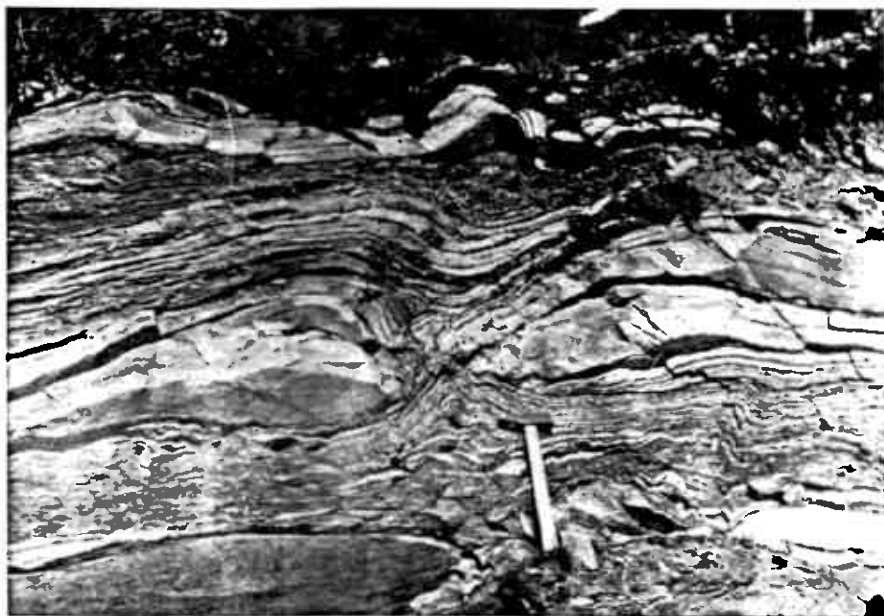


Fig.164 Mylonittisering av kvartsdioritt som har resultert i metamorf differensiasjon og boudinage av kompetente lag.

En markert strekningslineasjon med NV-lig retning viser transportretning for skjærbevegelsen. Mylonittfoliasjonen er karakterisert ved muskovitt-kloritt, mens biotitt som opptrer i den tidligere S2-foliasjon med omtrent samme orientering som den mylonittiske foliasjon, viser tydelig retrogradering under mylonittiseringen.

Fortsettelsen av denne skyvesonen er ikke helt klar, men den synes å følge Lille Lerresfjord mot NØ for så å dukke opp igjen langs Lerresfjorddalens nordside der enkelte tynne, skifrige soner er observert i kvartsdioritten. Den mylonittiske foliasjon er imidlertid ikke så velutviklet her, og metamorf differensiasjon er ikke observert. Selve kontakten mot grønnskiferen er ikke blottet der de skifrige sonene antas å skjære denne, men ut fra kartet ser en at det ikke kan ha foregått nevneverdig forskyvning av denne, og skyvesonen synes således å dø ut i dette området. I grønnskifrene er det ikke observert noen form for mylonittisering, men dette kan henge sammen med de tidligere nevnte vansker med å oppdage mylonittisering av slike bergarter.

Lineasjoner.

I Lerresfjorddekket opptrer to typer fiberlineasjon. Den ene som er tidligere omtalt under F2-deformasjonen og opptrer langs F2-aksene kalles L2-; den opptrer over hele dekket, bortsett fra i den undre, mylonittiserte del. En markert dreining fra NV til SV i regional målestokk er karakteristisk for denne type. Aktinolit er det mest fremtredende mineral i L2, men biotitt, muskovitt og kvarts kan også vise god orientering der disse mineraler forekommer i bergarten.

I den undre, mylonittiske delen er fiberlineasjonen sterkt preget av syntektonisk kloritt som sammen med aktinolit er det mest fremtredende mineral. Denne fiberlineasjonen viser ingen regional dreining, men har en konstant NV-lig orientering (se strukturkart).

Da fiberlineasjonen i den undre del av dekket har

NV-lig retning og er knyttet til mylonittiseringens mineralogi, synes det å være liten tvil om at denne representerer en strekningslineasjon, kalt L_S , som er dannet i forbindelse med skyving av dekket. Mylonittiseringen har skjedd ved reaktivisering og retrogradering av dekkets regionale skifrihet S_2 , og under overskyvingen må L_2 ha blitt delvis reorientert og delvis ødelagt under dannelse av strekningslineasjonen, L_S .

I mindre skjærsoner og skyveplan i de øvre deler av dekket opptrer også L_S , og alltid med NV-lig orientering. I en dolomitt syd for Sommernes sees de to lineasjonene L_S og L_2 i samme plan, der de skjærer hverandre under ca. 25° vinkel.

Da lineasjonene kan være vanskelig å skille fra hverandre i hver enkelt lokalitet, er de begge plottet i samme stereonett (se fig. 92b & d).

Komagfjorddekket.

Dette dekket har ikke hatt noen skiffrighet med passende orientering til å gli langs under overskyvingen, og en mylonittisk planstruktur, kalt S_S , blir utviklet parallelt skyvekontakten under skyvingen. Mylonittiseringen er ikke begrenset til dekkets undre del, men forårsaker en utstrakt "reworking" av gneisen som fører til at store deler av dekket får påtrykt en mylonittisk retrograd planstruktur. Dette fører til at tidligere strukturer blir mer eller mindre ødelagt over store deler av dekket (se fig. 165)



Fig. 165 Mylonittisert gneis der tidligere strukturer bare finnes som rester mellom den mylonittiske planstruktur

Klassifikasjon av mylonitter bygger i denne oppgave på Higgins (1971), og han inndeler kataklastiske bergarter med planstruktur i to hovedtyper, basert på hvorvidt kataklase eller nymineraldannelse/rekrystallisering dominerer over hverandre.

Mylonittiseringen av Komagfjorddekket hører utvilsomt til sistnevnte type. Syntektoniske mineraler viser nemlig alltid god orientering i mylonittfoliasjonen, og bortsett fra porfyrroklastenes linseform er alle tegn til kataklase visket ut av den syntektoniske rekrystallisasjon og nydannelse av mineraler. Mineralparagenesen viser at midlere grønnskiferfacies har vært oppnådd.

Denne type mylonitter kan ifølge Higgins inndelles i en grovere type, kalt mylonittisk gneis, der porfyroklastene er større og utgjør 30 % eller mer, og en finere som har mindre og færre porfyroklastere, kalt blastomylonitt.

I Komagfjorddekket har mylonittiseringen i den øvre del resultert i den grovere type karakterisert ved et høyt innhold av porfyroklastere, bestående av aggregater og enkeltmineraller. Nedknusing av metadioritt med fenokrystaller fører oftest til "augen"-struktur der de tidligere 1-3 cm store fenokrystaller ligger dratt ut langs S_S , men vanligvis er porfyroklastene bare noen få millimeter store.

En viss differensiasjon av dekkets bergarter må ha foregått under deformasjonen, da kvarts, albitt og epidot/glimmer stort sett finnes hver for seg i veldefinerte bånd i en deformert metadioritt (se fig 16b).

Syntektoniske korn har dimensjonal orientering i S_2 , (bortsett fra kvarts som ofte viser ekvidimensjonal polygonal tekstur, sannsynligvis p.g.a. senere metamorfose). Det har således pågått rekrySTALLISASJON under knusningen.

Ved kontakten mot underliggende Vargsunddekke er det utviklet blastomylonitt. S_S er da karakterisert ved en mer gjennomgripende orientering av enkeltkorn. Porfyroblastene er mindre, mer linseformet og utgjøres stort sett av kun ett mineral. En fin laminasjon opptrer som resultat av vekslende innhold av mørke mineraler. Den differensierte mineralbåndingen, beskrevet i mylonittisk gneis, er imidlertid mer diffus. Mineralene er nå mer jevnt fordelt. Dog finnes det endel tynne kvartsbånd med skarpe grenser.

Den opprinnelige bergart synes å ha betydning for hvorvidt resultatet av deformasjon blir blastomylonitt eller mylonittisk gneis. Således er det i dekkets undre del observert mylonittisk gneis, med granodiotittisk sammensetning i vekslende med finlaminerte blastomylonittiske lag. Karakteristisk for blastomylonitten er et langt høyere innhold av mørke mineraler, og en del av denne forskjell kan muligens være primær. Forekomst av blastomylonitt er imidlertid stort sett

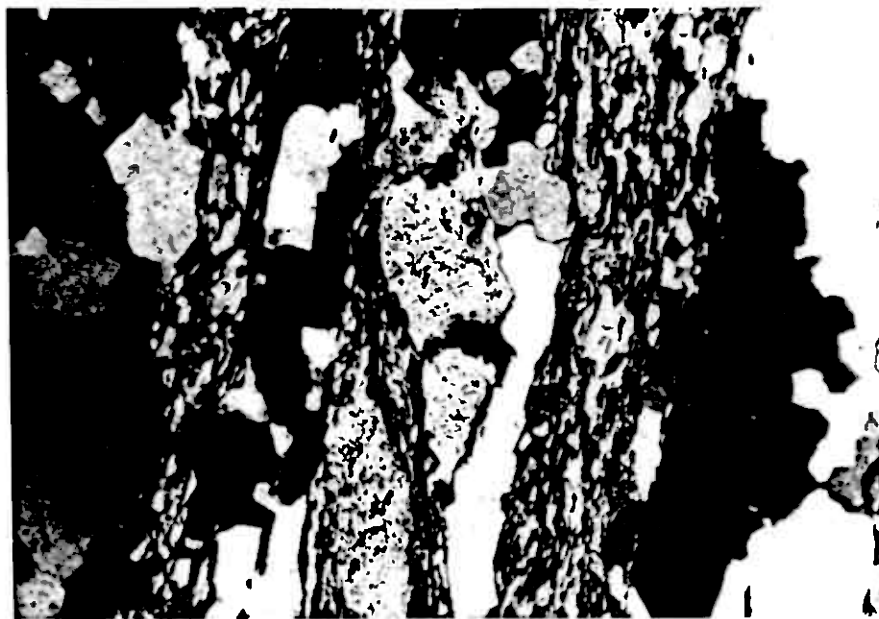


Fig.166 Slip nr.206/73 11 Nicol 63xforstørrelse
 Mylonittisk gneis (opprinnelig metadioritt) med metamorf
 differensiasjon som resulterer i at kvarts (relativt store
 korn), albitt (små diffuse korn) og glimmer/epidot (tynne
 bånd) opptrer i hver sine bånd.



Fig.167 Fyllonittisk skjærsone med større gneisfragment
 som har "overlevd" deformasjonen.

begrenset til de undre deler av dekket der deformasjonen må forventes å ha vært størst. Dette synes å vise at deformasjonens intensitet er en viktigere faktor enn den opprinnelige bergart når det gjelder hvorvidt en får utviklet blastomylonitt eller mylonittisk gneis.

Blastomylonittens mektighet varierer. Nær Eielborg der man kan se migmatittisert gneis gå over i blastomylonitt, varierer mektigheten fra nesten ingenting til ca. 10 meter, hvilket er den største observerte mektighet. Andre steder kan en treffe på flere soner av blastomylonitt i undre del av dekket, men overdekning gjør det vanskelig å anslå mektigheter.

Enkelte skjærsoner er svært glimmerrike med lite rester av den opprinnelige bergart, bortsett fra enkelte spredte fragmenter. Slike glimmerrike bergarter kalles fyllo-nitt, og deres opphav er det samme som blastomylonitt, men et høyere vanninnhold i skjærsonen har ført til det høye glimmerinnholdet som karakteriserer denne bergarten (se fig. 167).

Kontakten mellom metadioritt og båndet gneis er delvis fyllonitt og delvis mylonittisk gneis, blastomylonitt er ikke påtruffet her.

I den båndete gneis er mylonittiseringen gjennomgående nokså velutviklet, men metadioritt-kroppen v/Nordnes viser i de tektonisk øvre deler mindre deformasjon. Grov oppsprekking og enkelte skjærsoner er typisk for denne øvre del, men mot den tektoniske undergrense opptrer økende mylonittisering.

Fig. 168a, b og c viser overgang fra relativt homogen metadioritt v/Nordnes med grov oppsprekking parallelt skyvekontakten til mylonittisk gneis med "augentekstur" ved kontakten mot den båndete gneis. Bortsett fra foldet xenolith (fig. 103) sees ingen folder assosiert med den mylonittiske foliasjon og "drag-effekter" nær skyvesoner opptrer heller ikke.

I områder som ikke har vært utsatt for mylonittisering ser en ofte biotitt orientert i plan parallell den mylonittiske planstruktur, S_S , se fig. 169.

En fremtredende fiberlineasjon karakterisert ved glimmer, kvartsaggregater og elongasjon av porfyroklaster kan sees overalt der S_S er godt utviklet. Denne lineasjonen, kalt L_S , har en konstant NV-lig retning og anses å være et resultat av strekning i forbindelse med overskyvingen. Transportretningen



Fig.168a Grov oppsprekking i den tektonisk övre del av metadioritt v/Nordnes. Sprekkeplanene er parallell den mylonittiske planstruktur i de undre deler.

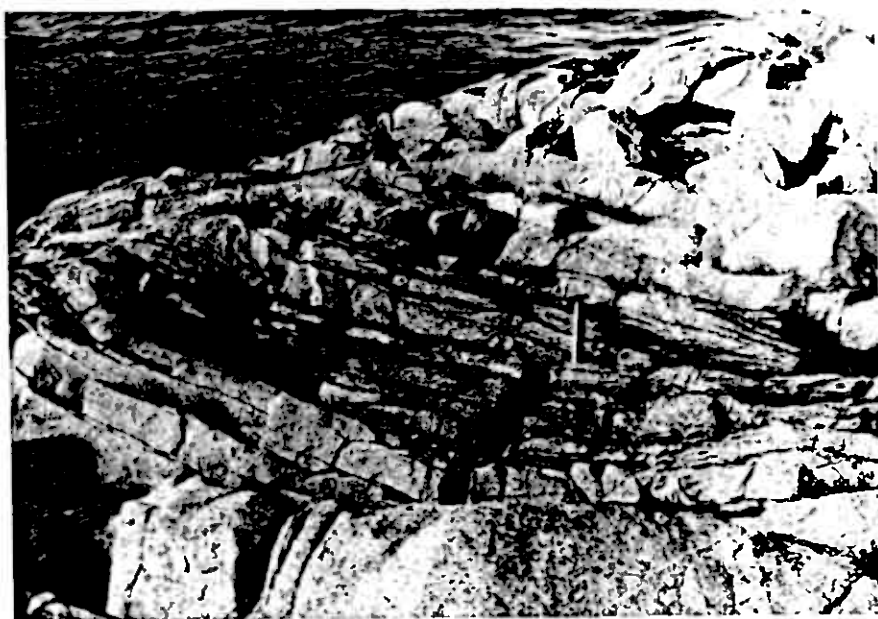


Fig.168b Tettere utviklet planstruktur i metadioritt ved Nordnes.

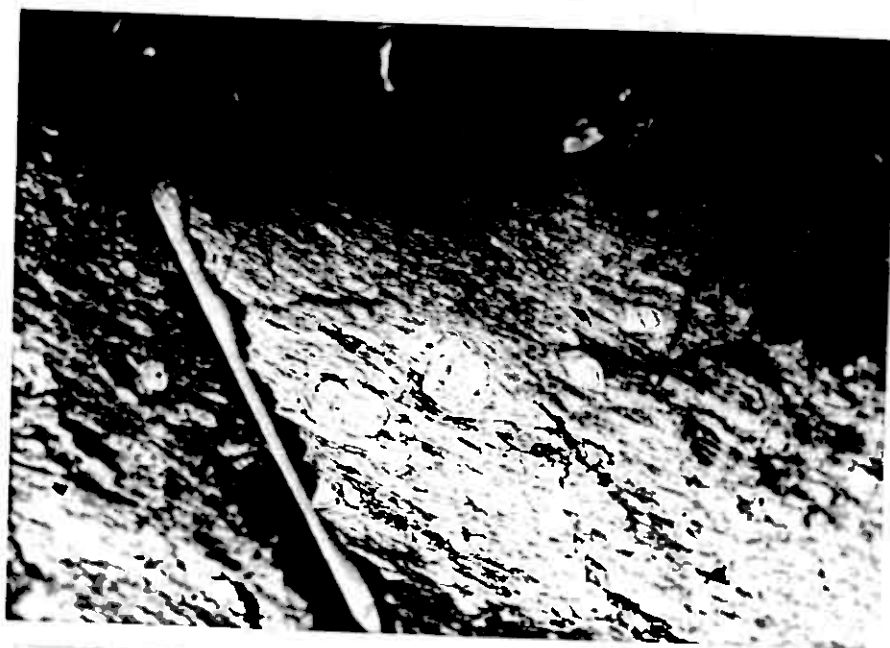


Fig.168c Velutviklet mylonittisk planstruktur med öyne av mikroklinfenokrytaller nær metadiorittens undre, tektoniske grense.

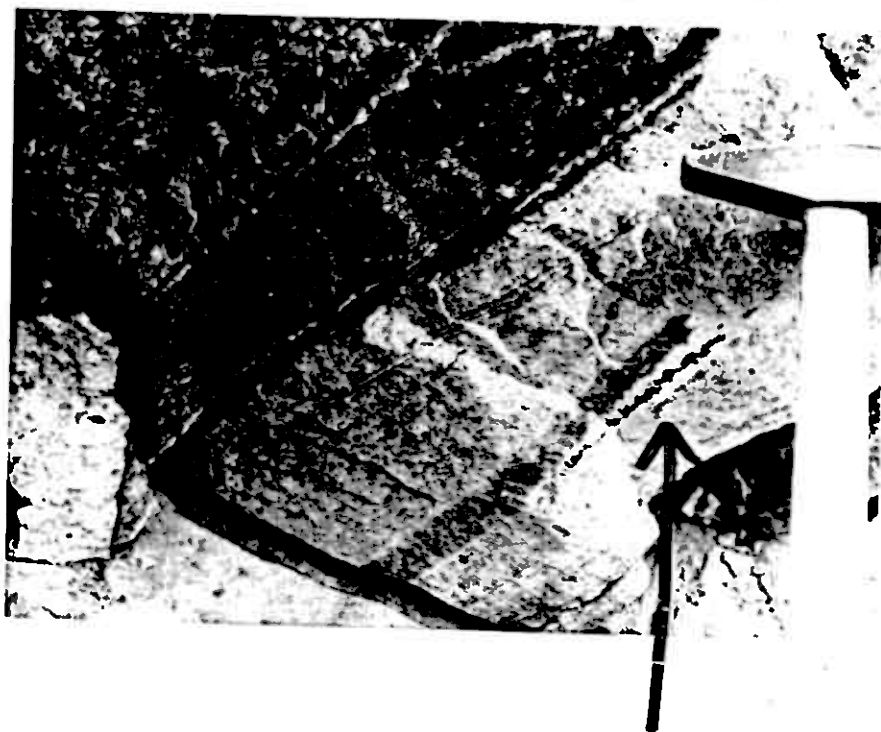


Fig.169 Biotittutvikling parallelt S_2 i båndet gneiss

for skyvingen må således ha vært NV også før dette dekket (se fig. 170a).

Skyvekontakten mot Lørrosfjorddekket er som en ser av kartot ikke noe enkelt plan, men består av en imbrikt sone der større og mindre flak av de to dekkene ligger stokket om hverandre. Grensene mellom flakene er sterkt tektoniserte, og gneisen er som nevnt oftest blastomylonittisk. I grønnskifrene er det som nevnt tidligere, vanskelig å oppdage mylonittiseringen i felt, da skyvingen har foregått ved glidning langs en tidligere skiffrighet. De mafiske og ultramafiske kroppene som intruderer grønnskifrene viser imidlertid tydelig deformasjon nær skyvegrensene. (se fig. 171).

Kartlegging av denne sonen vanskeliggjøres av overdekning av senere folding, men ved detaljert kartlegging har det lyktes å finne hovedtrekkene i denne sonen som vist i profil II i kartbilaget. For å gjøre det mer klart er den vertikale målestokk overdrevet til det dobbelte av den horisontale.

Påvirkningen av underlaget mens Komagfjorddekket ble skjøvet over synes begrenset til imbrikasjonssonen. Den syntektoniske metamorfosegrad under mylonittiseringen er imidlertid den samme som rådet da den tidligere skiffrighet, S₂, ble dannet, og de to blir således vanskelig å skille.

Mineralutvikling i S₅.

- | | |
|-----------------------|--|
| ALBITT | Små (0.015-0.05 mm), velorienterte korn med diffuse, irregulære grenser. Retrogradering av tidligere mer basisk plagioklas til An ₆₋₁₂ . |
| KVARTS | Forekommer oftest innen aggregater i S ₂ . Enkeltkornene er oftest polygonale, mer eller mindre ekvidimensjonale. Størrelse 0.03-0.15 mm. |
| BIOTITT/
MUSKOVITT | Vanligvis små korn under 0.15 mm, max 0.3 mm's størrelse. Pleokroisme biotitt: <ul style="list-style-type: none"> - lys gul - olivenbrun |
| EPIDOT | Små korn, vanligvis under 0.15 mm med lengsteakse i S ₂ . |

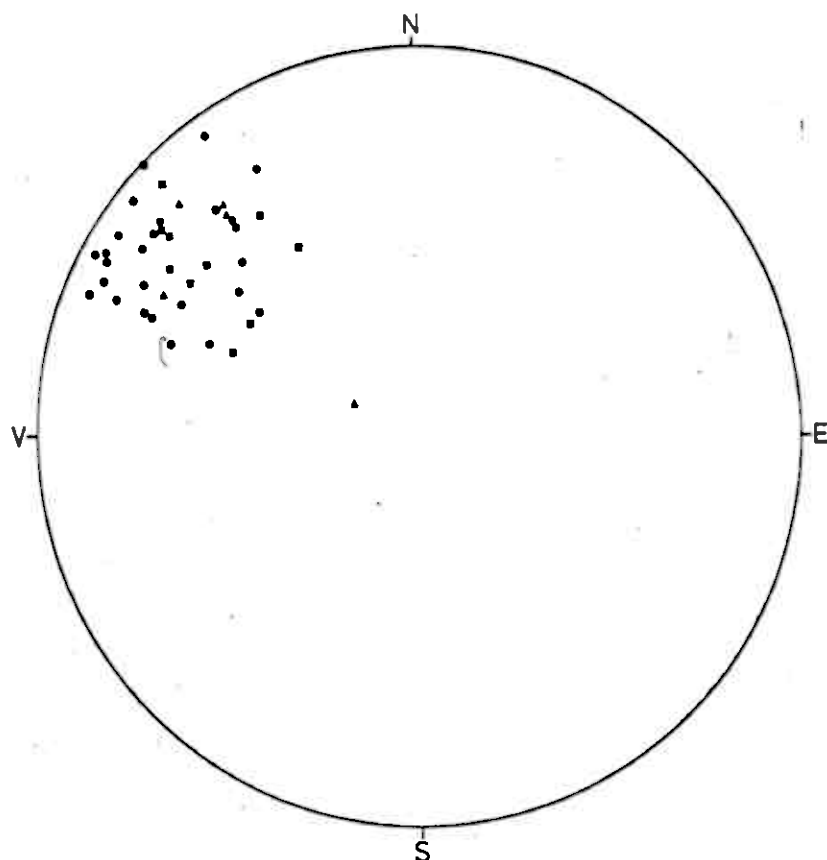


Fig.170a Stereografisk projeksjon av lineasjoner assosiert med hovedskyving av Komagfjorddekket.
 Prikker-strekningslineasjon i mylonittfoliasjon
 Trekkanter-orientering av amfibol-lengsteakser
 Firkanter-skjæringslineasjon mellom S_S og gneisbånding

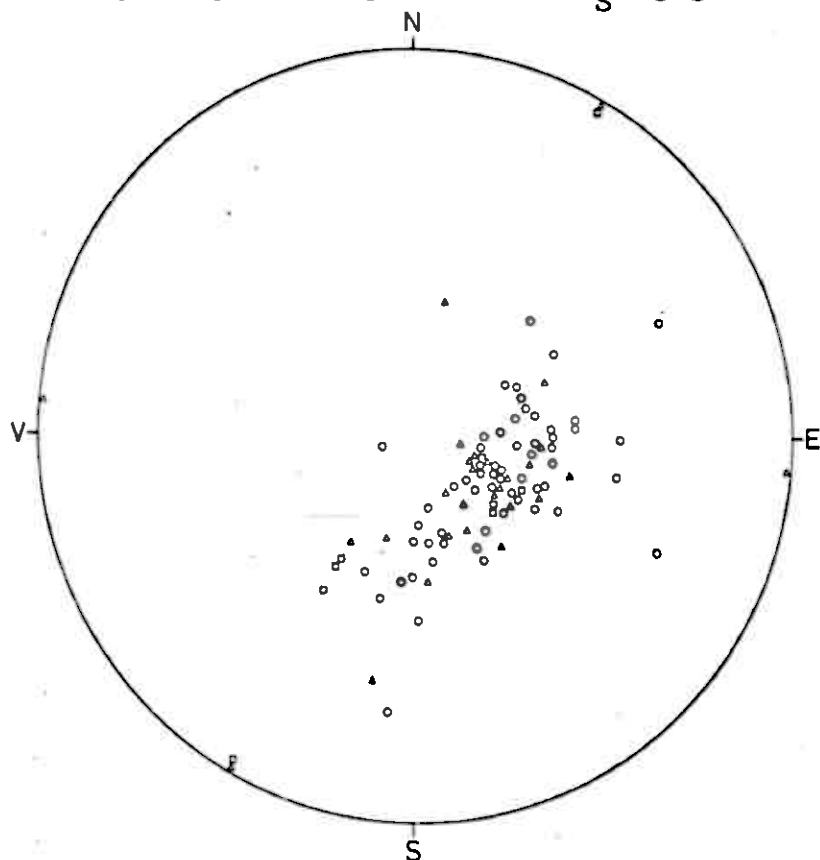


Fig.170b Stereografisk projeksjon av poler til planstrukturer assosiert med hovedskyving av Komagfjorddekket.
 Sirkler-Mylonittfoliasjon
 Trekkanter-Oppsprekking
 Firkanter-Biotittorientering

AKTINOLITT Nålaktige korn, opptreden begrenset til
amfibolittlag og linser.

Pleokroisme: α -lys gul
 β -lys grå
 γ -lys blågrønn



Fig.171 Skifrig mafisk intrusiv fra Lerresfjorddekket
ved kontakt mot gneisflak i imbrikasjonssone. Kvarts-
årene til venstre er foldet av senere fase.

Kufjelldekket.

Deformasjon av Kufjelldekket i forbindelse med skyvingen minner om Komagfjorddekkets idet ingen av dekkene har glidd langs en tidligere skifrihet. Den kraftige kataklasen med utstrakt dannelsen av mylonittisk gneis er imidlertid ikke så utbredt her som i Komagfjorddekket.

Langs undergrensen opptrer en mylonittisert sone av 5-10 m's mektighet med skarpe grenser mot massiv gneis som viser lite eller ikke tegn til deformasjon (se fig. 172). I Breibugt opptrer fyllonitt i denne sonen, men ellers dominerer finbåndet blastomylonitt (se fig. 173). Fragmenter av den opprinnelige bergart kan forekomme som linser i den mylonittiserte sonen, men disse er oftest av svært underordnet betydning.

Mylonittisk gneis har som nevnt ikke samme utstrekning her som i Komagfjorddekket, men opptrer i lokaliserte skjærsoner. Der slike skjærsoner skjærer båndet gneis kan enkelte steder se at bevegelsen har foregått ved dislokasjoner langs relativt skarpe plan parallell den mylonittiske foliasjon, S_S . Biotittorientering parallelt disse planene opptrer ofte i en cm-bred sone nær slike plan. Oftest er planene rette, men lokalt sees de buete (se fig. 174), dog fremdeles mer eller mindre parallell mylonittfoliasjonen.

Gneisbåndingen blir ofte bøyd inn mot planene og "drag-folder" dannes.

Dislokasjonsplanene er oftest klart separerte, men iblant kan de opptre svært tett og resultere i dannelsen av skjærfolder som har egenskaper en forbinder med "similar" folder (se fig. 175).

Når en nærmer seg kontakten mot det overliggende Lørsfjorddekke kan en se en økende kataklase med overgang fra stadig tettere skjærsoner til mylonittisk gneis. I området med tette skjærsoner er primære strukturer fremdeles relativt fremtredende.

Deretter følger en sone der relikte fragmenter, ofte isolerte foldekne ligger i mylonittisk gneis (se fig. 17b). Like ved kontakten er primære trekk, bortsett



Fig.172 Kufjelldekkets undergrense. Blastomylonitt er utviklet langs basis, men over denne er gneisen massiv.



Fig.173 Slip nr.271/73 x nicol 63xforstørrelse
Blastomylonitt fra Kufjelldekkets undergrense. Kvarts
ofte konsentrert i egne bånd med noe grovere kornstørrelse.
Albitt opptrer som små, diffuse, men velorienterte korn
sammen med glimmer og aktinolit.

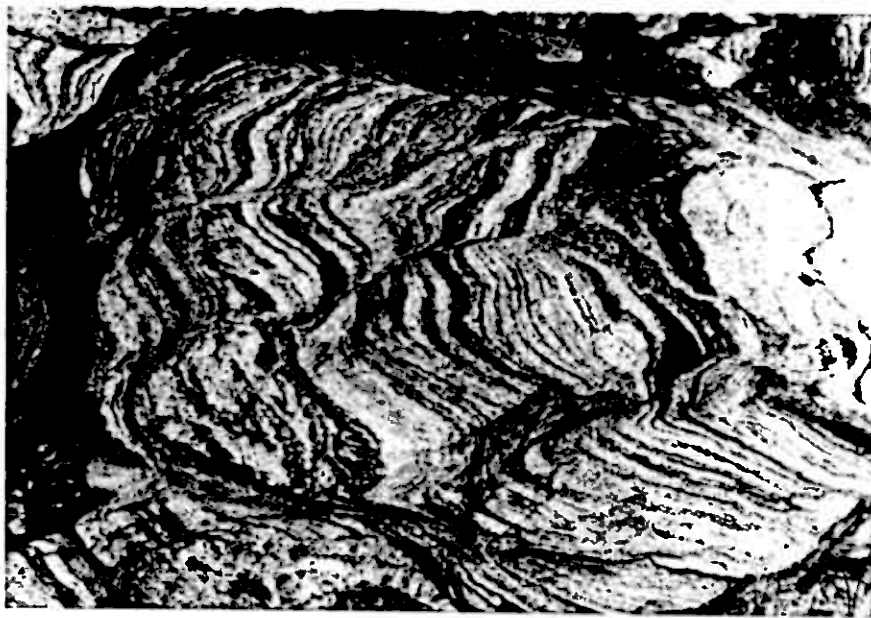


Fig.174 Buete skjærplan med "drag"-folder



Fig.175 Skjærsone med velutviklete folder dannet ved "drag"/skjærbevegelser i sonen.

fra enkelte mindre pegmatittfragmenter, utradert (se fig. 179). Den nedknuste gneis er imidlertid også her rik på porfyroklaster (se fig. 177), og må således betegnes mylonittisk gneis. Blastomylonitt er ikke observert langs denne øvre kontakt.

NV-lig fiberlineasjon opptrer hyppig i den mylonittiske planstruktur, hvilket må bety at dekkene er blitt skjøvet langs denne retning (se fig 178).

Mineralparagenesen i mylonittiske bergarter og de nevnte dislokasjonsplan er den samme som Komagfjorddekkets syn-mylonittiske mineralogi, og tilsvarer således også her midlere grønnskifer-facies regionalmetamorfose.

Den økende mylonittisering mot øvre grense har utvilsomt sammenheng med overskyving av det overliggende Lamvikdekket, mens blatomylonitt/fyllonitt langs undergrensen må tilskrives Kufjelldekkets påplass-skyving. Hvorvidt skjærsonene ellers i dekket skal tilskrives bevegelse av Lamvik- eller Kufjelldekket er imidlertid uvisst. Sannsynligvis har begge dekkenes påplass-skyving hatt innvirkning, muligens samtidig.

Hva skyving av Kufjelldekket har hatt å si for deformasjon av det underliggende dekke er vanskelig å bestemme. Under den blastomylonittiske/fyllonittiske kontakten ligger mylonittisk gneis, men Komagfjorddekket viser ikke noen forskjell i utvikling av mylonittisk gneis fra undre til øvre del. En må imidlertid regne med at Kufjelldekkets påplass-skyving har ansvar for en betydelig deformasjon av Komagfjorddekket.



Fig.176 Mylonittisering av Kufjelldekkets övre del
när grensen mot Lamvikdekket. Tidligare strukturer opptrer
bare som fragmenter og isolerte foldekne.

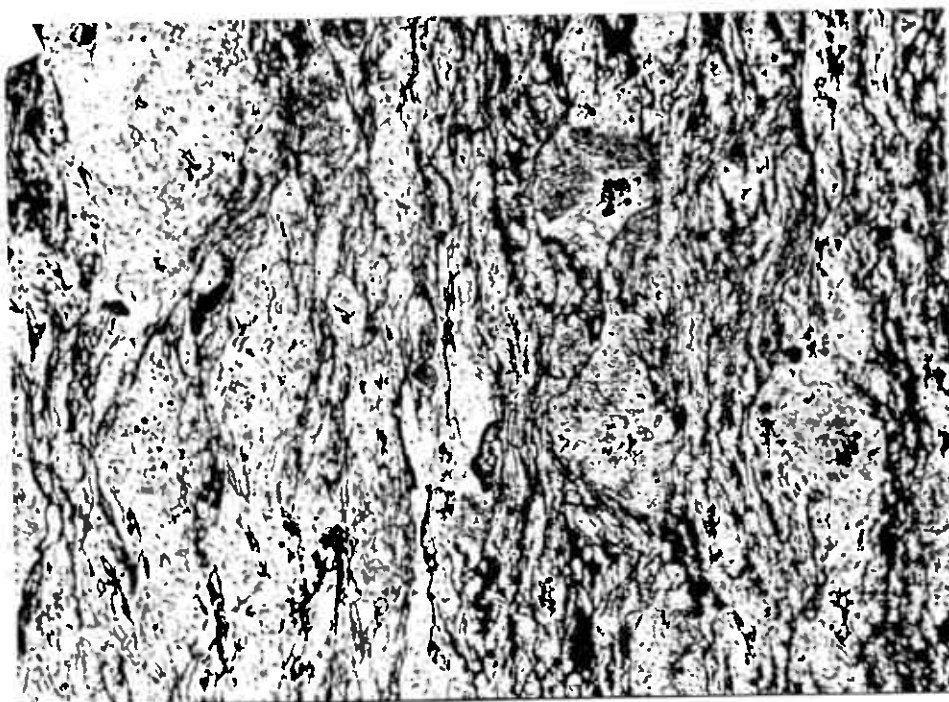


Fig.177 Slip nr.94c/74 11 nicol 25xforstörrelse
Mylonittisk gneis fra kontakt mot Lamvikdekket.

Lamvikdekket.

Dette dekket synes å ha blitt lite deformert i forbindelse med skyving av dekke-pakken. Skyvekontakten er parallell med dekkets regionale skifrihet, S2, og som nevnt synes denne å ha vært brukt som glideplan under skyvingen.

En ca. 20 cm bred sone umiddelbart over dekkets undergrense viser tydelig ekstremt flattrøkt psammitt (se fig. 179), og slip fra denne sone viser at bergarten nærmer seg blastomylitt (se fig. 180).

Psammitten over denne sonen viser imidlertid primærlagning og er ikke lett å skille fra psammittene lenger oppe i dekket. Deformasjonen synes således stort sett å være konsentrert i den smale sonen umiddelbart over kontakten.

Glimmerskifersonen som ligger like over skyvekontakten viser heller ikke tegn til mylonittisering eller bevegelse.

Innen dekket opptrer noen tynne, lokale skjærsoner med den karakteristiske NV-lige strekningslineasjonen, men slike soner er relativt sjeldne her i forhold til de andre dekkene. Ved en lokalitet kan en i rester av et tynt amfibolittlag på en psammittflate se tre generasjoner av amfibol. Der opptrer uorienterte (stat.met.), L2-orienterte, og L_S-orienterte på samme flate. L_S amfibolene (sammen med kloritt) synes å være påtrykt de andre, og enkelte steder kan en se pre-L_S amfibol som er i ferd med å bli dreiet inn i L_S-retning.

Også langs øvre grense mot Korsklubbendekket viser Lamvikdekket tilsvarende liten deformasjon, og da også denne kontakten er parallell med S2 i dekket, må glidningen også her ha foregått i dette plan.

Mineralutviklingen under skyvingen viser at metamorfosegraden har vært midlere grønnskiferfacies, som i de to underliggende dekker, karakterisert ved muskovitt og blotittutvikling. Det har således ikke foregått noen retradering av S2 i dekkets undre del, men granatene i øvre del må ha vært utsatt for en viss omdanning under skyvebevegelesene.



Fig.179 Kontakt mellom Lamvik- og Kufjelldekket. Hammerhodet ligger på kontakten. Legg merke til Lamvikdekkets psammitt viser deformasjon bare i en smal sone mens den underliggende gneis er kraftig mylonittisert.

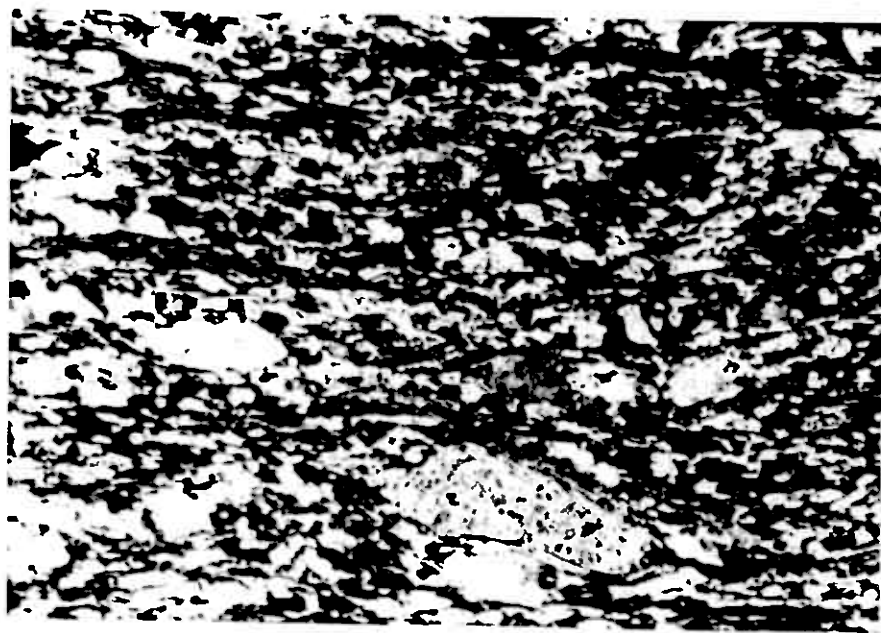


Fig.180 Slip nr.94b/74 x nicol 25xforstørrelse
Slipet er fra kontakten mot Kufjelldekket og viser svært flattrøkt Lamvikpsammitt.

Den begrensede deformasjon av Lamvikdekkets undre del er svært forskjellig fra den mylonittiseringen som den øvre del av Kufjelldekket har blitt utsatt for under overskyvningen. Hovedgrunnen til dette anser jeg for å være at Lamvikdekket har kunnet gli langs S2-skiffrigheten under minimal friksjon, mens Kufjelldekket som besto av massiv, granoblastisk gneis har blitt knust ned.

Korsklubbendekket.

Mylonittiseringen av dette dekket synes begrenset til kontaktsonen mot underliggende dekke. Denne sonen er svært skifrig, men skillet mellom gneis og underliggende psammitt er tydelig. Gneisen blir nærmest fyllonittisk med fragmenter av opprinnelig gneis orientert langs foliasjonen, mens psammitten bare får en mer utpreget skifrihet enn ellers. Fyllonittsonens mektighet varierer fra under 1/2 m opptil ca. 3 m.

Som beskrevet under F2-fasen side opptrer det innen dekket tynne skjærsoner med "drag-folder" som muligens kan ha sitt opphav i skyvingen. Disse har også påfallende likhet med de "drag-folder" som tidligere er beskrevet under Kufjell-dekket, og der tolket som assosiert med overskyvingen. Som en ser av beskrivelsen av skjærsonene i Korsklubbendekket side har de imidlertid også flere fellestrekk med F2-deformasjonen.

F2-foldingen som påvirker deler av gneisen gir ofte en gjennomsettende akseplanskifrihet, S2. Der denne planstrukturen er utviklet i dekkets undre del har fyllonitt-foliasjonen samme orientering, og det synes derfor som om også dette dekket har hatt en planstruktur som det, i alle fall delvis, har kunnet gli langs. Dette kan muligens være forklaring på dekkets begrensede deformasjon i forhold til de andre gneis-dekkene som ikke har kunnet benytte seg av en tidligere skifrihet til å gli langs. En annen faktor er at det her ikke er noe overliggende dekke (i alle fall ikke synlig) til å forårsake deformasjon.

Fyllonittene langs undre del fører syntektonisk biotitt og muskovitt, og skyvingen har altså også her foregått under midlere grønnskiferfacies metamorfose.

I gneisen opptrer ofte en markert SV-lig fiberlineasjon, og denne lineasjon kan også opptre nær skyvesonen. Denne lineasjon tolkes imidlertid som synF2 (parallelt foldeaksene), og en NV-lig fiberlineasjon som oftest er svakere utviklet, antas å representere strekning assosiert med overskyvingen.

Konklusjon.

Konklusjonen av dekkepakkens litologiske og strukturelle/metamorfe utvikling blir at dekkene i dette området, bortsett fra Lamvikdekket, representerer oppskjøvete deler av prekaledonsk grunnfjell.

Bortsett fra Bruckners antydning om en svekofennokarelsk alder for bergarter i Øksfjordområdet, er dette ikke tidligere beskrevet fra Kalakdekkekomplekset. Oversiktskartlegging av B.Sturt og D.Ramsay sommeren 1975 viser imidlertid at slike dekker sannsynligvis er representert også i andre deler av Vest-Finnmark og Nord-Troms.

En mektig blastomylonittsone ble oppdaget i NØ-lige del av Seiland av Worthing (1971), men man innså på den tid ikke den viktige betydning av denne. Sturt & Ramsay (Sturt pers.komm.75) mener imidlertid at denne representerer en skyvegrense mellom kaledonske sedimenter og overliggende, sannsynligvis prekambriske, bergarter med høyere metamorfosegrad. Denne grensen mener de kan følges til Kvaløy og sammenbindes med den skyvesonen Heggelund (1968) tidligere har kartlagt. I tillegg synes det her å opptre et dekke av kaledonske sedimenter som er skjøvet over det antatt prekambriske dekke.

Blastomylonitten på Seiland er ifølge Worthing dannet under amfibolittfacies metamorfose, og han tolker den som pre-D2 i den kaledonske utvikling. Dekkene i Saraby-Korsfjordområdet har, som tidligere beskrevet i denne oppgave, blitt skjøvet etter D2-fasen, og synes således ikke å kunne korreleres med den ovenfornevnte skyvesone. Langs Altafjordens vestside har imidlertid Geukens & Moreau (1960) kartlagt flere skyvedekker bestående av gneis- og metapsammittlitologier. Det foreligger ikke opplysninger om mylonittenes syntektoniske metamorfosegrad, men ifølge Sturt (pers.komm.1975) er det muligheter for at skyvekontakten like SV for Langenesholmen (se Hammerfestkartbladet) er identisk med skyvekontakten på Seiland.

Dekkepakken i området som omfattes av denne

oppgave synes ikke å fortsette mot nord, men mot syd foreligger det muligheter for korrelasjoner. D.Roberts kartla sommeren-72 området syd for Korsfjord, og litologiske korrelasjoner mellom områdene nord og syd for Korsfjord synes opplagte. Han har imidlertid bare beskrevet to skyvedekker i området, mens jeg mener å ha påvist fem i den samme sekvens. Roberts' Skillefjorddekke (1974) inneholder de samme litologier som jeg har inndelt i Lerresfjord-, Komagfjord- og Kufjelldekket, og hans Korsfjorddekke innbefatter det jeg har kalt Låmvik- og Korsklubbendekket.

Roberts (pers.medd.75) har senere antydnet muligheten for at Korsfjorddekket kan bestå av to dekker, og hvis også Skillefjorddekket kan inndeles i flere dekker i området syd for Korsfjord, synes deler av dekkepakken fra Korsfjord - Sarabyområdet å kunne korreleres videre mot syd til området syd for Altafjorden.

Korrelasjonen er i området kartlagt av Roberts, basert på muligheten for at flere av hans litologiske enheter også representerer tektoniske enheter. Syd for Altafjorden viser imidlertid Geukens & Moreau flere tektoniske enheter hvis litologi synes å kunne korreleres med dekkene lenger nord (se fig. 181 og "Hammerfestbladet" 1974).

Komagfjord- og Kufjelldekkenes gneis må etter denne tolkning kile ut mot syd, men de andre dekkene synes å fortsette. Korsklubbendekkets ekvivalent syd for Altafjorden synes da å ligge under dekket som opptrer på Seiland.

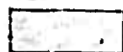
Videre sydover er tolkningen noe usikker, men Sturt & Ramsay besøkte under deres oversiktskartlegging også deler av dette området. De er av den mening (Sturt pers.komm. 1975) at et dekke av kaledonske metasedimenter ligger over Dividalsgruppens autoktone sedimenter, og at over dette dekket hviler et gneisdekke, muligens av prekambrisk alder.

Mot øst synes ikke den varierte dekkepakken fra Langfjord-Lerresfjord-området å opptre. Kartlegging av Gayer & J.Roberts viser at kun den kaledonske metasedimentsekvens

TEGNFORKLARING



Gneis



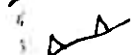
Hovedsakelig psammitt,
tildels forgnæiset.



Grønnskifer, dolomitt
og psammitt/pelitt



Sikre skyvegrenser



Mulige skyvegrenser

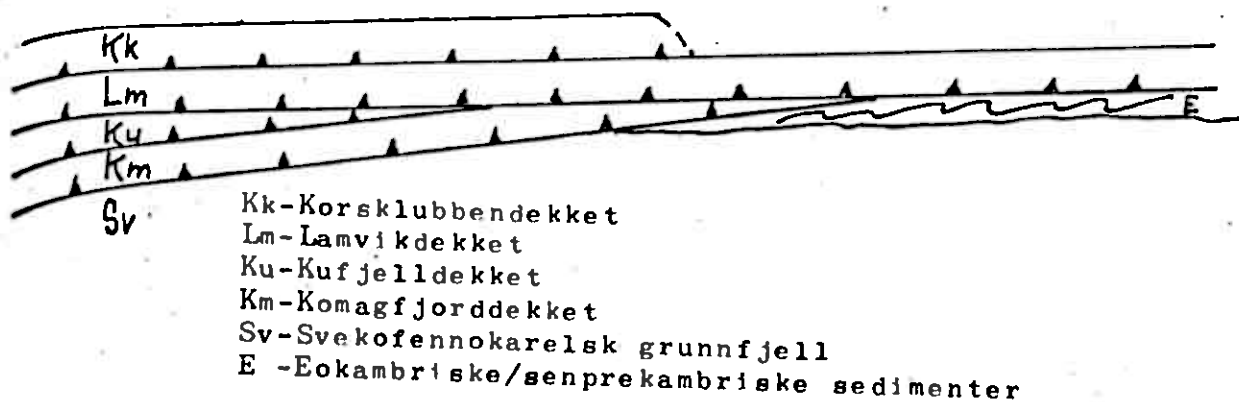


Mulige forkastninger

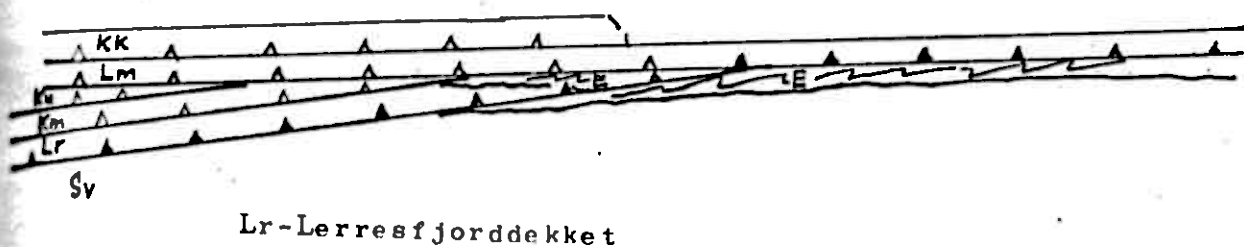


Fig.181 Et forslag til korrelasjon av dekker innen Kalak-dekkekomplekset i området mellom Alta og Hammerfest.

I Påplassskyving av de fire øvre dekkeenheter over svekofennokarelsk grunnfjell og overliggende eokambriske/senprekambriske sedimenter. Legg merke til at Lamvikdekket skjærer de andre dekkene allerede i denne fase.



II Lösrivering av Lerresfjorddekket fra det svekofennokarelske underlag, og hele dekkepakken forflyttes "på ryggen" av Lerresfjorddekket. Legg imidlertid merke til at skyvegrensen under Lerresfjorddekket i øst faller sammen med Lamvikdekkets undergrense og forårsaker en "reworking" av mylonittene her.



III Så følger påplassskyving av dekkepakken til den nåværende posisjon med breksjering av mylonittene langs undre del. enne bevegelse har imidlertid ikke særlig betydning for denne skjematiske oversikt og vil ikke bli tatt med her.

Senere oppbulning og erosjon resulterer i det nåværende bilde. Den tykke linjen viser dagens topografi.



182 Mulig modell for dekkenes utvikling.

er representert her. Denne sekvens er tidligere korrelert med Lamvikdekkets bergarter, og forklaringen på at Lerresfjord-, Komagfjord- og Kufjelldekket ikke opptrer i øst må være at Lamvikdekket skjærer dem ut som vist på fig. 182.

Grunnen til at Korsklubbendekkets ekvivalent ikke finnes i øst kan enten være et resultat av erosjon da det ligger øverst, eller at dekket ikke har blitt skjøvet så langt mot øst.

Sedimentpakken under gneisdekket i østre del av Seiland og sydlige del av Kvaløy representerer ifølge Sturt (pers.komm. 75) sannsynligvis kaledonske metasedimenter. Disse er muligens en del av samme tektoniske enhet som metasedimentene i Porsangerfjordområdet og det foreligger således en mulighet for å korrelere dem med Lamvikdekkets bergarter.

Det synes imidlertid å være klart at det går en betydelig vertikal forkastning langs Vargsund som har forårsaket at den NV-lige del er blitt senket i forhold til den NØ-lige. Sedimentpakken under gneisdekket i Seilands østlige del er nemlig relativt flattliggende og skulle ha kommet til syne i Porsa-Saraby-området dersom det ikke forelå et tektonisk brudd langs Vargsund. Fortsettelsen av denne forkastningen må gå langs Kvalsund der Kvaløya er blitt senket slik at Raipasbergartene ikke kommer frem i dagen slik som i Komagfjordvinduet.

Et slikt forkastningssystem er tidligere antydnet av Sturt (referert i NGU 301 1974).

Disse forkastninger skjærer som en ser av fig. hele dekkepakken i Langfjord-Lerresfjordområdet og korrelasjoner mellom hver side av forkastningene blir svært usikre.

KAPITEL 4

STRUKTURELL OG METAMORF UTVIKLING ETTER HOVEDSKYVING.

Etter hovedskyvingen utsettes hele dekkepakken for samme tektonometamorfe utvikling, hvilket viser at dekkene på det tidspunkt har utgjort en samlet enhet. Metamorfosegraden etter hovedskyvingen har ikke oversteget undre grønnskiferfacies regionalmetamorfose.

Komagfjordvinduets bergarter har imidlertid ikke tatt del i de første tre faser av denne utvikling, og dekkepakken kan således ikke ha vært der den ligger i dag på dette tidspunkt.

"KINKBANDS"/SKJÆRPLAN.

Etter hovedskyvingen opptrer innen dekkepakken en deformasjonsfase som resulterer i "kinkbands" og skjærplan, men ingen folder synes assosiert med denne fase.

Deformasjonen er karakterisert ved smale (1-3cm) soner der skifriheten er dreid inn mot et plan parallelt disse sonene. Disse sonene har en innbyrdes avstand på 2-10cm, og områdene mellom dem er upåvirket (se fig.185).

Noen ganger opptrer bare en rotasjon av skifriheten i slike soner, og sonene får da et useende som man vanligvis forbinder med "kinkbands", men uten den angulære geometri som ofte karakteriserer disse (se fig.183a).

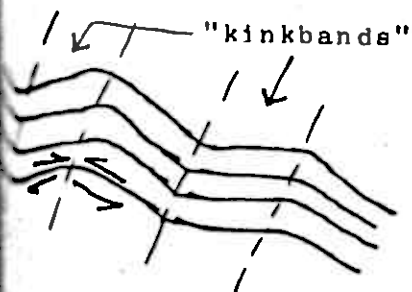


Fig. 183a



Fig. 183b

Slike soner må ha oppstått ved glidning i skifrihetsplanene som vist på fig.183a.

Andre ganger har det imidlertid oppstått et brudd langs plan parallelt sonen (se fig.183b), og her må det således ha foregått bevegelse i disse plan.

Det synes rimelig å anta at det i denne fase først har blitt utviklet "kinkbands" med bevegelse begrenset til glidning i skifrihetsplanene. Ved videre deformasjon har det oppstått skjærbevegelser parallelt disse "kinkbands", og dette har resultert i at de har fått mer preg av skjærsoner.

Dette kan ifølge J.G.Ramsay (side 453) skje i kinkfolder hvis bergarten ikke lenger klarer å oppta all "internal shear" som er nødvendig for migrasjon av akseplan. Denne migrasjon er nødvendig for utvikling av slike folder.

Planene kan primært være både plane og buete, og noen ganger opptrer de som konjugerte sett. Som fig.184 antyder har ingen tendens til generell orientering, men dette er også delvis et resultat av senere deformasjon. Planenes skjæring med

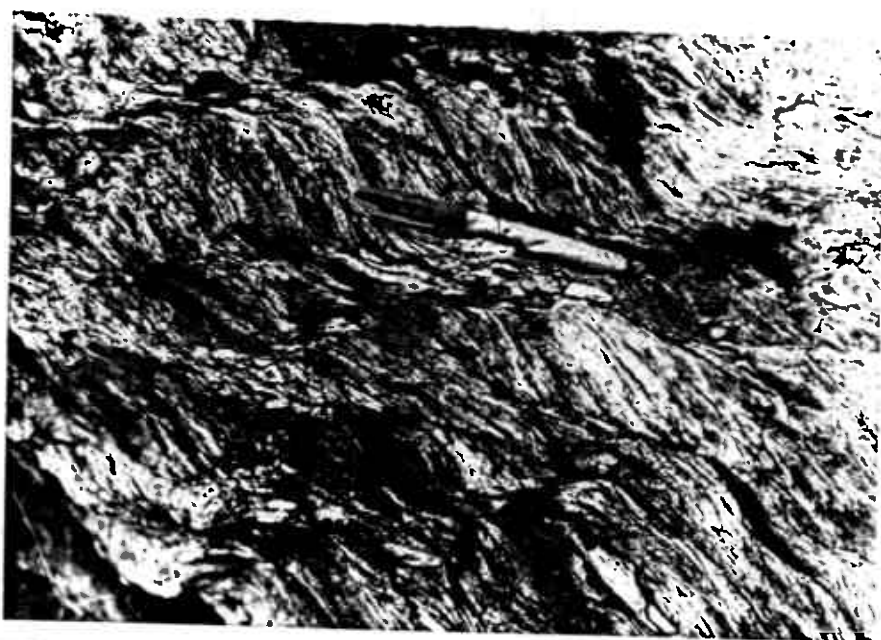


Fig.185 "Kinks"/skjærplan i skifrig gneis

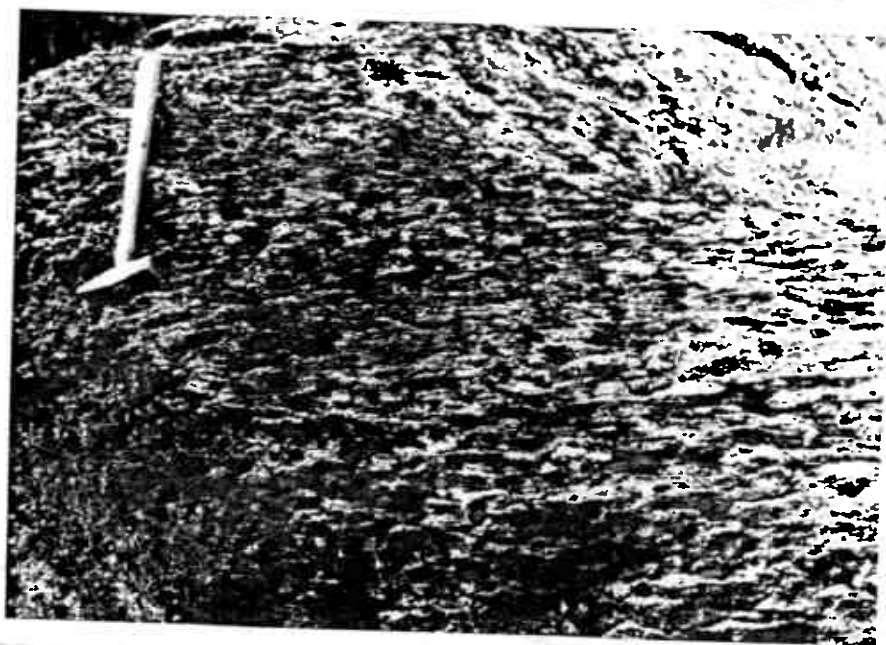


Fig.186 "Kinks"/skjærplan i grönnskifer nær dekkets undergrense. Bemerk det småkrusete utseende som er typisk for grönnskiferen nær dekkets undergrense.

skiffrighetsplanene viser imidlertid en relativt konstant NØ-SV-lig orientering.

Med det blotte øye sees "kinkbands"/skjærplan bare innen svært skiffrige horisonter. Spesielt hyppig opptrer den nær Lerresfjorddekkets undergrense, der den ofte gir de klorittrike skifrene et småkrusete utseende (se fig.186).

I tynnslip kan en imidlertid se at også mer kompetente lag, f.eks. blastomylonitten som skiller Komagfjord- og Kufjelldekket, påvirkes.

I slip sees skiffrigheten, oftest karakterisert ved glimmer og/eller aktinolit, bøyet inn mot skjær/"kink"-sonene. Endel mineraler opptrer også orientert parallelt sonene, men det er ofte vanskelig å si om de er nydannet eller bare er blitt mekanisk reorientert, sannsynligvis er det en kombinasjon av begge. Skjærplan er imidlertid karakterisert ved planorientert muskovitt og kloritt, og det synes derfor klart at den syntektomiske metamorfosegrad ikke har oversteget undre grønnskiferfacies.

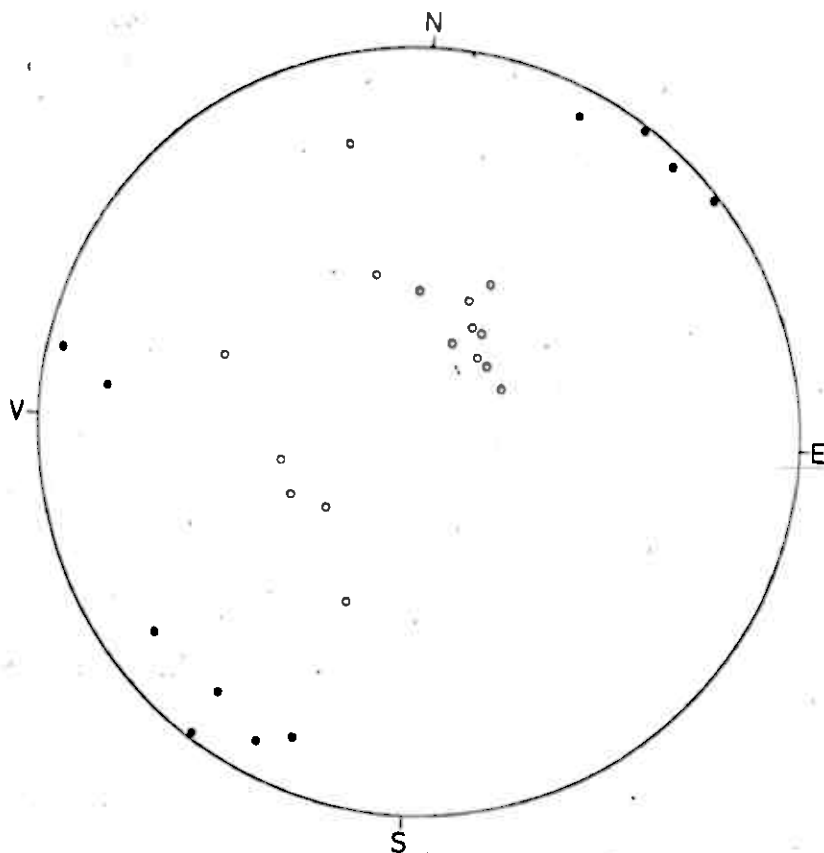


Fig. 184 Stereografisk projeksjon av strukturelementer orientert med denne fase.
 - Skjæring mellom "kinkbands"/skjærsoner og skiffrighet
 - Poler til skjærplan/akseplan til "kinks".

TREDJE KALEDONSKKE FOLDEFASE, F3.

Denne fases relative forhold til andre tektonometamorfe begivenheter er klarlagt da den folder den mylonittiske foliasjonen, og ved en lokalitet ser en de tidligere beskrevne "links" foldet av en slik fold. Epidotkorn av den påfølgende statiske fase vokser over S3-glimmer, og klare eksempler på folder av denne fase som refoldes av den senere F4-fasen (se fig. 199) er observert ved tre lokaliteter. Fasen opptrer over hele dekket og er karakterisert ved asymmetriske, tette folder som er ikke-sylindriske, lokalt også med kurvete akseplan. Foldenes akseplan har relativt flatt fall mot NV og er overfoldet mot S-lig retning. Amplityden er sjelden over 10cm og bølgelengden vanligvis under 1/2m.

Litologiske variasjoner har tydelig innvirkning på foldenes morfologiske egenskaper. F3-folder i relativt kompetente, psammittiske og gneisaktige lag viser en mer markert ikke-sylindrisitet og primær bøyning av akseplan enn Lerresfjorddekkets grønne skifre. (se fig. 187). Plotting av F3-akser i Schmidt-nett viser også en noe bedre konsentrasjon av F3-akser i NV-kvadrant enn de grønne skifre enn for psammitter og gneiser (se fig. 188).

Ikkesylindrisiteten er svært utpreget i enkelte lokaliteter innen gneisaktige litologier, og dreining av foldeaksen på nesten 180 grader er observert (se fig. 189). Primær bøyning av akseplan viser mindre markerte variasjoner. I de mer skifrige soner innen gneisene synes F3-foldene å bli mer sylindriske.

Også innen de grønne skifre kan man registrere variasjon av foldeaksenes orientering, men denne variasjon er oftest liten innen den enkelte lokalitet, selv om en regionalt ser en tydelig spredning. Akseplanene er plane eller tilnærmet plane.

F3-foldenes akseplankløy, S3, kan i psammitt- og gneislitologier vanligvis bare registreres ved en relativt grov sprekking og spredte glimmerflak med S3-orientering. Kløvet kan således nærmest betegnes bruddkløy (fracture cleavage) i disse litologier. I mer skifrige soner innen gneis/psammitt opptrer ofte små tette, angulære F3-folder som kan gi ballion-dannelse langs aksene. Utvikling av S3-glimmer er imidlertid mer markert her enn i de mer kompetente soner, ,

opptrer sjelden på gjennomsettende plan.

I de grønne skifre kan den syntektoniske klorittdannelse i S3 være sterk og relativt gjennomsettende (se fig. 190). Skjæringslineasjon og mullionsdannelse opptrer imidlertid bare lokalt langs F3-akser i denne litologi.

Metamorfosegraden må ha vært undre grønnskifer-facies, da den syntektoniske mineralparagenese omfatter muskovitt, kloritt og kvarts.

Syntektonisk muskovitt er det mest utpregete S3-mineral i kvarts-feltspatiske litologier. Den opptrer som små flak, vanligvis under 0.1 mm, og med god planorientering i S3. I kvartsrike lag sees også en svært god dimensjonal orientering av kvartskornenes lengsteakser i S3-plan. Kornene er vanligvis svært elongerte med godt utviklet polygonalmønster, ca. 0.15-0.3 mm lange.

Plagioklaskorn som opptrer innen disse lag viser ingen tendens til orientering eller rekrySTALLISASJON.

Overfolding mot SØ indikerer tektonisk transport i denne retningen, og deformasjonen kan muligens være et resultat av det samme stress-system som forårsaket skyving av dekkene.



Fig. 187. F3-folden i forgnøiset Lamvikpsammitt. Legg merke til ikkesylindrisitet og kurvede akseplan.



Fig.189 F3-fold i skifrig kvartsdioritt. Blyanten og meiselen (midt på fig.) viser hvor foldeaksen går inn og kommer ut, og en ser at den har gjennomgått en dreining på nesten 180° .



Fig.190 Slip nr.352a 11 nicol 63xforstørrelse
Foldekne av F3-fold som folder kvartsåre i klorittrik
grønnskifer. God klorittutvikling i akseplan, men en ser
også pre-F3 kloritt. Legg merke til epidot av den påfølgende
statiske fase.

STATISK METAMORFOSE.

Denne fase har en typisk lavtemperatur-mineralogi med utvikling av epidot, titanitt og kloritt, hvilket tilsier undre grønnskiferfaciesmetamorfose.

Fasens relative forhold til F3-fasen synes klart, idet epidotkorn vokser tydelig over S3-glimmer, og altså må postdatere den (se fig. 190).

Epidot og kloritt av denne fase opptrer i mylonittene langs Lerresfjorddekkets undergrense, men ikke i Komagfjordvinduets bergarter, og fasen må således predatere siste påplasskyving i dekkepakken.

I breksjesonen opptrer ikke denne fase, og klorittporfyroblaster i Stefjellformasjonen er påvirket av F4-folder (se fig. 191), hvilket skulle ytterligere bekrefte at fasen predaterer siste påplasskyving.

Porfyroblastisk vekst av kloritt er svært begrenset, men opptrer lokalt i grønnskifer. En utstrakt pseudomorf klorittisering av biotitt må imidlertid tilskrives denne fase. Klorittiseringen er utviklet over hele dekkepakken, men er mer utpreget i enkelte områder.

Epidot av denne fase opptrer hyppig i grønnskiferen, mens den i gneis- og psamittlitologier stort sett er begrenset til glimmerrike tektoniske plan som predaterer denne fase. Epidot finnes i de fleste litologier fra før, og epidotdannelse i denne fase representerer således stort sett rekrySTALLISASJON av tidligere korn.

Titanitt opptrer ofte med ideoblastisk form, dens forekomst er begrenset til gneis- og psamittlitologier (se fig. 192).

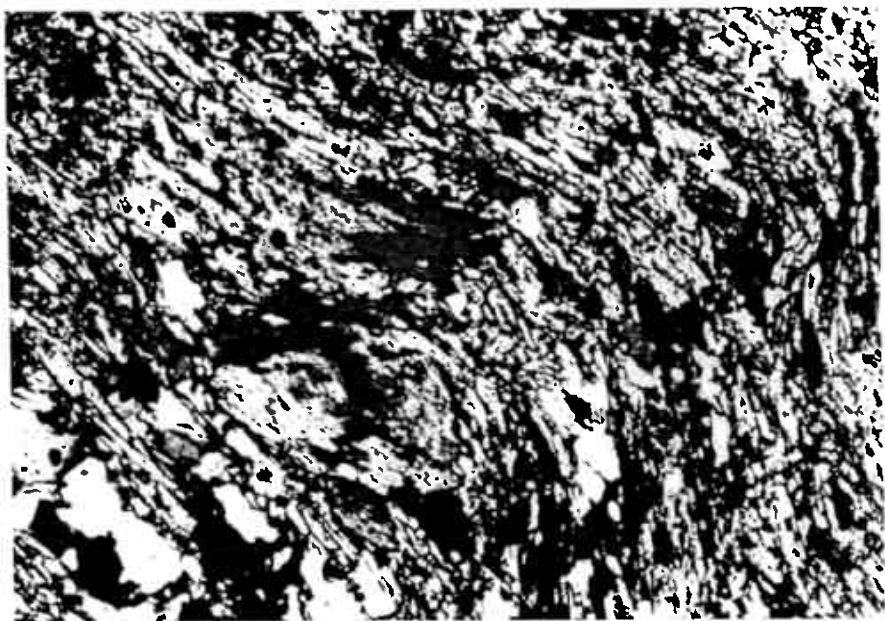


Fig.191 Slip nr.395/73 x nicol 63xforstørrelse
Grønnskifer fra Lerresfjorddekket. Klorittporfyroblast
vokser over S2-foliasjonen, men deformeres (undulerende
utslukking) av F4-fold.

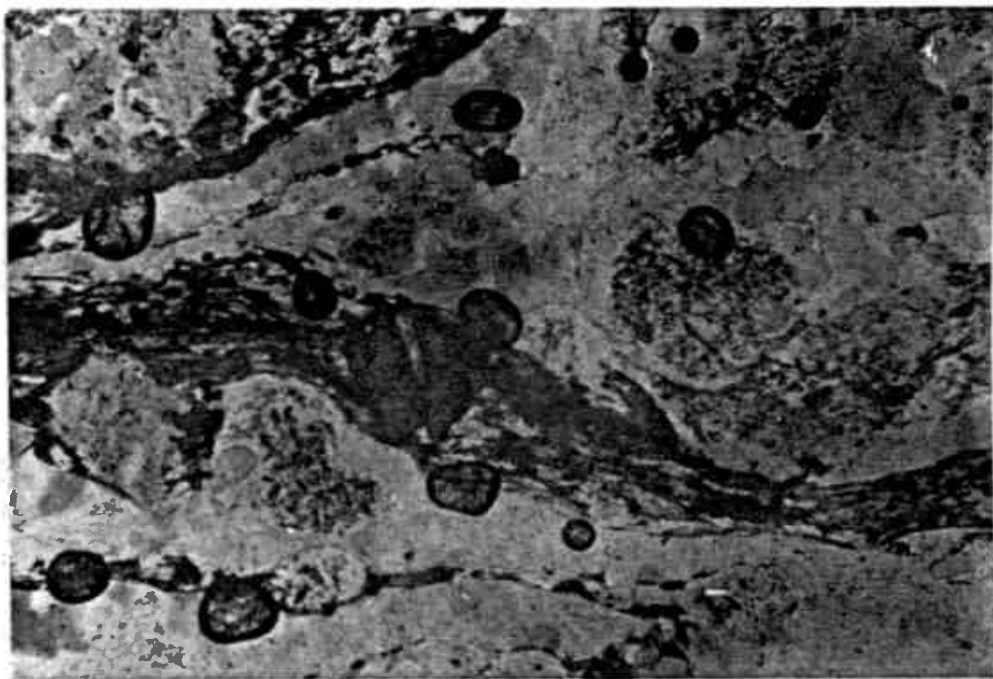


Fig.192 Slip nr.393/72 11 nicol 63xforstørrelse
Mylonittisk gneis fra Komagfjorddekket. Titanitt-por-
fyroblast vokser over den mylonittiske foliasjon.

STE SKYVING AV DEKKENE TIL NÅVÆRENDE POSISJON.

Etter den statiske metamorfose har hele dekkepakken blitt skjøvet til sin nåværende posisjon.

Under denne bevegelsen har Lomvannformasjonens øvre blitt breksjert, og også i Lerresfjorddekkets såle sees breksjering.

Breksjering av Lomvannformasjonen er konsentrert i sonen umiddelbart under skyveplanet, og mektigheten varierer mellom 10cm og 1,5m. Denne sonen kutter Lomvannformasjonens Fl-folder, lokalt med dreining av Sl-kløven inn i kontaktplanet. I breksjesonen kan man fremdeles skille ut primære bergartsfragmenter, i alle fall i tynnslip. Den opprinnelige lagningen er rutt opp og ofte forskjøvet langs utallige sprekker. Kvartsrike fragmenter viser tydelig "kald deformasjon" med suturerte korngrenser og undulerende utslukning innen fragmentene. Sprekkene oppstått i forbindelse med breksjeringen er fylt med kvarts, erts og rust. De fleste av disse sprekke er forskjøvet langs andre sprekker, og kvarts på disse har også stort sett undulerende utslukning og suturerte grenser. Det synes derfor å være vært bevegelse i breksjesonen også etterat mesteparten av kvartsgrenene er avsatt (se fig 193).

Parallelt med skyveplanet like under breksjesonen sees lokalt flattliggende, kvartsfylte sprekker som skjærer Lomvannformasjonens Fl-folder. (se fig. 194). Det er nærliggende å forbinde disse sprekke med den siste overskyvingen, da slike sprekker ikke er observert andre steder enn like under skyvesonen. Andre forskyvninger kan observeres langs plan parallelt disse sprekke (se fig. 195).

Forkastninger som synes å ha sammenheng med den seneste skyvingen er observert ved to lokaliteter like under skyveplanet nord for Lerresfjorddalen. Forkastningssonene har 35-45 graders fall mot NNV og er av "reverse" type, da den øvre del er skjøvet over den undre. Dette resulterer i at Angelvannformasjonens bergarter ligger over Lomvannformasjonens sandsteiner i de to lokalitetene. Forkastningen lengst nord skjærer steiltstående, Fl-gående Fl-folder med vertikalt akseplan i Lomvannformasjonen, og kan således ikke være Fl-foldeforkastninger, men må være senere enn foldingen.



Fig.193 Slip nr.435/74 11 nicol 25xforstørrelse
Breksjert kvartsitt fra Lomvannformasjonen. Prøven er
gjennomsatt av kvartsårer. Primære korngrenser er ikke
lenger synlige, men tynne pelittiske lag kan sees.



Fig.194 Kvartsfylte sprekker som skjærer F1-folder
i Lomvannformasjonen like under skyveplanet.



Fig.195 Slip nr.202/74 11 nicol 25xforstørrelse
Fl-fold i Lomvannformasjonen som viser forskyving
langs sprekk parallelt det overliggende skyveplan.

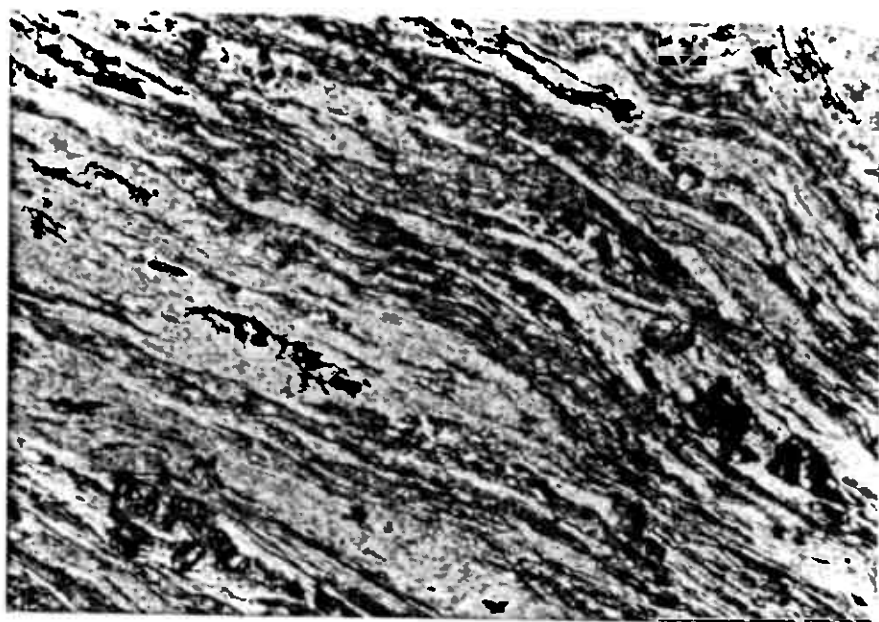


Fig.196 Slip nr.430/73 11 nicol 25xforstørrelse
Prøve fra mindre skyvesone i Angelvannformasjonen viser
en gjennomsettende sericitt-(lyse linser) og kloritt (mørke)-
orientering. Alle tidligere strukturer er visket ut.

Der sonene skjærer Lomvannformasjonen sees bare rene, skarpe plan uten breksjedannelse eller skifrige soner.

Angelvannformasjonens grønne skifre viser imidlertid en velutviklet skifrihet parallelt sonen, med sterk utvikling av syntektonisk kloritt i skifrihetsplanet. (se fig. 196). Denne skifriheten er klart diskordant til Angelvannformasjonens Sl.

Ingen lineasjon er observert i forkastningsplanene. På grensen mellom Lomvannformasjonen og Raipasbergartene har det lokalt foregått mindre bevegelser, og her kan opptre en fiberlineasjon med NV-lig orientering (se fig. 197).

Breksjering av Lerresfjorddekkets grønskifre er bare observert ved få lokaliteter og forekommer da bare som 1-2cm tynne breksjesoner nær skyvekontakten. Sonene følger hovedsakelig den regionale skifrihet og kiler ofte ut langs denne.

Breksjesonene består av fragmenter av klorittskiifer og kalkspat, kvarts, feltspat-aggregater, som sannsynligvis er rester av årer. Fragmentene er både rundete og skarpkantete. Spredte, tynne soner med parallell klorittutvikling forekommer, men ellers ligger fragmentene oftest i en grumsete, klorittrik masse uten tegn til skifrihet (se fig. 198).

Det faktum av breksjering bare forekommer i tynne, svært lokale soner i grønskifrene gjør det nærliggende å tro at Stefjellformasjonens skifrihet har tjent som skyveplan også under denne overskyvingen. Det høye klorittinnhold i undre del har nok også hatt en viss smøremiddeleffekt som har bidratt til å unngå breksjering.

Der Vieluftvannformasjonens båndete, psammittsekvens grenser mot vinduet er selve kontakten vanligvis ikke blottet, men der den sees opptrer en breksjert mylonitt, ca. 20 cm bred, som overleirer breksjert sandstein av Lomvannformasjonen.



Fig.197 Fiberlineasjon i tynt kvartslag på grensen mellom Lomvannformasjonen og underliggende Raipasbergarter. Skjæring mellom overflaten og kløven i Raipas er markert med pennen til venstre, mens fiberlineasjonen, markert med pennen til høyre, står normalt på denne.



Fig.198 Slip nr.250a/74 11 nicol 25xforstørrelse. Breksjering av mylonittisert grønnskifer fra undre del av Lerresfjorddekket.

FØRDE KALEDONSKKE FOLDEFASE, F4.

Første deformasjonsfase etter siste påplasskyving dekkepakken resulterer i en foldefase som påvirker både gneis- og vindusbergarter i større eller mindre grad. Foldene er den fjerde i den kaledonske utvikling, men får i seg fjordvinduet og i de fleste dekker en annen nummerering i forhold til deres tidligere strukturelle utvikling.

Foldenes forhold til andre deformasjonsstrukturer bestemt ved at foldene er observert å refolde/påvirke tidligere strukturer (se fig. 199). Innen den enkelte lokalitet er foldene oftest forskjellig fra andre foldefaser, og dessuten er i mindre kompetente litologier ofte utviklet småkrusninger og foldeaksene.

Foldene har oftest en monoklinal form, og er ofte refoldet i østlig (NØ-SØ) retning, men de kan opptre som rugerte folder lokalt, med akseplan som har motsatt fall.

Foldestilen varierer endel med litologien. De relativt kompetente grønnskifre i Vargsunddekket viser f.eks. variasjon i foldestil fra tett til åpen, og den monoklinale form er så utpreget. Gneis-bergarter og psammittar foldes imidlertid i åpne, angulære monoklinaler av kink-fold type (se fig. 200). Den ortogonale tykkelse er imidlertid noenlunde konstant for alle litologier.

Deformasjonen som resulterer i folding har foregått ved lav temperatur i slutten av den kaledonske deformasjonsperiode. Denne "kalde" deformasjon resulterer i at kompetente litologier ofte viser oppsprekking, tildels med breksjering i dekkneområdet (se fig. 201). Oppsprekkingen kan være usystematisk, og avvike sterkt fra akseplan til foldene, men oftest er oppsprekkingen i plan parallell eller subparallel til akseplanet. På sprekkeflaten er det ofte avsatt sekundære mineraler, særlig kvarts, men også karbonat og erts.

Også innen grønnskifre kan oppsprekking skje, og vanligvis vil man få utviklet jevne, rundete folder med karakteristiske småfolder (krenulasjoner) langs aksene.

Det opptrer vanligvis ikke noe kløv i forbindelse med foldefasen, men enkelte glimmer- og kalkrike lag er det observert utvikling av kruskløv (strain-slip cleavage,

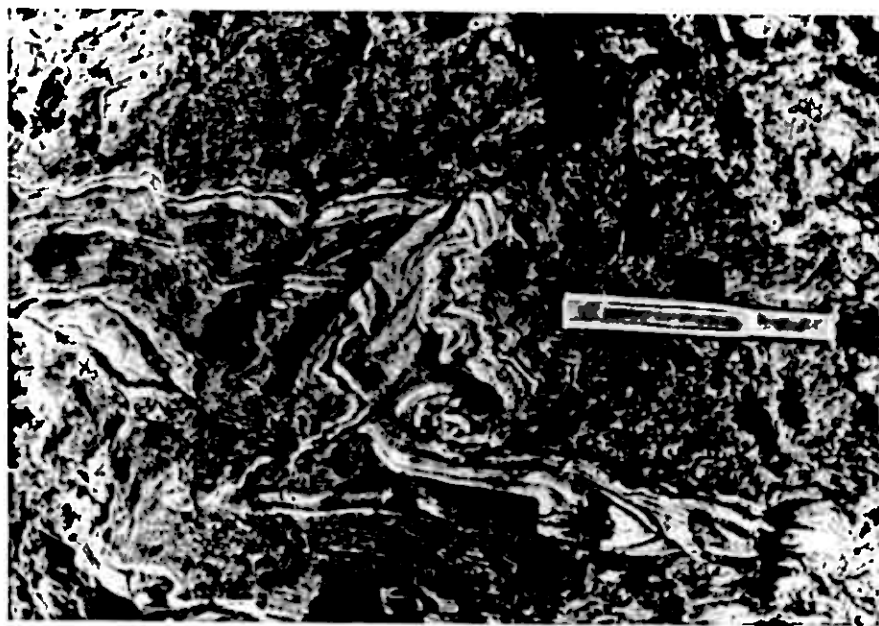


Fig.199 Psamittiske lag i pelitt (Vieluftvannformasjonen) som viser F3-fold som refoldes av F4.



Fig.200 Kvartsitt (Vieluftformasjonen) foldet i "kink"-folder, tildels konjugerte, av F4-fasen.

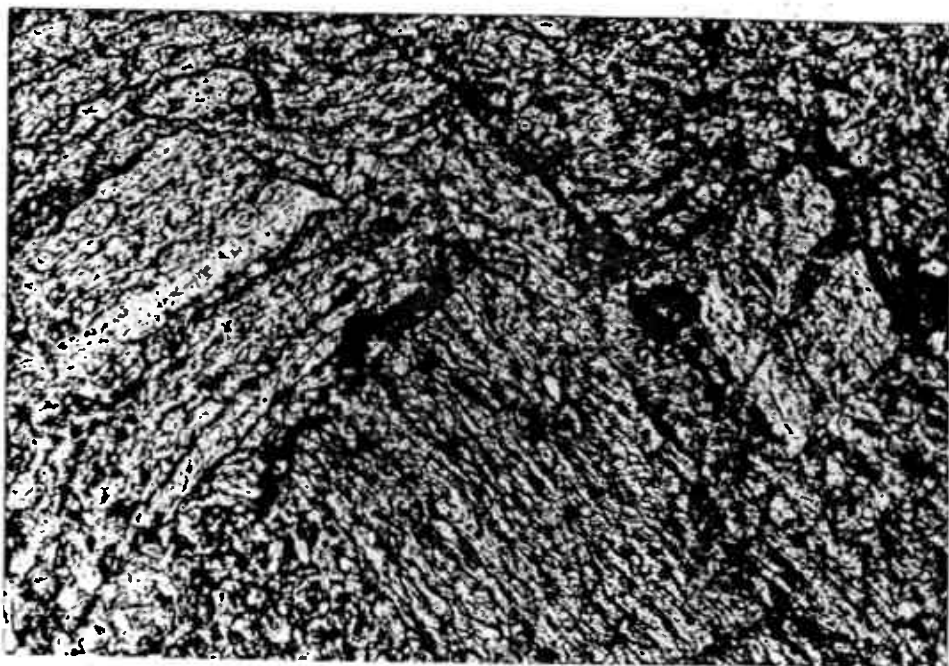


Fig.201 Slip nr.268/73 11 nicol 10xforstørrelse
F4-foldekne i blastomylonitt (Vieluftvannformasjonen).
Legg merke til breksjering og ertsutfelling på sprekker.

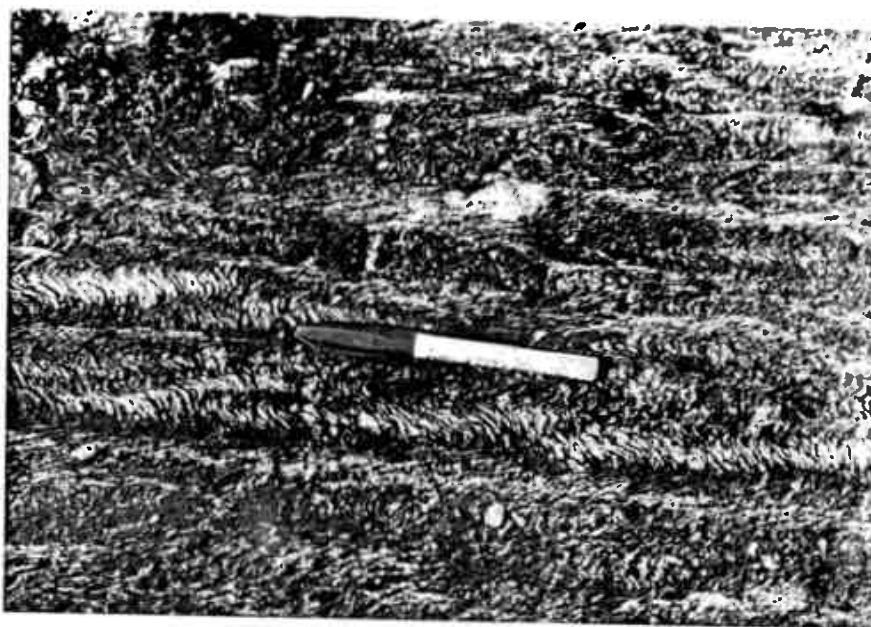


Fig.202 Krusklöv i skifrig dolomitt. Foto tatt slik
at krusningene mellom kløvplanene sees ovenfra.

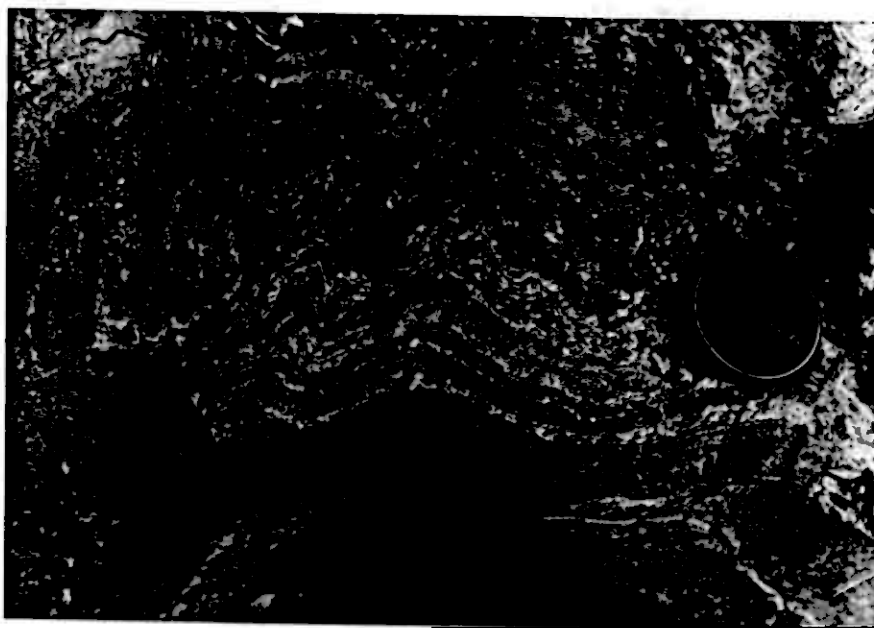


Fig.203a Litologisk kontroll over utvikling av krusklöv i dolomittiske lag (Ytre Vieluftformasjonen). En begynnende krusklövutvikling sees i de øvre klorittrike lag, men de underste lag viser bare svak bøyning.

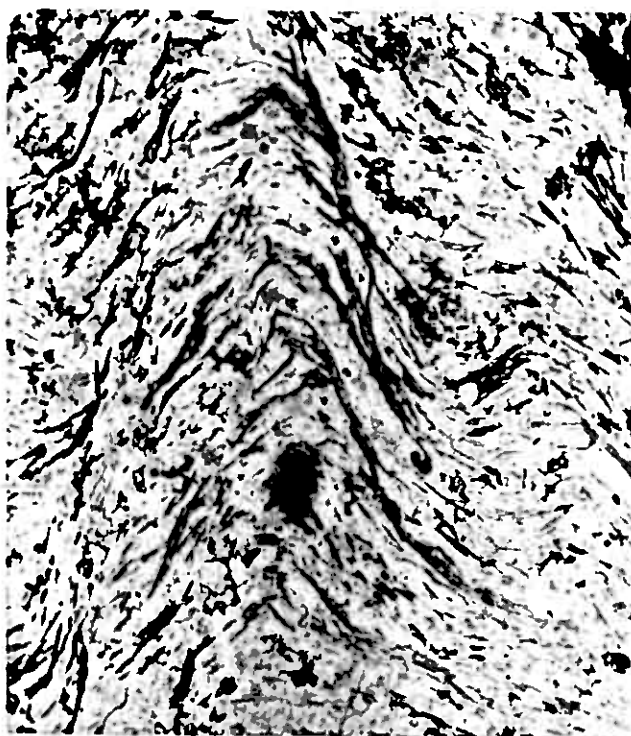


Fig.203b Slip nr.94b/74 11 Nicol 25xforstørrelse
Begynnende utvikling av krusklöv i flattrøkt Lamvikpsammitt.

renulation cleavage). Her har videre flattrykning resultert i trekning av småfoldenes sjenkler slik at skjærsoner har blitt utviklet langs disse. Glimmermineraler blir dreid inn i skjærplanene, og slik dannes adskilte diskontinuitetsflater med glimmerorientering (se fig. 202 & 203). En del rekrySTALLISASJON av glimmer i slike plan har muligens også funnet sted.

Den indre deformasjon av det foldete materiale i folder av denne type synes ifølge J.G. Ramsay, s. 440, å kunne forklares ved glidning i lagflater. (I dette tilfelle oftest langs tektoniske plan). Foldene dannes som er resultat av kompresjonsstress som virker langs de foldete plan. Glidestriper kan oppstå under denne prosess, i området som omfattes av denne oppgaven er det imidlertid bare observert ved noen få lokaliteter.

Foldingen er markert ikkesylindrisk, og både foldeakser og akseplan viser store primære variasjoner, et forhold som også fremgår av stereogrammene (fig. 204). En ser imidlertid at overfolding mot østlig retning er et markert trekk. Ved detaljert undersøkelse av småfoldenes forhold til de større, viser det seg imidlertid at i foldekneet av større folder er småfoldenes orientering og akseplan omtrent som moderfoldene, men med en varierende stupning av aksene.

Foldene har derfor visse trekk til felles med "aberrant" folder (Ramsay & Sturt 1974) som viser kongruente parasittfolder i foldekne og inkongruente på sjenklene.

Utviklingen av fasen varierer fra område til område, svakest utviklet er den i Komagfjordvinduet to nordligste blokker der den bare unntaksvis (se fig. 205) utgjør mer enn noen krusninger av S1-kleven. I den sydlige blokk er imidlertid fasen velutviklet og større kompliserte folder kan opptre. Lomvannformasjonen viser påfallende liten påvirkning av denne fase, men endel folder finnes det (se fig. 204c, d & e, f for sammenligning).

Innen dekkene sees ikke slike variasjoner, men tendensen til konjugerte folder er større i gneis og psammitt-enheter enn i grønskifte.

Metamorfosegraden under foldingen har som nevnt vært lav og rekrySTALLISASJON er begrenset til endel kloritt- og kloritt-til-muskovit-områder i breksjerte soner og mulig rekrySTALLISASJON av muskovit i kruskleven.

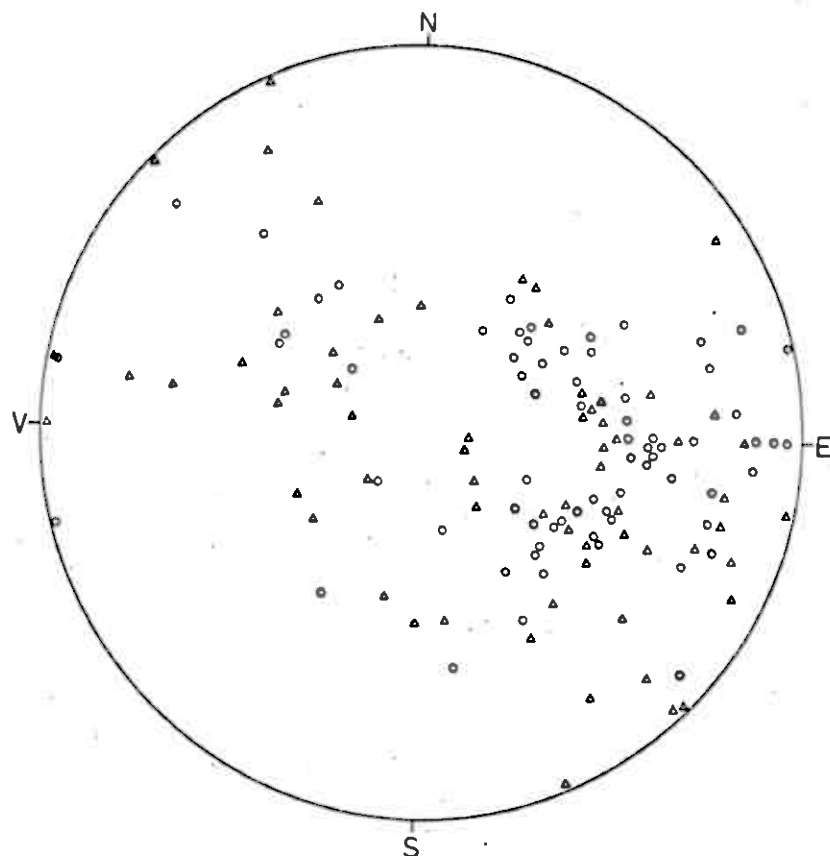


Fig.204a Stereografisk projeksjon av akseplaner til F4-akseplan. Ringer markerer akseplan i grønnskifer, mens trekanter markerer gneis/psammitt-litologier.

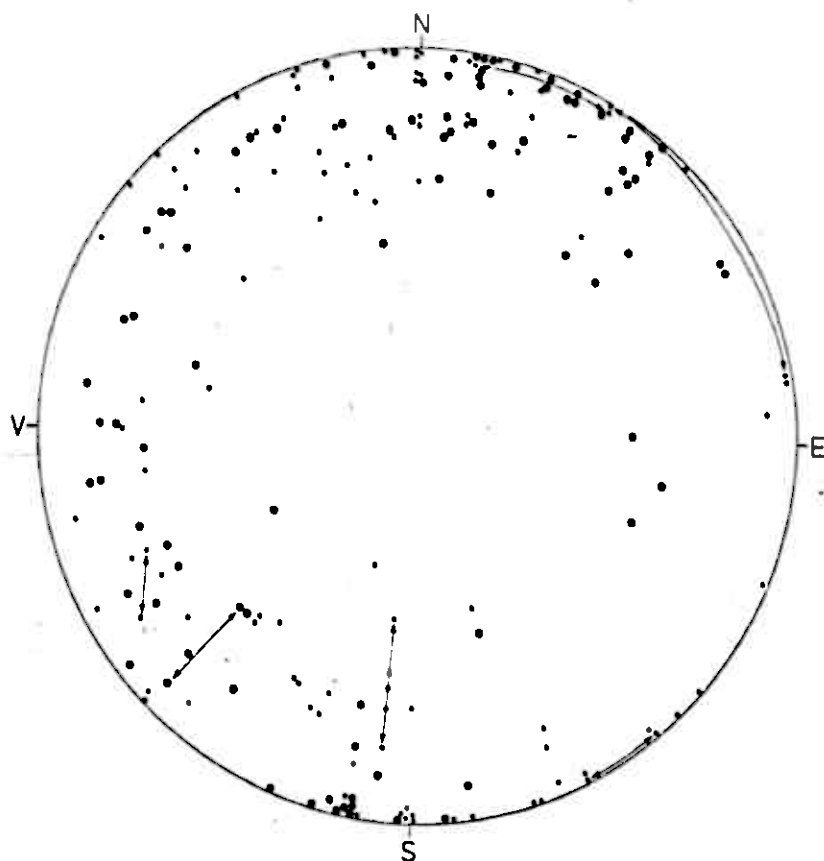


Fig.204b Stereografisk projeksjon av F4-foldeakser. Små prikker markerer foldeakser i grønnskifer, mens store prikker angir akser i gneis/psammitt-litologier.

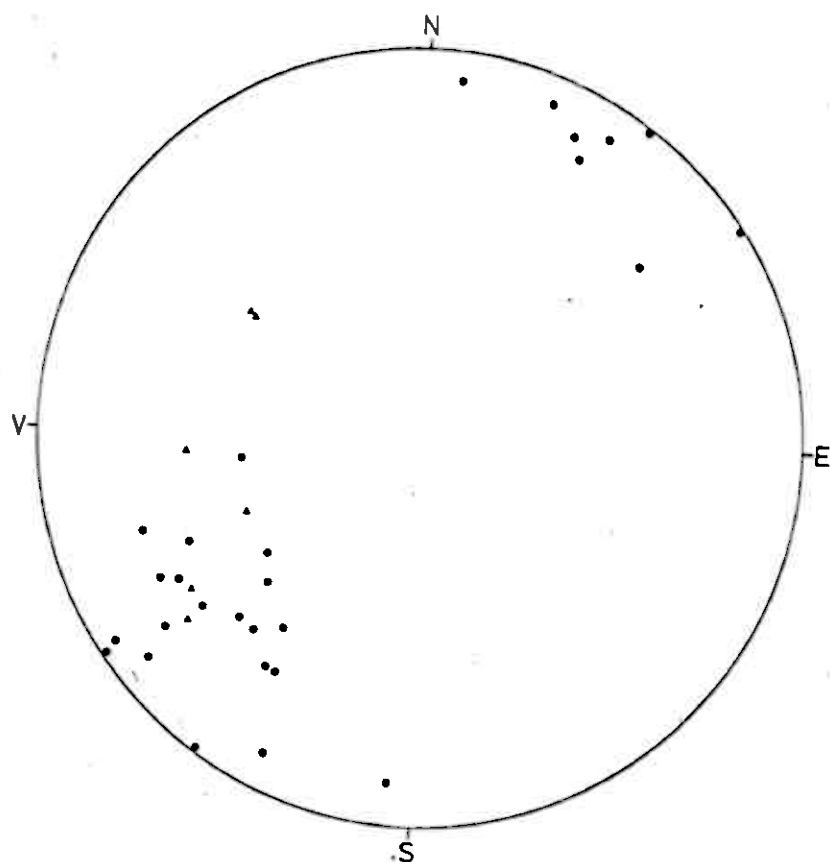


Fig.204c Stereografisk projeksjon av F4-akser i Komagfjordvinduet nord for Lerresfjorddalen. Prikker angir akser i Raipasbergarter mens trekanter markerer Lomvannformasjonens F4-akser.

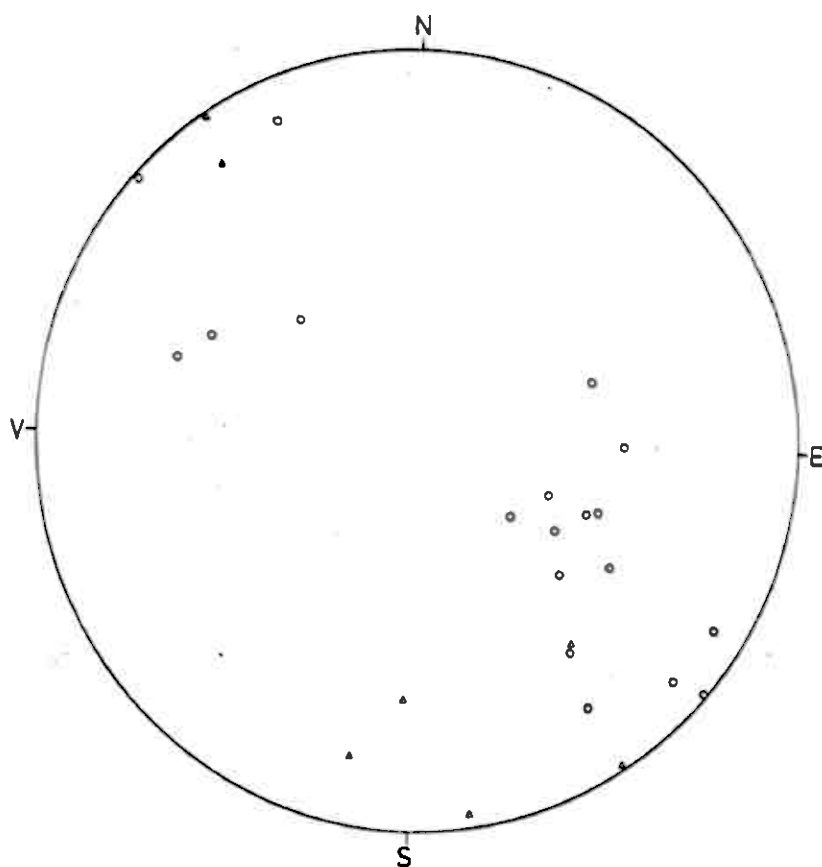


Fig.204d Stereografisk projeksjon av akseplan til F4-folder i Komagfjordvinduet nord for Lerresfjorddalen. Ringer angir polene til akseplan i Raipasbergarter, mens trekanter markerer polene i Lomvannformasjonen.

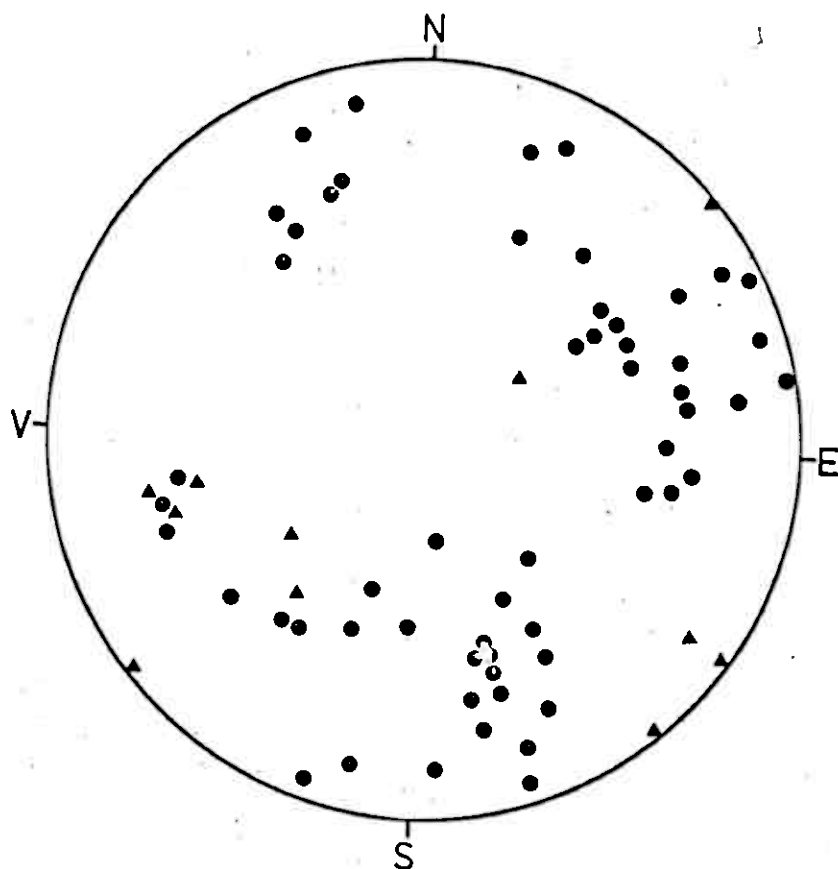


Fig.204e Stereografisk projeksjon av F4-foldeakser i Komagfjordvinduet syd for Lerresfjorddalen. Prikker angir foldeaksen i Raipasbergarter og trekanter markerer akser i Lomvannformasjonen.

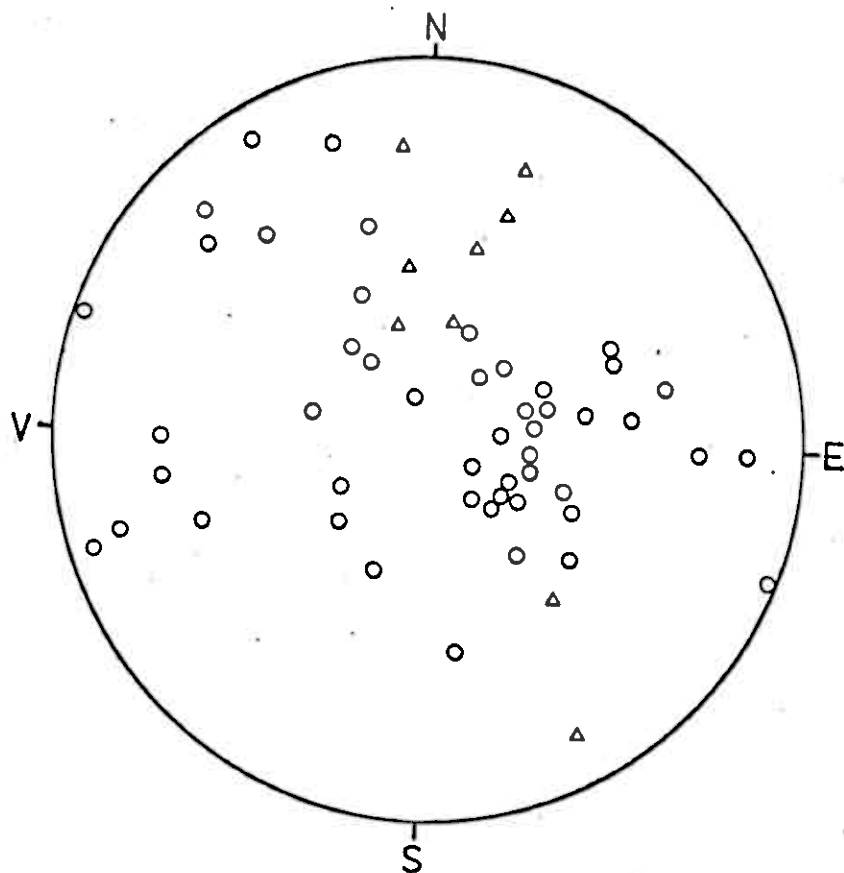


Fig.204f Stereografisk projeksjon av poler til akseplan i Komagfjordvinduet syd for Lerresfjorddalen. Ringer markerer poler i Raipasbergarter mens trekanter angir Lomvannformasjonens poler.



Fig.205 F1-fold i Komagfjordvinduets nordlige delområdet som påvirkes av kaledonsk F4-fold/"kinkband" som går horisontalt midt på fig.

TE KALEDONSKKE FOLDEFASE, F5.

Store, regionale folder utgjør siste foldefase i området. De er vanligvis svært åpne og vanskelig å få øye på felt, men i området Eielborgfjell-Nordnes opptrer folder denne fase med mye tettere stil enn vanlig. Her foldes komagfjorddekket og den imbrikerte grensesonen mot dekket i en tette, større folder. Akseplanet er omtrent vertikalt, foldeaksene har en stupning på 30-35 grader mot NV. Foldene imidlertid raskt ut mot SØ, og den tynne Goppeformasjonen er bare åpen folding av denne fase (se profil II).

De åpne foldene kan som nevnt være vanskelig å få øye på, men observasjoner som f.eks. at Lomvannformasjonsens generelle lagning i området Porsa-Lerresfjorddalen viser et konstant falt fall mot SV, og at peneplanet under har samme orientering som det ikke er nedfoldet, indikerer folding etter siste komagfjorddekket. Også skyveplanet viser omtrent samme fall, og dette må således under overskyvingen ha vært omtrent horisontalt. Under denne fase synes således Komagfjordvinduets peneplan å være blitt foldet i en bred antiklinal med NV-gående akse.

Den regionale, flattliggende skifriheten innen de forskjellige dekker er påvirket av to faser med ikkesylindrisk folding, hvilket fører til at skifrihetens orientering er svært varierende uten noen markert regional tendens i de kompetente grønnskifre i Lerresfjorddekket. I de øvrige dekker er forholdet noe bedre, da den ikkesylindriske foldingen ikke har hatt så stor innvirkning her. Plottes polene til den regionale skifrihet i et Schmidt nett (se fig. 92a & 170b) ser man for Komagfjorddekket og for Lerresfjorddekkets undre enheter at polene er konsentrert langs en storsirkel med flatt fall mot NV. Dette indikerer at den regionale skifrihet er foldet i folder med svak stupning mot NV. Punktene er konsentrert i diagrammets sentrum, og er noenlunde symmetrisk ordnet om dette, hvilket indikerer at foldene har en åpen stil og vertikalt akseplan.

Denne foldingen må således være den samme som har påvirket Komagfjordvinduet og Eielborgfjell/Nordnes-området, som krevet ovenfor.

Polene for den regionale skifrihet nord for Store Lerresfjord viser imidlertid liten eller ingen tendens til regularitet, hvilket som nevnt ovenfor må være et resultat av de ikkesylindriske foldefasers intensitet i denne litologi.

FORKASTNINGER OG SPREKKER.

Forkastninger og sprekker utgjør den siste deformasjon av området, og den regionale orientering av de to planstrukturene faller stort sett sammen. Dette indikerer en viss sammenheng mellom de to, men hvorvidt sprekke er oppstått som et resultat av forkastningene eller forkastningene er dannet ved bevegelse langs tidligere sprekker er usikkert.

Det mest fremtredende regionale trekk er et (sub) - vertikalt ØNØ-gående sprekke/forkastningssystem, og flyfoto viser et sterkt lineament i denne retning. Ved noen få lokaliteter kan glidestriper brukes til å bestemme bevegelsesretningen i forkastningsplanet, glidestripene viser da en relativt konstant, bratt stupning mot øst ($65-80^\circ$). Vanligvis finnes imidlertid ikke slike og bevegelsesretningen kan ikke bestemmes med sikkerhet. Et vanlig trekk ved de fleste forkastninger av denne type er en relativ senkning av den nordlige del, men et slikt trekk kan, som beskrevet senere, dannes både ved horisontale og vertikale bevegelser i forkastningsplanet.

Den største og viktigste forkastningen av denne type skjærer gjennom Lerresfjorddalen, hvis øvre del er erodert langs denne. Dens sannsynlige prekambriske opphav er nevnt tidligere, men at det også senere har vært bevegelse sees klart, da dekkegrensen er avsatt langs denne. Selve forkastningen er aldri blottet, men når den opptrer ofte sprekker med samme orientering (se fig. 206). Noen form for kataklase er ikke observert nær forkastningssonen.

Forkastningen fortsetter imidlertid videre inn i Komagfjordvinduet og er, som nevnt tidligere, sannsynligvis identisk med den forkastningen Reitan beskriver fra kontakten mellom "Holmvannformasjonen" og Saltvanngruppens sydgrense, og som sannsynligvis ledet ham til å tro at kontakten i sin helhet var en forkastningsgrense. Langs denne forkastningen har Reitan observert mylonitt der det var mulig å komme nær innpå forkastningen. Han mener at det er en kompleks "tear-fault", men anser det ikke for mulig å bestemme dens bevegelsesretning i felt.

Den relative vertikale forskyving langs forkastningen må være over 320 m. Skjæringspunktet mellom skyvekontakten og

forkastningen i øvre Lerresfjorddal ligger på ca. 200 m. Trekker man en linje langs streket for skyvekontakten mot syd, ser en at den skjærer 520m's koten i Klakeggen, og ifølge Reitans kart finns det bare "Holmvannformasjonens" bergarter her. Differansen på 320m må altså være minste vertikale avstand mellom skyvekontakten i de to blokkene. Denne vertikale avstand kunne imidlertid pga. dekkegrensens fall ha blitt dannet ved ren horisontal bevegelse i forkastningsplanet, se fig. 207.

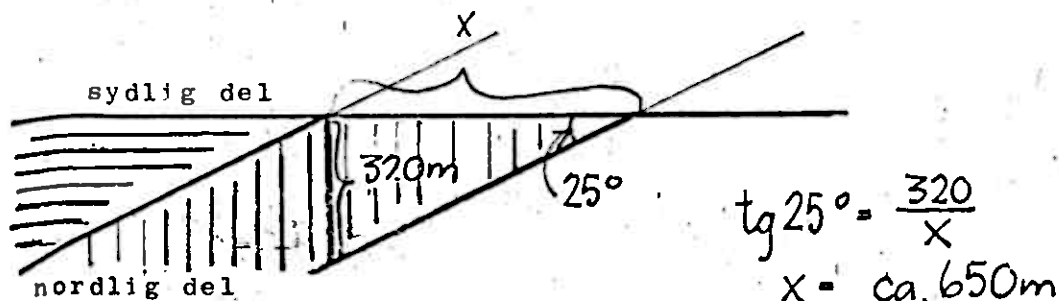


Fig. 207

En ser av figuren at en relativ horisontal bevegelse på ca. 650 m mot øst av den nordlige blokken ville ha gitt samme resultat som en ren vertikal heving på 320 m av den sydlige blokken. Da det ikke foreligger glidestriper til å angi bevegelsesretningen, må dette bli et åpent spørsmål.

Av andre forkastninger av denne orientering med nevneverdig forskyving, kan nevnes den som går like vest av Vieluftvannene. Også her har den nordlige del blitt utsatt for en relativ senkning. Løngs forkastningssonen går et søkk, og dette har ført til at en flik av Vieluftvannformasjonen ligger som en utligger over Ytre Vieluftformasjonen. Den relative, vertikale bevegelse er her 7-8 m, men bevegelsesretningen er heller ikke kjent i dette tilfelle.

Forkastningen kan følges mot NØ og SV, men forskyvingen avtar i begge retninger. Ingen breksjering er observert, og bevegelsen synes lokalisert til sprekkeplan uten innvirkning på sidebergarten. Overdekning gjør imidlertid dette spørsmål noe usikkert.



Fig.206 Oppsprekking
parallelt forkastnings-
sonen nær Lørresfjord-
dalforkastningen.



Fig.209 Slip nr.393/72 x nicol 63xforstørrelse
Sene sprekkeplan i mylonittisk gneis (Komagfjorddekket)
med avsetning av zeolitt og kvarts. Zeolitt må være av-
satt først da det opptrer nærmest sprekkeveggene.

Parallelt med denne, ca. 300m mot NV, opptrer nok en vertikal forkastning. Relativ bevegelse er vanskelig å bestemme p.g.a. overdekning og imbrikasjon, men bevegelser på noen ti-talls meter synes sannsynlig.

I den østlige del av Lerresfjorddekket og langs skyvekontakten mellom Porsavann og Hermannvann er vertikal oppsprekking med ØNØ-lig strøk svært vanlig. Forskyving opptrer langs endel, men den overstiger sjelden et par meter. Lokalt kan dette føre til trappetrinns morfologi langs skyvekontakten (se fig.208).



Et generelt trekk er det også her at nordsiden oftest har vært utsatt for en relativ senkning.

Den eneste forkastning med synlig forskyvning som avviker fra den dominerende ØNØ-SSV-lige retning er en vertikal, NV-SØ-gående forkastning like nord for Goppe i Korsfjord. Relativ bevegelse langs denne er ca. 5-6 m.

Selve forkastningssonen er alltid overdekket og prøver fra forkastningsplanet har det ikke vært mulig å oppnå. Nær forkastningen går det imidlertid oftest et sprekkesystem parallelt, og prøver fra slike sprekker viser avsetning av typisk lavtemperaturmineraler på disse.

Fig.209 viser zeolitt og kvarts, men også kloritt, kalkspat og erts kan forekomme.

Det dominerende, vertikale ØNØ-SSV-gående sprekke/forkastningssystem er fremherskende over store deler av Troms og Finnmark. Bl.a. beskriver D.Roberts (1968) et lignende system fra Sørøy, P.Padget (1955) fra Birtavarre-området i Troms og R.Gayer og J. Roberts fra Porsangerfjordområdet. Disse beskrivelser er alle fra den kaledonske dekkepakke, men S.Føyn (1967) nevner et tilsvarende system fra grunnfjellet syd for Laksefjord, og R. Ottesen (pers.komm. 1975) har observert det samme i svekofennokarelske bergarter nær Jiesjavre øst for den kaledonske skyvefront.

Forkastningene som skiller Komagfjordvinduetts svekofennokarelske bergarter i tre delområder synes begge å ha vært aktiv i prekambrisk tid. Disse har samme orientering som det ovenfor beskrevne system som postdaterer alle andre strukturer i området, og det er derfor nærliggende å tenke seg en sammenheng mellom de to systemene. Muligheten for at det post/sen-kaledonske sprekke/forkastningssystemet representerer en reaktivisering av et prekambrisk system virker sannsynlig, da slike markerte diskontinuitetsplan i det prekaledonske grunnfjell utgjør svakhetssoner som burde vært svært utsatt for senere reaktivisering. Da det ikke har vært mulig å samle prøver fra forkastningssonene er det ikke mulig for meg å bevise en slik teori, men R. Ottesen (pers.komm. 1975) har i Jiesjavre-området påvist at bevegelse på forkastninger med tilsvarende orientering har foregått i flere faser.

KAPITEL 5

OPPSUMMERING OG KONKLUSJON.

Området som omfattes av denne oppgaven ligger i den kaledonske fjellkjedes forland. Det er karakterisert ved dekker som er skjøvet under midlere/undre grønnskiferfacies fra mer sentrale deler i NV over forlandets lavmetamorfe sedimenter og underliggende grunnfjell. Skyvingen er assosiert med en gjennomsettede retrogradering av dekkepakken, slik at mineralparagenesen i dag stort sett tilsvarer grønnskiferfacies.

Undersøkelsen har brakt for dagen at Kalakdekkekomplekset i området består av fem dekker, og ikke ett som tidligere antatt. Basert på litologi og tektonometamorf historie er det gjort klart at bare et av dekkene kan ha sitt opphav i den kaledonske sedimentpakke. Det regnes som sannsynlig at de andre dekkene har sitt opphav i svekofennokarelske bergarter og basalgneisene under disse, og de har således en prekaledonsk historie i tillegg til den del av den kaledonske de har gjennomgått.

Lignende dekker forekommer sannsynligvis både i nord, vest og syd for dette området, men sikre bevis foreligger ikke på det nåværende tidspunkt.

~~Øst for Komagfjordvinduet opptrer imidlertid både i nord, vest og syd for dette området, men sikre bevis foreligger ikke på det nåværende tidspunkt.~~

Øst for Komagfjordvinduet opptrer imidlertid bare kaledonske sedimenter i Kalakdekkekomplekset. Grunnen til dette antas å være at Lamvikdekket, som sannsynligvis består av kaledonske sedimenter, skjærer ut de undre dekkene.

I Lamvikdekket opptrer den typiske kaledonske tektonometamorfe historie med to isoklinale foldefaser separert av en statisk metamorfosetopp. Hovedskyvingen av dekkene kan, basert på den strukturelle og metamorfe historie i dette dekket, tidfestes til post-F2-folding i den kaledonske utvikling.

Dekkepakken har imidlertid ikke blitt skjøvet til sin nåværende posisjon på dette tidspunkt, og flere tektonometamorfe faser påvirker dekkepakken før den endelig skyves dit den ligger i dag. Disse faser har ikke påvirket vinduets bergarter, men sen folding og oppsprekking som postdaterer den siste påplassskyving påvirker både dekkepakken og de autoktone bergarter i vinduet.

Komagfjordvinduetts bergarter har tidligere vært undersøkt av Reitan, og hans grove inndeling av bergartene er stort sett i overensstemmelse med det jeg har funnet. Mer detaljert kartlegging har imidlertid gjort meg istand til en videre inndeling av stratigrafien. De eldste bergartene i vinduet kan korreleres med den svekofennokarelske lagrekke i Finnland, Sverige og Norge. Vertikale forkastninger deler dem imidlertid opp i tre delområder, og innbyrdes korrelasjoner mellom disse har det ikke vært mulig å foreta. Prekambrisk F1-folding er ansvarlig for hovedstrukturene i vinduet, og den kaledonske påvirkning er svært begrenset.

Langs deler av vinduetts yttergrenser har Reitan tidligere påvist eokambriske/senprekambriske sedimenter, men han har ikke funnet den i området som omfattes av denne oppgave. Jeg har imidlertid kunnet påvise en slik formasjon som kan korreleres med Reitans Lomvannformasjon, kontinuerlig langs Komagfjordvinduetts vestgrense klart diskordant til underliggende Raipasbergarter. Den kaledonske deformasjon har resultert i at Lomvannformasjonen lokalt er blitt nedfoldet i Raipasbergartene i smale synklinaler, og dette er et "basement & cover"-forhold som ikke tidligere er blitt beskrevet fra Finnmark. Bortsett fra mindre skjærsoner er disse smale synklinale eneste påviselige kaledonske deformasjon av Raipasbergartene, men Lomvannformasjonen er oftest foldet, også utenfor disse synklinaler.

Ingen datering foreligger fra området, men Pringle & Sturt 1975 viser at den kaledonske F2-fasen som er datert til 501[±] 27 mill. år i Kalakdekkekomplekset har resultert i en omfattende deformasjon såvel av forlandets sedimenter som de indre deler av orogenen. Kløven i forlandets senprekambriske/eokambriske sedimenter lenger øst i Finnmark gir nemlig tilsvarende aldre, men metamorfosegraden er mye lavere her.

Foldingen av Lomvannformasjonen synes således å ha foregått samtidig med F2 eller tidlig i dekkenes skyvehistorie, mens de befant seg i mer sentrale deler av orogenen. Påplass-skyving av dekkene til sin nåværende posisjon synes imidlertid klart å postdatere foldingen.

Presvekof.- kar. def.	Svekof. kar.def.	F1	St.met.	F2	Hoved- skyving	Kinks	F3	St.met.	Siste skyving	F4	F5	Oppspr. Forkastn.
												Korskl.- dekket
												Lamvik- dekket
												Kufjell- dekket
												Komagfj.- dekket
												Lerresfj.- dekket
												Lomv.- formasj.
												Raipas- b.a.

En skjematisk fremstilling av hvilke tektoneometamorfe faser som har påvirket de forskjellige enheter
 Heltrukne felter er sikre mens stiplede er sannsynlige.

REFERANSER.

- Benyon, D.R.V., Chapman, G.R., Ducharme, R.O., and Roberts, J.D., 1967, The geology of the Leirpollen area, Tanafjord, Finnmark: Norges Geol. Undersøkelse 247, p.1-17.
- Brueckner, H.K., 1973, Reconnaissance Rb-Sr investigation of salic, mafic and ultramafic rocks in the Øksfjord area, Seiland province, northern Norway: Norsk Geol. Tidsskr. v.53, p.11-23.
- Crowder, D., 1959, The Precambrian gneisses and schists of the Lakselv Valley: Norges Geol. Undersøkelse 205, p.19-41.
- Crowder, R.R. 1959. The Precambrian Schists and Gneisses of Lakselv Valley, Northern Norway. NGU no.205-p.p.16-39.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1966, An introduction to the rock-forming minerals. Longmans 528 p.
- Fareth, E. 1974, Geologisk kartlegging, Altenes-halvøya, Alta, Finnmark. NGU-rapport 1164/9A.
- Føyn, S., 1937, The Eo-Cambrian series of the Tana district: Norsk Geol. Tidsskr., v.17, p.65-164.
- 1960, Tanafjord to Laksefjord, in Dons, Johannes A., ed., Aspects of the geology of northern Norway: Internat. Geol. Cong. 21st, Copenhagen 1960, Guide to Excursion A3, Norden (Oslo), p.45-55.
- 1964, Den tillitførende formasjonsgruppe i Alta - en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark: Norges Geol. Undersøkelse 228, p.139-150.
- 1967, Dividal-Gruppen ("Hyolithus-sonen") i Finnmark og dens forhold til de eo-kambriske - kambriske formasjoner: Norges Geol. Undersøkelse 249, p.1-84.
- Gary, M., McAfee, R. Jr., Wolf, C.L., (eds.) 1972. Glossary of Geology, 805 p. American Geological Institute, Washington, D.C.
- Gayer, R.A., 1971, The stratigraphy of the Kolvik nappe of West Porsangerfjord, Finnmark: Norges Geol. Undersøkelse 269, p.295-306.
- & Roberts, J.D., 1971, The structural relationships of the Caledonian nappes of Porsangerfjord, west Finnmark, N. Norway: Norges Geol. Undersøkelse 269, p.21-67.
- Geukens, F., and Moreau, J., 1960, Contribution à la géologie de la région de Talvik (Finnmark, Norvège): Proc. XXI. Int. Geol. Congress, Norden, Part IX, p.192-200.

- Hedberg, H.D., (ed.) 1972, Introduction to an International Guide to Stratigraphic classification, Terminology, and usage. *Lethaia* 1972, v.5.no.3, p.283-323
- Heggelund, K. 1968: En geologisk undersøkelse av Kvaløy i Vest-Finnmark. Upubl.hovedoppgave, Universitetet i Oslo.
- Higgins, M.W. 1971, Cataclastic Rocks. Geological Survey, Prof. paper 687.
- Holmsen, P., Padget, P., and Pehkonen, E., 1957, The Precambrian geology of Vest-Finnmark, northern Norway: NGU., nr. 201, p.1-106.
- Holtedahl, O., 1918. Bidrag til Finnmarkens Geologi. *Norges Geol. Unders.* 84, 314 p.
- 1932. Additional observations on the rock formations of Finnmark. *Norsk geol. Tidsskr.* 11, 241-279.
 - 1960, ed. *Geology of Norway: Norges Geol. Unders.* 208, 540 p.
- Hooper, P.R., and Gronow, C.W., 1969, The regional significance of the Caledonian structures of the Sandland peninsula, West Finnmark: *Geol. Soc. London Quart. Jour.*, v. 125, p.193-217.
- Høgbom, A.G., 1913, Fennoskandia (Norwegen, Schweden, Finnland) In 'Handbuch der Regionalen Geologie'. Band IV, Heft 3, ed. Steinmann, G. and Wilckens, O., Heidelberg.
- Kerr, P.I., 1959, *Optical mineralogy* McGraw-Hill 442 p.
- Laird, M.G., 1972, The stratigraphy and sedimentology of the Laksefjord Group, Finnmark: *Norges Geol. Undersøkelse* 278, p.13-40.
- Oftedahl, Chr., 1974, *Norges Geologi*.
- Padget, P., 1955. The Geology of the Caledonides of the Birtavarre Region, Troms, Northern Norway NGU Nr. 192, 107 p.
- Pettijohn, F.J. Potter, P.E., Stever, R., 1972. *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag 618p
- Phillips, F.C., 1971, The use of Stereographic Projection in Structural Geology. E. Arnold Ltd. 90 p.
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and fracturing of rocks, McGraw Hill. 568 p.
- Ramsay, D.M., 1971, Stratigraphy of Sørøy: *Norges Geol. Undersøkelse* 269, p.314-317.

Ramsay, D.M. and Sturt, B.A. 1976, The Magerøy nappe: Norsk Geol. Tidsskr. (i trykk).

Ramsay, D.M., and Sturt, B.A., 1963, A study of fold styles, their associations and symmetry relationships, from Sørøy, N. Norway: Norsk Geol. Tidsskr., v. 43, p. 411-430.

- & - 1973, An analysis of noncylindrical and incongruous fold patterns from the Eo-cambrian rocks of Sørøy, northern Norway: Tectonophysics, v. 18, p. 81-107.

Reading, H.G., 1965, Eocambrian and lower Palaeozoic geology of the Digermul Peninsula, Tanafjord, Finnmark: Norges Geol. Undersøkelse 234, p. 167-191.

Reitan, P.H., 1963, The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway: Norges Geol. Undersøkelse 221, p. 1-71.

- 1963b: The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. Nor. Geol. Unders. 221, 1-69.

- 1965: Correlation of Doggelv and Lomvann Formations, Komagfjord tectonic window, Finnmark: an alternative suggestion. Nor. Geol. Unders. 234, 192-195.

Reusch, H., 1891a. Det Nordlige Norges geologi. Med bidrag av Dahll, T., Corneliussen, O.A., med profiler og Dahll's 'Geologisk kart over det nordlige Norge' (1:1.000.000). Norges Geol. Unders. 3, Kristiania.

Roberts, D., 1968a, The structural and metamorphic history of the Langstrand-Finfjord area, Sørøy, northern Norway: Norges Geol. Undersøkelse 253, p. 1-160.

- 1972, Tectonic deformation in the Barents Sea region of Varanger Peninsula, Finnmark: Norges Geol. Unders. 282, p. 1-39.

- 1973, Beskrivelse til geologisk kart over Norge, 1:250,000 Hammerfest: Norges Geol. Unders. (in press).

- & Fareth, E., 1973, Correlation of autochthonous stratigraphical sequences in the Alta-Repparfjord region, West Finnmark: Norsk Geol. Tidsskr., v. 54, p. 123-130.

- Roberts, J.D., 1971, Geology of South and East Porsanger, Finnmark: Norges Geol.Undersøkelse 269, p.307-313.
- Sederholm, J.J., 1923 On migmatites and associated rocks of South-western Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande. 1-153
- Simonen, Ahti, 1960, Pre-Quaternary rocks in Finland: Bull. Comm. Géol. de Finlande. N:o 191, 49 p.
- Spry, A. 1969, Metamorphic textures, Pergamon Press Ltd. 350 p.
- Strand, Trygve, 1952: Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark: N.G.U., Nr. 183, p.22-31.
- Sturt, B.A., Miller, J.A., and Fitch, E.J., 1967, The age of alkaline rocks from West Finnmark, northern Norway, and their bearing on the dating of the Caledonian orogeny: Norsk Geol. Tidsskr., v. 47, p. 255-273.
- Sturt, B.A., 1970: Exsolution during metamorphism with particular reference to feldspar solid solutions. Min.Mag. 37, 815-832.
- Sturt, B.A., Pringle, I.R. og Roberts, D. 1975, Caledonian Nappe Sequence of Finnmark, N. Norway, and the Timing of Orogenic Deformation and Metamorphism. Geol. Soc. of Am. Bull. v.86 p. 710-718.
- Sturt, B.A., Thon, A. 1976, Discussion: The age of orogenic deformation in the Swedish Caledonides. Am. Journ. of Science (i trykk).
- Sturt, B.A., and Pringle, I.R., The Finnmarkian Stage of the Caledonian Orogeny (under forberedelse).
- Turner, F.J. & Verhoogen, J., 1960. Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw - Hill, 545 p.
- Voll, G., 1960, New work on petrofabrics. Liverpool and Manchester Geological Journal. Vol. 2, pp.503-567.
- Wennewirta, H. 1969, Karasjokområdet geologi, N.G.U. 258:131-184.
- Winkler, H.G.F., 1967, Petrogenesis of metamorphic rocks. 2nd. ed. Springer, New York, 237p.
- Worthing, M.A., 1971, Structural and metamorphic geology of eastern Seiland, northern Norway (Ph.D. thesis): London, Univ. London.