



Bergvesenet

Postboks 3021, 7002 Trondheim

Rapportarkivet

Bergvesenet rapport nr BV 1938	Intern Journal nr	Internt arkiv nr	Rapport lokalisering Trondheim	Gradering
Kommer fra ..arkiv	Ekstern rapport nr	Oversendt fra	Fortrolig pga	Fortrolig fra dato:
Tittel Geologisk detaljkartlegging av området mellom Dragset Gruve og Orkdalen				
Forfatter Bjørlykke, Unni		Dato Mars 1962	Bedrift Geologisk Institutt, Univ. i Oslo Orkla Industrier A/S	
Kommune Meldal	Fylke Sør-Trøndelag	Bergdistrikt Trondheimske	1: 50 000 kartblad	1: 250 000 kartblad
Fagområde Geologi	Dokument type	Forekomster Dragset		
Råstofftype Malm/metall	Emneord			
Sammendrag				

BV 1938

70A

Unni Bjørlykke

GEOLOGISK DETALJ -

KARTLEGGING

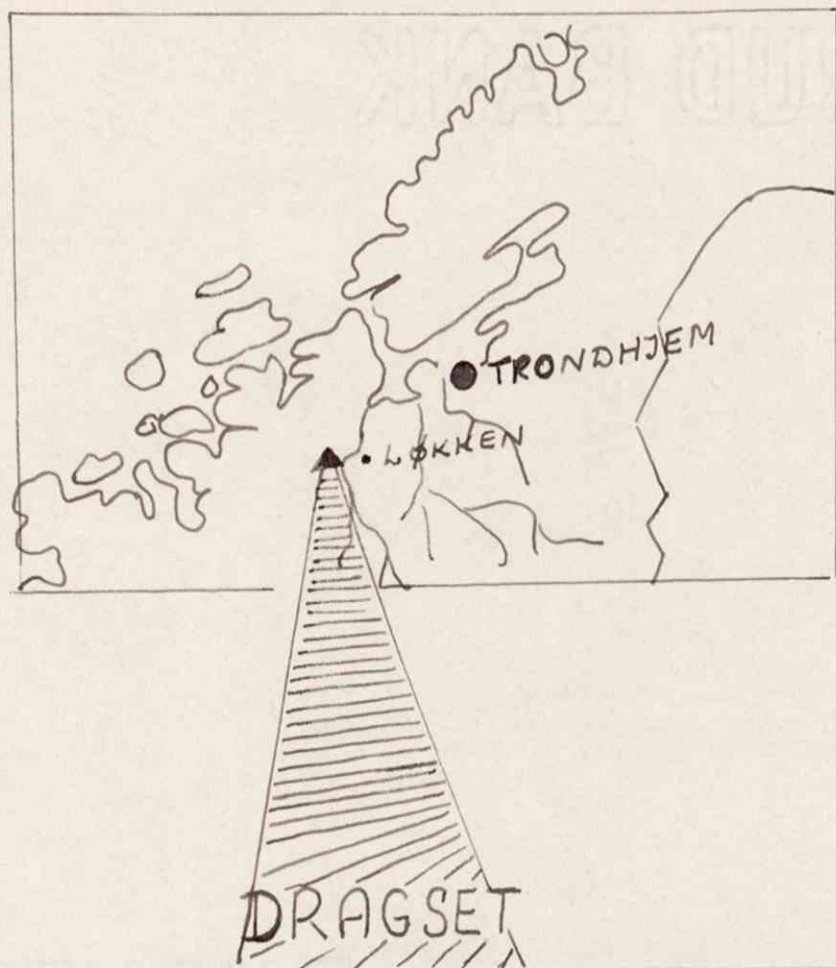
AV

OMRÅDET MELLOM

DRAGSET GRUVE OG

ORKDALEN .

Utt Bjørlykke.



F O R O R D .

Nedenstående arbeide bygger på feltarbeide utført somrene 1958, -59 og -60, på tilsammen 13 ukers varighet.

Oppgaven er utført for Orkla Grubeaktiebolag, som har gitt økonomisk bidrag til feltarbeidet. Jeg vil gjerne få takke ingeniør A.Okkenhaug, ingeniør P. Sandvik og E. Sagvold i selskapet for den hjelpsomhet og elskverdighet som ble vist.

Likeledes er jeg takknemlig for den økonomiske støtte jeg fikk fra "Cand.jur. Halvdan Bjørum's legat".

Til DTA-undersøkelsene fikk jeg lov å benytte utstyr ved Norges Geologiske Undersøkelse, og er glad for konstruktør J.Wilhelmsen's velvillige assistanse.

En spesiell takk vil jeg rette til min veileder, professor T.Strand, som har bistått med råd, alle tre somrene i marken og ellers i året på Blindern.

Til sist, men ikke minst, et håndtrykk til cand.mag. Bitte Zachrisson som har kartlagt nabofeltet, og som har gjort mine første feltarbeidsår til en koselig og minneverdig tid.

Blindern, mars 1962.

Armi Bjørlykke.

Innholdsfortegnelse:

Forord	
Innledning	side 1
Oversikt over området	
Geomorfologi.....	" 3
Berggrunnen	" 3
Valg av facies-system	" 5
Detaljert beskrivelse av de enkelte grønnskifer- og grønnstenstyper	" 13
Grønnskifrene	" 13
1. Grønnskifre i klorittsonen	" 14
2. Grønnskifre i biotittsonen	" 21
Grønnstener	" 31
1. Relativt grovkornet grønnsten	" 31
Feltbeskrivelser	" 31
Slipbeskrivelser, massiv type	" 31
slipbeskrivelser, tektonisert type	" 36
2. Finkornet grønnsten	
a) massiv, strukturløs type	" 39
b) med pillow-strukturer	" 42
c) med porfyrisk struktur	" 44
3. Felsittisk (tett) grønnsten	" 45
4. Agglomeratisk grønnsten	" 48
5. Oppknust eller mylonittisert grønnsten....	" 52
Oversikt over grønnskifre og grønnsyener inndelt i subfacies og mineralselskap, innen grønnskifer- facies	" 57
Dannelse av pillowstrukturer	" 60
Beskrivelse og tolkning av pillowstrukturer i litteraturen	" 60
Beskrivelser av pillowstrukturer i Dragsetfeltet	" 64
Beskrivelse av de enkelte av feltets øvrige berg- arter	" 70
Rørosgruppens bergarter	" 70
Felsitten	" 70
Gabbroen	" 72
Jaspis og blåkvarts	" 73

Innholdsliste (forts.)

Adskillelse av grønnsten og felsitt	side	75
Ved spesifikk vekt-bestemmelse	"	75
Ved differensial-termisk analyse	"	77
Andre metoder	"	83
Spilittproblemet	"	84
Generelt om spilitter	"	84
Oppsummering av teorier for spilittisering	"	85
Tronhjemsfeltets grønnstener	"	88
Tektonikken	"	92
Betraktninger ut fra kartbildet	"	92
Egne feltobservasjoner og målinger	"	93
Skifrichet og lagning	"	93
Lineasjoner	"	97
Sprekker	"	98
En kort oppsummering av feltets historie	"	115
Litteraturliste	"	118

I N N L E D N I N G .

Det kartlagte område ligger i Trondhjemsfeltet vest for Løkken gruver. Bergartene tilhører Størenggruppen og er av underordovicisk alder. De nyeste fossilfunn, gjort av to engelske studenter fra Imperial College, London, stammer fra et nivå tilsvarende 3 b i Oslofeltet, i bergarter i undre Hovingruppe, og Størenggruppen må være eldre enn som så.

Størenggruppens vulkanske bergarter i sin helhet er nøye beskrevet av C.W.Carstens (1924), og han har også publisert kart i målestokk 1:50.000 med beskrivelse over Løkkenfeltet spesielt (1951).

H.Carstens har likeledes arbeidet i Løkkenfeltet og utgitt en artikkel i jubileumsboken for Orkla Grubeaktiebolag (1954).

I sin diplomoppgave behandler diplomingeniør M. Ødegård problemet vasskis - gangkis i feltet (1959).

Formålet med min oppgave var detaljkartlegging av grønnstenene i et område mellom Orkdalen i øst og Dragset gruve i vest. Bergartene er av samme type som på Løkken, og Orkla Grubeaktiebolag var interessert i om mulig å finne en sammenheng mellom malmen på Løkken og i Dragset gruve. Nordgrensen for feltet satte jeg mot de underliggende Rørosgruppebergarter, og størrelsen på hele feltet ble ca. $4 \times 5 \text{ km}^2$.

Jeg hadde følgende materiale å kartlegge etter:

- a) flyfoto (Widerøe nr 553, serier A - D) i målestokk 1:10.000 over hele området.
- b) C.W.Carstens' geologiske kart over Løkkenfeltet i målestokk 1:50.000, hvor fargene grønt, brunt og rødt viser henholdsvis grønnsten, gabbro og felsitt.
- c) et geofysisk kart, magnetometrisk, i målestokk ca. 1:5.600 over en stripe av feltet.

- d) et lite topografisk kart i målestokk 1:10.000 over et hjørne av feltet i s.v.
- e) et geofysisk kart, elektrisk, i målestokk 1:2.000 over en mindre, uregelmessig begrenset del.

Kartleggingen ble utført etter flyfotoene, som det eneste materiale i passende målestokk som dekker hele feltet.

Selve kartet har jeg tegnet uten hjelpemidler etter flyfotoene som overlapper hverandre svært godt.

Orkla Grubeaktiebolag har elskverdiggst stilt C.W. Carst Carstens' feltdagbøker fra årene 1937 - 39 til disposisjon, samt endel av hans bergartsprøver, med slip og noe knappe notater.

Alle målinger i felt er tatt med et 400° 's kompass, - misvisningen er ikke kompensert for - mens 360° 's inndeling er benyttet ved mikroskoperingen. Til alle stereografiske diagrammer er brukt øvre halvkule.

O V E R S I K T _ O _ V _ E _ R _ O M R Å D E T .

Geomorfologi.

Nordlige deler av feltet er preget av en mengde ganske lange myrdrag i øst-vest-retning. Terrenget er lite kupert, bare lave rygger skiller myrdragene fra hverandre.

Lenger sør er ikke trekkene så regelmessige, småkoller stikker opp med ganske bratte kanter, men høydeforskjellen i feltet i sin helhet overstiger ikke 2-300 meter. De sentrale deler av feltet preges av flere, små, uregelmessige vann.

De sørlige deler er like lite kupert som de nordlige, men myrdragene og åsene danner ikke det samme, stiliserte mønster

Mot vest kuttet feltet av en bratt veiskjæring, en stor nord-syd-gående sprekk. Østover slakker terrenget av ned mot Orkdalen og bebyggelsen, og store områder er helt overdekket og tilvokst av tett granskog.

Berggrunnen.

Bergartene hører som nevnt til Størengruppen, består vesentlig av vulkanske lavaer og tuffer, og ligger autoktont over Rørosgruppens karbonatholdige glimmerskifre og fyllitter i nord. Størengruppens undre grense er ikke skarp, idet man har en veksling av fyllitter og grønnskifre, men er av C.W.Carstens (1924) definert ved den stratigrafisk laveste grønnstensbenk. Under den først opptredende grønnskifer i det undersøkte felt står en lys, gråblå kalkfyllitt, noe som letter avgrensningen, da fyllitter og grønnskifre kan være leie å skille i felt. Grensen er ofte overdekket, går f.eks. i et av de utallige øst-vest-gående myrsøkk, parallelt strøkretningen.

I disse nordlige deler av området, opptrer underst steiltstående grønnskifre, opprinnelige hybridtuffer, tuffer og muligens forvittringsmateriale av massive grønnstener. Et stykke opp i grønnskifer-lagrekken opptrer en massiv grønnstensbenk minst 1 1/2 km i strøkretningen, og noe høyere opp blåkvartsbenker og ganske smale, men utholdende soner av surt materiale.

I øverste deler av grønnskifrene står flere benker av jaspis og et sted en tynn sone av mørk leirskiifer.

Over grønnskifrene kommer de egentlige grønnstener med innleiringer av jaspis og tynne kiselsedimenter. Grønnstenene er av forskjellige typer, lyse og mørke, kornede, finkornede og tette, de kan være helt uten strukturer, med porfyrisk eller pillow-struktur, agglomeratiske, eller mylonittiske og oppknuete. Strøk og fall varierer endel, i midtre deler av feltet er lagene noenlunde horisontale, i sydligere deler har de strøkøø.s.ø. og midlere helning mot nord.

Konsentrert i et område på ca. 1x1 km, i sentrale deler av området, men også i spredte blotninger ellers i feltet, står felsitt, dvs. en meget tett bergart av nærmest trondhjemittisk sammensetning. Felsitten opptrer dels som tynne lag i veksling med basiske tuffer eller med felsitt av andre typer, et sted med innleiring av tydelig sedimentært svartfjell og vasskis, dels som små propper eller lavastrømmer av meget liten utstrekning.

Nord i grønnstensområdet opptrer gabbro i en smal sone parallelt strøket. I øst utvider sonen seg sørover til et større gabbromassiv. Gabbroen kutter gjennom og har inneslutninger av både grønnsten og felsitt.

I veiskjæringen vest i feltet sees flere smale diabasganger i grønnsten. Gangene står vanligvis med ca. 45°'s helning mot nord eller sør.

VALG AV MINERALFACIES - SYSTEM .

I en bestemt facies forenes bergarter som ved identisk kjemisk sammensetning viser identisk mineralselskap, men hvis mineralselskap ved varierende kjemisk sammensetning varierer etter bestemte regler. Eskola's definisjonen på metamorfe facies (1939).

En metamorf facies omfatter altså bergarter av enhver kjemisk sammensetning, og dermed varierende mineralselskap, som har nådd kjemisk likevekt under metamorfose under et bestemt sett fysiske betingelser. (Turner, 1948.)

Bergartene i det kartlagte området fører mineraler og mineralkombinasjoner som er typiske for områder utsatt for regionalmetamorfose med relativt lave temperaturer og nokså høyt skjærstress.

De forskjellige facies-systemer.

A. Eskola definerte opprinnelig 5 metamorfe facies (1920) på grunnlag av mineralinnhold, senere ytterligere tre. Aktuelle for bergartene i det her kartlagte område, er følgende facies:

- 1) grønnskifer-facies
- 2) epidot-amfibolitt-facies. Se fig.1-2.

Grensen mellom 1) og 2) markeres av opptreden av hornblende.

B. Turner (1948) redefinerer de enkelte facies:

- 1) grønnskifer-facies, med to subfacies
 - a) muskovitt-kloritt-subfacies
 - b) biotitt-kloritt-subfacies. Se fig. 3-5.

Avgrensningen av grønnskifer-facies med subfacies er definert ved pelittiske bergarter, siden opptreden av biotitt og almandin er nøyaktigere bestemt enn gradvis forandring av amfibolens sammensetning i basiske bergarter.

- 2) albitt-epidot-amfibolitt-facies. Se fig.6.

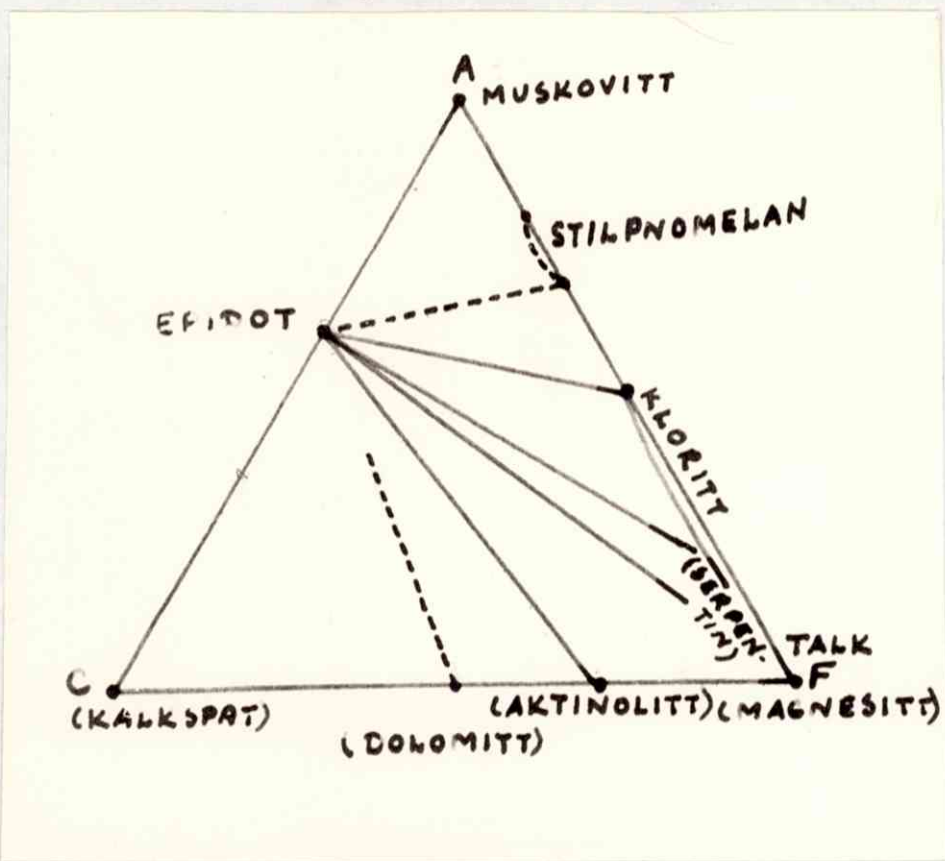


Fig. 1. Grønnskiiferacies.

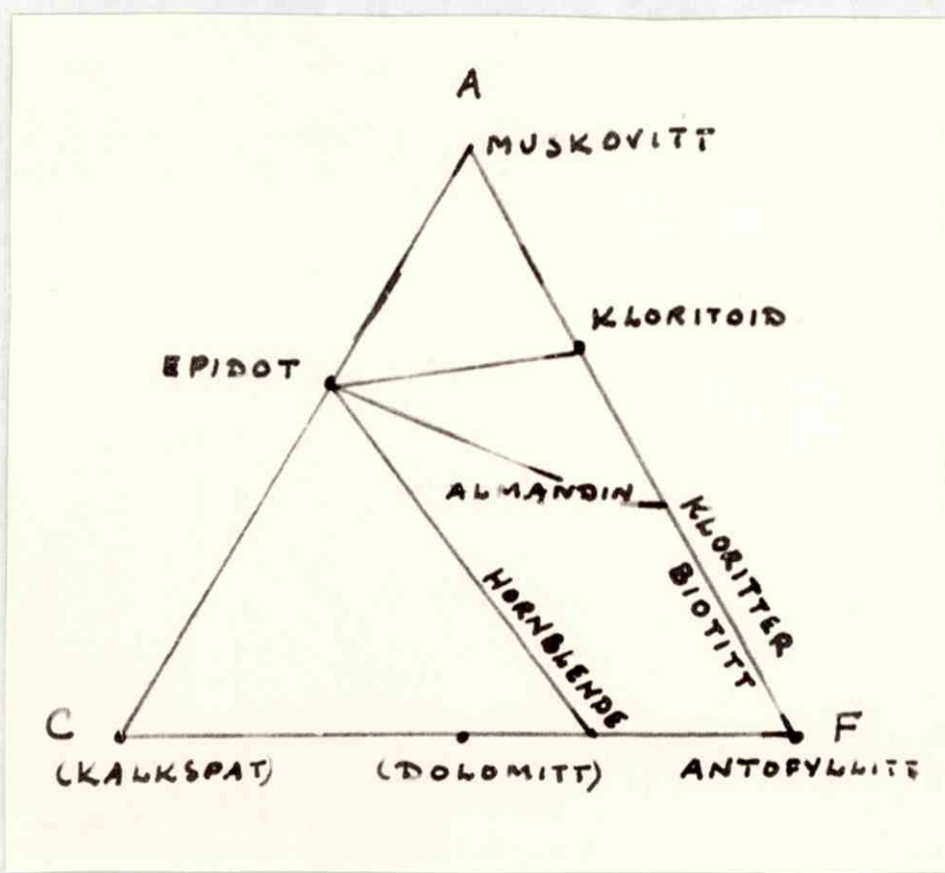


Fig. 2. Epidot - amfibolittfacies, albitt-epidot-amfibolitt subfacies.

Grønnskiferfacies, muskovitt-kloritt subfacies.

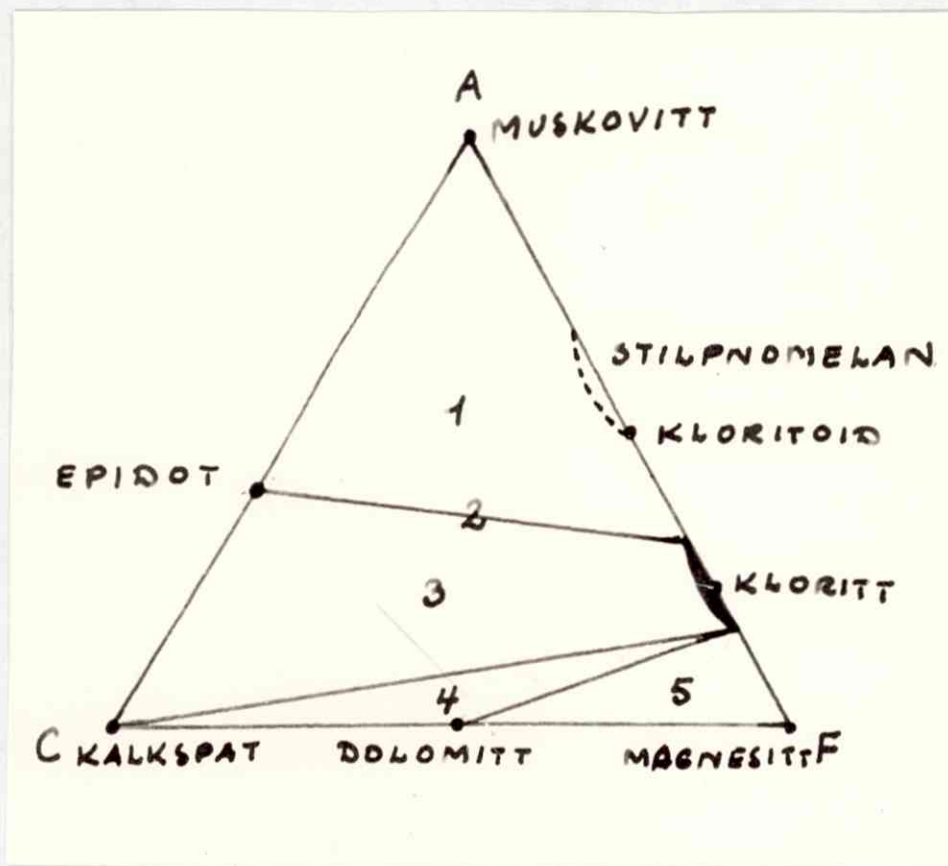


Fig. 3. SiO_2 og CO_2 i overskudd.

Typisk mineralselskap for grønnskifre: 1, 2 og 3.

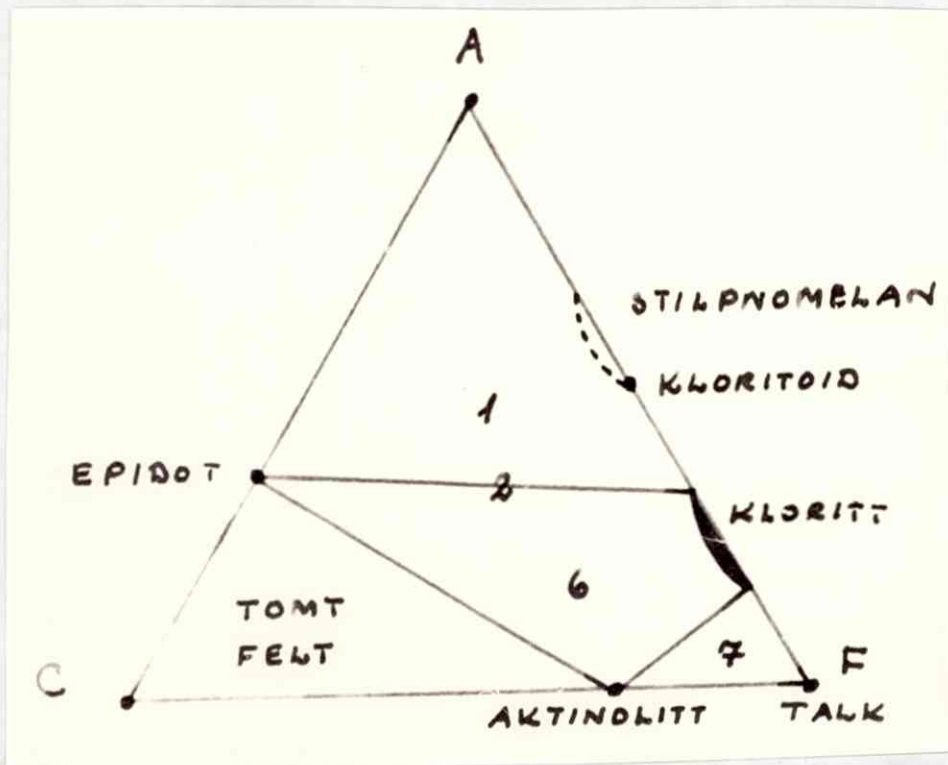


Fig. 4. SiO_2 i overskudd. CO_2 i underskudd.

Typiske mineralselskap for grønnskifre: 1, 2 og 6.

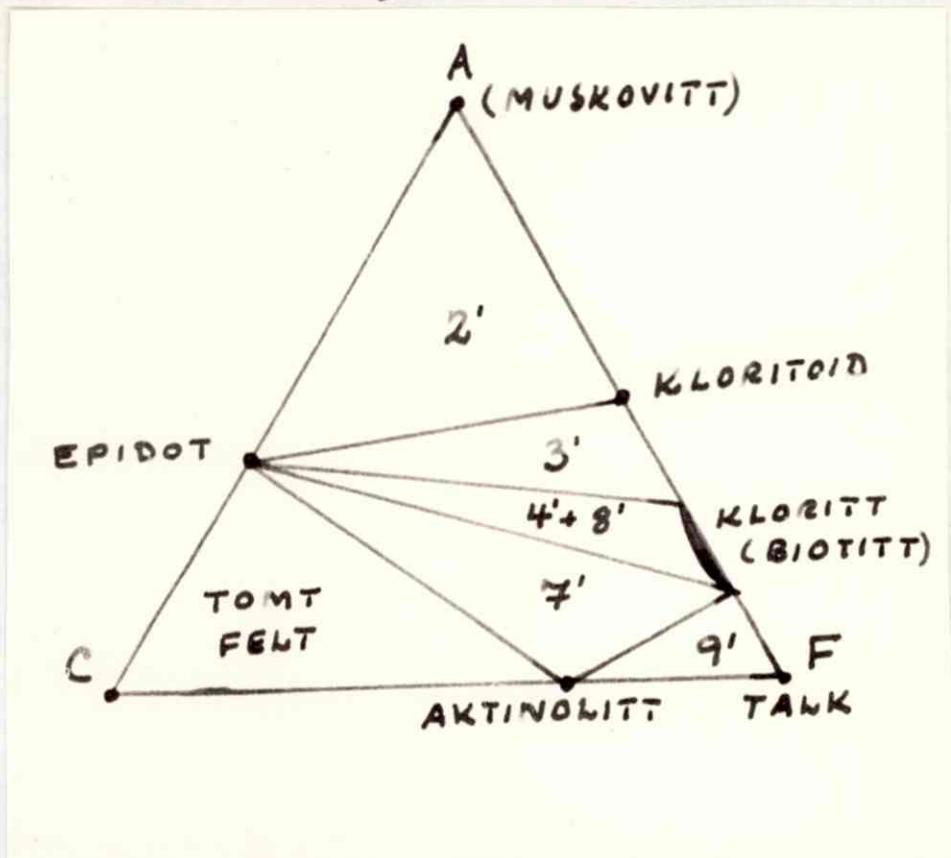


Fig. 5. Grønnskiferfacies, biotitt - kloritt subfacies. SiO_2 i overskudd, K_2O i underskudd. Typiske mineralselskap for grønnskifre: 7 og 8.

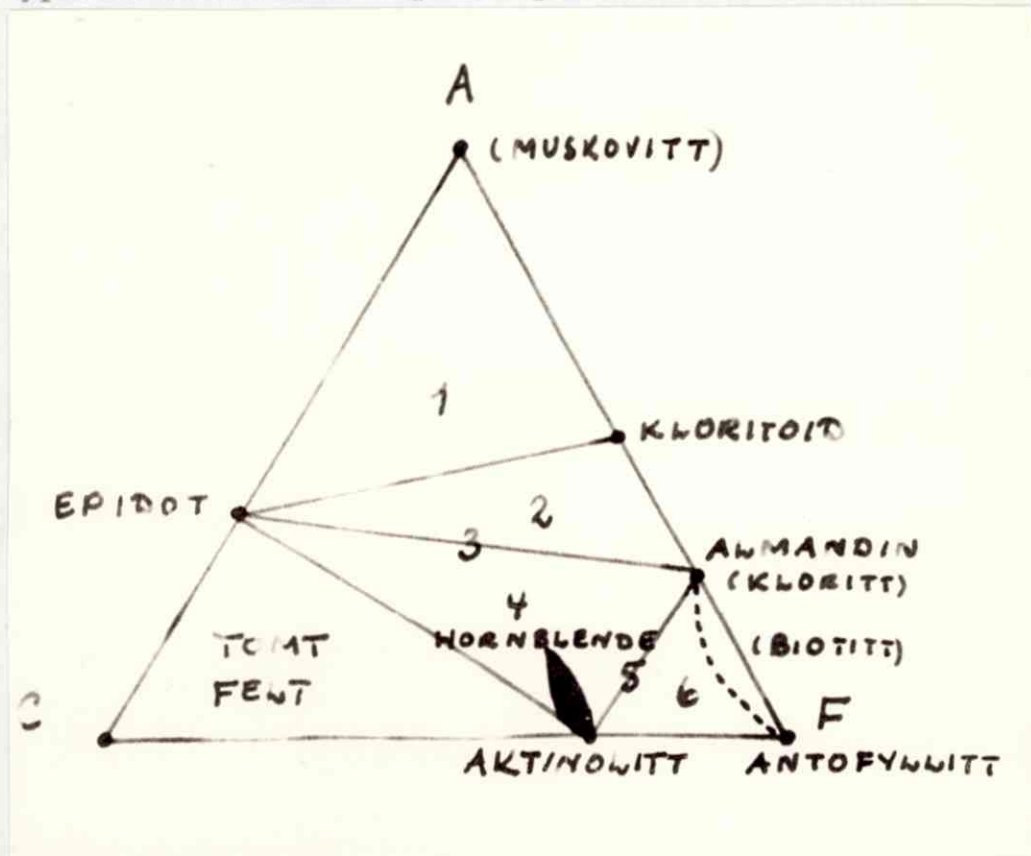


Fig. 6. Albitt-epidot-amfibolitfacies, kloritoid-almandin subfacies. SiO_2 i overskudd, K_2O i underskudd. Typiske mineralselskap for grønnskifre: 4. (Fig. 3, 4, 5 og 6 etter Turner 1948.)

C. Fyfe, Turner og Verhoogen (1958) setter opp tilsvarende facies slik:

- 1) grønnskifer-facies med tre subfacies
 - a) kloritt-sonen
 - b) biotitt-sonen
 - c) lavere del av almandin-sonen. Se fig.7-10.

Grensen mellom a) og b) trekkes ved opptreden av rødbrun biotitt istedenfor muskovitt i kvartsførende, pelittiske bergarter, og mellom b) og c) ved opptreden av almandin fremfor kloritt, også i pelittiske bergarter. Basiske bergarter fører heller hornblende enn aktinolitt i c). Grønnskifer-facies og almandin-amfibolitt-facies skilles ved omslag i plagioklasen fra An mindre enn 10 til An₁₅₋₃₀ i kvarts-feltspat-bergarter og i basiske skifre.

Man kan vanskelig si at det ene system er mer eller mindre riktig enn det andre, det dreier seg om definisjonsmessige avgrensninger, som er funnet mer eller mindre hensiktsmessige av de forskjellige forfattere.

For meg synes det naturlig, som Fyfe, Turner og Verhoogen fremholder, å ikke sette grensen mellom to forskjellige facies ved omslaget aktinolitt - hornblende, siden det kan være vanskelig å skille mellom blågrønn, Fe-rik aktinolitt og Al-holdig hornblende, spesielt fordi det ikke er noe brått omslag, men en overgang med mange amfiboltyper som ved sine optiske data ikke går inn i noe hittil utarbeidet skjema eller diagram.

Videre, påpeker forfatterne, eksisterer det noe forvirring ved grensen mellom amfibolitt-facies og epidot-amfibolitt facies. Et vanlig mineralselskap for en amfibolitt er andesin-hornblende-epidot, som Eskola ikke erkjente som et stabilt selskap som Turner og Verhoogen plaserte i almandin- amfibolitt-facies (195), men som Ramberg satte i epidot-amfibolitt-facies.

For å unngå disse tvilstilfellene opereres det med grønnskifer-facies og almandin-amfibolitt-facies i Fyfe, Turner og Verhoogen's system, med grense etter plagioklasens An-innhold. Da oppnår man også at en bergart med albitt ikke plasseres i epidot-amfibolitt- facies - en amfibolitt burde inneholde Ca-holdig plagioklas.

Videre har forfatterne utarbeidet en oversikt over de

vanlig forekommende mineralselskap innen hver subfacies for bergarter av forskjellig sammensetning, en oversikt som er et bra utgangspunkt i en mer detaljert inndeling av grønnskifre og grønnstener.

Så jeg har foretrukket å benytte Fyfe, Turner og Verhoogen's facies-system ved beskrivelsen av grønnskifrene og grønnstenene i det kartlagte område, og alle benevnelser med tilknytning til metamorfe facies i det følgende referer seg til dette system.

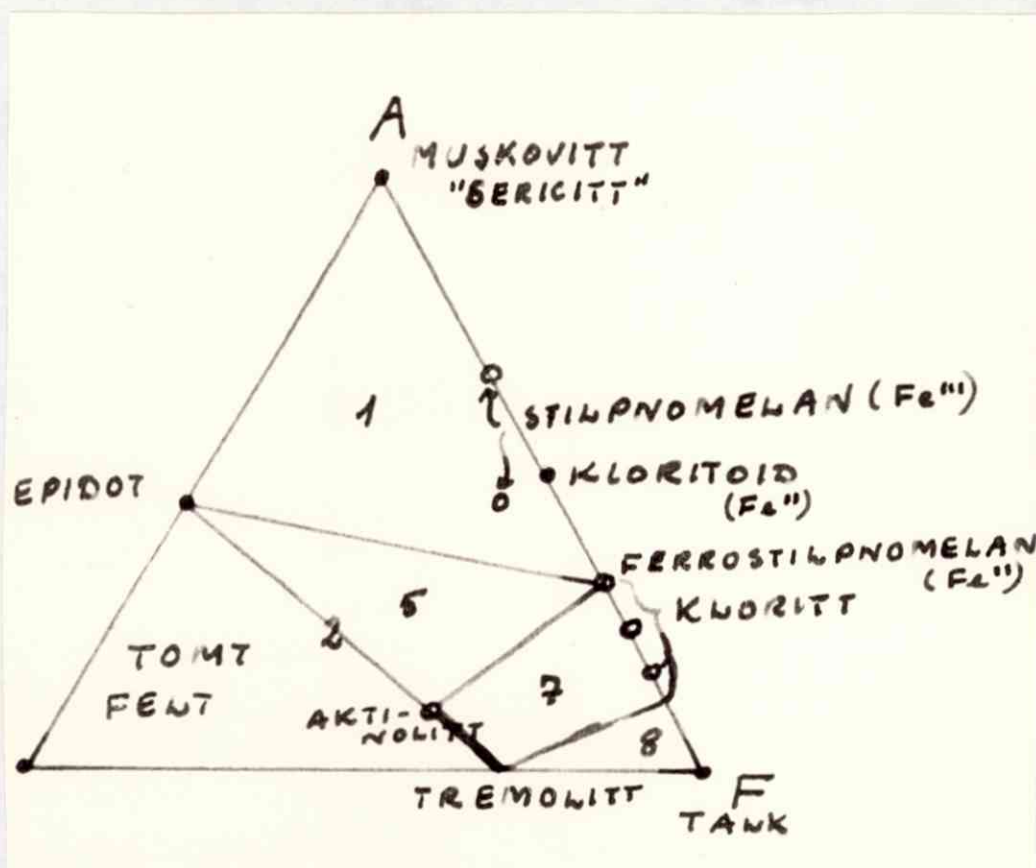


Fig. 7. SiO_2 i overskudd, lavt til intet p_{CO_2} .
Typisk mineralselskap for grønnskifre: 5.

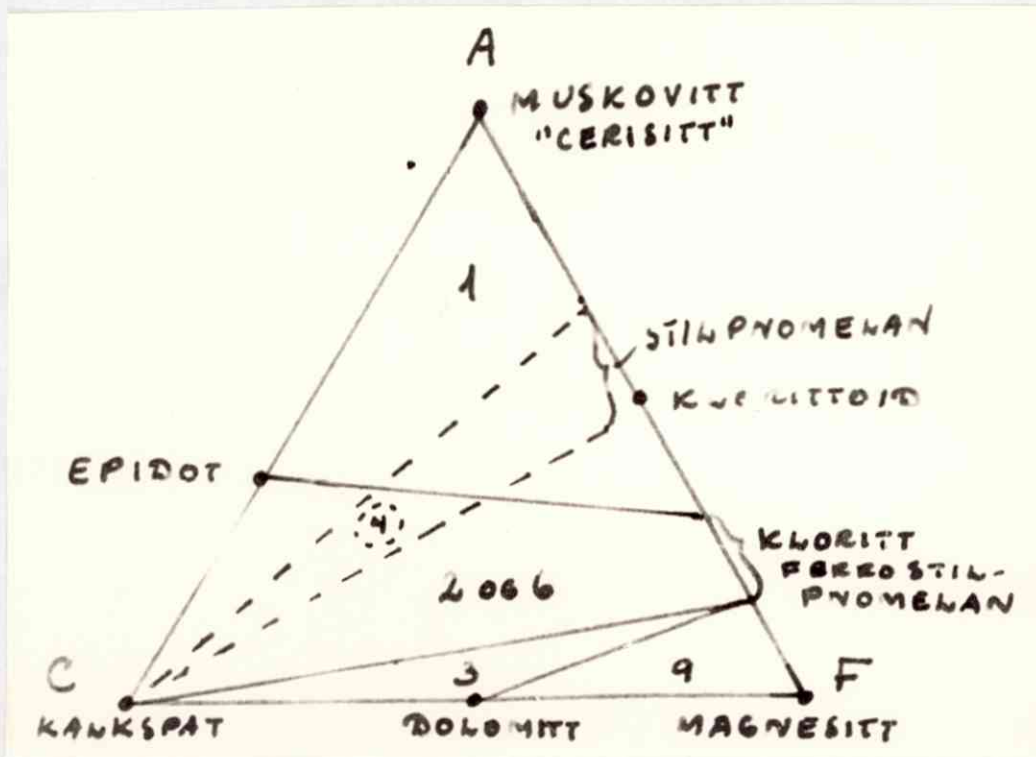


Fig. 8. SiO_2 i overskudd, betydelig p_{CO_2} .
Typisk mineralselskap for grønnskifre: 6.

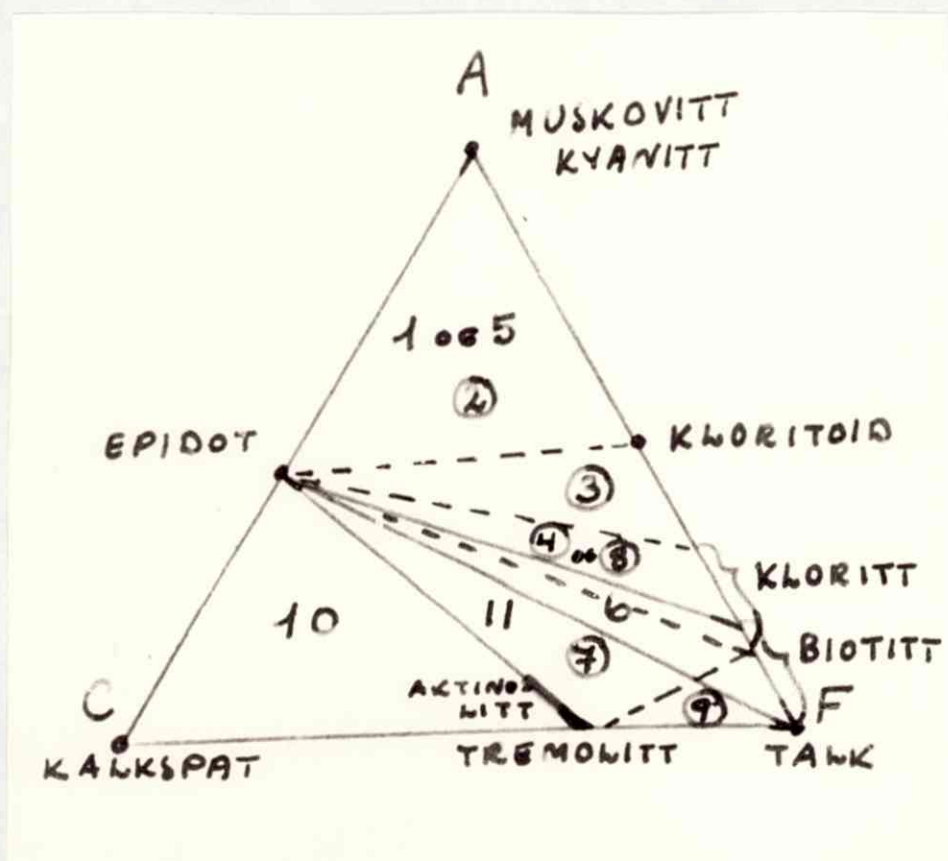


Fig. 9. Biotittsonen. SiO_2 i overskudd.
Typiske mineralselskap for grønnskifre: 7, 8 og 11.

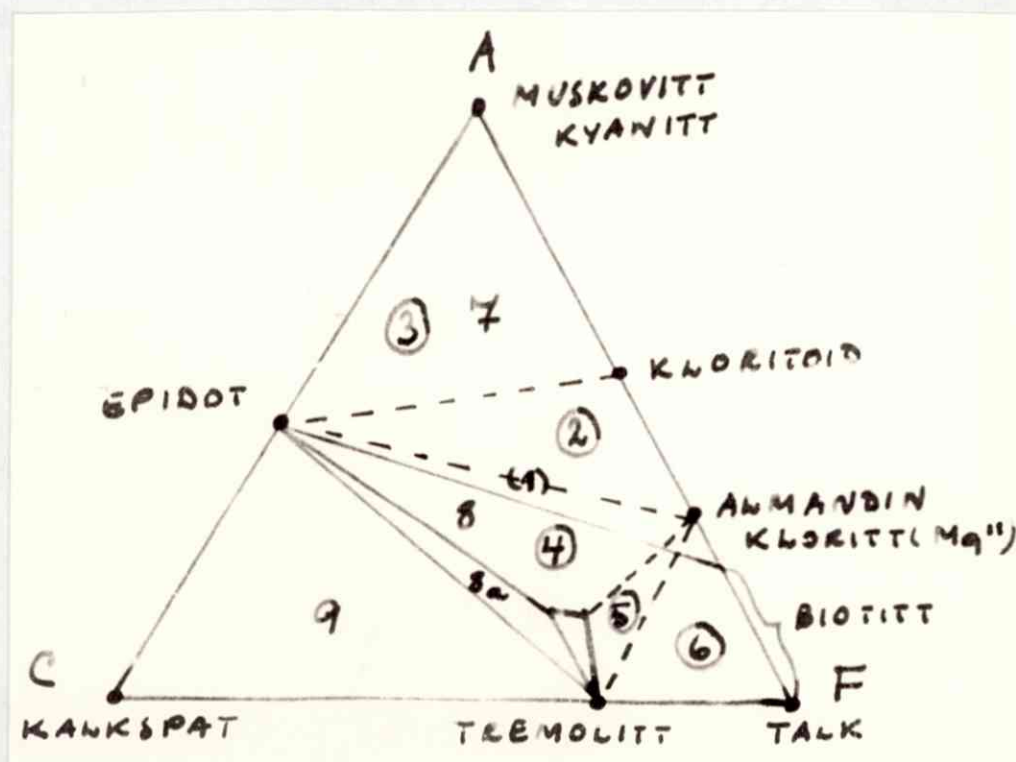


Fig. 10. Lavere almandinsone. SiO_2 i overskudd.
Typiske mineralselskap for grønnskifre: 4, 8 og 8 A.
(Fig. 7, 8, 9 og 10 etter Fyfe, Turner og Verhoogen.)

DETALJERT BESKRIVELSE AV DE ENKELTE
GRØNNSKIFER - OG GRØNNSTENSTYPER.

For beskrivelse av de enkelte grønnskifer- og grønnstenstyper har jeg funnet det hensiktsmessig å gå utenom kartets inndeling i lyse og mørke bergarter, idet det viser seg at samme farge på to prøver kan skyldes noe forskjellig mineralselskap. Jeg vil likevel beholde denne inndeling på kartet, da det synes som om de mørke grønnstener opptrer i spesielle soner blant de lysere typer.

Vuagnat (1946) grupperer tilsvarende bergarter etter mikrostrukturer, uten hensyn til absolutte mineraldimensjoner, en metode som gir bra overensstemmelser med visse makro-strukturer, f.eks. pillowdannelser. Inndelingen har derimot ingen tilknytning til kartbildet forøvrig, og kan ikke anvendes til kartlegning uten slip-prøver fra samtlige blotninger.

Jeg har derfor foretrukket en gruppering som i grove trekk er sammenlignbar med kartets, nemlig hovedgruppering etter makrostrukturer - og videre inndeling innen hver gruppe etter mineralselskap.

Metoden kan fortelle hvilke grønnstenstyper som finnes i feltet, rent genetisk - og fordi visse mineralers tilstedeværelse er avhengig av metamorfosegraden - angi i hvilke facies og subfacies bergartene opptrer. De primære mineralselskap er totalt forandret, likeledes er strukturene delvis visket ut ved metamorfosen, men de forskjellige mineralselskap innen hver subfacies, og tildels relikte strukturer, burde kunne fortelle noe om opprinnelige ulikheter i kjemisk /mineralogisk sammen-setning.

Grønnskifrene.

Som nevnt er grønnskifrene de stratigrafisk lavest opptredende bergarter i feltet, i de nordligste deler autoktont over Rørosgruppen. Grensen til de underliggende bergarter er definisjonsmessig bestemt, der er en stadig veksling mellom fyllitt, glimmerskifer og grønnskifer. De underste grønnskiferlag er

naturlig nok tilblandet endel sedimentært materiale, vi får hybridtuffer. Lenger opp i serien blir tuffene renere. Om det utelukkende dreier seg askefall eller også om sammenskylling av forvittringsmateriale av grønnstener, er vanskelig å avgjøre. En veksling av lyse og mørke lag, skarpt avgrensede, er typisk for grønskifrene. Lagene kan være fra noen mm til flere meter tykke. Disse brå overganger fra et lag til et annet kan tyde på en omleiring under vann, ellers burde vel grensene vært uskarpe - med jevne overganger. Fargen på skifrene kan være lys eller mørk grønn, irrgønn i noen sterkt klorittiserte typer, grågrønne eller mørk grå, og denne forskjellen kan skyldes ulike mengder epidot og kloritt eller ofte opake mineraler. Grønskifrene inneholder hyppig magnetitt, hematitt eller svovelkis i betydelige mengder. Kornene kan være mikroskopiske eller utviklet som euhedrale krystaller på 1-2 mm's lengde, de kan opptre som spredte krystaller eller, som magnetitten, anriket i et par mm tykke lag i skiferen.

Grønskifrene er alle finkornede, skifricheten kan være forskjellig utviklet. De inneholder ofte karbonat, parallelt skifrichetsplanet eller på tversgående sprekker, og kvarts i slirer eller årer.

Inne i felsittfeltet opptrer grønskiferbenker på 1/2-3 m's tykkelse i veksling med felsitter. Her kan ikke vekslingen skyldes omleiring av sedimenter, men erupsjoner fra to smelter av ulik sammensetning.

Samtlige undersøkte grønskifre tilhører grønskifer-facies. Prøvene fordeler seg på de to lavere subfacies: kloritt- og biotittsonen. Se fig. 12, med kart med tegn for subfacies og mineralselskap, hvor det fremgår at grønskifre i den høyeste subfacies forekommer i nord, dvs. nærmest nordlige flanke av Surnadalssynklinalens forlengelse, i overensstemmelse med den generelt økende metamorfosegrad nordvestover.

1. Grønskifre i klorittsonen.

Av de tre vanligste mineralselskap Fyfe, Turner og Verhoogen oppfører for basiske bergarter i denne subfacies, er to representert blant feltets grønskifre:

- 1 a - albitt, epidot, kloritt, aktinolit, sfen, (kvarts), og
- 1 b - albitt, epidot, kloritt, sfen, (kvarts).

Som representant for 1 a har jeg plukket ut en lys, båndet grønskifertype, meget finkornet, nr. 28.



Fig.11. Grønnskifer med tydelig lagning.

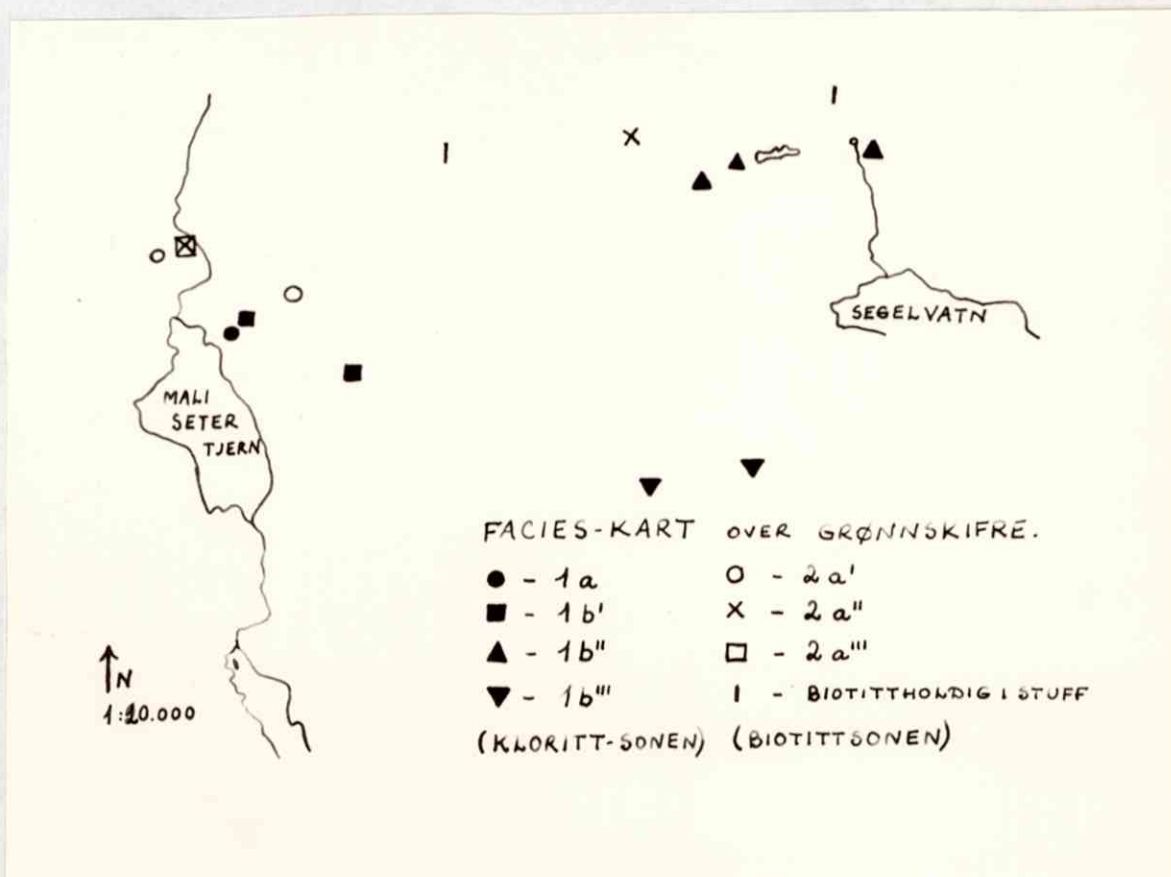


Fig. 12. Opptreden av grønnskifre i de to lavere subfacies av grønnskifer- facies.

Mineralbeskrivelse:

Bergarten inneholder endel aktinolitt, i lengdesnitt eller spaltestykker med lengste dimensjon i skiffrighetsplanet, anriket i visse soner. Aktinolitten er fargeløs, med dobbeltbrytning 0.024.

Bestemmelsene av dobbeltbrytning er gjort ved Berek-kompensator, noe som har vært vanskelig gjort ved ujevn tykkelse av slipene. Referansemineralet kvarts er leitt å skille fra undulerende albitt uten tvillingstriper i de finkornige berartene. Der det har vært tvil, har jeg gått ut fra kvartsens dobbeltbrytning på 0.009, hvis dette mineral med sikkerhet har vært tilstede ellers i slipet.

Utslukningen $c \wedge Z = 20^\circ$ for aktinolitten, nærmest tilsvarende en ren Mg-aktinolitt. Aktinolitten har inneslutninger av større, uregelmessig begrensede partier av albitt, samt av små, uorienterte klorittfibre. Listene er maksimalt 0.3 mm lange og 0.2 mm brede, med gjennomsnittsverdier på 0.1 og 0.1 mm.

Grunnmassen i bergarten består av uhyre finkornet albitt og amfibolitt. Ellers forekommer store mengder av et nesten opakt materiale, sannsynligvis et svært tett saussuritt-aggregat, fordelt utover i slipet, ofte opptredende rundt et aggregat av tilsvarende sammensetning, men med identifiserbar epidot. Fordelingen av det mørke materialet i soner parallelt skiffrighetsplan gir slipet et båndet utseende.

Dessuten opptrer noen anhedrale hematittkrystaller, alltid omgitt av kloritt eller amfibol.

Krystallisasjonshistorie:

Eventuelle primære mineraler som pyroksen, olivin og mer basisk plagioklas er det ingen spor etter, i form av relikter, krystallomriss eller sonering.

Feltspaten i grunnmassen er en lite omvandlet, eventuelt helt nydannet albitt.

Aktinolitten som ofte forekommer med kloritt-inneslutninger, er sannsynligvis et omvandlingsprodukt av en hornblende, pseudomorf etter en opprinnelig pyroksen, skjønt det ikke er noen spor etter en slik utvikling i denne prøven. Aktinolitten er selv delvis omvandlet til et klorittmineral.

Epidotaggregat-dannelsen er yngre enn aktinolitten, som er oppspist mot grensen til aggregatet.

Hematittkrystallene kan muligens være oppstått ved utskilning av jern ved overgang til de her jernfrie aktinolitter.

Mineralselskapet 1 b har jeg tatt ut flere representanter for, og delt dem inn i

1 b' - bergarter med endel kloritt, og

1 b'' - bergarter med lite kloritt og endel epidot.

De to slipene under selskapet 1 b' har temmelig ulik grad av omvandling, og de vil bli beskrevet hver for seg.

30 er en mørk grønn, båndet type, med skifrig struktur og finkornet tekstur.

Mineralbeskrivelse:

Feltspaten i bergarten er nesten fullstendig omvandlet til et finkornet, grumset saussuritt-aggregat. Båndingen og den mørke fargen skyldes vesentlig dette aggregatet, opptredende i soner parallelt skifrichetsplanet. De små, rene flekker av feltspat som opptrer iblant, er uten tvillinger, anhedrale og undulerende. Det forekommer enkelte steder ren albitt i noe større krystaller, flere steder med inneslutninger av pleokroittisk kloritt, X - lys blågrønn, Z - lys gul, med grønnlig brune interferensfarger og dobbeltbrytning 0.002. Albitten danner sentrum i rombeformede snitt som fylles helt ut av kloritt, og ligger med lengste diameter i skifrichetsplanet.

Bergarten krysses av årer av ren kvarts, av ren karbonat, eller med karbonat langs kantene og kvarts i sentrale del. De rene karbonatårer fører store, anhedrale korn med svært tydelige spalteriss og tvillingstriper.

Krystallisasjonshistorie:

Feltspat er det eldste mineralet i slipet. Feltspaten er omvandlet til et tett saussurittaggregat. Yngre enn dette aggregatet synes de renere albittkrystallene å være, og kloritten er, iallfall delvis, yngre enn disse igjen, dels er den trengt inn på spalteriss i albitten og dels har den krystallisert i dens trykkskygge. Rombeformen disse to mineralene fyller ut, kan minne om olivinens krystallform. Muligens har olivinen vært klorittisert, og klorittaggregatet senere byttet ut med albitt.

Siste stadium av krystallisasjonen er karbonatavsetning på sprekker, fulgt av SiO_2 -rike løsninger.

53 er en mørk grønnskifer, med ikke utpreget skifrig struktur i slipet, finkornet tekstur.

Mineralbeskrivelse:

Grunnmassen er svært finkornet og består av albitt, noe kvarts og klorittfibre med en viss parallellorientering, samt endel små, opake, anhedrale mineraler, bl.a. hematitt, finfordelt utover slipet. Aksessorisk er titanitt, dels i små, anhedrale krystaller, dels i noe større rombeformede snitt, lite oppsprukket. Kloritten er anrikt i visse partier, hvor den opptrer i noe større krystaller. Den er pleokroittisk, X - lys blå-grønn, Z - lys gul, interferensfargene er anomale, rød-fiolette.

Albitten forekommer, foruten i grunnmassen, i superindivider bestående av mange, ulikt orienterte, uregelmessig begrensede individer karakterisert ved mangel på opake mineraler og bare få klorittinneslutninger, som oftest parallelt spalteriss. Superindividene er nokså rundet i formen, opptrer alltid adskilt, men i partier. Omrisset er ofte markert av klorittfibre. Feltspaten har ikke tvillingstriper, er alltid anhedral og undulerende.

Krystallisasjonshistorie:

Albitten i grunnmassen er det eldste mineralet i slipet. Der er ingen spor etter eventuelle eldre mineraler. Klorittinneslutningene i albitten forekommer spesielt på spalteriss, og kan ha trengt inn fra grunnmassen omkring. Samtidig med kloritten er titanittkrystallene dannet, idet disse delvis omslutter og delvis omslutes av kloritt. Kloritt og titanitt er sannsynligvis omvandlingsprodukter av et Ti-holdig Fe,Mg-mineral.

Hematittkrystallene er dannet før superindividene av albitt, de synes trengt til side av disse. De kan være dannet av jern fra de samme Fe,Mg-mineralene som kloritten og titanitten.

Superindividene av albitt synes å være den yngste dannelsen i bergarten, men om det er en ren rekrystallisasjon eller om det har vært stofftilførsel er usikkert.

For bergarter med mineralselskap 1 b'' har jeg valgt tre representanter, nokså ulike typer.

199. Lys, båndet grønnskifer. Struktur - ikke utpreget skifrig i slip, tekstur - meget finkornet.

Mineralbeskrivelse:

Grunnmassen består av albitt, kvarts, epidot og kloritt. Endel spredte, subhedrale korn av hematitt, et par titanitt-

krystaller, temmelig oppsprukne, er også tilstede. Epidoten opptrer ofte i anhedrale, rettkantede, tilnærmet sfæriske eller elliptiske korn, med helt grå, uklar kjerne, som slukker ut samtidig med den ytre rene epidotkant. Den er vanskelig å måle. Smale, korte årer av kvarts og av albitt går parallelt skifrighetsplanet.

Krystallisasjonshistorie:

Der er ikke spor etter eldre mineraler. Feltspaten er nesten fullstendig omvandlet til et epidotaggregat. Både kvarts- og albittårene representerer inntrengning av senere løsninger. Kloritten opptrer bl.a. som inneslutninger i de nydannede albittmineralene, uten noen bestemt orientering, og synes å være eldre enn den yngste albitt.

Hematitt er det sist dannede mineralet i slipet, og kutter over flere av årene.

237, 242. Lyse båndede tuffbergarter, med noe skifrig struktur og uhyre finkornet tekstur.

Mineralbeskrivelse:

Grunnmassen er så finkornet at det nesten er umulig å skjeldne de enkelte korn fra hverandre. Der forekommer albitt, kvarts?, endel epidot i aggregatform finfordelt utover, samt noe lys blågrønn, pleokroittisk kloritt. Epidoten i grunnmassen har et par steder sfærulittisk struktur. Hele aggregatet er da ell elliptisk, og utslukningen er tilnærmet korsformet, ikke fullstendig p.g.a. kornenes bredde. Sfærulittstrukturen sees best ved kryssede Nicoler, men tydelig også bare med polarisator inne. Mellom epidotkornene og tett rundt står albitt, noe mer kornet enn ellers i grunnmassen og uten inneslutninger. Kloritt er ikke tilstede her. Epidoten har en gulgrønn farge, med bare svak pleokroisme. De sentrale deler har et større jerninnhold enn randen av kornene. Disse epidotene er antagelig pseudomorfe etter feltspatsfærulitter, og skiferen må være en krystalltuff eller en lava

Slipet er gjennomført av to typer årer:

- 1) rene kvartsårer,
- 2) albittårer med noe kvarts.

De rene kvartsårene fører ingen andre mineraler, de kutter gjennom den finkornede grunnmassen med epidot, uten at aldersforholdet kvartsårer/epidot er mulig å tyde. Kvartskornene er anhedrale,

med en lengde 6-7 ganger bredden, med nokså likeformede korn, sterkt undulerende. Årene er av varierende tykkelse og er småfoldet.

De albittførende årene har ganske store korn av epidot. Albittkornene er mindre enn kvartsen. Epidoten er anhedral, med nokså likeformede korn samlet i aggregater, uregelmessige eller som nek.

Det synes som om albittårene er yngre enn kvartsårene og kutter disse.

Krystallisasjonshistorien:

vanskelig å utlede p.g.a. kornstørrelsen. Ingen spor etter mer basisk plagioklas, eller etter pyroksen, amfibol eller olivin. Slipet inneholder ikke jernoksyder, og jernet i Fe,Mg-mineralene har gått inn i epidoten som avogtil viser sonarbygning. Albittårene representerer en sen fase, og siste mineral som er dannet, er sannsynligvis epidoten i årene.

279. Grålilla tuff, båndet, porfyrisk.

Mineralbeskrivelse:

Grunnmassen er svært finkornet og tåkete med meget opakt materiale, anhedralt, finfordelt utover slipet i ikke-sammenhengende bånd av varierende tykkelse, i snirkler og buer. Ellers fører grunnmassen meget sericitt, noe som skulle tilsi tilblanding av sedimentært materiale.

Den porfyriske strukturen utgjøres av feltspater, som har beholdt sin euhedrale, listeformede krystallbegrensning, men er ganske omvandlet i partier. Orienteringen av feltspatene er ikke den samme. Omvandlingsproduktet er et blygrått, ullent aggregat, som ikke slukker helt ut under kryssede Nicoler. Under stor forstørrelse sees tydelig sericitt i små fibre og lister uten noen spesiell orientering, samt mer konsentrerte dotter av et uhyre finkornet aggregat. Denne porfyriske strukturen tilsier magmatisk opprinnelse av bergarten, og siden tilblandingen av sedimentært materiale er såpass stor, må det dreie seg om en hybrid mellom en krystalltuff og et normalt sediment. Bergarten opptrer på grensen mellom massiv grønnsten og felsitt, ganske nær ekstrusjonsområdene for de felsittiske bergarter, og kunne kanskje derav tenkes å ha en sur sammensetning av tuffmaterialet.

Krystallisasjonshistorie:

Den opprinnelige feltspat må antas å ha vært langt mer basisk, når man ser på omvandlingsgraden. Bergartens grumsete utseende vil skjule kloritt og andre omvandlingsprodukter av pyroksen eller olivin i en basisk tuff, og det opake materiale kan, iallfall delvis, bestå av utskilt jern fra et slikt Fe,Mg-silikat. Hvis tuffen er av en surere type, er det naturlig å anta at hele mengden av jernoksyd er primært avsatt.

2. Grønnskifre i biotittsonen.

Mineralselskapene

2 a - albitt, epidot, aktinolit, kloritt, sfen, (kvarts),
(biotitt)

og 2 b - albitt, epidot, kloritt, (kvarts), (biotitt) er de eneste som opptrer i feltet i denne subfacies. Innen det første selskap har jeg funnet det naturlig med en videre oppdeling:

2 a' - bergarter med endel kloritt, grønn aktinolit, og

2 a'' - bergarter med lite kloritt, fargeløs aktinolit.

Begge typer fører små mengder biotitt.

For type 2 a' har jeg plukket ut to typiske prøver.

7. Mørk, med tydelig lagning, utpreget skifrig, middels fin-kornet.

Mineralbeskrivelse:

Tilstede i bergarten er albitt, amfibol, kloritt, biotitt, kvarts, karbonat, epidot, titanitt og opake mineraler. Albitten er anhedral, likeformet, som regel uten tvillinger, men noen få Carlsbadertvillinger? -

Turner (1951) og Gorai (1951) har begge undersøkt tvillingdannelse i et stort antall bergarter, både sedimentære, eruptive og metamorfe, og konkluderer begge med at tvillinger etter Carlsbaderloven er meget sjeldne i metamorfe bergarter. Der tvillingdannelsen er bestemt til Carlsbader-typen, viser det seg oftest å være enkle albitt-tvillinger, noe som i enkelte tilfelle kan være umulig å avgjøre uten U-bord-bestemmelser.

- Albitten kan ha små inneslutninger av kloritt og avogtil av karbonat, samt epidotaggregat. Vanligvis er det meste av kornene helt rene. Grensene er ofte oppspist av kloritt eller karbonat eller epidot.

Amfibolen opptrer i eu-subhedrale korn, i form av romber med to utviklede spalteredninger, dvs. spaltestykker eller som lister. Den er pleokroittisk: X - nesten fargeløs,

Y - grågrønn, Z - grågrønn. Dobbeltbrytningen = 0.022. Ut-slukningsvinkelen $c \wedge Z = 26^\circ$, som tilsvarende en hornblende med lite jern og meget magnesium, henholdsvis 2 og 98 mol% (Fe'', Mn, Ti) og Mg etter Trøger's tabeller. (19). Dobbeltbrytningen stemmer derimot ikke med dette, og amfibolen er ingen ren hornblende, men sannsynligvis en overgangsform til aktinolit. Amfibolen har ikke inneslutninger, og viser ingen begynnende omvandling til kloritt.

Kloritten opptrer i store mengder over hele slipet, rundt feltspatkorn, som inneslutninger i feltspaten, i trykkskyggen av epidotkrystaller, avogtil som kiler inn i epidoten, men aldri i sentrum. Den forekommer i avrundede fiberaggregater, hvor enkeltfibrene stort sett har samme orientering, og aggregatene ligger nokså parallelle i slipet. Kloritten er pleokroitisk: X - lys blågrønn, Z - nesten fargeløs. Interferensfargene er anomale, gråbrune, og dobbeltbrytningen 0.004.

Biotitten opptrer i noen ganske få, spredte korn, alltid helt omsluttet av kloritt. Den er anhedral, fibrig, med lengderetning parallelt skiffrighetsplanet, og har en godt utviklet spalteretning. Biotitten er meget sterkt pleokroitisk: X - lys gulbrun, Z - mørk brun. Dobbeltbrytningen = 0.051. I samme klorittaggregat forekommer flere steder isolerte biotittkorn med samme orientering.

Epidoten opptrer i ganske store, euhedrale korn i visse soner, som prismer eller tilsynelatende heksagonale snitt, samt i anhedrale aggregater. De euhedrale krystaller viser en godt utviklet spalteretning, avogtil tvillingdannelse med (001) som tvillingplan. Fargen er svakt gul, med litt pleokroisme: X - fargeløs, Y - svakt gul, Z - svakt gul. Krystallene er ofte sonarbygget, med lavest dobbeltbrytning i kantene,): lavest Fe-innhold, som vanlig for epidotene i grønnskifrene. Randen viser dobbeltbrytning = 0.034, som tilsvarende en sammensetning på 25 mol% $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$ og 75 $\text{HCa}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$ etter Trøger. Epidoten har inneslutninger av anhedral, undulerende kvarts og av karbonat, uten noen bestemt orientering. Kjernen er som regel brun og tåkete nærmer seg med økende Fe-innhold ortitt. Epidoten er delvis omvandlet til kloritt, karbonat og kvarts. Det anhedrale epidotaggregat er mer småkornet og forekommer som soner på begge sider av årer av albitt.

Karbonatet forekommer i sentrum av eller i nærheten av albittårer i små, anhedrale, likeformede korn. Spalteriss eller tvillingstriper er ikke observert.

Krystallisasjonshistorie:

Mer basisk plagioklas og pyroksen eller olivin finnes det heller ikke her rester eller spor etter. Feltspaten kan ikke opprinnelig ha avveket særlig fra ren albitt i sammen-setning, kfr. dennes ringe omvandling, eller der har foregått en fullstendig rekrystallisasjon med dannelselse av albitt og euhedral epidot. Feltspatårene synes å ha trengt inn på et relativt tidlig stadium. De er avkuttet av senere krystallvekst, bl.a. av den euhedrale epidoten i grunnmassen. Yngre enn epidoten igjen er, iallfall delvis, amfibolen, som selv er etterfulgt av, men ikke omvandlet til, kloritt. Biotitten er imidlertid delvis omvandlet til kloritt. Både karbonat og kloritt er yngre enn albitt i årene, karbonatet er sannsynligvis det yngste mineralet i bergarten.

34. Mørk grønnskifer med magnetittoktaedre. Svært finkornet.

Mineralbeskrivelse:

Grunnmassen består av albitt, kvarts, kloritt, biotitt noe epidot og opakt materiale.

Det opake materiale er ganske store, euhedrale korn av magnetitt, av form som triangel, rombe, sekskant eller kvadrat.

I trykkskyggen av disse magnetittkornene står undulende kvarts i anhedrale korn, med lengde ca. 5 ganger bredden, med lengderetningen loddrett på kanten av magnetittkornene. Dessuten forekommer kloritt med lengderetningen av fibre parallelt kvartsens, og biotitt med spaltertningen parallelt magnetittkanten. Disse trykkskyggemineralene viser alle en kontinuerlig dreining av orienteringen, dvs. vekst samtidig med en rotasjon av magnetittkrystallene. En slik rotasjon er typisk for visse mineraler under en foldning.

Det oppterr også noen større epidotkorn i slipet i en bestemt sone med meget magnetitt. Epidotkrystallene er delvis helt omgitt av gulbrun biotitt.

Linser av kvartsaggregat med lengderetningen parallelt skiffrighetsplanet er også innringet av biotitt.

Et par spaltestykker av amfibol er tilstede. Det er en

aktinolit med endel pleokroisme: X - fargeløs, Z - grønn, utslukningen $c\lambda Z = 19^{\circ}$.

Biotitten opptrer alltid i fibrige aggregater. Den er sterkt pleokroittisk, fargene varierer noe, det vanlige er X - lys gul, Y - olivengrønn, Z - mørk grønn. Ved grensen mot epidoten har biotitten fargene X - lys gul, Y - gulbrun, Z - mørk brun, sikkert p.g.a. høyere jerninnhold, epidoten er en jernrik type. Dobbeltbrytningen = 0.046 og utslukningen helt parallell.

Kloritten opptrer alltid i fiberaggregater i trykkskyggen av et bestandig mineral, eller som smale linser parallelt skiffrighetsplanet. Den er pleokroittisk: X - blålig grønn, Z - lys gul, med anomale, rødfiolette interferensfarger. Dobbeltbrytningen er 0.003.

Epidoten i de noe større krystallene forekommer i en mer eller mindre fullkommen sfærolittstruktur med korsformet utslukning. Den er jernrik, med høye interferensfarger, høyest mot sentrum, i en viss sonarstruktur.

Krystallisasjonshistorie:

Det eldste mineralet som er tilstede i slippet, er sannsynligvis amfibolen. Epidoten er yngre enn denne, og muligens dannet samtidig med albitten, ved avkalkning av mer basisk plagioklas.

Så følger antagelig krystallisasjonen av hematitt, senere redusert til magnetitt ved metamorfosen, delvis på bekostning av epidotens jerninnhold.

Av mineralene i magnetittens trykkskygge synes kvartse å være dannet først, så biotitten. Det yngste mineralet er kloritt som er omvandlingsprodukt av amfibol og biotitt.

Av type 2 a '' vil jeg også beskrive to slip. Denne typen skiller seg fra foregående ved bare å inneholde små mengder kloritt, samt fargeløs aktinolit.

15 A. Lys grønnskifer med magnetitt, svært finkornet.

Mineralbeskrivelse:

Følgende mineraler er tilstede i bergarten: litt albitt, kvarts, epidot, kloritt, biotitt, amfibol, karbonat, magnetitt og turmalin.

Albitten er tilstede som små, anhedrale korn i grunn-

massen, samt sammen med kvarts i årer, her i større korn, anhedrale, avogtil med svake tvillingstriper. Albitt i årene opptre vanligvis i likeformede korn, avogtil med lengderetning parallelt årene, som igjen er parallelle skiffrighetsplanet. De har ikke inneslutninger eller andre tegn på omvandling. I albittårene forekommer også magnetitt, helst i midtre sone, samt noe kloritt.

Kvartsen er tilstede, dels i grunnmassen, da svært finkornet, dels i årer, da i større, svært flikete og uregelmessige, sterkt undulerende korn. Årekvartsen har som regel lengderetningen parallelt skiffrighetsplanet. I grunnmassen opptre kvartsen avogtil i trykkskyggen av magnetitten, noenlunde loddrett på dennes krystallkant.

Epidot forekommer i store mengder, i to typer, oftest euhedralt med tilnærmet heksagonalt tverrsnitt eller som prismer, og sjeldnere anhedralt, i aggregatform. De euhedrale krystaller viser tvillingdannelse i enkelte korn, med tvillingplan (001). Krystallene er pleokroittiske: X - nesten fargeløs, Y - lys gul, Z - gulgrønn. De heksagonale tverrsnittene viser en markert sonering, med høyere dobbeltbrytning, dvs. jerninnhold i kjernen enn i kanten. Kjernen har en dbl.br. på 0.044 og kanten 0.038, som etter Trøger tilsvare en sammensetning på henholdsvis 30 og 26 mol% $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$. I en stor del av kornene, ofte sonevis i slipet, er kjernen brunlig eller helt opak, og består sannsynligvis av ortitt. Begrensningen mot den krystallinske epidot rundt er diffus, og det opake materiale kan ligge som en sky, eller i soner parallelt spalteplanet (001). Andre inneslutninger i epidoten forekommer - små uregelmessige korn av albitt. Utslukningen $x \wedge Z$ er 4° , som tilsvare en epidot med 30 mol% $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$, etter Trøger's tabeller. Epidoten er enkelte steder sonevis oppspist av magnetitt.

Kloritt opptre i soner i slipet, i fibrige, avlange aggregater av varierende størrelse. De mindre aggregatene er rene, de større har ofte biotitt av samme dimensjonsmessige orientering, i sentrum. Aggregatenes lengderetning ligger alltid parallelt skiffrighetsplanet, og klorittfibre kan ligge på langs eller diagonalt i aggregatet. Kloritten er pleokroittisk, med X- blågrønn, Z - svak gul. Dobbelbrytningen er 0.004, og interferensfargene brunlige til fiolette. Relieffet er middels høyt. Den

fiolette typen svarer muligens til en jernholdig prokloritt. Den forekommer bare i feltspatårene, mens kloritten med brunlige interferensfarger opptrer både i årene og i grunnmassen. Det er kloritten i grunnmassen som avogtil har biotitt i sentrum. Kloritten i grunnmassen opptrer også i trykkskyggen av magnetittkrystallene, og som omvandlingsprodukter av turmalin.

Biotitt forekommer som nevnt utelukkende i sentrum av klorittaggregater. Den er pleokroittisk med fargene X - lys gulbrun, Z - mørk brun. Dobbeltbrytningen er vanskelig å bestemme, egenfargen dekker over interferensfargen, men anslås til 0.034. Biotitten må anses å være såogsi fullstendig omvandlet til kloritt og bare forekomme som rester i enkelte, større aggregater. Jeg har selv om selskapet tydeligvis ikke har vært stabilt, satt bergarten i biotittsonen, til adskillelse fra de grønnskifre hvor omvandlingen har vært fullstendig.

Amfibolen opptrer i en enkelt sone i slipet, sammen med kvarts, feltspat, i euhedrale, små korn, vesentlig spaltestykker, men også i fullstendig anhedrale, nokså likeformede krystaller. Synes å være temmelig oppknust. Et par tvillinger tilstede med (100) som tvillingplan. Amfibolen er pleokroittisk, X - fargeløs, y - svak gulgrønn, Z - svak gulgrønn. Relieffet er middels høyt, og dobbeltbrytningen 0.024. Utslukningen $c \wedge Z = 25^\circ$. Etter Trøger tilsvarende dette ingen normal amfibol, og det dreier seg sannsynligvis om en overgangsform mellom jernfattig hornblende og aktinolit.

Karbonat er tilstede i en begrenset sone i sentrale deler av en kvarts-albitt-åre. Kornene er anhedrale, flikete og uten spalteriss eller tvillingstriper.

Turmalin forekommer bare som to relativt store krystaller, som subhedrale prismer. Den er pleokroittisk: X - lys rødbrun, Y = Z = mørk brun. Dobbeltbrytningen er umulig å bestemme fordi egenfargen dekker over interferensfargen. Turmalinen har inneslutninger av opakt materiale, samt av noe kvarts og et par epidotkorn nær kanten. Rundt turmalinprismene går en rand av småkornet, anhedral kvarts.

Krystallisasjonshistorie:

Et av de eldste mineralene i slipet er epidoten, den anhedrale typen. Den er sannsynligvis dannet samtidig med albitten i grunnmassen. Den euhedrale epidottypen er ikke et omvandlings-

produkt in situ, men resultatet av en fullstendig reorganisering av visse elementer. Det avtagende jerninnhold mot kanten av krystallene kunne kanskje tyde på at jernet kom fra tidligere Fe,Mg- silikater under oppløsning samtidig med epidot-krystallveksten, slik at opptagingen av Fe i epidoten reduserte det %vise innhold av elementet i omgivelsene, og førte til gradvis fattigere epidot utover. Magnetittkrystallene er tydelig yngre enn epidoten, og er, iallfall delvis, dannet på bekostning av dennes jerninnhold. Men noen direkte sammenheng mellom epidotens sonarbygning og opptreden av magnetitt kan ikke sees.

Turmalinprismene har inneslutninger av opakt materiale uavhengig av sprekker, og er yngre enn magnetitten. Turmalinen er noe klorittisert. Kloritt opptrer også som trykkskyggemineral for magnetittkornene, og er yngre enn disse, samtidig som den er et omvandlingsprodukt av biotitt.

Kvarts opptrer likeledes i trykkskyggen av magnetitten og er krystallisert senere enn denne. Kvartsen opptrer sammen med albitt på årer gjennom bergarten, og årene er også dannet etter magnetitten, så det er sannsynlig at kvartsen i trykkskyggen er introdusert via årene. Karbonat forekommer i sentrum av årene, og er yngre enn både kvarts og albitt her, muligens det yngste mineralet i slippet.

239. Lys grønnskifer med orienterte mineralaggregater. Finkornet, med en viss bånding.

Mineralbeskrivelse:

Grunnmassen består av uhyre finkornet albitt, kvarts, epidot, kloritt, biotitt. Avsondret fra resten av grunnmassen ved en rand av aktinolitt forekommer noen større elliptiske, noe mer kornede partier med albitt og epidot. I egne skarpt avgrensede aggregater opptrer aktinolitt. Albitt årer kutter gjennom bergarten.

Albitten i grunnmassen er anhedral og undulerende. Den har ikke tvillingstriper og er p.g.a. kornstørrelsen vanskelig å skille fra kvarts.

Epidoten opptrer i store mengder, i små, isolerte, subhedrale krystaller i tverr- og lengdesnitt. Fargen er lys gul, og pleokroismen liten. Tvillingdannelse er ikke observert. Dobbeltbrytningen er 0.036, tilsvarende en sammensetning på 27 mol% $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$ og 73 mol% $\text{HCa}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$.

Kloritt forekommer i visse smale aggregater parallelt skifrichetsplanet, hvor det har foregått småglidninger. Kloritten er noe pleokroittisk: X - lys grønn, Z - lys gulgrønn. Interferensfargene er brunlig grønne, og dobbeltbrytningen 0.003. Noen av klorittaggregatene har midtpartier av et gulbrunt materiale av samme dimensjonsmessige orientering, biotitt eller et overgangsledd fra biotitt. Klorittaggregatene krysser albittårene i slipet.

Biotittmineralet er pleokroittisk: X - lys gul, Z - mørk gulbrun. Dobbeltbrytning 0.044.

Amfibolaggregatene går stort sett parallelt skifrichetsplanet, men varierer i tykkelse. Amfibolen opptrer i euhedrale krystaller i grunnmassen nær aggregatgrensene også, men stort sett er grensen mellom aggregatene og grunnmassen helt skarp. Fargen er lys grønn, bare med svak pleokroisme. Dobbeltbrytningen er 0.025, og utslukningen $c \wedge Z = 19^\circ$, omtrent tilsvarende en ren Mg-aktinolitt (tremolitt). Amfibolen er ikke meget omvandlet, litt klorittisert i helt bestemte soner. Amfibolaggregatene er kuttet over av albittårene, men enkeltfibrene har vokst over årene igjen.

Krystallisasjonshistorie:

Strukturen tyder på en agglomeratisk bergart, noe som kan forklare de store og brå overganger mellom forskjellige partier av slipet. Igjen er albitt og epidot de eldste tilstedeværende mineraler, uten noen spor etter eldre. Aktinolittaggregatene er sannsynligvis omvandlet fra pyroksenflike soner, under denne omvandlingsprosessen må albittløsningene ha trengt inn i bergarten på sprekker. Amfibolittdannelsen har fortsatt enda en stund og slått over årene, riktignok nokså sparsomt. Senere er kloritten dannet, dels omvandlet fra aktinolitten og dels fra biotitt, og denne har i de sonene den opptrer fullstendig kuttet albittårene.

Som representant for mineralselskapet 2 b - albitt, epidot, kloritt, (kvarts), (biotitt) står en mørk grå grønnskifer, svært finkornet.

15 B.

Mineralbeskrivelse:

Følgende mineraler er tilstede i bergarten: albitt, kvarts, biotitt, kloritt, epidot, karbonat, turmalin, samt opake mineraler.

Albitt og kvarts er begge anhedrale, relativt likeformede, undulerende og uten tvillingstriper. De er vanligvis vanskelige å skille, i større korn er albitten litt støvete og kvartsen helt klar, uten inneslutninger.

Biotitt er tilstede i store mengder i fibrige, lamellære aggregater parallelt skifrichetsplanet. Aggregatene er sterkt buet, bøyet og småfoldet, meget mindre stive enn biotitt vanligvis, med undulerende utslukning. Pleokroismen er sterk: X - svak gulgrønn, Z - mørk olivengrønn. Fyfe, Turner og Verhoogen har satt subfaciesgrensen ved opptreden av rødbrun biotitt, og denne er grønn, jeg har likevel funnet det riktig å sette bergarten i denne subfacies. Dobbeltbrytningen i biotitten er 0.052. Den har avogtil inneslutninger av euhedrale epidotkrystaller og av et kvarts-albitt-aggregat. Biotitten går i kantene over i kloritt.

Kloritt opptrer sparsomt, i svært små aggregater, i anhedrale korn, dels i tynne fibre parallelt skifrichetsplanet, dels i noe større, uregelmessige flak uten spalteriss. Den har tydelig pleokroisme: X - klar lys blågrønn, Z - fargeløs. Dobbeltbrytningen er 0.003, og interferensfargene er anomale, grålig brune. Minerallet forekommer foruten i kanten av biotitt-aggregatene i kvarts-albittaggregater på grensen mot karbonat der dette er tilstede.

Epidot forekommer dels i subhedrale krystaller med tilnærmet heksagonalt tverrsnitt eller sjeldnere som lister, dels i anhedrale aggregater. De euhedrale krystallene er sonarbygget med jernrikere kjerne, ofte helt opak (ortitt). Tvillingdannelse er ikke observert. Epidoten er noe pleokroittisk: X - fargeløs - Z - lys gulgrønn. Dobbeltbrytningen er maksimalt 0.034 i kjernen og 0.030 i kanten, tilsvarende sammensetninger på henholdsvis 24 og 22 mol% $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$, ifølge Trøger.

Karbonatet forekommer alltid i selskap med albitt og kvarts, i anhedrale, flikete mineraler med godt utviklet spalteriss og tvillingstriper.

Turmalin er tilstede i noen få, relativt store krystaller, eu-subhedrale, med et trigonalt tverrsnitt eller som et prisme. Pleokroismen er sterk: X - lys rødbrun, Y = Z - svart. Dobbeltbrytningen er umulig å bestemme fordi interferensfargene blir dekket av egenfargen. Turmalinen virker oppspist av karbonat på den ene side.

Krystallisasjonshistorie:

Epidoten er et av de eldste mineralene i slipet. Yngre enn den euhedrale epidottypen er biotitt som har krystallisert i dens trykkskygge, og det opake mineralet som er dannet, iallfall delvis, på bekostning av epidotens jerninnhold. Biotitten har inneslutninger av både kvarts og albitt, og er yngre enn disse mineralene. Den er noe omvandlet til kloritt i kantene. De samme kvarts-albitt-årene som forekommer som inneslutninger i biotitten, har en sone av karbonat i den sentrale del, som vel representerer den yngste dannelselse i bergarten.

Grønnstener.

Grønnstener er som nevnt gruppert etter makroskopiske strukturer, og vil under hver gruppe bli beskrevet etter feltopptreden og etter mineralselskap.

Følgende inndeling er brukt:

1. Relativt grovkornet grønnsten (gabbroidisk)
 - a) massiv
 - b) tektonisert
2. Finkornet grønnsten
 - a) massiv, strukturløs
 - b) med pillowstrukturer
 - c) med porfyrisk struktur
3. Felsittisk (tett) grønnsten
4. Agglomeratisk grønnsten
5. Oppknust og mylonittisk grønnsten.

1. Relativt grovkornet grønnsten.

Feltbeskrivelser:

De kornete grønnstenene er som regel epidotrike.

De varierer i kornstørrelsen, de groveste partiene er vanskelige å skille fra gabbro, de fineste ser ut som vanlig grønnsten. Variasjonene er uregelmessige og gradvise. Kornstørrelsen skyldes sterk grad av krystallisasjon hvor bergarten har vært særlig utsatt for albittiske, SiO_2 - eller CO_2 -rike løsninger eller rekrySTALLisasjon direkte i forbindelse med tektonisk påvirkning - og i enkelte tilfelle påvirkning fra gabbro, diabas eller trondhjemitt.

Slipbeskrivelser:

a) den massive type. Her er bare representert bergarter i klorittsonen med mineralselskapet 1a' - albitt, epidot, kloritt, aktinolit, sfen, (kvarts), med endel aktinolit tilstede og selskapet 1 b' - albitt, epidot, kloritt, sfen, (kvarts), med endel kloritt.

Selskapet 1 a ' har jeg plukket ut to representanter for.

147. Lys kornet grønnsten, forekommende nær en smal gang av trondhjemitt.

Mineralbeskrivelse:

Følgende mineraler er tilstede: feltspat, kvarts, amfibol, kloritt, sfen, epidot, apatitt.

Feltspaten forekommer på to forskjellige måter:

a:i store korn av albitt i egne, brede soner

b:i mindre korn sammen med amfibol.

a : I de brede sonene opptrer albitten i anhedrale, noe avlange korn med svært uregelmessige, flikete grenser. Den har her meget hyppigere og mer komplisert tvillingdannelse enn vanlig i grønnsteinene. Følgende tvillingtyper opptrer:

1 - rene albitt-tvillinger

2 - periklin- og Carlsbader-tvillinger

3 - albitt- og Carlsbader-tvillinger

4 - rene Carlsbader-tvillinger

5 - albitt-, periklin- og Carlsbader-tvillinger.

Tvillinggrensene er ofte bøyet, dvs. at bergarten har vært utsatt for deformasjon etter tvillingdannelsen. Grensene er sjelden skarpe.

Albitten er fargeløs, men inneholder ofte litt brunt støv i soner parallelle spatteretningene. Sammensetningen er $\text{Ab}_{100}\text{An}_0$ til $\text{Ab}_{93}\text{An}_7$, bestemt ved optisk tegn, brytningsindeks, etter Michel-Levy's eller Wright's metode. Denne typen feltspat er full av inneslutninger, tettest mot sentrale deler, ofte med helt klare partier mot kanten. Disse renere kantene kan kanskje indikere en tidligere sonering med en mer basisk plagioklas i sentrale deler og en renere albitt-type perifert. Inneslutningene består av et uhyre finkornet saussuritt-aggregat, som nesten ser opakt ut. Orienteringen er vilkårlig. Avogtil opptrer enkelte epidotlister, amfibolnåler eller små aggregater av pennin.

b : De mindre feltspatkornene er anhedrale, temmelig likeformet, av noe varierende størrelse. De danner mindre hyppig tvillinger, vesentlig albitt-tvillinger med langt skarpere grenser. Også denne typen fører litt brunt støv. Sammensetningen er nokså ensartet $\text{Ab}_{97}\text{An}_3$, bestemt ved brytningsindeks og Michel-Levy's metode. Disse albittene har ingen, eller bare enkelte, isolerte inneslutninger av amfibolfibre, og er en svært ren type i forhold til de store kornene. Albitten opptrer sammen med flere andre mineraler: amfibol i tverrsnitt, enkeltlister eller nek, kloritt i aggregater - ofte med amfibol på grensen mellom kloritt

og albitt- kloritten er en pennin, samt en annen type. Ellers forekommer titanitt assosiert med denne albitten, enkelte apatittkrystaller, samt noen få hematittkorn.

Amfibol forekommer i betydelige mengder i varierende form og størrelse, fra store nek-formede aggregater til enkeltlister. Amfibolen er en grønn type, listene har ofte brune, diffuse flekker. En del av de lange, tynne listene er fortvillinget med tvillingplan (100). Den reneste typen er bare svakt pleokroittisk, lys blågrønn av farge, middels relieff.. Den har en dobbeltbrytning på 0.022. De brune flekkene har noe høyere relieff og lavere dobbeltbrytning. Utslukningsvinkelen for de grønne partiene er $23^{\circ} c \wedge Z$. Amfibolen har inneslutninger av en skarpt begrenset epidot orientert med lengderetningen parallelt amfibolens spaltertning, samt noe opake, euhedrale mineraler og av titanittnåler foruten de brune, diffuse partiene. Amfibolen er sannsynligvis et overgangsledd mellom en hornblende og en aktinolitt, og et omvandlingsprodukt av en opprinnelig ganske titanrik pyroksen. At amfibolen ikke er en ren aktinolitt, støttes også av manglende videre deformasjon til kloritt..De store albittkornene kan imidlertid fingre seg inn i amfibol-listene og skille ad to deler med ens orientering.

Epidot opptrer i betydelige mengder i slipet i områder med feltspat type b, i småkornete aggregater, i sfærulitter og bare sjelden i små, euhedrale, sterkt sonerte krystaller med ortitt-kjerne. Kjernen slukker ut 10° fra epidoten omkring. Fargen er lys grønnlig brun, pleokroismen ikke merkbar. Dobbeltbrytningen varierer sterkt innen samme krystall, økende med Fe-innholdet mot ortitt-kjernen i de euhedrale krystallene, fra maksimalt 0.020 i kanten til 0.030 mot sentrum. Sfærulittene har noe lavere dobbeltbrytning, men består sannsynligvis ikke av klinozoisitt, siden bergarten inneholder såpass meget jern.

Apatitt opptrer i enkelte, relativt store korn, subhedrale, gjerne noe rundet, med lengste side $1 \frac{1}{2}$ ganger lengden av korteste. Apatitten er fargeløs, men fører litt brunt støv. Dobbeltbrytningen er ca. 0.004.

Kloritten opptrer i to typer: pennin, og en prokloritt-type? De forekommer begge i isolerte aggregater, alltid hver for

seg. Penninen er svakt pleokroittisk: X - svak grønn, Z - svak gulgrønn. Interferensfargene er intenst, klart dypblått. Den opptrer i selskap med epidot og albitt, gjerne omsluttende de små epidotkorn. Klorittaggregatene er helt tette i sentrum, men har uregelmessig flikete og hullede kanter.

Den andre kloritt-typen er mindre pleokroittisk, og fargen er lys grønn. Interferensfargen er meget mørk gråbrun. Den opptrer sammen med en del amfibol innimellom småkornet albitt, med grense mot albittens dels av kloritt, dels av amfibol.

Krystallisasjonshistorie:

Den småkornede albitten som opptrer med epidot og kloritt er vel sammen med disse rekrystalliserte omvandlingsprodukter av en mer basisk plagioklas, og de eldste mineralene i bergarten, muligens samtidige med amfibolen. Amfibolen er sannsynligvis en overgangsform mellom aktinolitt og Ti-holdig hornblende, som opptrer som rester inne i amfibolen, og som igjen er omvandlet fra Ti-holdig pyroksen.

Intrusjonen av trondhemitt er yngre enn dannelsen av disse mineralene, og har ført til ny stofftilførsel og krystallisasjon av den mer grovkornede feltspaten, som så senere er spaltet i albitt, kloritt og epidotaggregat.

148. Mørk, nålet grønnsten.

Mineralbeskrivelse:

I bergarten opptrer følgende mineraler: albitt, amfibol, epidot, kloritt, titanitt, opake mineraler.

Albitten forekommer i store mengder, i relativt store, anhedrale, uregelmessig begrensede korn, såogsi uten tvillingstriper. Den har endel inneslutninger av epidot og amfibol i små, isolerte korn, delvis orientert parallelt spalteredning i albitten.

Amfibolen opptrer hyppig, i lister av varierende bredde, noen i svært tettspaltede tverrsnitt, tilsynelatende uten noen spesiell orientering. Listene er grønne med brunlige, diffust begrensede partier i sentrum. Pleokroismen er svak: X - lys grønn, Y - lys grågrønn, Z - lys grågrønn. Tvillingdannelse forekommer

med (100) som tvillingplan og som regel to, sjeldnere tre individer. Dobbeltbrytningen = 0.022. Utslukningen $c^{\wedge}Z$: 22° . Amfibolen er fullstendig tilsvarende amfibolen i foregående prøve, både hva utseende og optiske data angår, denne ble tolket som en overgangsform mellom Ti-hornblende og aktinolitt.

Epidoten er anhedral og opptrer i aggregater med ganske små korn.

Kloritt som aggregat kiler seg mellom albittkornene. Fargen er lys grønn uten noe særlig pleokroisme, og interferensfargene er brunlig grønne.

Titanittkrystallene er få og spredt, ganske små, subhedrale, med tilnærmet rombisk snitt. De opptrer i sentrum eller nær kanten i amfibolen.

Krystallisasjonshistorie:

Det opptrer såpass epidotinneslutninger i albitten, og så lite epidot utenfor denne, at man vel kan anta at det ikke har forekommet noen fullstendig rekrystallisasjon av disse produktene av en mer Ca-rik plagioklas, bare en avspaltning in situ.

Amfibolen som kutter gjennom albittkorn, og tydelig er yngre enn disse, må tolkes som tilsvarende amfibol i foregående slip, sammen med titanitt omvandlingsprodukt av en Ti-rik hornblende, som igjen antagelig er dannet av en pyroksen. Heller ikke i dette slip finnes noe spor av det opprinnelige mineralselskap. D

Det kan synes som om bergartene med fullstendig rekrystallisert, ren albitt er produkter av en mer gjennomgripende omvandling av den opprinnelige vulkanitt, dvs. har vært utsatt for en lavere grad av metamorfose, enn de bergarter hvor albitten har meget inneslutninger, forutsatt at den opprinnelige feltspat var av noenlunde samme sammensetning i de to bergarter.

Selskapet 1 b' er representert ved en lys grønnsten, 280 A.

Mineralebeskrivelse:

Bergarten har en kornet grunnmasse av albitt, kvarts, kloritt, epidot og titanitt.

Albitt og kvarts er vanskelige å adskille, begge opptrer i små, anhedrale, flikete, korn uten inneslutninger og tvillingstriper.

Kloritten er svakt grønn, uten pleokroisme, og med lys grågrønne interferensfarger. Den opptrer i rene, småfibrige aggregater.

Titanitten forekommer sub-euhedralt, og er delvis omvandlet til et mørk brunt, nesten isotropt aggregat, hvis begrensning ofte er skarp- og rettkantet, muligens en leucoxen-type.

Listeformede, finkornede, litt uskarpe epidotaggregater går på kryss og tvers gjennom hele slipet. Listene er relativt smale, ofte buet, ligner i formen fullstendig på feltspatlister med Carlsbadertvillinger. De enkelte mineraler og deres krystallisasjonshistorie er ikke mulige å bestemme nøyere p.g.a. slipets grumsete og uskarpe karakter.

b) den tektoniserte type. Her er bare representert bergarter i klorittsonen, med mineralselskap 1 a' - albitt, epidot, kloritt, aktinolitt, sfen, (kvarts), med betydelige mengder aktinolitt tilstede. Jeg vil beskrive to prøver.

127. lys grønnsten med kataklastisk struktur.

Mineralbeskrivelse:

Følgende mineraler er tilstede: albitt, aktinolitt, epidot, kloritt, opake mineraler.

Albitten opptrer i små, anhedrale, svært uregelmessige begrensede korn med innesluttete klorittflekker, ikke epidot.

Amfibolen forekommer i tynne anhedrale fibreeller i oppknuste tverrsnitt uten tydelige spalteriss. Kornene ligger på kryss og tvers uten noen foretrukken orientering. Tvillingdannelse er ikke observert. Amfibolen har tydelig pleokroisme: X - nesten fargeløs, Y - lys blågrønn, Z - lys blågrønn. Dobbeltbrytningen

er 0.026, og utslukningen $c \wedge Z = 19^\circ$. Dobbeltbrytningen er noe høy, ellers ligger dataene bra for aktinolit. Amfibolen har noe inneslutninger av opakt materiale og av albitt, ofte med lengste dimensjon parallelt lengderetningen. Albittinklusionene har ikke uniform orientering. Amfibolen fingerer seg inn i albitten i grunnmassen. Ofte møtes amfibol-listene under ca. 120° , eller de overlapper hverandre under vilkårlige vinkler.

Epidoten opptrer i skarpkantede, subhedrale korn, litt ujevnt fordelt i slipet. Tvillingdannelse med tre individer påvist et enkelt sted, ingen forskjell i orientering ved kryssede Nicoler eller under gipsbladet, men spalterissene faller i motsatt retning i det midtre individet.



k - kontaktplan
s - svingeretninger

Det synes som om det dreier seg om tvillingdannelse om et plan, og som om Z-aksen ligger i tvillingplanet. Pleokroismen er moderat, X - nesten fargeløs, Z - lys gul. Dobbeltbrytningen er 0.042, og utslukningen $c \wedge X = 5^\circ$. Epidotkrystallene har en sjelden gang inneslutninger av små ortittaggregater av annen orientering. De ellers skarpkantede epidotkrystallene er noe korrodert i kanten her og der, alltid da grensende mot albitt, som kutter tvers over enkelte epidotkorn.

Kloritten er tilstede i aggregatform, oftest i nær tilknytning til de oppflisete aktinolitkrystallene. Den er svak blågrønn uten tydelig pleokroisme, og har brunlig grønne interferensfarger.

Krystallasjonshistorie:

Endel av albitten i slipet representerer det eldste tilstedeværende mineral. Det kan ikke uten fullstendig rekrySTALLISASJON være et produkt av en mer basisk plagioklas, p.g.a. mangel på inneslutninger.

Noe amfibol er yngre enn denne albitten, dannet relativt snart etter denne, med fingre inn i albitten på kryss og tvers, aldri helt innesluttet. Amfibolen er igjen et omvandlingsprodukt av pyroksen- hornblende, men siden bergarten ikke inneholder titanitt, kan det opprinnelige mineralet ikke ha vært

særlig titan-holdig.

Epidotmineralene i sin nåværende form er yngre enn denne amfibolen og kutter listene over.

Yngre enn epidoten igjen er det opake mineralet, det synes å være dannet på bekostning av epidotens Fe-innhold.

Yngre enn epidoten er også noe albitt og amfibol. De spiser på kanten av epidoten, og er antagelig nydannet ved de bevegelser som oppknuste tidligere eksisterende amfibolkrystaller, og også bøyet og brakk på epidotmineralene.

Amfibolen er endel klorittisert, dette gjelder både den tidligere og den senere amfiboldannelse.

56. Lys grønnsten, med adskillig merere aktinolitt enn foregående prøve. Kataklastisk struktur.

Mineralbeskrivelse:

Bergarten inneholder albitt, aktinolitt, kloritt, epidot, samt noe opakt materiale.

Albitten er anhedral, har en svært uregelmessig begrensning, uten tvillingstriper og med undulerende utslukning. Den har bare noen små klorittfibre som inneslutninger, og et par steder et epidotaggregat. Flere krystaller opptrer alltid sammen, ofte adskilt av kloritt, og mineralet bærer tydelige spor etter mekanisk påvirkning.

Aktinolitten forekommer i store mengder i an-subhedrale krystaller, fibrige, flikete, ofte bøyet og brukket. Tvillingdannelse er ikke observert. Fargen er svakt grønn, uten pleokroisme. Dobbeltbrytningen er 0.022, og utslukningen $c \wedge Z = 16^\circ$, ganske godt tilsvarende en aktinolitt med sammensetning 20 mol% Ca_2Fe_5 og 80 mol% Ca_2Mg_5 , ifølge Trøger. Aktinolitten er endel omvandlet til kloritt.

Kloritt opptrer i fibrige aggregater mellom albittkorn og i randen av amfibolen. Den er lys blågrønn, med svak pleokroisme, og opptrer i slipet- som her er meget tynt, ca. 0.017 mm-helt isotropt.

Epidot forekommer i subhedrale lister og i aggregatform. Fargen er lys gul, pleokroismen svak. Dobbeltbrytningen er 0.032,

Tilsvarende en sammensetning på 22 mol% $\text{HCa}_2\text{Fe}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$ og 78 mol% $\text{HCa}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{13}$, etter Trøger. Krystallene har ikke sonarbygning og ikke ortittinneslutninger.

Krystallisasjonshistorie:

Albitt og epidotaggregat er sannsynligvis de eldste bestanddeler i bergarten. De subhedrale epidotkrystallene har kanskje også fått sitt Ca-innhold fra en basisk plagioklas, men er fullstendig omkrystallisert. Albitten må også være rekrystallisert, siden inneslutninger mangler. Det sparsomme, anhedrale, opake materialet som forekommer, må ha eksistert i sin nåværende form på et tidlig tidspunkt, det opptrer som inneslutninger i de fleste av de andre mineralene.

Amfibolen er det neste mineralet som er dannet, den omslutter endel av epidotkrystallene fullstendig. Der er ingen spor etter noen tidligere pyroksen eller hornblende. Amfibolen er igjen noe omvandlet til kloritt, som representerer det yngste mineralet i selskapet.

2. Finkornet grønnsten.

a) massiv, strukturløs type.

Feltbeskrivelser:

Den massive grønnstenen opptrer over store deler av feltet, vesentlig i sentrale og sørlige områder.

Vulkanismen ga til å begynne med utelukkende askelag, men et stykke opp i grønnskifrene kommer enkelte massive lavabenker. Disse kan være lyse eller mørke, med eller uten kis, men alle er finkornige, harde bergarter. Lavabenkene er maksimalt 10 m tykke. De kan være forskifret, men ikke så meget at de forveksles med grønnskifre.

Senere overtok lavautstrømmingene hovedrollen i den vulkanske virksomhet. De første massive grønnstener i denne hovedfasen ligger idag nord for den smale gabbroarmen i øst-vestretning. De er endel påvirket av gabbroen, som regel mørke, avogt til noe kornede og endel forskifret langs grensen.

Sønnenfor gabbroen opptrer grønnstenene i østlige deler i stadig vekslning med felsitt, i vestlige deler i et rent grønnstensmassiv. Grønnstensbenkene er gjennomsnittlig 3-4 m tykke, men det er ikke lett å oppdage noen grenser mellom for-

skjellige lavastrømmer. Blærerom og flytebreksje-struktur - ved størknet lava som er brukket opp under fremstrømningen - skulle angi overflaten på en strøm, men opptrer bare spredt.

Enkelte jaspisbenker og tynne svartfjell-lag opptrer inne i det massive grønnstensfeltet, og bergarten i nærheten inneholder gjerne jernoksyder.

Den overveiende del av grønnstenene er lyse grønne, med de mørke, gråere typene bare i bestemte soner iblant.

Slipbeskrivelse:

En lys grønnsten fra klorittsonen med mineralselskap 1 a'' - albitt, epidot, kloritt, aktinolitt, sfen, (kvarts), med begrenset mengde aktinolitt tilstede, er representativ.

285. Mineralbeskrivelse:

Jevnkornet matriks, enkelte porfyroblaster, svakt utviklet parallelstruktur.

Følgende mineraler forekommer i grunnmassen: albitt, kloritt, sericitt, epidot, opake mineraler. Porfyroblastene består av albitt, med svært få krystallinneslutninger, men med noe brunt støv. Randen mot omliggende grunnmasse er markert av fine fibre av lys glimmer. Et par albittkrystaller viser albitt-tvillinger.

Det opptrer også enkelte avlange aggregater av veks-lende størrelse bestående av ørsmå albittkorn, med klorittsoner parallelt lengderetningen i sentrale deler og en smal, men markert rand av epidotaggregat. Kloritten er pleokroittisk med X - grønn, Z - lys gul, og med rødfiolette, anomale interferensfarger.

Krystallisasjonshistorien er p.g.a. finkornetheten svært vanskelig å følge. Kvartsårer representerer et relativt sent stadium i krystallisasjonen, og yngre enn disse igjen er albitt-porfyroblastene, som synes å ha rekrystallisert in situ, ikke dannet ved noen stofftilførsel.

De avlange aggregatene med albitt, kloritt og epidot tyder på spaltning av en tidligere eksisterende fenokrystall av en mer basisk plagioklas.

Tynne soner av magnetittrikt svartfjell
i ellers massiv grønnstein.



Fig. 13.

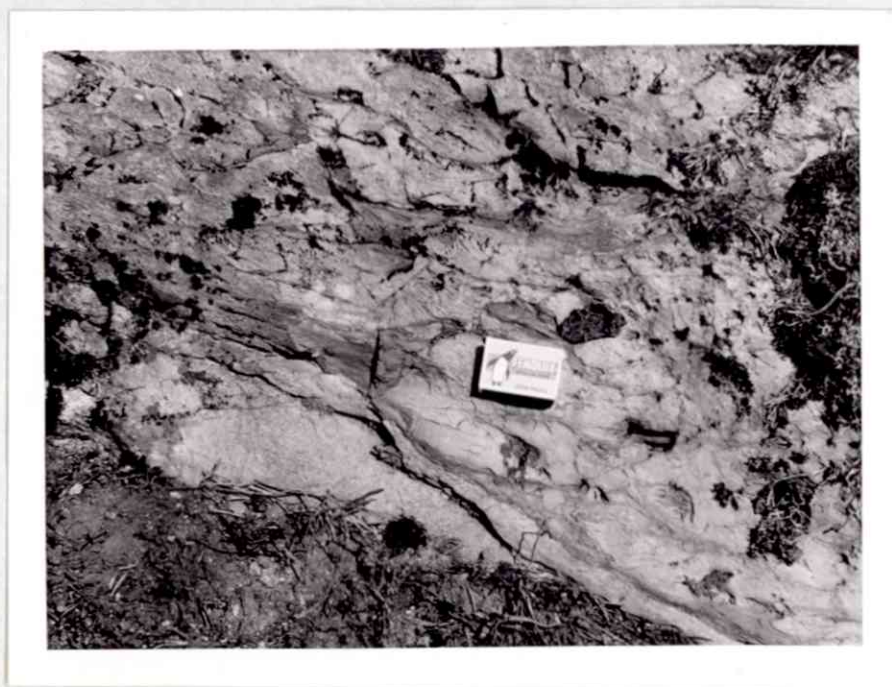


Fig. 14.

b) med pillowstrukturer.

Betegnelsen pillowstruktur er bare brukt om helt adskilte, avsluttede, tilnærmet ellipsoidiske former i grønnstenene med en uhyre finkornet hud. Runde størkningsflater innen en strøm som ikke fullstendig omslutter en del av bergarten, har fått betegnelsen flytebreksje-struktur.

Pillowstrukturer forekommer både i lyse og mørke grønnstener, alltid i svært finkornede typer. I feltet finnes pillowlavaene i sentrale og sørlige deler. Vanligvis er ikke pillowene tilstede over store, kontinuerlige områder, bare i enkelte benker. Formen på putene er tilnærmet ellipsoidiske, der de ikke er for sterkt deformert, og størrelsen på lengste akse varierer fra 20 til 150 cm. Putene former seg i høyst forskjellig grad etter underlaget, og bare unntaksvis kan man se hva som er opp-ned på en strøm, men lagningsplanet kommer vanligvis tydelig frem. De fleste putene har anrikning av blærerom og amygduler mot sentrum, sjelden mot kanten. For nærmere beskrivelse av pillowlavaene, se under avsnittet om dannelselse av pillowstrukturer.

Slipbeskrivelse:

Bare en prøve er beskrevet, den tilhører klorittsonen med mineralselskap 1 c - albitt, epidot, kloritt, kalkspat, sfen, (kvarts, aktinolitt).

269. Lys pillowlava, slipet er tatt radiært inn fra pillowranden. Uhyre finkornet.

1) Den 1-2 mm brede randen består vesentlig av et klorittaggregat (med brunlig grønne interferensfarger), med noen få, små epidotkorn, samt noe finkornet opakt materiale ordnet i striper eller soner parallelt kanten. Ingen blærer eller amygduler.

Grensen mot sonen innenfor er ganske skarp med enkelte feltspatlinser med lengderetning parallelt kanten, ofte med et finfibrig amfibolaggregat rundt. Feltspaten er omvandlet til et finkornig aggregat.

2) Neste sone inneholder

- a) omvandlede feltspat-aggregat-linser i større konsentrasjon.
- b) epidot-aggregater, hvor de enkelte krystaller er små, men mulige å skille ut.
- c) noe kloritt med brunlig grønne interferensfarger, i slirer mellom feltspatlinsene.

Denne sonen er 1-2 mm bred.

3) Nestessone er finkornet, karakterisert ved amygduler med epidot mot kanten og karbonat mot sentrum. Amygdulene er ovale, med lengderetningen parallelt pillowranden. Det opptrer også en del karbonat mellom amygdulene sammen med albitt og noe kloritt. Sone 3 er også bare noen mm bred.

4) I denne sonen er epidoten anriket, amygdaloidstrukturen forsvinner, og epidotaggregatene ligger tettere. Kloritten opptrer i større aggregater. Karbonatmengden går tilbake. Der er små amfibolfibre i grunnmassen.

Bredden på denne sone er likeledes 1-2mm.

5) Her opptrer kantede, relativt store epidotaggregater adskilt ved soner av amfibol, kloritt, enkeltkrystaller av epidot og opakt materiale. Sonene ligger fremdeles parallelt pillowranden med en bredde på 2-3 mm.

6) Innenfor denne siste utskillbare sone er slipet svært tykt, men det synes som om bergarten her i strukturen ligner sone 4, bortsett fra den opptredende, isolerte karbonatlinser.

Strukturen i pillownene nær kantene er i høyeste grad konsentrisk. At sone 1 representerer en tidlig avkjølningshud - en glasskant, senere klorittisert - er sannsynlig.

Amygduler, slirer og linser behøver ikke å ha hatt opprinnelig lengderetning parallelt kanten. Nettopp denne pute-lavaen er sterkt deformert.

Amygdulene er opprinnelig blærer, som først har fått en epidotavsetning, senere karbonat.

Vuagnat (1946) skiller skarpt mellom varioler og amygduler på et genetisk grunnlag:

amygduler er hulrom i en vulkanitt, senere fylt av løsninger, mens variolene er skilt ut i det opprinnelige magma.

Han deler sfæroidalstrukturer opp i tre typer:

- a - enkel sfæroidal-struktur, hvor elementene er en samling av mineraler i nekform,
- b - konsentrisk sfæroidal-struktur, med konsentriske ringer av forskjellig sammensetning,
- c - radiær sfæroidal-struktur, hvor elementene stråler ut fra et sentrum.

Typene a og b, hevder han, tilsvarer oftest strukturen i amygd-

duler og c i varioler.

Jeg vil så godt som mulig holde meg til hans definisjoner på varioler og amygduler, for best å holde disse to begrepene fra hverandre.

c) med porfyrisk struktur.

Av disse grønnstenstypene forekommer bare bergarter i klorittsonen. Mineralselskapene 1 a' - albitt, epidot, kloritt, betydelige mengder aktinolit, sfen, (kvarts), og 1 b'' - albitt, endel epidot, lite kloritt, sfen, (kvarts) er representert, og et slip av hver type vil bli beskrevet.

176. Lys grønnsten med mandelstruktur.

Bergarten har en svært finkornet, uorientert grunnmasse bestående av utallige, smånek av lys grønn aktinolit og finfordelt opakt materiale, med enkelte spredte korn av albitt og epidot. Grunnmassen fører spesielt meget opakt materiale mot kanten av mandlene, det virker som om det er skjøvet utover fra mandlene.

Mandlene er relativt store, sirkelrunde eller ovale med noe uskarpe grenser, idet amfibolen i grunnmassen går i fliker over grensen. Mandlene består av finkornet albitt, euhedrale, litt uklare krystaller av epidot, som prizmer av en viss størrelse, samt små klorittaggregater, litt pleokroittiske, gulgrønt - grønt, med grønnlig brune interferensfarger. Der er svært lite opakt materiale tilstede. Epidoten er tettest ansamlet mot sentrum av mandlene. Mandlene ser etter de små albittkornenes orientering ut til å være omdannede sfærolittiske, men basiske feltspater.

274. Grå grønnsten med relikte blastoporfyriske strukturer.

Mineralbeskrivelse:

Svært tett grunnmasse, med følgende bestanddeler: saussurittaggregat, sericitt, kloritt, opakt materiale. Det opake materialet er finfordelt hematitt, pluss eventuelt magnetitt, tett i tett utover slipet. Feltspaten er i sin helhet omvandlet til et grått, tåkete aggregat uten skikkelig utslukning. I visse deler av slipet forekommer det i store mengder, tåker til slipet og gjør bestanddelene i grunnmassen uhyre vanskelige å skjelde fra hverandre.

Reliktene av feltspat i fenokrystaller opptrer eusubhedralt med skarp begrensning mot grunnmassen. Fenokrystallene fører større klorittaggregater enn grunnmassen, og mer og grovere lysglimmer. De inneholder mindre opakt materiale. Kloritten er pleokroittisk: X - lys blågrønn, Z - lys gul, og med brunlig grønne interferensfarger.

Noen få aggregater av mer grovkornet epidot og kloritt forekommer med tilnærmet rombisk tverrsnitt. Rombeformen kan stamme fra tidlære olivinkrystaller. Epidoten er pleokroittisk, sterkt gul - svak gul. Kloritten har krystallisert etter epidoten.

3. Felsittisk (tett) grønnsten.

Feltbeskrivelser:

Ved sørøstenden av Hoslynga, hvor grønnsten og felsitt er fliket i hverandre, opptrer en del såkalt felsittisk grønnsten, ofte i gode blotninger. Flere viser utmerket utviklet pillowstruktur. Putene målet opptil 1 m for lengste akse, og er alltid helt adskilt og avrundet med lite eller intet materiale mellom.

Ved norvestenden av Hoslynga har gabbroarmen i sør kontakt med felsittisk grønnsten. Og grønnstenen langs sydsiden av vannet er sonevis av samme type, lys grønn, hard, med små korn av svovelkis og noe karbonat - med eller uten pillowstruktur.

Ved vestenden av Langedalsvatn står lys grågrønn, felsittisk grønnsten med nydelig utviklete puter, 1/2 m i lengste akse, med radiær oppsprekning.

Ofta kan lagning tydelig sees: veksling mellom massiv grønnsten og putelava, men veksling i kornstørrelse med helt jevne overganger fra vanlig finkornet til helt tett grønnsten forekommer. Den hyppige forekomsten av pillowstrukturer i den felsittiske grønnstenen tyder på at teksturen heller skyldes dens posisjon innen en lavastrøm, dens kontakt med havvannet eller lignende ytre forhold enn egentlig dens primære beskaffenhet.

Slipbeskrivelser:

To prøver av felsittisk grønnsten beskrives, begge har pillowstruktur, og begge tilhører klorittsonen, mineralskap 1 a'' - albitt, epidot, kloritt, ubetydelige mengder aktinolitt, sfen, (kvarts).

435. Mineralbeskrivelse:

Følgende mineraler opptrer: albitt, epidot, kloritt, aktinolitt, opakt materiale.

Feltspaten i grunnmassen er sterkt omvandlete lister av vekslende størrelse, med vilkårlig orientering. Et par steder forekommer store, klorittiserte albittlister, delvis som Carlsbadertvillinger. Kloritten ligger som små, innesluttete aggregater eller enkeltfibre, fargen er lys blågrønn, pleokroismen svak og interferensfargene er brumlig grønne. Disse listene er også kuttet av aktinolittfibre, og korrodert i kanten av epidotaggregater, som imidlertid ikke opptrer inne i feltspaten.

Epidoten opptrer i diffuse, tåkete, finkornede aggregater.

Amfibolen forekommer i uskarpe, smale lister på kryss og tvers, som nek, vifter og bunter, med helt vilkårlig orientering. Den er fargeløs, og utslukningen $c \wedge Z = 19^\circ$.

Det opake materiale er finfordelt i store mengder utover i slipet.

Gjennom bergarten kutter flere genasjoner av årer. De eldre består av albitt med kloritt i den sentrale sone. De yngre årene fører epidot.

Krystallasjonshistorie:

En eventuelt mer basisk feltspat er spaltet, og produktene har rekrystallisert i adskilte grupper, epidotaggregater og albitt med kloritt. Krystallasjonen har foregått samtidig, eventuelt albitten noe før. Noe strukturelt spor etter en basisk feltspat finnes ikke, og heller ikke etter pyroksen eller hornblende som aktinolitten vel er omvandlet fra. Jerninnholdet i det opprinnelige Fe,Mg-mineralet synes vesentlig å ha blitt skilt ut i det finfordelte, opake mineralet.

Årene som gjennomsetter bergarten, er yngre. Kloritten i de sentrale deler av disse årene, må være yngre enn feltspaten. De relativt skarpe grensene mot grunnmassen rundt og mangelen på epidot i de eldre årene tyder ikke på noen fullstendig rekrystallisasjon av spaltningsprodukter av en mer basisk feltspat. Så det ser ut som om denne kloritten er krys- tallisert av en løsning introdusert etter en ren albittløsning på sprekke-ene i bergarten.. De yngre årene har kanskje slett ikke bestått av feltspatmateriale, men av epidot og kloritt primært. Dette medfører en introduksjon eller en mobilisering av en Ca,Fe-løsning på et sent tidspunkt i bergartens historie.

469, båndet tekstur, med båndene parallelt pillowranden.

Mineralbeskrivelse:

Mesteparten av slipet består av en finkornet grunn- masse av albitt, epidot, aktinolit, karbonat, opakt materiale.

Feltspatkornene er ganske små, anhedrale, uregel- messige og sterkt omvandlet. Det finnes ikke spor etter opp- rinnelig krystallform, eller tvillingdannelse.

Epidotkrystallene er noe større, eu-subhedrale i prismer eller med tilnærmet heksagonalt tverrsnitt. De er sonar- bygget med høyere Fe-innhold mot sentrum. De er uten bestemt felles orientering, men opptrer hyppig i spesielle soner.

Amfibolen opptrer i enkelte, tynne, fargeløse lister.

Det opake materiale er finfordelt tett i tett utover slipet.

Karbonat forekommer i små aggregater, og sammen med kvarts på tynne årer, kvartsen langs åreveggene, og karbonatet, som yngste dannelse, i sentrum.

Mot den ene siden av slipet går karbonatet noe til bake og epidoten frem i mengde. Fremdeles er orienteringen vil- kårlig.

Nærmere kanten kommer en sone på et par mm's bredde med meget opakt materiale og tydelig sonering parallelt kanten. Det opake materialet ligger i lag og omslutter avlange linser av epidot og kloritt, epidoten er fremdeles euhedral og sonert.

Mellom slirene ligger fjær og vifter av fargeløs aktinolit, som for en stor del henger sammen i aggregater, og får en noe uregelmessig buet fasong. De avlange linsene kan også være isolerte ovaler og minne om amygduler.

Her er slipet kuttet, men ved sammenligning med prøve fra finkornet pillowlava (269), synes det klart at denne siste sonen ikke ligger langt fra selve pillowranden.

Krystallisasjonshistorien er p.g.a. kornstørrelsen og det opake materialet vanskelig å fastlegge.

Hvis epidotlinsene representerer amygduler, har epidotfyllingen av disse blærerommene skjedd på et tidspunkt da bergarten har vært fullstendig størknet.

Relativt sent i bergartens historie er kvartsårene dannet, og karbonatet representerer den siste krystallisasjonsfase.

4. Agglomeratisk grønnsten.

Grønnstener med agglomeratstruktur er konsentrert i områdene rundt Druguvatn og sørover. Agglomeratene fører bomber på opptil 5-10 cm i diameter med sterkt epidotisert, finkornet sammenkittingsmateriale. Det er som regel vanskelig å se noen lagning i bergarten.

Slipbeskrivelser:

To prøver av agglomerater er beskrevet, begge med mineralselskapet 1 a' i klorittsonen - albitt, epidot, kloritt, betydelig mengde aktinolit, sfen, (kvarts).

460. Mineralbeskrivelse:

Inhomogen, finkornet grunnmasse av albitt, epidot, opakt materiale, med relikte grenser mellom materiale av ulik sammensetning, kittet sammen i dette agglomeratet.

Albitten er sterkt omvandlet, men dens tidligere krystallform, lange, smale lister på kryss og tvers, trer tydelig frem. Det finfordelte opake materialet rundt fremhever denne listeformen.

Epidoten opptrer i eu-subhedrale krystaller, som prizmer eller med tilnærmet heksagonalt tverrsnitt. Den er nesten fargeløs og uten merkbar pleokroisme.

Fig. 15. Agglomeratstrukturer i grønnsten.



I et eget mønster over disse mineralene opptrer aktinolitt i uhyre tynne, relativt korte fibre, uten felles orientering, men ofte i knipper og nek - i så store mengder at det preger hele slipet. Aktinolitten er fargeløs, med utslukning $c \wedge Z = 18^\circ$.

Bergarten gjennomveves av kvarts- og epidotårer i flere generasjoner. Kvartsårene som fører svak grønn, ikke-pleokroittisk kloritt med rødfiolette interferensfarger, i sentrale deler, er de eldste, og kuttet av epidotårene.

Krystallisasjonshistorie:

Opprinnelige mineraler som pyroksen, olivin eller basisk plagioklas finnes det ikke spor etter.

Albitt og epidot som sannsynligvis er omvandlingsprodukter av en mer basisk plagioklas, er vel de eldste mineralene i slipet.

Kvartsårene er så dannet, og tilslutt fylt med klorittaggregater i de sentrale deler. Amfibolfibrene er dannet etter eller eventuelt samtidig med kvartsårene og krysser disse. Yngre enn kvartsdannelsen er også epidotårene. Epidoten her er delvis spist opp av eller innesluttet i enkelte store magnetittkrystaller, som representerer siste mineraldannelse i bergarten.

288. Mineralbeskrivelse:

Bergarten er inhomogen med svært ujevn kornstørrelse, bestående av større, relativt finkornede, avgrensede partier av forskjellig struktur og mineralsammensetning. Disse partiene har ofte grenser markert ved epidotsoner. Disse typene forekommer:

a) amfibolaggregater som består av små, tynne fibre av vilkårlig orientering, med noe albitt innimellom. Albitten har ofte en usammenhengende rand av blekgrønn kloritt, uten pleokroisme og med brune interferensfarger. Relativt lite og finfordelt opakt materiale. Aggregatene er oppdelt av tynne epidotårer på kryss og tvers.

b) amfibolaggregater av noe større fibre, sammen med albitt og endel anhedral, oppsprukket, skarpt begrenset titanitt. Enkelte subhedrale epidotkrystaller med tilnærmet prismatisk form fore-

kommer. Også denne aggregat-typen er gjennomført av epidot-
årer, men amfibolen har delvis overvokst årene.

c) rene amfibolaggregater med relativt grovkornede fibre - lis-
ter i nek og vifteform. Der er svake spor av epidotårer tvers-
over aggregatet, spist opp av senere amfibolvekst. Fargen på
amfibolen er: X - lys gulgrønn, Z - lys blågrønn, utslukningen
 $c \wedge Z = 10^\circ$, og dobbeltbrytningen er 0.022. Amfibolen represen-
terer vel et overgangsled mellom hornblende og aktinolit.

d) finkornede aggregater med meget, finkornig, anhedral titanitt

Pennin forekommer enkelte steder på grensen mellom
amfibol og epidot.

Epidotårene og -sonene er av varierende tykkelse,
med sterkt vekslende størrelse av de enkelte korn. Årene har
ofte kloritt i midtsonen - brune interferensfarger - og i
bredere partier albitt med kloritt imellom. Epidotkornene er
anhedrale, noenlunde likeformede, med tydelig utviklet spalt-
barhet i en eller to retninger. Der forekommer ikke sonar-
bygning eller tvillingdannelse, men Fe-innholdet varierer noe
uregelmessig innensamme krystall.

Krystallisasjonshistorie:

De ulike typene aggregater er antagelig eksplosjons-
produkter av noe vekslende sammensetning. Feltspaten er svært
omvandlet, uten spor etter noen mer basisk type, rent struk-
turelt. Det opprinnelige Fe,Mg-silikat har heller ingen struk-
turelle relikter. Det er nu omdannet til aktinolit og titanitt.
Epidotsonene som avgrensar de enkelte aggregatene, kan være opp-
rinnelig sammenkittingsmateriale epidotisert på et senere stadiu
Men de rene årene som skjærer noen av aggregatene, tyder i
tillegg på en mobilisering av epidotmaterialet. Amfibolfibrene
i flere av aggregatene er yngre enn epidotårene, og den siste
omkrystalliseringen til aktinolit må representere siste fase i
krystallisasjonshistorien.

5. Oppknust eller mylonittisert grønnsten.

Mekanisk dekomponerte bergarter forekommer i visse soner, gjerne langs markerte daler eller myrdrag i terrenget. Sonene går enten nord-syd, som den store sprekken langs veien på vestsiden av feltet, eller noenlunde øst-vest, som Drugudraget. Svært ofte faller de oppknuste områdene sammen med de mylonittiserte, i gamletektoniseringssoner, med gjentatte forstyrrelser. Bergarten er vanligvis gjennomsett av epidotårer på kryss og tvers, men fører ikke så meget karbonat og kvarts på sprekker som grønnskifrene gjør. Se ellers kart med innregnede oppknuste og mylonittiserte bergarter.

Fire prøver er beskrevet, de tre første har mineralskap 1 a' i klorittsonen, og en har selskapet 3 b i lavere almandinsone - albitt, hornblende, epidot, biotitt, (kvarts), alle i grønnskiferfacies.

108. Mineralbeskrivelse:

Prøven har en svært finkornet grunnmasse, bestående av saussuritt-aggregat, aktinolitt, karbonat, kloritt og opakt materiale.

Saussurittaggregatet opptrer i store mengder i spesielle soner og partier i bergarten. Det er uklart og uhyre finkornet.

Aktinolitten er også hyppig forekommende, men er for en stor del omvandlet til kloritt. Listene er oppfliket og hullet p.g.a. klorittiseringen. Aktinolitten er fargeløs.

Karbonatet opptrer i isolerte aggregater på noen få korn, anhedrale, alltid omgitt av en sone med kloritt.

Kloritt opptrer også i egne aggregater. Den er noe pleokroittisk: X - lys gulgrønn, Z lys gul, og interferensfargene er brunlig grønne.

Det opake materialet er strødd utover i anhedrale aggregatformer av vekslende størrelse.

Denne grunnmassen er gjennomvevet av lange, smale, subhedrale albittlister, ofte buet og bøydd. Nesten samtlige lister utgjøres av enkle Carlsbadertvillinger med kontaktplanet parallelt lengderetningen. Listene går på kryss og tvers i slipet,

men har en viss tendens til parallellorientering. Listene har uskarpe kanter, delvis oppspiste av saussurittaggregat og kloritt.

114. Mineralbeskrivelse:

Uhyre finkornet bergart bestående av albitt, aktinolitt, kloritt og opakt materiale.

Albitten er nesten umulig å skjeldne, anhedral, uten tvillingstriper.

Kloritten opptrer i kortfibrige aggregater. Egenfargen er blek grønn uten pleokroisme, interferensfargene er grågrønne. Aggregatene omgir ofte amfibolkrystaller, og fyller ut mellom løsrevne flak og spaltestykker av disse.

Opakt materiale forekommer anhedralt, i brunlige aggregater, alltid i tilknytning til amfibolen, og representerer muligens et omvandlingsprodukt av titanitt.

Slipet preges av den store mengde amfibol som er tilstede i oppknuste tverrsnitt som spaltestykker og i lengdesnitt som fibre av vekslende størrelse. Amfibolen er meget svakt pleokroittisk: X - fargeløs, Y - fargeløs, Z - blekgrønn. Dobbeltbrytningen er 0.025, og utslukningsvinkelen $c \wedge Z = 19^{\circ}$, som tilsvarer en aktinolitt såogsi uten jern. Amfibolen er også omgitt av albitt, tydelig yngre.

Et par svært finkornige epidotårer går gjennom bergart et par steder kuttet over av amfibolfibre.

Krystallisasjonshistorie:

Bergarten har vært utsatt for mekanisk oppknusning av kornene, og der er ingen spor etter det opprinnelige mineralselskap. Etter den verste deformasjonen er epidotårene dannet, enten ved materialtilførsel utenfra eller ved en differensiasjon av spaltningsprodukt fra en opprinnelig mer basisk plagioklas i selve bergarten. Det meste av aktinolitten er dannet etter disse årene, og aktinolitten er igjen delvis omvandlet til kloritt.

172. Mineralbeskrivelse:

Et kornet slip med følgende mineraler tilstede: albitt amfibol, kloritt, epidot, opakt materiale.

Feltspaten opptrer som sterkt oppspiste, middels store korn. Kantene er uregelmessige med amfibolfibre, kloritt-aggregater og epidotkrystaller som fliker seg inn i feltspaten. Der er meget inneslutninger av kloritt og amfibol. Tvillinger er bare sjelden tilstede, da etter albittloven.

Kloritten forekommer i ganske store aggregater mellom albittkornene. Det er to forskjellige typer tilstede: en noe pleokroittisk type: X - lys grønn, Z - lys gul, med grønnlig brune interferensfarger, og pennin. Penninen forekommer som ganske små flekker midt inne i større aggregater av den annen kloritt-type.

Epidot er bare tilstede i enkelte, spredte, subhedrale korn. Kornene er grumsete i fargen av små inneslutninger, og gule i fargen med noe pleokroisme. Sonarbygning eller ortittkjerner forekommer ikke.

Det opake materiale er anhedralt og finfordelt utover slipet.

Amfibolen opptrer i store mengder på kryss og tvers, subhedralt, både som enkeltfibre og som tykkere lister og aggregater. Pleokroismen er svak, med X - meget svakt blågrønn, Y - svakt blågrønn, Z - lys blågrønn. Dobbeltbrytningen = 0.022, og utslukningen $c \wedge Z = 19^\circ$, som tilsvarener en svært jernfattig aktinolit.

Krystallisasjonshistorie:

Albitten med den store mengde inneslutninger synes å tilsvare omvandlingsprodukter på stedet av en mer basisk plagioklas. Kloritt og amfibol som spiser opp albittens kanter, må være yngre enn denne. Amfibollister kutter mange steder tvers over klorittaggregater, slik at iallfall noe amfibol er yngre enn kloritten. Amfibolen er ikke på noe sted iferd med å omvandles til kloritt, noe som sammen med albittens manglende rekrystallisasjon skulle tyde på at vi ikke har en så gjennomført lav metamorfosegrad som i andre typer av grønnstenene.

72. Slipbeskrivelse:

Slipet er uhyre tett og grumsete, det er inhomogent med sonevis tre aggregat-typer:

- a) et grågrønt pleokroittisk aggregat med store mengder svært finkornet, opakt materiale, delvis vilkårlig strødd utover, delvis i flere, noe bølgede soner parallelt aggregatgrensene. Aggregatet inneholder muligens meget kloritt og hornblende. Hornblendene er pleokroittisk med X - lys gulgrønn, Y - olivengrønn, Z - blågrønn. Utslukningen $c \wedge Z = 20^\circ$, tilsvarende en hornblende med 20 eller 70 mol% (Fe'', Mn, Ti), etter Trøger.
- b) et feltspatrikt aggregat med endel hornblende, samt en skittengrønn, sterkt pleokroittisk biotitt. Denne typen inneholder lite opakt materiale, og den opptrer tildels sonevis inne i aggregat-type a.
- c) et finkornet epidotaggregat med noen få, isolerte hematittkrystaller. Grensene mellom c og de to første aggregatene er skarpe. Det er tydelige spor etter bevegelse med dimensjonell og optisk orientering og sterk elongasjon av epidoten i en helt bestemt, avgrenset sone.

I alle aggregat-typene markerer mørkere partier med opakt materiale eller spesielt finkornige bestanddeler noen buede strukturer, tydeligvis dannet ved bevegelse.

Epidotårer går inn i og mellom aggregatene, avbrutte og sterkt buet og bøyd. En god del rekrySTALLISASJON har funnet sted i årene, og det er vanskelig å si noe om alderen, men de er kuttet over av aggregat-type a.

Krystallisasjonshistorie:

Bergarten kan opprinnelig ha vært et agglomerat eller en vulkansk breksje, hvor de nåværende tre aggregattyper representerer bruddstykker av forskjellig sammensetning.

Epidotsonene på grensen mellom aggregatene kan være omvandlet tuffmateriale.

Senere tektonisk påvirkning har delvis pulverisert bruddstykkene, brukket opp epidotårene, gjort grensene uskarpe uten fullstendig å ødelegge agglomeratstrukturen, det har da egentlig ikke foregått mylonittisering, men en høy grad av opp-

knusning. Under denne mekaniske påkjenningen har det foregått en videre omvandling av de opprinnelige mineraler, og en rekrystallisasjon av albitt, hornblende og kloritt.

Tilstedeværelsen av kloritt viser at bergarten under matamorfosen har vært utsatt for trykk- og temperaturforhold som tilsvarer en lavere subfacies, at mineralselskapet ikke har vært stabilt, idet utelukkende Mg-kløritter er stabile i den høyeste subfacies i grønnskiferfacies, ifølge Fyfe, Turner og Verhoogen (1959).

Jeg har funnet det lite hensiktismessig å foreta punkttellinger, siden det bare er noen ganske få slip hvor dette er mulig, og sammenligning mellom de forskjellige grønnstens-typer faller bort.

O V E R S I K T O V E R G R Ø N N S K I F R E O G G R Ø N N -
S T E N E R I N N D E L T I S U B F A C I E S O G
M I N E R A L S E L S K A P, I N N E N G R Ø N N S K I F E R -
F A C I E S .

1. Klorittsonen (kvarts, albitt, muskovitt, kloritt-facies)

Følgende selskap er vanlige for basiske bergarter:

a - albitt, epidot, kloritt, aktinolit, sfen, (kvarts).

b - albitt, epidot, kloritt, sfen, (kvarts).

c - albitt, epidot, kloritt, kalkspat, sfen, (kvarts).

2. Biotittsonen (kvarts, albitt, epidot, biotitt-facies)

Følgende selskap er vanlige for basiske bergarter:

a - albitt, epidot, aktinolit, kloritt, sfen, (biotitt, kvart

b - albitt, epidot, kloritt, (biotitt, kvarts).

c - albitt, epidot, aktinolit, (kvarts, mikroklin, biotitt).

3. Lavere almandinsone (kvarts, albitt, epidot, almandin-facies)

Følgende selskap er vanlige for basiske bergarter:

a - hornblende, albitt, epidot, almandin, (biotitt, kvarts).

b - hornblende, albitt, epidot, biotitt, (kvarts).

c - hornblende, albitt, epidot, (kvarts).

En oversikt over grønnskiferne og grønnstenene i felte
inndelt etter subfacies og mineralselskap vil se slik ut:

1 a:

1 a', endel aktinolit:

Grønnstener:

kornede: 127 - albitt, lysblågrønn aktinolit, epidot,
(kloritt). Lys. Tekoonisert.

147 - albitt, lys grønn aktinolit, kloritt,
(epidot), sfen, apatitt. Massiv. Lys.

148 - albitt, lys blågrønn aktinolit, epidot,
sfen. Massiv. Mørk.

finkornede: 176 - albitt, aktinolit, epidot, (kloritt)

Massiv. Lys.

agglomerat: 288 - albitt, lys blågrønn aktinolit, epidot,
kloritt, sfen. Mørk.

460 - albitt, fargeløs aktinolit, epidot.

Lys.

- mylonittisk : 108 - albitt, epidot, fargeløs aktinolit,
lys glimmer, kloritt, karbonat. Lys.
114 - albitt, nesten fargeløs aktinolit,
(kloritt). Lys.
172 - albitt, lys blågrønn aktinolit, kloritt,
(epidot).

1 a'', lite aktinolit:

Grønnskiifer: 28 - albitt, fargeløs aktinolit, (kloritt),
sfen. Lys.

Grønnstener:

- finkornet: 285 - albitt, kloritt, lys glimmer. Lys.
felsittisk: 435 - albitt, fargeløs aktinolit, epidot,
kloritt. Lys.
469 - albitt, fargeløs aktinolit, epidot,
karbonat. Lys.

1 b:

1 b', endel kloritt:

- Grønnskiifer: 30 - albitt, epidot, kloritt, (karbonat),
opakt materiale. Mørk.
53 - albitt, (epidot), kloritt, (sfen), Mørk.
opakt materiale.
grønnsten: 280 - albitt, epidot, kloritt, (sfen). Lys,
kornet, massiv.

1 b'', endel epidot, lite kloritt:

- Grønnskiifer: 199 - albitt, epidot, (kloritt), (sfen). Lys.
237 - albitt, epidot, (kloritt). Lys.
242 - albitt, epidot, (kloritt). Lys.
274 - albitt, epidot, (kloritt), (lys glimmer),
opakt materiale. Mørk.
279 - albitt, epidot, (kloritt), (lys glimmer),
opakt materiale. Mørk.

1 c:

- 269 - albitt, epidot, kloritt, karbonat,
aktinolit. Grønnsten med putestr. Lys.

2 a :

2a ', endel kloritt, grønn aktinolitt, lite biotitt:

grønnskiifer: 7 - albitt, epidot, kloritt, aktinolitt,
(karbonat), (biotitt). Mørk.

34 - albitt, (epidot), kloritt, (aktinolitt),
(biotitt). Mørk.

2a'', lite kloritt, fargeløs aktinolitt, lite biotitt:

gr.skiifer: 15 A - (albitt), epidot, (kloritt), aktinolitt,
(karbonat), (biotitt). Lys.

239 - albitt, epidot, (kloritt), (aktinolitt),
(biotitt). Lys.

2 b: grønnskiifer: 15 B- albitt, (epidot), kloritt, biotitt,
(karboant), (turmalin). Mørk.

3 b: grønnsten: 72 - albitt, hornblende, (kloritt), epidot,
biotitt, opakt materiale. Oppknust, mørk.

D A N N E L S E A V P I L L O W S T R U K T U R E R .

Beskrivelse og tolkning av pillowstrukturer i litteraturen.

Betegnelsen pillow-struktur ble innført av Sir Archibald Geikie (1903):

"Pillow-structure - an arrangement in many ancient and modern lavas where the rock before consolidating has separated into globular or pillow-shaped blocks from a few inches to several yards in diameter. The outer shell of these spheroids or ellipsoids is sometimes closer grained than the inside, and has rows of small vesicles running parallel to the outer surface. In the interstices between the blocks various sedimentary materials have sometimes been introduced, such as volcanic tuff, sandstone, shale, ironstone or chert."

Pillowstrukturer er beskrevet fra mange kanter av jorden og i bergarter av svært forskjellig alder, fra prekambrium og helt opp til recent tid.

Alle bergarter beskrevet med pillowstruktur er av basaltisk sammensetning, og ofte representerer denne basaltiske erupsjon et tidlig stadium i vulkanismen under en fjellkjedefoldning. Et unntak er et arbeide om ultrabasiske pillowlavaer fra Kypros, av Gass (1958).

Pillowlavaene opptrer ofte sammen med marine sedimenter, som leirskifre, jaspis- og blåkvartsbenker og avogtil kalker.

En del trekk er felles for de beskrevne strukturer: Putene har en form som en kule eller ellipsoïd. Diameteren i putene varierer fra noen tommer til et par meter, og putene er mer eller mindre flattrykke. Parallelorientering av lengste akse er vanlig. Putene har oftest en finkornet randsone på 2-30 mm, som gradvis går over i finkrystallinsk lava. Denne randsonen er klorittisert i eldre bergarter. Putene viser varierende mengde blærerom, noen steder er blærene konsentrert mot randen, andre steder mot midten, avhengig av gassinhold og trykk. Radiær oppsprekning er hyppig forekommende.

Det skilles vanligvis ikke i litteraturen mellom strukturer som helt adskilte, avrundede puter, og rundede, avkuttete strukturer eller "puter" som går over i hverandre. De

siste trekk er også svært alminnelige i overflaten av lavastrømmer på land, og endel såkalte pillowstrukturer er dannet på tørt land. Diskusjonen mellom Stark(1938,1939) og McKinstry (1939) løste seg opp i et nomenklaturspørsmål, eksistensen av og forskjellen mellom typiske og ikke-typiske pillowstrukturer.

Tempest Anderson (1910) har iaktatt lavautstrømning i havet på øya Savaii i Samoa-gruppen, og også dannelsen av pillowstrukturer. "The process was as follows", skriver han, " an ovoid mass of lava, still in communication with its source of supply and having its surface, though still red-hot, reduced to a pasty condition by cooling, would be seen to swell, or crack, into a sort of bud with a narrow neck like a prickly pear on a cactus, and this would rapidly increase in heat, mobility, and size, till it either became a lobe as large as a sack or pillow, like the others, or perhaps stopped short at the size of an Indian or large Florence flask. Sometimes the neck supplying a new lobe would be several feet long and as thick as a man's arm, before it expanded into a full-sized lobe, more commonly it would be shorter, so that the freshly formed lobes were heaped together." Disse strukturene viser altså ikke-avsluttede masser, med forbindelse mellom de enkelte enheter, og beskrivelsen, og dermed forklaringen dekker ikke de egentlige, de avrundede pillower av den type som Geikie beskrev, og som også opptrer i Dragsetfeltet.

J.V.Lewis fører i sitt grunnleggende arbeid på dette området fra 1914 opp en oversikt over de forskjellige teorier for pillowdannelser, som da var blitt fremført:

- a) sferoidal forvitring
- b) sferoidal oppsprekning
- c) breksjiering in situ
- d) oppsprekning i staver, med påfølgende relativ bevegelse
- e) konkresjon
- f) eksplosive erupsjoner (som bomber i agglomerater)
- g) normal lavastrom på land
- h) viskøs strømning og oppsprekning av stiv lava
- i) lavastrom under vann (bl.a. Sundius, 1912)
- j) intrusjon i ukonsoliderte sedimenter
- k) oppsprekning og dolvis oppsmeltning av lavaskorpen
- l) rask avkjøling og oppdelig i adskilte masser ved gasser.
(bl.a. Dewey og Reid, 1908).

Lewis hevder at med støtte i det innsamlede litteraturmateriale kan han postulere en tilfredsstillende teori for dannelsen av pillow-strukturer. Han setter opp en del punkter: Lavaen er svært lettflytende. Tilførselen er liten, men kontinuerlig. Smeltemassen flyter gjennom en serie av puter forbundet ved korte rør, med nydannelse forrest i strømmen ved stadig lavatilførsel. Putenes form tilpasses underlaget, de korte tilførselsrørene er svakhetssoner som lett brekker ved avkjøling og bevegelse. En strøm kan dekke store områder, avhengig av tilførsel i tid og mengde. Stadige utstrømninger vil øke gradient og rekkevidde. Betydningen av kontakten med vannet er høyst usikker, vann eller ikke vann synes ikke å spille noen rolle for dannelsen av pillow-strukturer.

W. Foye (1924) har beskrevet pillowstrukturer i triasbasalter i Connecticut. Han finner ingen tegn på submarin dannelses, og mener at glasset som omgir pillowene ble utviklet på sprekker som skjøt gjennom den enda viskøse lavaen.

A.F.Buddington (1926) finner tydelige bevis på submarin dannelses i form av marine, fossilførende kalkstener under pillowlavaene i s.ø.Alaska.

R.C.Fuller (1934) hevder at kontakt mellom en relativt viskøs lavastrøm og lokale mengder av vann, vil gi rask avkjøling av lavaen, økende gradient, og strømmen vil dryppe som dråper ned fra overkanten og danne puter. Hovedstrømmen vil fortsette over putene, og stadig fremrykning i vann vil gi en slags crossbedding.

M.E.Wilson (1942) beskriver pillowstruktur i andesitt av prekambrisk alder i Quebec. Han skiller mellom tre pillowtyper:

- a) store madrasslignende former med flat bunn og topp
- b) bolleformede puter, runde i toppen og flate i bunnen
- c) ballongformede, avpasset etter underlaget.

Wilson skiller i et senere arbeide mellom flytebreksje og pillowstrukturer (1960). Flytebreksjen dannes av konsolidert lava på toppen av en strøm p.g.a. bevegelse etter skorpedannelses, mens puter dannes av plastisk lava. Han summerer opp en del viktige observasjoner i forbindelse med pillowlavaens opprinnelse

a) pillowlava forekommer så ofte i vekslings med lagdelte bergarter at det synes som om uttrengning i vann er heldig for struk-

turdannelsen.

b) Globulasjon av lava til masser av forskjellig størrelse krever den raske avkjøling som vann ville gi. Han tenker seg en skorpe med sprekker hvor lavaen tyter ut og danner kuler, som olje i kaldt vann.

c) En viktig genetisk faktor er den regelmessige måte putene avsettes på, det må foregå i viskøs tilstand. (Umuliggjør rulling.)

d) Av de karakteristika som peker på en marin dannelses, er følgende viktig: den runde topp på de bolle- og ballongformede puter, selv om de overleires av nye puter. Putene må ha hatt tid til å danne en skorpe. Det kan forklares ved at gassinnholdet gir lavamassen liten egenvekt, slik at putene flyter i vannet.

e) Delvis eller fullstendig tilstedeværelse eller fravær av pillower i en enkelt lavastrøm av samme sammensetning helt igjennom, kan henge sammen med graden den kommer i kontakt med vann på, og dette igjen av strømmens størrelse, temperatur og bevegelseshastighet før størkingen.

M.Vuagnat (1946) begrenser pillow-betegnelsen til kuleformede eller ellipsoidiske enheter som er sammenkittet av materiale av en annen sammensetning, og hevder at varioler og puter er dannet på samme måte, i forskjellig størrelsesorden, ved adskillelse i smeltet tilstand mellom to ikke blandbare faser.

J.F.Henderson (1953) definerer en pillowlava som kule-eller ellipsoidformede lavamasser med en hud av glass eller et omvandlingsprodukt av dette, skilt fra hverandre ved bruddstykker av glass, som også delvis fyller mellomrommene mellom de ball-lignende masser. Han har bare iaktatt puter som er bestemte enheter, fysisk ikke forbundet med tilgrensende puter. I øvre og nedre del av lavastrømmene forekommer breksjer, som består av lavamasser av varierende størrelse i en matriks av mindre kantede fragmenter opptil ertestørrelse. Breksjestykkene har avkjølingsrand og amygduler. Han konkluderer med at

- 1) pillowlava har samme opprinnelse som pillowbreksje, som den går over i,
- 2) i prekambriske, kanadiske strømmer, som han har undersøkt, og i kvartære, islandske er det tydelig at vann er nødvendig for pillowdannelsen. (Noe-Nygaard, 1940)

- 3) pillowdannelse og breksjedannelse foregår ved avkjøling og varmeledning i vann. Prosessen ligner på granulasjon av slagg, og et aggregat eller en breksje av glassfragmenter dannes. En liten forandring i miljøet fører til ren pillowdannelse,
- 4) putene dannes som lavakuler og gis en stor bevegelighet ved gassutvikling rundt dem, og de vil spres utover store områder på sjøbunnen.

Beskrivelser av pillowstrukturer i Dragsetfeltet.

De enkelte blotninger: (beliggenhet, se kart med prøvenr.)

69 - Benk med lys grønnsten med pillowlignende strukturer, opptil 20-30 cm store, lukkede ovaler. Til dels fører putene store blærerom, de sentrale er fylt. Kanten viser radiær oppsprekning.

111 - Lys grønn grønnsten med pillowstruktur. Sentrum av putene har konsentrasjon av lysegrønne mineraler.

269 - lys, finkornet, epidotrik grønnsten med sterkt uttrukne puter. Putene er fullstendig adskilt, og har en ganske smal avkjølningsrand.

271 - Beinhard, felsittisk, lys grønnsten med pillowstruktur, og anrikning av amygduler mot midten av pillowene.

421 - Mørk grønnsten med nydelig utviklet pillowstruktur. Putene er ca. 20 cm i diameter, kittet sammen med store mengder epidotisert materiale. Putene ser flatest ut i bunnen.

423-4. Grønnsten med pillowstruktur, putene er små, måler bare 7-8 cm i tverrsnitt, lengste diameter opptil 20 cm. Der er utvitrede amygduler i midten av putene. Vanskelig å se opp-ned på strømmen, noen puter ser flatest ut i bunnen, noen i toppen.

469 - Tydelig lagnig med skarp grense mellom horisont av pillowlava under og kisholdig, blærete, felsittisk grønnsten over.

Flytebreksje-strukturer iaktatt flere steder, ikke registrert som pillowstrukturer. De viser rundede størkningsflater i en lavastrøm, men ikke isolerte puter. Strukturene som lett kan forklares dannet på toppen av en størknende lavastrøm i bevegelse, må anses som et fenomen vesensforskjellig fra pillowstrukturer.

Pillow-strukturer.



Fig. 16.

Tverrsnitt av bolleformede puter med konsentrasjon av amygduler mot sentrum.



Fig. 17.

Lagning i grønnsten, med en strøm av massiv, felsittisk lava over pillowlava. Lagningsplanet fakler svakt innover i bildet.

Flytebreksje-strukturer i grønnsten.



Fig. 18.

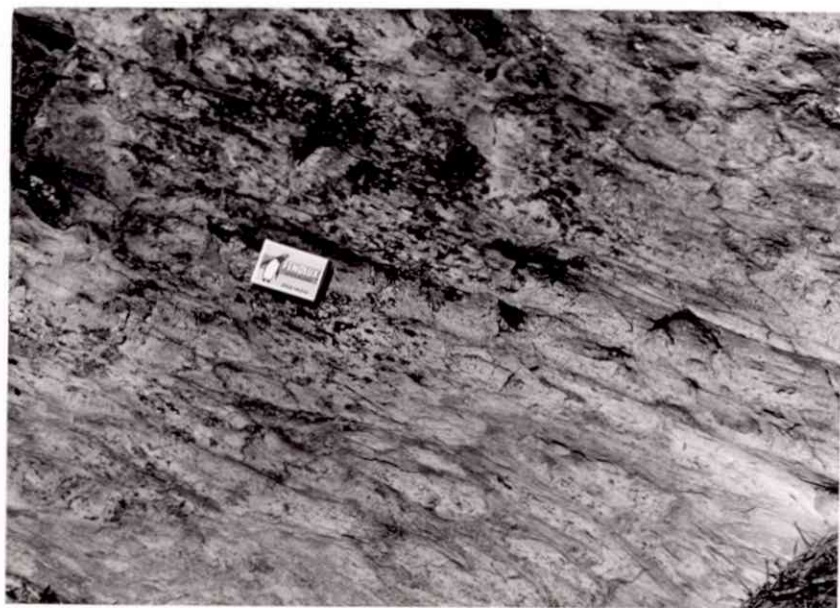


Fig. 19.

Pillow-strukturer i grønnsten.



Fig. 20. Felsittisk grønnsten med puter.



Fig. 21. Grå grønnsten med madrassformede puter, nesten horisontal lagstilling.

Generelt er putene i feltets lavaer oftest under 1 m, men kan være 1 1/2 m i lengste diamter. I en bestemt sone er de sterkt deformert. Gassinholdet har nok ikke vært så svært stort, blærene er relativt små og ofte anriket i putenes sentrum (stort gasstrykk ville gi blærer vesentlig mot randen).

Teksturen i grønnstener med pillowstruktur synes alltid å være spesielt finkornet, ofte felsittisk.

En ganske smal, mørk, klorittisert randsone som representerer en avkjølningsrand er alltid tilstede. Materialet mellom putene er sterkt varierende i mengde, fra flere cm's bredde til ingenting. Putene er fullstendig adskilt, uten tilførselsrør eller spor av slike. Enslige, isolerte puter er ikke observert, de forekommer alltid flere sammen i en strøm. Radiær oppsprekning er nokså sjelden.

En viss lagning kan sees i pillowbenkene. Riktignok har bergartene vært utsatt for deformasjon, tildels sterk elongasjon, men de målte lagningsplan kan allikevel tre tydelig frem, dels ved forskjellige strømmer med vekslning av pillowlava og massiv grønnsten, og dels ved stabling av puter på hverandre. Det er som regel vanskelig å si hva som er opp-ned på lagene, de fleste puter er jevne både på over- og undersiden, noen få viser en jevn og en tilpasset side, men tolkningen blir ikke alltid entydig i samme benk.

Mesteparten av grønnstensblotningene er uten strukturer, og pillowbenkene må representere enten ytre - øvre og/eller, undre - deler av en strøm, eller en annen dannelsesmåte enn grønnstenene ellers. Øvre deler av en strøm må antas være mer gassrike enn lavere, og ga en mindre spesifikk vekt. Pillowlavaer viser også svært hyppig amygdaloidstruktur, massive grønnstener aldri. Pillowlavaene kunne være dannet under vann, de andre over, kanskje med flytebreksje på toppen av strømmen.

Innleiring av kiselsedimenter og svartfjell-lag tilsier at lavaene iallfall delvis er strømmet ut under vann. Selve krateråpningene kan ha vært over eller under vann, dog ikke for langt fra vannflaten, idet lavaen må antas å ha vært plastisk ved putedannelsen.

Det er verd å legge merke til at putene alltid er helt adskilt fra hverandre, og likeledes at de har føyet seg etter underlaget. Skorpen må ha vært tilstede da putene kom på sin nåværende plass. De kan ikke ha rullet over hverandre.

Imidlertid skulle man anta at puter som kan sveve i havvannet, om bare kort tid, måtte ha et så høyt gassinhold og - trykk at blærene ville være konsentrert mot kanten, ikke mot sentrum, som i de observerte puter. Dybden de er dannet på kan spille en viss rolle her.

Lewis' teori om knoppskyting og lavatilførsel gjennom en slik rekke knopper, krever spor etter de smale tilførselsrørene mellom hver pute, og dette finnes overhodet ikke.

Foye's teori om oppsprekning av lavamassen i viskøs tilstand kan ikke forklare runde, lukkede strukturer, eller veksling av strømmer med massiv lava og putelava.

Fuller's crossbedding-tolkning må ansees ikke gjeldende for dette område, idet lagning i pillowlava stemmer overens med annen lagning, og med skifrihet i nærheten av de respektive blotninger.

Henderson's pillow- og breksje-lavaer synes lite sannsynlige. Flytebreksje-strukturer er ikke iaktatt så mange steder i feltet, og ikke i nærheten av pillow eller med overgang til denne struktur.

Teorien om submarin ekstrusjon, en oppblåsing ved minskende ytre trykk og løsrivning av mindre lavamasser, med rask dannelselse av ytre skorpe før avsetning, synes den mest plausible av de allerede eksisterende teorier, selvom ikke heller denne er fullt ut tilfredsstillende for de observasjoner som er gjort i feltets pillowlavaer.

B E S K R I V E L S E A V D E E N K E L T E A V

F E L T E T S Ø V R I G E B E R G A R T E R .

Rørosgruppens bergarter.

De øverste lagene i Rørosgruppen består av grønnsvarte fyllitter, samt lysere glimmerskifre. Skifrene er småfoldet med direkte målbare foldningsakser, og har ofte kvarts eller karbonat på sprekker. De kan være tydelig båndet, en spesiell type har en veksling av lyse og mørke soner, ca. 1 cm brede. De lyse sonene har bunker av kloritt på 1/2 cm's tykkelse, opptredende på samme måte som biotitten i Stuedalsskiferen i østre deler av Trondhjemsfeltet, i temmelig ens orientering i vinkel med skifrihetsplanet. Tilsvarende fenomen er beskrevet bl.a. av C. Friedlaender (1946) og tolket av ham som en delvis rekrySTALLISASJON under et sterkt, ensidig rettet stress.

Under første opptredende grønnstensbenk opptrer flere steder karbonatholdige sedimenter, fra gråblå kalkfyllitter til grå og rosa, båndede, renere kalksedimenter.

Felsitten.

Den eldste felsitt opptrer som tynne, utholdende benker temmelig langt nede i grønnskiferserien. Denne typen representerer sure tuffer, og viser at den sure vulkanismen satte inn på et tidlig stadium.

Utenom selve felsittfeltet er det alltid denne typen felsitt som forekommer. I selve felsittfeltet opptrer både tuffer og lavastrømmer, også her i veksling med basiske bergarter.

På østsiden av Lillevatn opptrer kornet, grå felsitt, lagdelt, litt presset og rustet. Over den grå ligger en tettere, nesten hvit felsitt. I den grå felsitten opptrer parallelt lagningen et 5-10 cm bredt lag av vasskis, inne i kisen står tynne, blåaktige felsittlag. Lenger nordover tynner kisen ut, og svartfjell-lag overtar. De samme felsittbergarter ligg og heng.

Felsitt.



Fig. 22. Svartfjell-lag med svovelkis og magnetkis i felsittisk tuff-bergart, ved Lillevatn.



Fig. 23. 1 m bredt lag med svartfjell i felsitt ved Lillevatn, nordlige skjerp.

Enda lenger nordover langs vannet ligger to skjerp. Skjerpet nærmest vannet har en relativt mørk felsitt i liggen. Selve kisen er ikke blottet, bare flere parallelle svartfjall-lag med tynne striper med kis. Bergartene er endel foldet, oppknust og forskifret. Selve skjerpet er blokert av berghaller og fylt av vann, alt som kan sees er et 4 m bredt og 4 m dypt hull i bergveggen.

Det nordligste skjerpet ser av målingene ut til å ligge ved en annen kissone, skjønt lagene er endel foldet her. Lys grå felsitt med impregnasjon av svovelkis, og grønne mineraler i hengen, og en mørk grå, rusten type i liggen.

Bergartene i selve felsittfeltet varierer endel i farge og struktur. De fleste er fullstendig tette, gnistrende harde og sprø bergarter. I flere soner i øst-vest-retning opptrer en mørk grå type, porfyrisk med albitt og runde, mørke kvartskorn på opptil 1 cm i diameter. Sonene er maksimalt 10 m brede. Vanlige felsitt-typer er en homogen blågrå, finkornet, en tett, grårosa som avogtil fører fri kvarts, en lys grå til hvit av noe varierende kornstørrelse og en lys grønn som er svært lik felsittisk grønnsten.

Gabbroen

Opptrer som et massiv på noen få km² øst i feltet, med en smal utløper vestover, stort sett parallelt strøkretningen på bergartene her. Gabbroen kutter og sender ganger inn i både grønnsten og felsitt og fører store blokker av disse bergartene nær grensen. Gabbroen er altså yngre enn grønnsten og felsitt, og samtidig eldre enn Stokkvolakonglomeratet, hvor boller med gabbromateriale er representert, om enn sparsomt. Før sammen-skylningen av konglomeratet fant det bevegelser sted, relative hevinger og/eller foldninger. Feltrelasjonene mellom gabbro og grønnsten synes å tilsi at grønnstenen hadde fått sin steile lagstilling før intrusjonen.

^IKornstørrelsen i gabbroen varierer voldsomt, fra felt-spat- og amfibol-lister på flere cm til finkornede varianter, svært lik grønnsten av utseende. De mest grovkornede typer finnes mot den nåværende grense mot grønnstenen i vest.

I vestlige ende av gabbroutløperen står gabbroen i bratte, noenlunde parallele blotninger i n.s.retning. Amfibolen veksler i størrelse og grad av omvandling, den kan opptre som svarte, litt fibrige lister, opptil 5 cm lange gjerne samlet i partier, eller grønne litt mer oppskifrede varianter, isolert eller samlet i klumper.

Østover fra Maliseter ligger grensen gabbro-grønnsten midt i lia. Grønnstenen er blottet, står noe opp i terrenget, gabbroen ligger i et myrsøkk. Grønnstenen er ofte presset og mørk nær grensen.

Mellom Hoslynga og Segelvatn er gabbroen i nordgrensen relativt grovkornet, med inneslutninger av grønnsten. Den er noe oppsprukket, men uten foliasjon.

Nordgrensen fra Segelvatn til Orkdalen er hele veien markert av en steil grønnstensvegg i nord, med overdekning, gjerne myrområde i sør til nærmeste gabbroblotningen. Grensen er så markert at den er helt tydelig i detalj på flyfoto.

Nede i Orkdalen mot veien er gabbroen relativt grovkornet og som regel helt massiv.

Ved Sugustad skjerp er gabbroen svært rusten med noe varierende kornstørrelse. Like nedenfor skjerpets mot veien står grå tett felsitt, så kisforekomsten ligger temmelig nær undergrensen på gabbroen. Selve kisen går ikke opp idagen, og synken er blokert.

Jaspis og blåkvarts.

Det hersker en del uenighet om disse kiselsedimentenes opprinnelse, om de er organisk betinget eller ikke. I mange tilfelle er det funnet strukturelle spor etter radiolarier, i visse tilfelle så gode at deformasjonen av radiolariene gir gode indier på bergartenes deformasjonsgrad. Like ofte er det ingen tegn på slike organismer, noe som i enkelte tilfelle kan skyldes oppknusning og rekrySTALLISASJON.

Kiselsedimentene forekommer alltid sammen med vulkanske bergarter. Dette kan bety at avsetningen har vært rent kjemisk, uavhengig av radiolariene, som har hatt gunstige betingelser i det samme miljø. De opptrer da som vanlige fossiler i kiselagene hvor de er lettere å oppdage enn i de mer sammensatte vulkanitter. Men radiolariene kan også være en betingelse for

utfellingen av kiselgel fra de SiO_2 -rike gasser som stiger opp gjennom havvannet.

Et særtrekk ved disse kiselsedimentene er deres høye jerninnhold, som muligens kan ha spilt rolle for utfellingen.

E. Sampson (1923) beskriver kambrosiluriske kiselsedimenter i et vulkansk område på Newfoundland. Han skiller ut tre typer etter forekomstmåten:

- a) mellom pillowlavaer
- b) tykke jaspisbenker i sure tuffer
- c) tynne lag i sure tuffer.

Han finner bare radiolarier i b og c, og holder på et rent kjemisk grunnlag for utfelling, fremkommet enten direkte fra submarine effusiver i form av et Fe-salt og alkalialter eller ved reaksjon mellom smeltet bergart og havvann.

Goldstein og Hendricks (1953) omtaler SiO_2 -sedimenter fra Oklahoma, utelukker organisk opprinnelse og antar at meste parten av SiO_2 -mengden ble tilført ved ekstrusiv vulkanisme og submarin forvitring av vulkansk aske, i en tid med liten klastisk tilførsel.

I Dragsetfeltet opptreer blåkvartsbenkene utelukkende i grønnskifer, dvs. i bergartene med høyest metamorfosegrad. Jaspislagene forekommer både i grønnstener og i grønnskifre. Ingen av typene forekommer sammen med felsitt. Jaspisbenkene er alltid av en viss tykkelse, og tydeligvis avsatt i en rolig periode av vulkanismen. De har ofte lagning, som vises ved varierende hematittinnhold i de forskjellige soner. De har alltid skarpe grenser til nabobergartene, men disse er merkbart mer jernrike enn vanlig for grønnstener, med et fiolett skjær i grønnfargen. Blåkvartslagene er som regel avsatt under mindre uforstyrrede forhold, det vanlige er en stadig veksling av tynne lag av blåkvarts og grønnskifer. Og her, enda mer enn ved grønnstenen er økningen i jerninnhold i nabobergartene fremtredende.

De få slipp prøver som er tatt i feltet viser ingen spor etter organismer, men flere steder har det riktignok vært sterk oppknusning og rekrySTALLISASJON.

A D S K I L L E L S E A V G R Ø N N S T E N O G F E L S I T T

Grønnstener og felsitter av en bestemt type er vanskelige å skille både i stuff og i mikroskop. Bergartene er tette, strukturløse og av samme lysegrønne farge. C.W.Carstens (1937-39) har endel slipnotater angående slike bergarter i det kartlagte område, med usikre konklusjoner: "-kan være et sediment-, - felsitt?-, -er vel en grønnsten-, - er visstnok en grønnsten, ser ut som en mellomting grønnsten-felsitt-, -kan være en eruptiv felsitt (forskifret) eller et sediment-, osv."

Spesifikk vekt - bestemmelse.

Av andre metoder til adskillelse av disse bergartene syntes spesifikk vekt - bestemmelse ganske brukbar. Grønnstenene inneholder større mengder tyngre og mørkere mineraler enn felsittene, og de burde kunne skilles ved sine egenvekter.

C.W.Carstens (19 og 1924) oppgir endel verdier, dels egne, dels V.M.Goldschmidt's, for spesifikk vekt av henholdsvis grønnstener og trondhjemitter:

Lys grønnsten	2.98	trondhjemitt	2.69
skifrig "	2.82	"	2.67
" "	2.88	"	2.64
massiv "	2.93	"	2.66
		"protogin- granitten"	2.72

Forskjellen i egenvek forekommer en såpass stor og så konsekvent, at den i tillegg til andre data synes å kunne anvendes til adskillelse av bergartene. Jeg har derfor foretatt endel egenvektsbestemmelser ved hydrostatisk veining med Westpfal-vekt, først på prøver av fem, massive, sikre grønnstener, en gabbro og fire felsitter. Væsken som ble benyttet, var destillert vann. Veiningene ble foretatt ved værelsetemperatur, uten noen temperaturkorreksjoner. Den spesifikke vekt ble bestemt to ganger for hver prøve, og middeltallet satt opp, marginen er ± 0.05 .

127 -	grønnsten	spes.vekt	2.87
172 -	"	"	2.88
269 -	"	"	2.89
69 -	"	"	3.09
177 -	"	"	2.89
264 -	mørk gabbro	"	2.99
532 -	felsitt	"	2.66
594 -	"	"	2.66
278 -	", kisholdig	"	2.75
281 -	"	"	2.65

Resultatet var meget godt for de kjente prøver, og det ble foretatt veining av endel usikre bergarter:

67 -	sp.v.	3.01	): grønnsten
68 -	"	2.78	
150 -	"	2.86	"
173 -	"	2.77	
179 -	"	2.72	): felsitt
192 -	"	2.94	"
207 -	"	2.90	"
211 -	"	2.92	"
243 -	"	2.70	" (kisholdig)
248 -	"	2.79	
254 -	"	2.76	
274 -	"	2.94	"
292 -	"	2.93	"
305 -	"	2.97	"
312 -	"	2.77	
328 -	"	2.79	

Av disse 16 prøvene er det åtte som skiller seg ut ved sin høye egenvekt, og som med temmelig stor sikkerhet kan klassifiseres som grønnstener. To er ganske lette, med sp.v ca. 2.71, og kan vel betegnes som felsitter.

De seks resterende er fremdeles usikre. Siden de kjente prøver ga helt klare resultater, synes det som om man virkelig har med mellomliggende sammensetninger å gjøre. Beliggenhet i forhold til gabbroen og påvirkning fra denne kan kanskje spille inn, samt primært innhold av kismineraler. Det dreier seg tildels om tuffer som utmerket godt kan være mekaniske blandinger av

basiske og sure tuffer.

Konklusjonen blir at rene grønnstener og felsitter er greie å skille fra hverandre, men at det eksisterer mellom-ledd som ikke lar seg klassifisere ved denne metoden.

Differensial-termisk analyse.

Et annet trekk som burde være til hjelp ved adskillelse av felsitt og grønnsten, er felsittens større innhold av fri kvarts - grønnstenens sekundære kvarts medregnet.

Et kvantitativt anslag skulle kunne gjøres ved differensial-termisk analyse. Her bestemmes temperaturen ved termiske reaksjoner i et stoff under kontinuerlig opphetning fra 0 til 1000°C , og reaksjonens intensitet og generelle karakter. Resultatene plottes i en kontinuerlig kurve hvor de termiske reaksjoner settes i forhold til ovnstemperaturen. Man får et diagram hvor differansen mellom temperaturen i ovnen, som registreres i en standardprøve av Al_2O_3 -pulver, og i det reagerende stoff blir et mål for reaksjonens intensitet.

Ved en termisk reaksjon er prøvens temperatur større eller mindre enn ovnens i en viss tid, til reaksjonen er utløpt.

To elektroder forbundet med hverandre står i kontakt med henholdsvis Al_2O_3 -pulveret og stoffet til undersøkelse. Under en termisk reaksjon i prøven eksisterer det temperaturforskjell mellom elektrodene, og man får strøm i systemet, som måles med et galvanometer. Strømmens retning er avhengig av om prøvens temperatur er større eller mindre enn ovnens, og den registrerende mekanisme beveger seg i motsatte retninger for endoterme og eksoterme reaksjoner.

Reaksjonen av betydning for mitt formål, er omslaget α - β -kvarts ved ca. 570° , som er en endoterm reaksjon, hurtig nok til å gi et skarpt utslag i diagrammet.

Sammenligningsmaterialet er diagrammer av prøver med kjent %-innhold av fri kvarts, hvert med sin bestemte styrke på utslaget ved 570°C .

DTA-metoden er ikke rask - på apparaturen jeg fikk benytte ved Norges Geologiske Undersøkelse, var kapasiteten 3 prøver pr. dag, men instrumentet krevet ikke ikke pass mens oppvarmingen av ovnen foregikk.

Med både kvarts og kloritt i bergarten, kan man få overdekning av kvartsutslaget, noe som kan unngås ved omkjøring av prøven. Kloritten vil i første omgang avvannes en gang for alle mens kvartsens hurtige omklapping fra den ene modifikasjon til den andre er reversibel, og vil gjentas hver gang temperaturen når 570° .

Først fikk jeg anledning til å prøve DTA- apparaturen på Geoteknisk Institutt, som tar 5 prøver av gangen, men apparaturen viste seg mindre hensiktsmessig til mitt bruk, og forsøkene her ble ikke vellykket. Diagram I - V på fig. 25 gjelder prøvene 196, 214, 243, 248 og 251, hvor de to første og den siste er grønnstener, nr. 3 er en sikker felsitt og 4 er av en mellomliggende sammensetning. Kurvene viser ikke kvartsutslag og gir liten overensstemmelse for like bergartstyper. Diagrammene skiller seg noe fra NGU-typen, fordi man for disse fem prøvene har ovnsens jevne oppvarmning fremstilt som en horisontal linje, med absoluttverdier for temperaturforskjellen, mens NGU-typen har ovnsoppvarmningen fremstilt ved en stigende kurve.

Jeg kjørte tre prøver av sikker felsitt, to av grønn-skifer og tre av grønnsten på NGU's apparatur. Se fig. 26 -32. En prøve ble ikke vellykket med avtegning utenfor papiret. Det er få prøver å bygge på, men resultatene synes å vise metodens anvendelighet til formålet.

- a) De massive grønnstener har lite eller intet innhold av fri kvarts. Områder med sterk oppknusning må unntas, bergartene her viser i felt meget kvarts i slirer og knoller.
- b) Grønnskifrene har et visst innhold av fri kvarts, men mindre enn felsittene. Grønnskifrene representerer intet stort problem for adskillelse fra felsitter i felt,
- c) Felsittene viser et betydelig kvartsinnhold, og skiller seg tydelig fra grønnstene i så måte.

Metoden er i oppgaven ikke anvendt til bergartsbestemmelse i stor målestokk, fordi DTA-apparaturen ble utilgjengelig ved NGU's flytning, og den ville selvfølgelig også hatt sin begrensning som klassifikasjonsmiddel for bergarter av en midlere sammensetning.

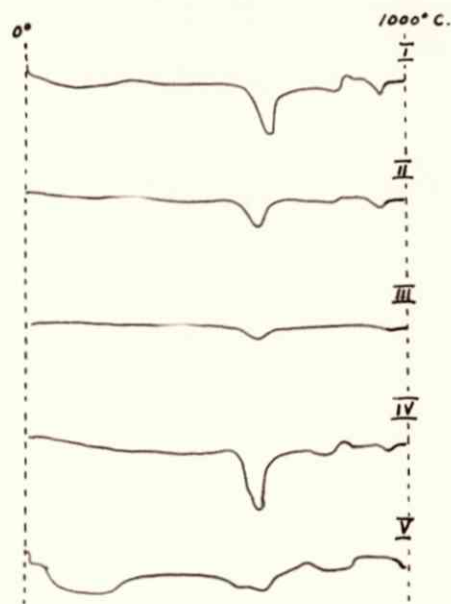


Fig. 25.

DTA - DIAGRAMMER
I, II og V ER GRØNNSTENER
III ER EN FELSITT
IV ER AV MELLOMLIGGENDE
SAMMENSETNING

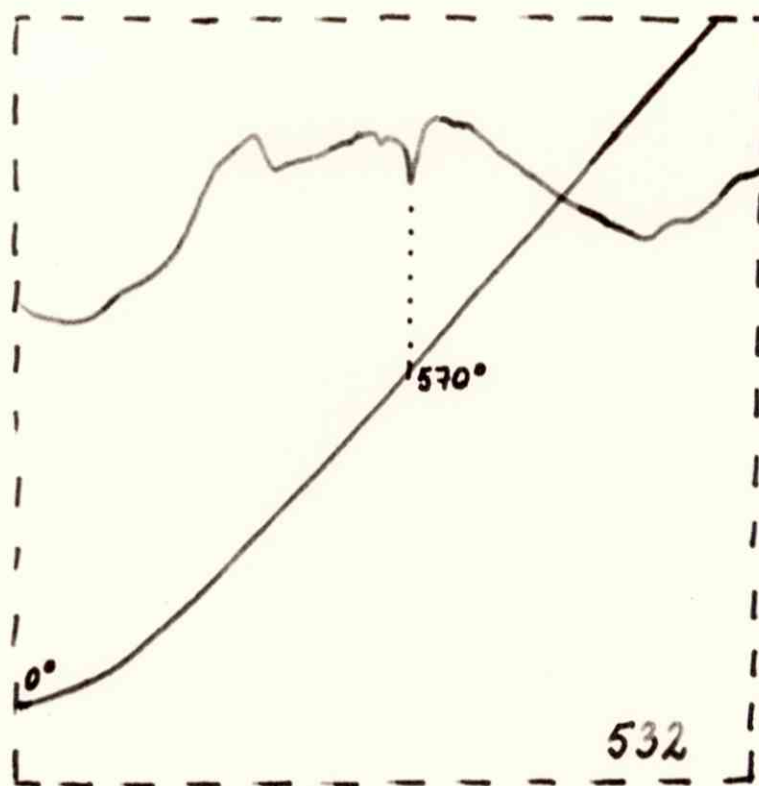


Fig. 26. Prøve 532 viser markert kvartsutslag, ca. 20 % kvarts. Kloritt er ikke tilstede.

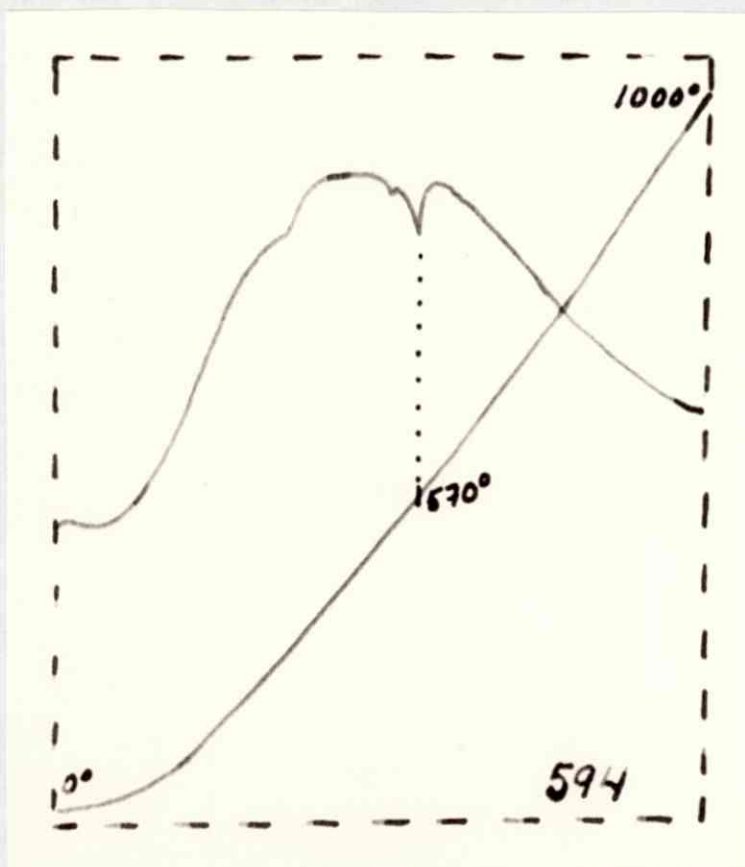


Fig. 27.
Felsitt.
594 viser 15-20 %
kvarts. (2. gangs
kjøring.)

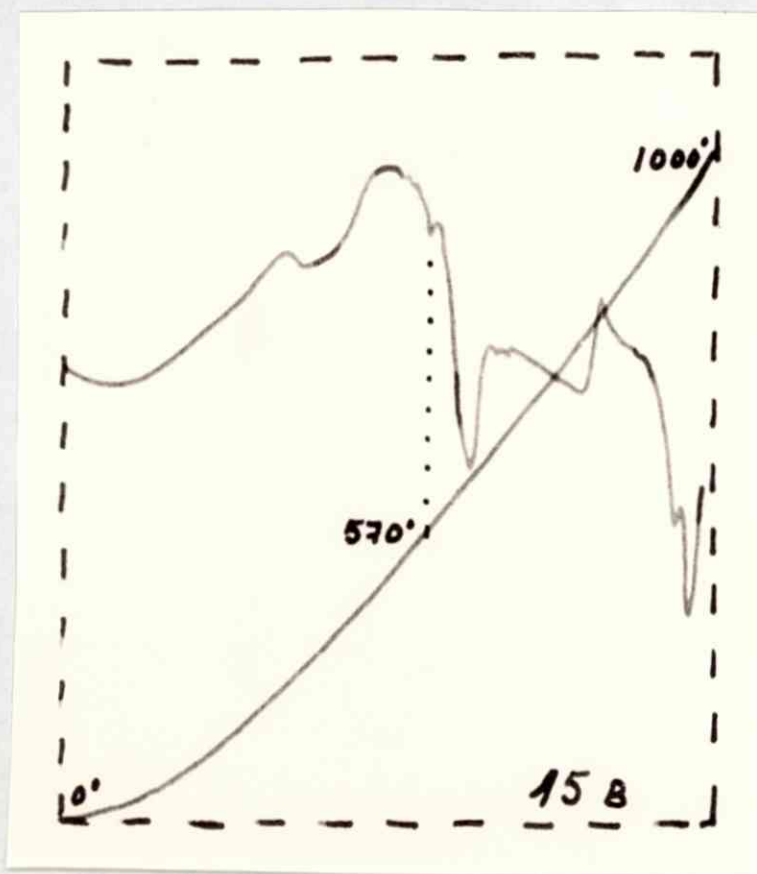


Fig. 28.
Grønnskifer.
15 B viser ca. 10 %
kvarts. Kloritt- og
karbonatutslag.

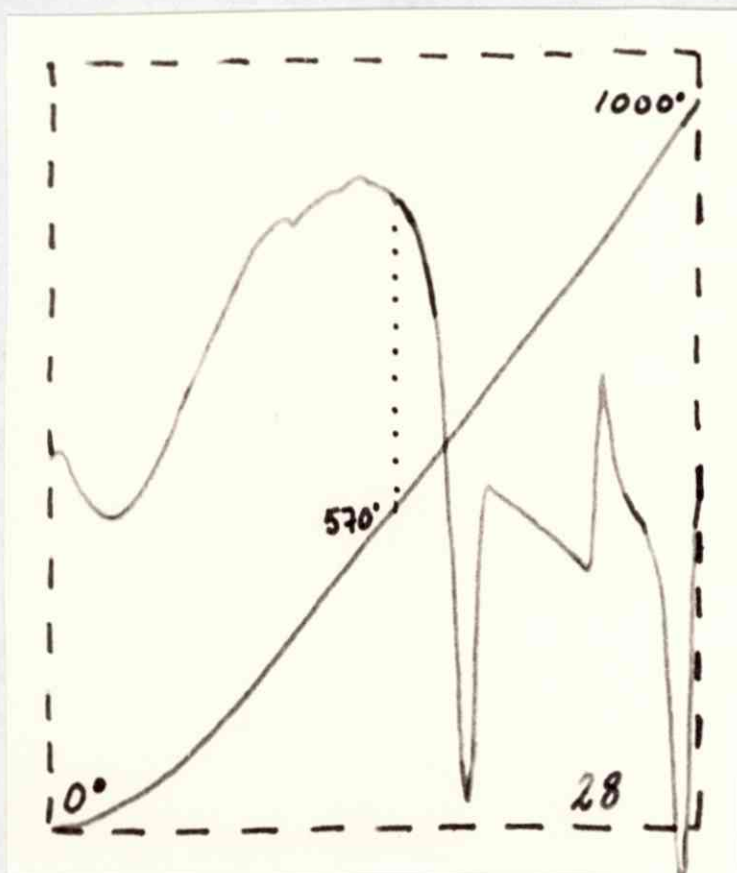


Fig. 29.
Grønnskifer.
28 viser ubetydelig
mengde kvarts. Sterk
karbonatutslag.
Kloritt.

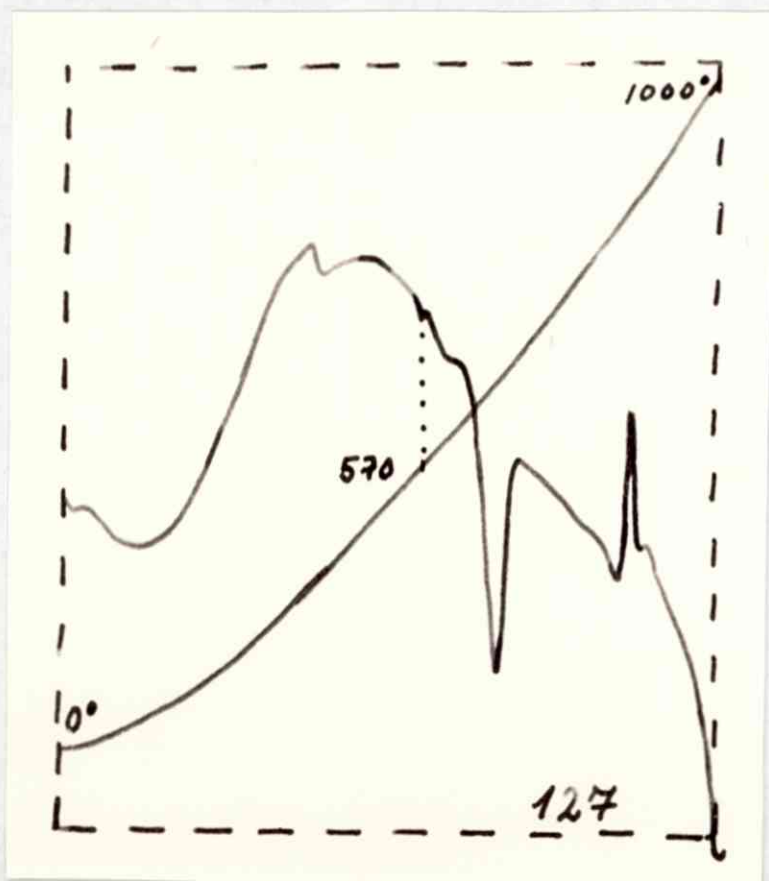


Fig. 30.
Grønnsten.
127 viser ubetydelig
kvarts. Kloritt- og
karbonatutslag.

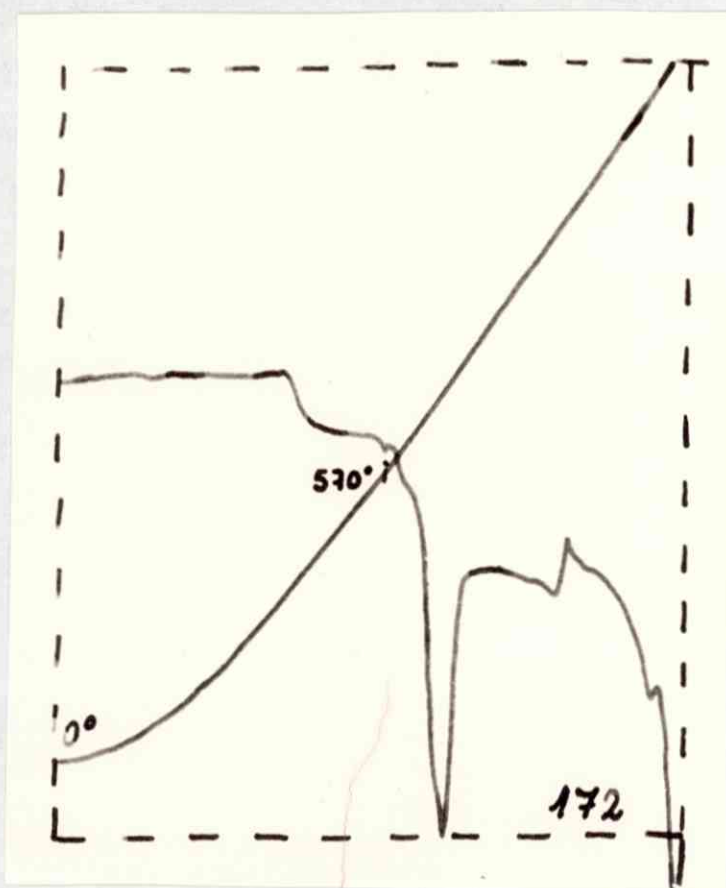


Fig. 31.

Grønnsten.

172 viser mindre enn
5 % kvarts. Kloritt-
utslag.

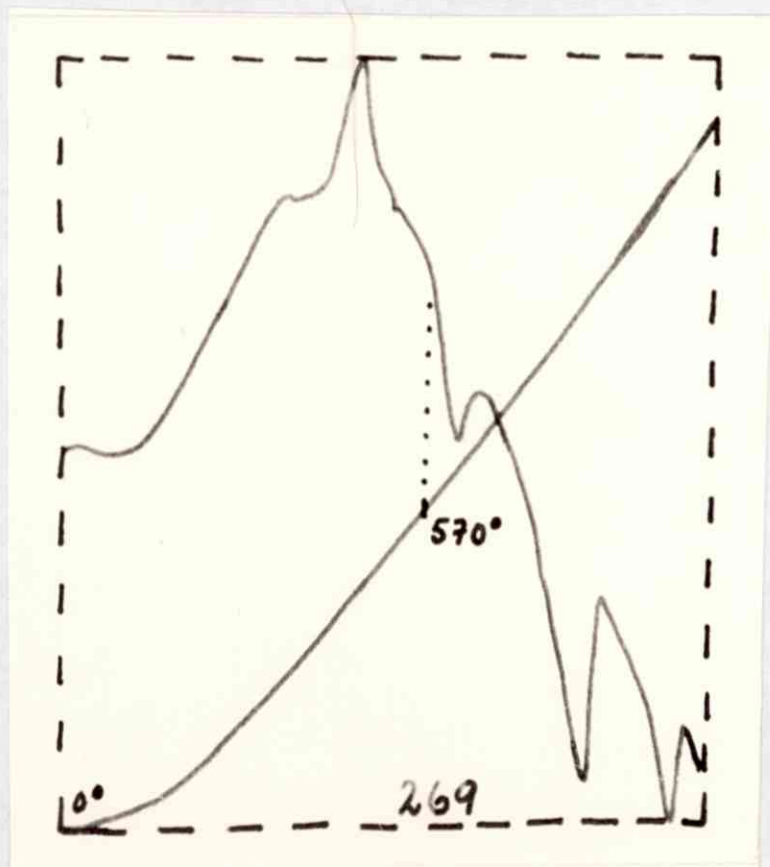


Fig. 32.

Grønnsten.

269 viser ikke kvarts
Kloritt- og karbonat-
utslag.

Andre prøver.

Andre metoder som kunne brukes, er

- 1) røntgenopptak av bergartspulver for bestemmelse av %vis mineralsammensetning.
- 2) delanalyse på SiO_2 . Grønnstene inneholder rundt 50 % SiO_2 , felsittene opptil 80 %.
- 3) farging av plagioklas med Ba-rhodizonat til bestemmelse av mengdeforholdet mellom kvarts og feltspat. Metoden bygger på utbytning av Ca^{++} med Ba^{++} og kan bare brukes på plagioklas med mer enn 3 % An, helst mer enn 10 %, og hvor andre Ca-mineraler, som f.eks. epidot, ikke er tilstede. Ikke særlig hensiktsmessig for mitt formål.

Ingen av disse metoder er forsøkt for gjeldende bergarter.

S P I L I T T P R O B L E M E T .

Generelt om spilitter.

Brongniart (1827) innførte begrepet spilitt som en betegnelse på grønne, afanittiske, omvandlede pillowlavaer, uten hensyn til deres kjemiske sammensetning. Senere har forskjellige betydninger vært anvendt. Dewey og Flett (1912) redefinerte begrepet etter bergartens spesielle sammensetning, idet de gikk ut fra en viss basiditet, et lavt SiO_2 -innhold, og definerte som spilitter de bergarter som skilte seg ut ved lavere Ca-innhold, og høyere Na-, Ti-, CO_2 - og H_2O -innhold enn normalt for bergarter med denne bestemte basiditet.

Spilitter opptrer som basiske lavaer og tuffer ekstrudert relativt tidlig i en fjellkjedes historie. Første vulkanske fase i en orogenese er vanligvis den ultrabasiske perioditt-dannelsen. Neste fase er basalt/andesitt-lavautstrømningen grunnlaget for spilittene. Sammen med spilittene opptrer ofte sure lavaer og tuffer, de såkalte keratofyrer, som også utmerker seg ved høyt Na-innhold. Typiske er innleiringene av jaspis- og blåkvartslag.

Spilitter er beskrevet fra mange områder på jorden, og fra archeicum til tertiær, bl.a.:

Grunnfjellet i Finnmark: Gjelsvik (1958).

Det kanadiske skjold: Wilson (1942, 1960), Flaherty (1934).

Kaledonidene, utenom Trondhjemsfeltet:

Kiruna: Sundius (1912).

Lappland: Beskow (1927).

Skottland, Wales, Cornwall: Thomas (1911), Dewey og Reid (1908)
Nicholls (1958).

Appalachene: Foye (1924), Fuller (1931, 1934).

Cordillerene: Buddington (1926), Gilluly (1935), Wells og Waters
(1935).

Alpene: Vuagnat (1946).

Australia: Benson (1913)

New Zealand: Battey (1956).

Hellas: Ktenas (1909).

Novaja Semlja: Backlund (1930).

Harz: Weber (1910).

Oppsummering av teorier for spilittisering.

Mange årsaker har vært postulert for spilittdannelsen:

- 1) overflateomvandling
- 2) regionalmetamorfosen
- 3) metasomatose under lavaens størkning
- 4) metasomatose etter lavaens størkning
- 5) primær sammensetning av magmaet.

Jeg har plukket ut fire forfattere som representerer de tre siste oppfatninger:

- 3) : Flaherty (1934) og Nicholls (1958),
- 4) : Gilluly (1935) og
- 5) : Vuagnat (1946),

og skal referere disse kortest mulig.

Flaherty beskriver spilitter spilitter fra New Brunswick av iallfall pre-karbonsk alder i veksling med keratofyrer. Han definerer spilitt som en femisk bergart med høyt Na-innhold, med sur plagioklas som dominerende feltspat. Bergartene har ulik grad av omvandling, fra mørke, grågrønne typer med meget Fe, Mg, i form av kloritt og/eller uralitt, og epidotisert feltspat, til strømmer med frisk feltspat og mindre kloritt og epidot. Oftest er kloritt det eneste Fe, Mg-mineral, den opptrer vesentlig i grunnmassen, men også i sentrum av feltspaten og er da sannsynligvis omvandlede basiske glass-inneslutninger.

Der er store forskjeller i mengden av sekundære mineraler, sannsynligvis p.g.a. bevegelse av epidot innen lavastrømmen, og delvis p.g.a. opprinnelig forskjell i plagioklasens sammensetning. Der albitten er frisk, synes den å være primær.

Albittiseringen skyldes ikke Na-tilførsel utenfra, sier Flaherty. Den må ha funnet sted raskt etter siste stadium av størkningen. Det synes som om plagioklas-omvandlingen skyldes et residium av Na-metasilikat og kvarts. Den nære sammenheng med de saliske og Na-rike keratofyrene er påfallende. De veksler stadig i feltet, og det synes å være liten tvil om at de er differensiasjonsprodukter av samme magma, slutter forfatteren.

Nicholls beskriver ordoviciske spilitter fra Wales, ta tallrike, tynne lavastrømmer med sterkt utviklet porfyrisk og amygdaloid struktur. Han deler inn spilittene i mer og mindre omvandlede typer - Na-Si-metasomatose. De mindre omvandlede

fører plagioklas med An_{7-14} , kloritt, sfen, kalkspat, hvorav de tre siste sannsynligvis er pseudomorfe etter Fe,Mg-silikater som pyroksen og hornblende. Bergartene har høyt innhold av Al, K og H_2O^- , lite Si med olivin i normen. I de sterkere omvandlede typene er kloritt ofte erstattet av albitt og/eller kvarts. Analyser viser økning i innhold av SiO_2 , CO_2 og Na_2O , og avtagning av Al_2O_3 , FeO, K_2O , CaO, MgO, og H_2O . I pillowlavaer er randen mindre omvandlet enn kjernen, og det kan ikke være snakk om stofftilførsel utenfra. Pillowranden er tilført Ca, Fe, Mg og H_2O i forhold til en midlere sone som stort sett har beholdt sin opprinnelige sammensetning, og enda sterkere i forhold til kjernen. Randen har vært utsatt for en motsatt prosess av en Na-Si-metasomatose, en sen prosess. Ca,Fe,Mg-løsninger er muligens dannet ved albittiseringsprosessens frigjørelse av visse elementer. Klorittinneslutninger i plagioklasen må skyldes nettopp en slik metasomatisk Mg, Fe og H_2O -tilførsel, sammensetningen stemmer ikke overens med devitrifisert glass. Amygdaloidstrukturen i bergarten peker på to ublandbare væsker, sier Nicholls, den ene rik på gasser og Ca, Mg, Fe, den annen, som ga amygdulene, på Na og Si.

Gilluly behandler permiske spilitter i Oregon i veksling med bl.a. keratofyrer. Han finner at relikter av Ca-rikere plagioklas i de nå overveiende albittførende bergarter, tilgrumming av og inneslutninger i feltspatene, den direkte sammenheng mellom mengden av kloritt og epidot blant de mafiske mineralene og Ab-innholdet i feltspaten, forekomsten av albittårer og albittfylte blærer og selskapet med albittgranitt med albittiserings tegn, alt sammen peker på at de albittrike feltspater vesentlig er av metasomatisk opprinnelse.

Han mener videre at de spilittiske bergarter er derivater av normale alkali-kalk-magmaer, og at oligiklas-kvarts-keratofyrene sannsynligvis er normale magmatiske produkter av en trondhjemitisk differensiasjonsserie, hvis forløp reguleres av vannabsorpsjon fra nabobergarter eller våte sedimenter. Spilitter albittdiabler og SiO_2 -bergarter som er rikest på albitt, ble alle metasomatisk albittanrikt umiddelbart etter størkningen, ved opptagelse av vann fra våte sedimenter eller ved albittiske løsninger oppstått ved dyptliggende differensiasjon i trondhjemitserien.

Vuagnat har arbeidet med nesten umetamorfe meso-zoiske spilitter fra Alpene. Lavaene med pillowstrukturer kan vise frisk albitt med inneslutninger av kloritt, sfen og opakt materiale og kloritt avogtil pseudomorf etter olivin. Olivinen representerer en adskilt fase ved den primære størkning.

Pillowkantene har utprget variolittisk struktur, og materialet i variolen tilsier krystallisasjonsrekkefølgen: titanitt, albitt, kloritt. Så er klorittgrunnmassen krystallisert, endelig har restløsninger fylt hulrommene etter olivinen med albitt, kloritt og karbonat. Vuagnat fremhever at albitten nesten alltid er primær, at kloritten for en stor del er primær og at der den er pseudomorf etter et mineral, dreier det seg om en transformasjon i krystallisasjonsforløpet, ikke om en metasomatose med tilførsel utenfra. Også karbonatet synes primært. Bare sericitt, eventuelt aktinolit og epidot er metamorfe mineraler.

Analyser og diagrammer av spilittbergarter fra forskjellige kanter av verden viser store likheter, nesten samme basiditet og vanlig differensiasjonsdiagram, sier Vuagnatvidere.

Det kunne synes naturlig å forbinde CO_2 overskuddet med kalkholdige sedimenter som smelten har trengt opp gjennom, og likeledes Na_2O og H_2O innholdet med vannholdige sedimenter, fortsetter han. Men en assimilasjon av kalkholdige sedimenter tilsvarende det høye Na- og H_2O -innhold, ville gi langt større Ca-mengder enn spilittene inneholder. Havvannet inneholder ikke bare Na, men også Cl, og klorholdige mineraler er ikke tilstede. Og det blir vanskelig å forklare normale bergarter dannet under samme betingelser, eller spilitter dannet under andre forhold. Ved assimilasjon er det ikke lett å forklare det vesentlige ved spilittproblemet, hevder Vuagnat.

Han erkjenner spilittsammensetningen kan oppnås på forskjellige måter, men søker hovedforklaringen i magmatisk differensiasjon, som må ha foregått meget hurtig, han finner ikke overgangsledd mellom normalbasaltiske lavaer og spilitter. Han tenker seg differensiasjonsforløpet slik: mengden av volatiler er øket og likevekten forstyrret. Magmatemperaturen synker og i motsetning til ventet blir magmaet mer flytende, får mer og mer karakter av en løsning. Først forbinder Ca seg med Al og alkalier til plagioklas som normalt, siden har ikke Ca affinitet til Al, men til Mg, til augitt, og tilslutt kan Ca ikke gå inn i

noe silikat, men bare i kalkspat. Mg og Fe'' kan ikke lenger gå inn i ortosilikater, og overgangen olivin - kloritt går direkte. Fe''' krystalliserer som hematitt, ofte etter de andre mineralene.

Trondhjemsfeltets grønnstener.

Sammenlignende analyser:

SiO ₂	38.07	46.66	46.78	47.78	49.06	54.50
Al ₂ O ₃	13.71	16.38	15.51	16.18	17.28	15.32
Fe ₂ O ₃	1.72	1.56	.77	3.73	2.10	2.27
FeO	4.50	7.95	9.61	5.69	7.72	5.06
MgO	4.64	11.02	8.39	5.38	7.39	7.58
CaO	16.12	7.62	5.84	11.87	8.01	5.14
Na ₂ O	2.98	2.76	3.23	2.95	3.72	5.42
K ₂ O	2.43	.14	.15	.21	.08	.19
H ₂ O ⁺	3.27	1.13	5.16	3.06	2.31	2.35
H ₂ O ⁻	.11	-	.04	.06	.10	-
TiO ₂	.66	1.70	1.36	1.52	1.04	2.00
P ₂ O ₅	.07	.17	.26	.11	.22	.32
MnO	.12	.19	.18	.15	.13	.08
BaO	-	-	-	-	-	-
CO ₂	11.71	-	2.50	3.30	1.28	-
	A.	B.	C.	D.	E.	F.

A. er publisert av Goldschmidt (1916), tatt ved Løkken.

B. er publisert av Carstens (1924), tatt ved Frilsjøen, nær Løkken.

C. " " " , tatt ved Dragset gruve.

D. " Goldschmidt(1916), tatt ved Støren.

E. " Carstens (1924), tatt ved Skjødskift.

F. " " " , tatt ved Løkken.

Setter man opp analyser over grønnstene etter økende SiO₂-gehalt, får man ingen klar og jevn overgang fra prøver med minste til prøver med største SiO₂-innhold, men stort sett medfører økning i SiO₂-gehalten en økning av FeO, MgO og TiO₂ og

avtagning av CaO og $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, og støtter Nicholls i hans teori om at SiO_2 -innholdet direkte er et uttrykk for graden av omvandling (spilittisering).

En sammenligning mellom Trondhjemsfeltets, spesielt Løkkenfeltets, grønnstener og grønnskifre, spilitter fra andre områder og gjennomsnittsbasalter, viser at spilittene har tydelig mindre MgO , K_2O , CaO og $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ og mer H_2O , Na_2O , TiO_2 og CO_2 enn gjennomsnittsbasalter. Grønnstenene har også stort sett mindre $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ og mer H_2O og CO_2 enn gjennomsnittsbasalter, men absolutt Na-mengde er ikke større og TiO_2 -innholdet varierer. Så spilittiseringsgraden av lavaene er mindre fullkommen.

Analysene viser altså ikke overensstemmelse med Vuagnat's resultater, han finner ikke mellomledd mellom normale basalter og spilitter, og tar det til inntekt for sin teori om en rask magmatisk differensiasjon.

En sammenligning av keratofyrer som opptrer sammen med spilitter på andre kanter av verden og Trondhjemsfeltets felsitter, viser at Na- og K-innholdet er noenlunde analogt, at Fe_2O_3 , FeO , MgO og H_2O -prosentene ligger adskillig lavere, og CaO ligger høyere, for felsittene.

Hvis spilitter og keratofyrer, som Vuagnat hevder, er naturlige differensiasjonsprodukter av et felles magma, skulle dette ikke kunne la seg overføre direkte på grønnstener og felsitter, deres avvikelser fra disse bergarter tatt i betraktning.

Normale basalter uten spilittisering dannes under mange ulike forhold, men spilittene er typiske geosynklinalprodukter. Det antas at denne primære vulkanisme i en orogenese som gir lavaer, skyldes opptrengning av smeltemasse fra et basisk substratum.

At spilitter og keratofyrer, eller bergarter nær beslektet med dem, svært ofte opptrer sammen, behøver ikke bety at de har samme opprinnelse, men bare at de dannes under tilsvarende forhold - og muligens at den ene bergarts spesielle karakter skyldes påvirkning fra den annen.

Gilluly omtaler albittanrikning ved opptak av vann fra våte sedimenter, eller ved dyptliggende differensiasjon i trondhemittserien. Man kunne tenke seg en annen prosess enn differen-

siasjon: en oppsmelting. På dette stadium av en orogenese foregår bl.a. nedfoldning av sedimenter tidligere avsatt i geosynklinalen. I Trondhjemsfeltet finnes sannsynligvis, i sin helhet eller delvis under de kambriske sedimenter en lagrekke fra eokambrium av ukjent tykkelse. Disse lagene skulle ikke foldes så svært langt ned før de begynte å smelte opp. Vanninnholdet i sedimentene ville senke smeltetemperaturen betraktelig, muligens ned til en $5-600^{\circ}\text{C}$. Man skulle anta at man fikk en primær sur fase, som nettopp kunne gi denne trondhemittiske vulkanismen med ekstrusjoner av lavaer og tuffer og sirkulerende løsninger med albittisering av de basiske lavaene. Kiselgel-lagene, som blåkvarts og jaspis, som er dannet samtidig med lavaene, sannsynligvis av SiO_2 -rike gasser som er trengt ut i havvannet, skulle indikere at SiO_2 -tilførselen i selve lavaen er svært tidlig. Den ringere grad av albittisering for Trondhjemsfeltets grønnstener, kunne skyldes tiden for påvirkningen, størrelsesorden av oppsmelting og dermed av sur vulkanisme i forhold til basisk, etc. Tilførsel fra to uavhengige nivåer - et substratum og et oppsmeltningsnivå - kunne godt forklare den stadige vekslingen og de skarpe grensene mellom de sure og de basaltiske ekstrusjonsprodukter.

Vi skal se på de typiske trekk ved grønnstenenes krystallisasjonshistorie i det kartlagte område:

Ikke i et eneste slip er det spor etter en mer basisk plagioklas, i form av uomvandlede relikter eller sonering. Heller ikke opptrer spor etter pyroksen, som krystallrester, spalteriss med pyroksenvinkler, etc. Olivinens tverrsnitt kan synes representert i enkelte prøver i rombene fylt med epidot og senere kloritt.

Der feltspaten er grumset og full av inneslutninger, opptrer aldri epidoten euhedralt, og amfibolen er ikke eller bare lite klorittisert, ofte ligger den mellom en hornblende og en aktinolit i sammensetning.

Men der feltspaten er ren og uten tvillingdannelse, har vi opptreden av en euhedral, sonarbygget epidot, ofte med tillegg av et epidotaggregat - og samtidig en høy grad av klorittisering av aktinolitten.

Svært mange av prøvene viser albittårer, ofte med en

sentral sone i åren av kloritt. Den rene albitten, den skarpe sonen med kloritt og vanligvis mangel på epidot i nærheten, indikerer at det ikke dreier seg om omvandlingsprodukter av en mer basisk plagioklas, men virkelig om to forskjellige løsninger som har flytt på sprekker på et relativt sent stadium i krystallisasjonshistorien. Skjønt det er selvfølgelig en mulighet at det er et spalteprodukt av en Ca-plagioklas som er mobilisert og tilflytt en annen del av bergarten rent lokalt.

Den sjeldne og - når den forekommer - enkle tvillingdannelsen hos albitten tyder på at den ikke stammer fra noen eruptivbergart direkte (Turner 1951 og Gorai 1951), men om den på dette grunnlag mest sannsynlig er dannet ved metamorf avkalkning av plagioklas eller kan stamme fra et sediment under begynnende oppsmeltning, skal være usagt.

Senere løsninger har avsatt kvarts og karbonat på sprekker, som regel, karbonat som siste mineral. SiO_2 - og CO_2 -tilførselen kan også delvis ha kommet fra nedfoldete sedimenter, kalkrike lag forekommer sannsynligvis i eokambrium også her, og med sikkerhet i Rørosgruppens bergarter.

Amygduler fylt av rent epidotaggregat vidner om mobilisering av Ca og Fe på et tidspunkt etter størkningen av bergarten. Epidotårer opptrer også, spesielt der det har foregått sterk oppknusning og mylonittisering av massive grønnstener, aldri i grønnskifrene, så noen vanlig sirkulerende løsning kan det ikke dreie seg om, sannsynligvis bare lokal transport.

TEKTONIKKEN.

Betraktninger ut fra kartbildet.

Ser vi på C.W.Carstens' kart over Løkkenfeltet (1951) går det tydelig frem at hele feltet er en stor synklinal i øst-vestretning, med flere oppfoldinger midt i synklinalen. Synklinalen smalner av vestover, og de oppfoldede, midtre områder tynner ut.

Oppe i nordøsthjørnet av Løkkenfeltet står en smal sone av Hovinbergarter med grønnsten på begge sider. Den korte avstand fra denne sone til Rørosgruppens bergarter i nord skyldes primært manglende avsetninger, C.W.Carstens nevner at Stokkvolakonglomeratet som ligger på begge sider av Hovinbergartene, et sted ligger direkte på Rørosgruppebergarter. Hovinbergartene må tolkes som kjernen i en synklinal som smalner av vestover. Vest for Orkdalen - på det av meg kartlagte område - er Hovinbergartene og konglomeratet ikke representert i forlengelsen av denne sonen, fordi synklinalen ikke har grepet så dypt her, fordi foldningsaksen stikker opp mot vest, og lagene kan ha ligget over, men nå er erodert vekk, eller p.g.a. primært manglende avsetning. Hvis de har manglet primært, har landet i vest raget opp over havet, kanskje ikke så utenkelig, Stokkvolakonglomeratets ofte usorterte og skarpkantede materiale tilsier store gradienter, Og Hovingruppens terrigene materiale av flysch-type krever også nært oppragende landområder. Hvis mangelen på disse bergartene i vest er tektonisk betinget, burde det være spor etter synklinalen her.

Fallet er nordlig, sågsi over hele feltet, både i syn- og antyklinalene, noe som skulle tyde på en overfoldning fra nord. Jaspiskonglomeratet som regelmessig opptrer på begge sider av sonene med Hovinbergarter, viser at det dreier seg om et virkelig foldesystem og ikke noen skjellstruktur i hovedtrekkene.

Videre sydover på Løkkensiden kommer et belte av grønnsten før en ny sone Hovinbergarter, altså en antyklinal i grønnstenen, muligens med en synklinal i midten langs den gabbrosonen som opptrer her. Disse foldene burde kunne spores vestover inn på Dragsetfeltet.

På kartet kan det se ut som om gabbroen følger lagene i en fold ganske godt, og stikker i været vestover ved Dragset for siden å komme igjen lenger vest ved Lomunddalen. Felsitten skulle da ligge i samme synklinalen, de to bergartene følger hverandre, og har fått adgang opp gjennom det samme sprekkesystem.

Egne feltobservasjoner og målinger.

Skifrihet og lagning.

Strøkretningen i bergartene er stort sett øst-vest, bortsett fra sentrale deler, hvor det er mer kompliserte forhold. Grønnskifrene i nord viser lagning og skifrihet etter samme plan. Fallet er nokså slakt mot syd et stykke nede i Rørosgruppen og blir steilere oppover mot grensen til Størenggruppen. 4-500 m oppe i denne er fallet loddrett, det veksler så litt mellom steilt nord og steilt syd, og går mot grensen til de massive grønnstener og gabbroen over til steilt fall mot nord.

Gabbroen viser ingen forskifring, den er nok presset lokalt, men foliasjonen er svak og vekslende.

De massive grønnstener er ikke så lette å måle. Avogtil er en viss benkning tilstede, det kan være en veksling mellom noe forskjellige grønnstenstyper, eller lagning i pute-lava. Putene er gjerne flate og målbare, og områder uten noen særlig deformasjon gir sikker lagning, likeledes innleiringer av jaspis- eller blåkvartsbenker.

Felsitten som veksler stadig med grønnsten, kan ha mer eller mindre tydelig lagning, delvis direkte målbar ved veksling av forskjellige felsitt-typer og ved vasskis-svartfjellsonen ved Lillevatn, og delvis fremgår strøket noenlunde ved bergartenes opptreden, selvom noen grense ikke er blottet.

Se diagrammer over skifrihet og lagning, plottet hver for seg, i to hoveddiagrammer fra hele feltet, og flere små etter områder nordenfra og sydover, samt etter nord-syd-gående parallelle profiler og endelig etter bergartene grønnsten og felsitt. Fig. 42-43 og 47-63) Fordi de fleste diagrammer er bygget på få målinger, vil det være mer nøyaktig å tegne konturer etter absolutt antall målinger, enn etter prosenttallet. Og for best å kunne sammenligne disse enkeltdiagrammer med de sammenfattede



Fig. 33. Lagning i grønnsten.



Fig. 34. Et enkelt sted sees småfolder i grønnsten.

har jeg foretrukket å operere med absolutt-tallene her og.

Sammenligninger mellom skiffrighet og lagning viser en fullkommen overensstemmelse overalt i feltet, selvom skiffrighetsmålingene i sentrale deler er svært få. Grønnstene er kompetente bergarter, og litologien kunne tilsi konsentrisk foldning.

Hoveddiagrammene viser en regelmessig fold med foldningsakse i øst-vest-retning og svakt fall østover.

Tar man for seg område for område, fra nord til syd, ser man hvordan strøket nokså kontinuerlig svinger fra nordøst i Rørosgruppen til mer rett øst-vest høyere opp, og fallet som nevnt først er sydlig, blir så steilere og steilere og ender steilt nordlig i områdene rundt Hoslynga. Gabbroen bringer ingen forstyrrelse inn i bildet. Men bare noen hundre meter sydøst for Hoslynga kommer en brå overgang i lagstillingen, strøket blir s.s.v. og fallet slakt, ned til $10-20^{\circ}$, alltid mot øst.

De sørligste områdene har strøk i sørvest-retning og middels til steilt fall mot nordøst.

Disse forholdene kan tolkes som en synklinal, selv om man ikke har noen synlig gjentakelse av lagene på begge sider. Det nordlige fallet og den brå overgangen midt i feltet, må da skyldes en overfolding, eventuelt med tillegg av skyvning eller brudd. Skyveplan er observert ellers i feltet med strøk ca. ø - v og slakt fall mot nord.

Området like nord for eventuell dislokasjonssone, ved Hoslynga's sydside er som det eneste i feltet, sterkt tektonisert forskifret og rustet, med med intens lineasjon i form av mineral- og pillow-elongasjon. Området kan kanskje ligge nær akseplanet i folden.

Over områdene med brå overgang i lagstilling i felt, eksisterer et geofysisk kart med elektriske målinger. Denne kart-typen viser vanligvis strøkretningen på bergarten direkte, som soner med ens elektrisk ledningsevne. Retningen på disse sonene er på det elektriske kartet parallell retningen lenger nord og sør: noenlunde øst-vest.

Disse avvikelsene kan skyldes:

- a) forholdene i geosynklinalen i dannelsesstiden,
- b) tektonisk påvirkning.

A.E.Tørnebohm (1896) skriver: " -sedan bröto de (grønstenseruptionerna) åter fram med förnyad kraft, hufvudsakligen koncentrerande sig på en ungefärr N-S:lig riktning strykande linie inom vestra delen af Trondhjemsfältet. Dette var Störengruppens tid. - -"

C.W.Carstens (1951) skriver også at basaltvulkanene lå på en n-s-linje i Løkkenfeltet.

Om dette medfører riktighet, skulle man anta at synklinalen iallfall lokalt gikk isamme retning, med vulkanrekken liggende parallelt synklinalretningen.

Den jevne grensen i nord til de underliggende Røros-gruppebergarter viser at under avsetningen av materialet til grønnskifrene, var synklinalen et basseng uten større gradienter.

En foldebevegelse med akse parallelt synklinalen vil heve deler av feltet i nord-syd, gående rygger, og videre avsetning av materiale vil være preget av det kupert terreng. En slik foldning måtte ha foregått etter avsetningen av det meste av grønnskiferserien.

Uregelmessige terrengformer både over og under vann måtte man forresten ha p.g.a. de vulkanske utbruddene. Etter opptreden av agglomeratisk grønnsten kan krateråpningene lokaliseres ganske godt nettopp til midtre deler av feltet, hvor da uregelmessighetene ville bli størst.

Senere, mer dyptgripende foldninger med v.s.v-lig akse ville bøye om lagene til en posisjon noenlunde lik den de har idag. Den ideelle synklinalstruktur forstyrres ved mer intens foldning og eventuelt forskyvninger mot syd. Etter gabbroens beliggenhet i forhold til grønnstenen og det faktum at gabbroen opptrer som boller i Stokkvolakonglomeratet, peker på at denne omfoldningen måtte ha foregått før eller samtidig med gabbroens intrusjon i grønnstenene.

Nils Spjeldnæs har påvist blågrønn hornblende i Kallstadkalken, og mener at dette påviser regionalmetamorfose før kalkens avsetning.

Th.Vogt (1945) nevner marmorerte kalkstener som bollemateriale i jaspiskonglomeratet, mens Hølandakalken i Hovin-gruppen er u-metamorf, og sier "- synes som om det kaledonske substratum har blitt noe metamorfosert før dannelsen av jaspis-

konglomeratet."

Siden Hovinggruppen på Løkkenkartet er foldet med i den foldestil og retning som svarer til Størenbergartene i Dragsetfeltet, og siden synklinalen vestover i Surnadalen griper ned i underlaget, er det naturlig å tro at Ekne- og/eller Horg- orogenezen, iallfall den siste som er den sterkeste, har dannet eller forsterket de strukturer som opptrer i feltet, dvs. lenge etter grønnstenenes dannelse. Man skulle vente at gabbroen var mer preget av disse bevegelsene.

Det synes rimelig å anta at avvikelserne mellom observert lagstilling og målte horisonter med samme elektriske ledningsevne, må forklares både ved de opprinnelige uregelmessige forhold i synklinalen og senere tektonisk påvirkning.

Fire parallelle profiler i nord-syd-retning i grønnskiferserien er målt på skifrichet. C.W.Carstens (1951) nevner at foldningsaksen, som i det kartlagte området har østlig fall, faller mot vest både ved Løkken og ved Dragset gruve. Det er ikke mulig å bestemme fallet på foldningsaksen ut fra disse fire diagrammene med helt steile lagstillinger, men det er tydelige svingninger i retningen av aksen, pendlende om retningen øst-vest

Lineasjoner. Se fig.46.

Av lineasjoner er følgende typer målt:

- 1) foldningsakser
- 2) mineralelongasjon
- 3) pillow-elongasjon
- 4) glidestriper

Målingene er såpass få at de er plottet på samme diagram, hvor de også best kan sammenlignes.

1) Foldningsakser er målt i Rørosgruppens glimmerskifre og noen få steder i grønnsten og felsitt. De avviker såogsi ikke i retning, men fallet blir noe steilere østover. De stemmer helt overens med foldningsaksene på skifrichetsdiagrammene.

2) Mineralelongasjonen består i dimensjonell orientering og uttrekning av mineraler og mineralaggregater. Det dreier seg om kloritt, amfibol, epidot, kvartsslirer og svovelkiskrystaller som er røket tvert av, noe som viser en sterk tensjon. Retningen for elongasjonen er som for foldningsaksene ca. øst-vest, og fallet varierer fra 10-40° mot øst, steilere østover.



Fig. 35. Cross-joints i felsitt.



Fig. 36. To lineasjoner i felsitt, en bestående i orientering av bollemateriale og en i mineral-elongasjon av nyere dato.

Lineasjonen kan baremåles i spesielle områder, vesentlig rundt Hoslynga, og i en sone nord i grønnskiferområdet.

3) Pillow-elongasjon er også bare målbar i et begrenset område ved Hoslynga. Pillowene er sterkt deformerte med lengdeakser parallele med lineasjon av de to foregående typer. Amygduler, blærer og mineralaggregater viser samme retning.

Det er vanskelig å få målt alle tre akser, og jeg har bare et par fullstendige målinger, men de er fullt representative for de tilgrensende puter. En viser akselengdene: 50, 11 og 4 cm, dvs. forholdene $a:b:c = 12.5:2.7:1$. En annen: 90, 10 og 8 cm, tilsvarende $a:b:c = 11.25:1.25:1$. Begge angir betydelig deformasjon, parallelt normal foldningsakse.

4) Glidestriper er det bare gjort noen få målinger av, de viser en viss overensstemmelse, men er for få til å bygge noe på.

Sprekker er det likeledes gjort få målinger av i felt. De fleste sprekkesoner er gamle svakhetssoner med tidligere mylonittisering, gjerne parallelt eller vinkelrett strøketretning. Fig. 44 viser endel sprekkemålinger, de langt fleste er middels steile tensjonssprekker i n-s-retning. Fig. 35.

Sprekkene kommer best frem på flyfoto, og det er foretatt endel strøkmålinger, tegnet inn på diagrammer. Fig. 37-41. Størrelsen av sprekkene er medregnet, idet 2 mm på diagrammet tilsvarende 100 m i marken.

Fig. 37 med samtlige sprekker viser tre fremtredende retninger, $+80^\circ$ parallelt strøket nord i feltet, -90° parallelt strøket syd i feltet og $-10-20^\circ$ loddrett retningen $+80-90^\circ$, den siste representerer sannsynligvis tensjonssprekker, parallelt største og vinkelrett minste stress.

Fig. 38 med samtlige målte sprekker på over 500 m's lengde har likeledes tre fremtredende retninger $+80^\circ$, -10° og -90° .

På neste figur med sprekker under 500 m's lengde kommer retningene $+80^\circ$, $+20^\circ$, 0° , -20° og $-80-90^\circ$ fram, hvor $+80$ og -20 , og $+20$ og -80 står parvis vinkelrett på hverandre, og representerer strøksprekker med tensjonssprekker vinkelrett disse henholdsvis nord og syd i feltet. Retningen 0° står for seg selv, men er nok også en tensjonssprekkeretning.

Områdene A, B, C og D viser forandring i sprekkeretning

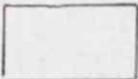
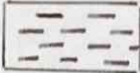
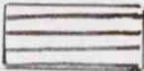
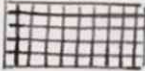
nordenfra og sydover.

A viser strøk-sprekker og flere sett tensjonsprekker,

B strøksprekker og antagelig tensjonssprekker som imidlertid ikke står vinkelrett strøksprekkene.

C og D har så få målinger at de vanskelig kan tillegges særlig vekt.

Forklaring til struktur-diagrammene.

	1 måling
	2 målinger
	3-4 "
	5-6 "
	7-9 "
	15- 24 "
	10-14 "
	25-34 "
	over 34 målinger

Sprekkemålinger på flyfoto.

Sprekkenes lengde er tatt i betraktning, idet 1 mm på diagrammet representerer 50 m i marken.

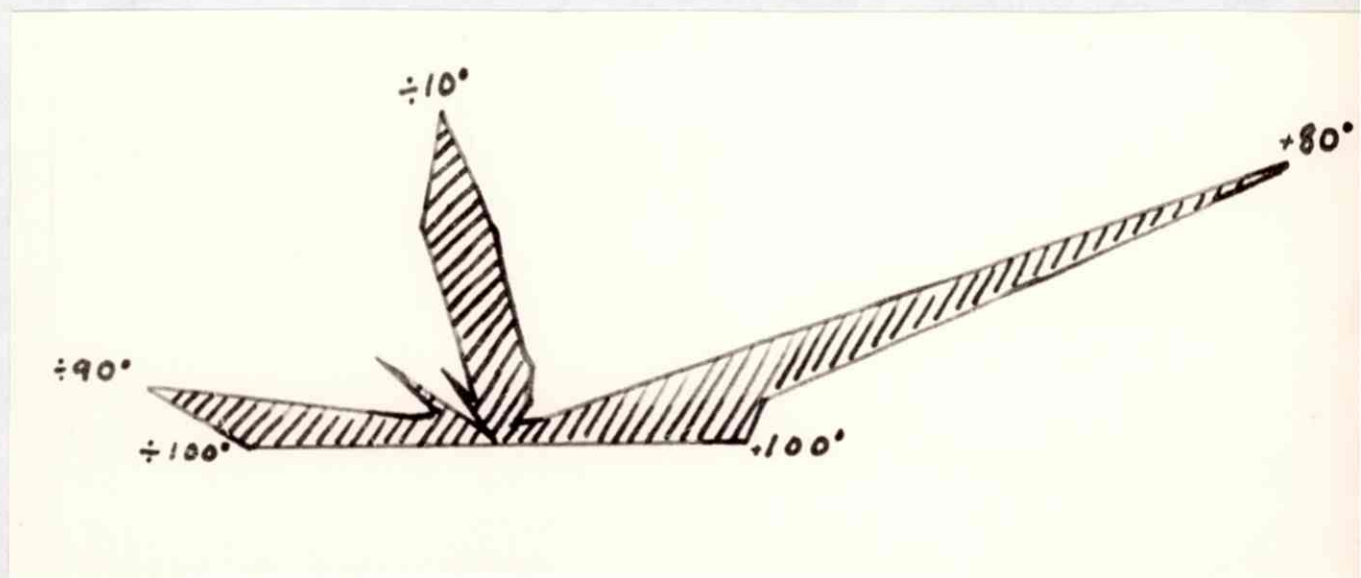


Fig. 37.

Samtlige målte sprekker.

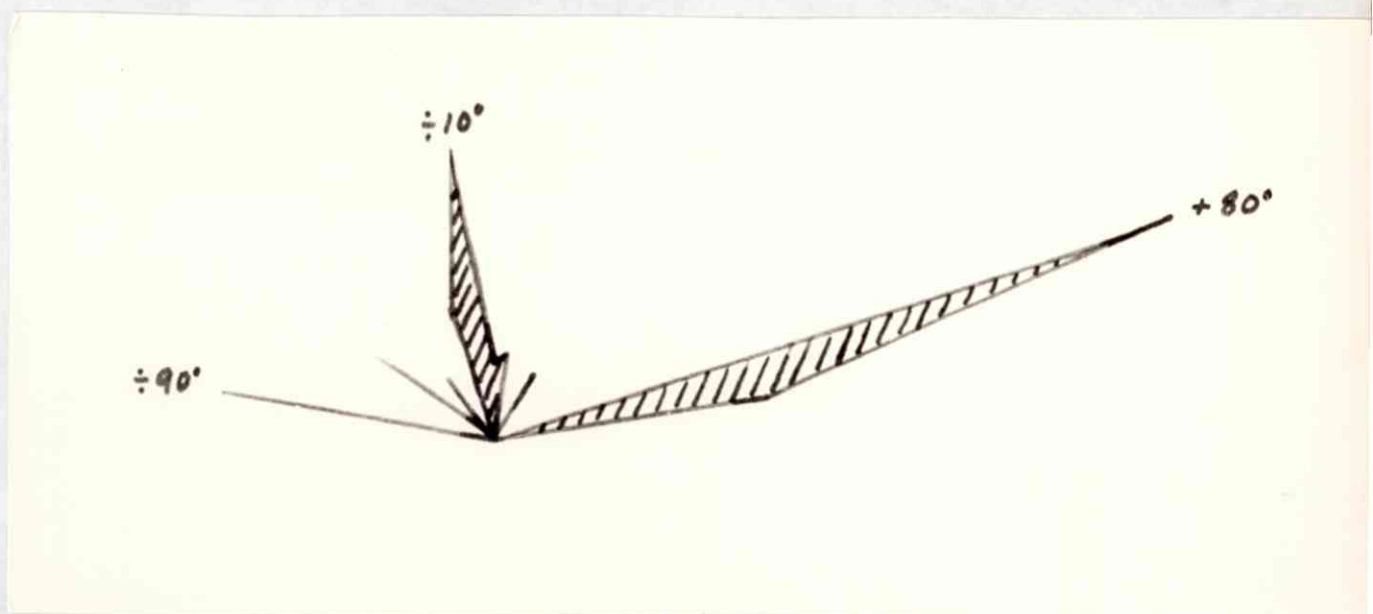


Fig. 38.

Sprekker, mer enn 500 m lange.

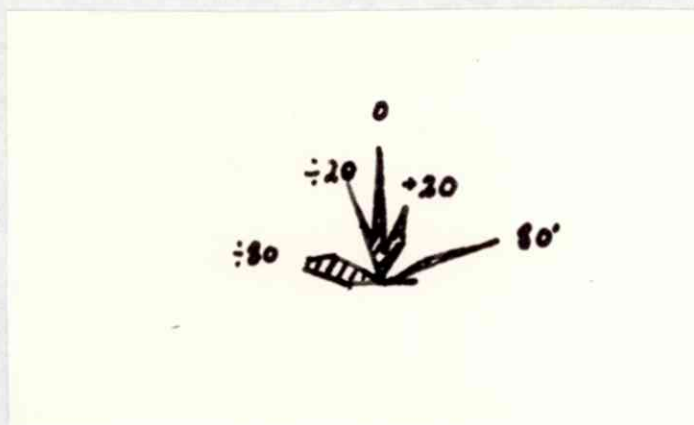


Fig. 39. Sprekker, under 500 m's lengde.

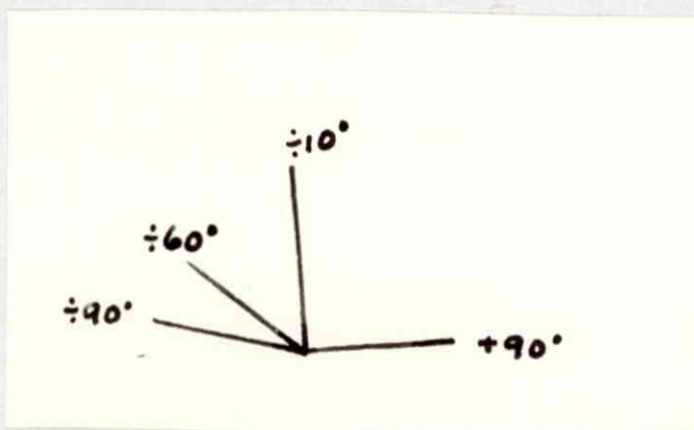


Fig. 40. Sprekker, på over 1000 m's lengde.

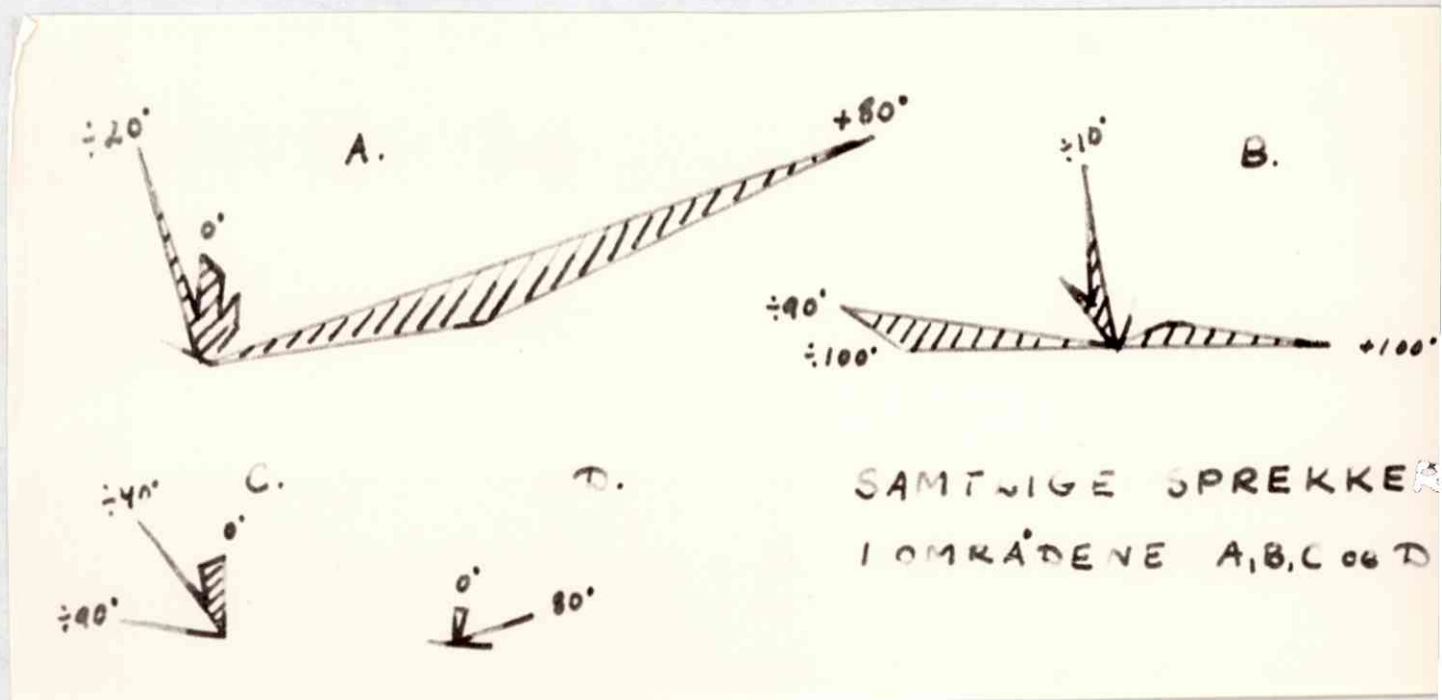


Fig. 41. Feltet er delt opp i områdene A, B, C og D, som er striper tversover feltet i øst-vest-retning, med A lengst i nord, og D sørligst!

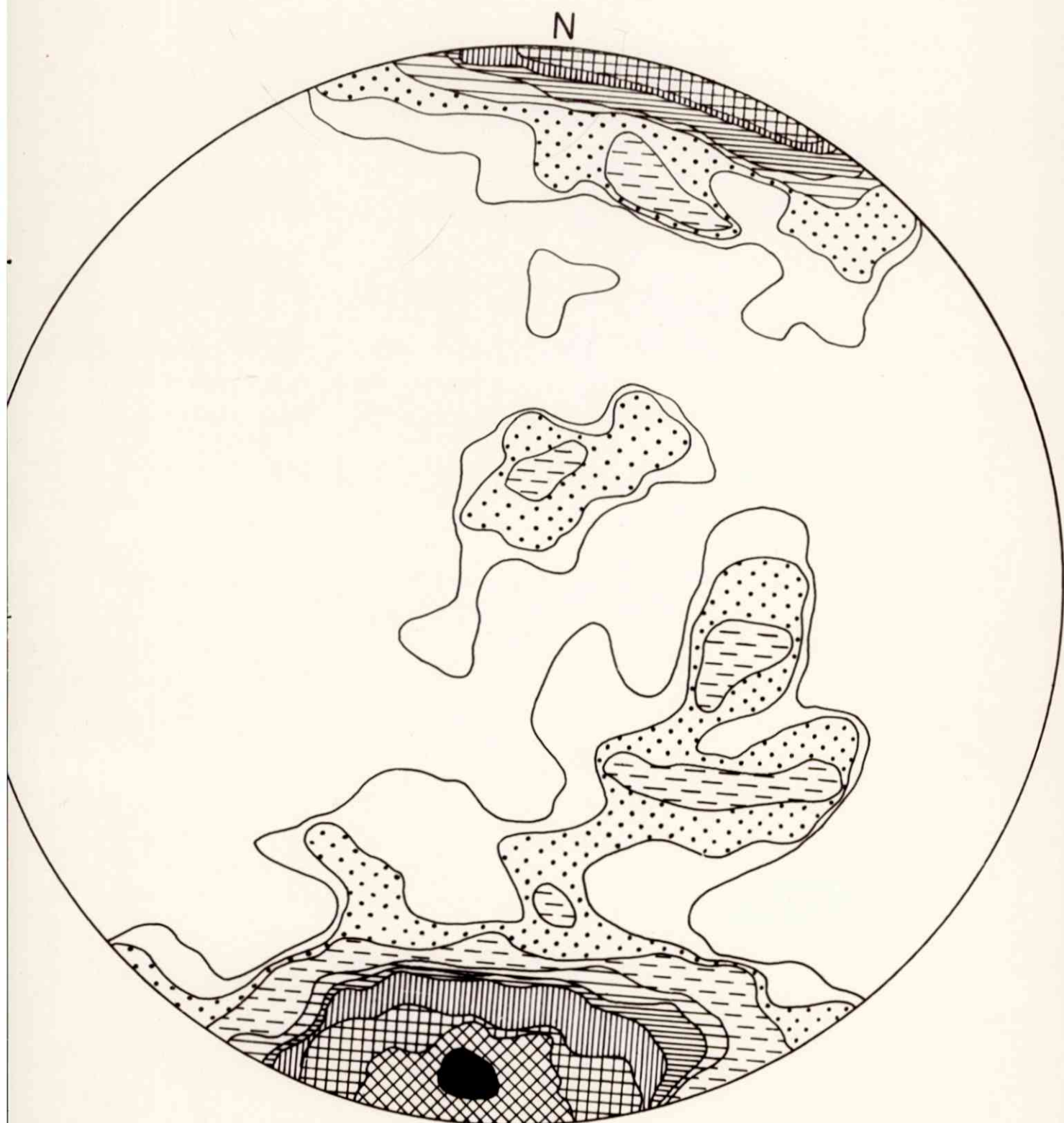
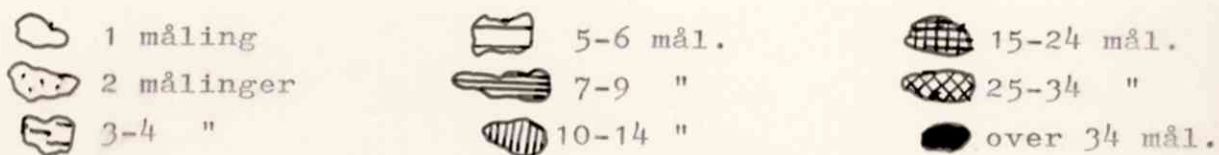


Fig. 42.

Skiffrighet, målt i hele feltet. 180 målinger.



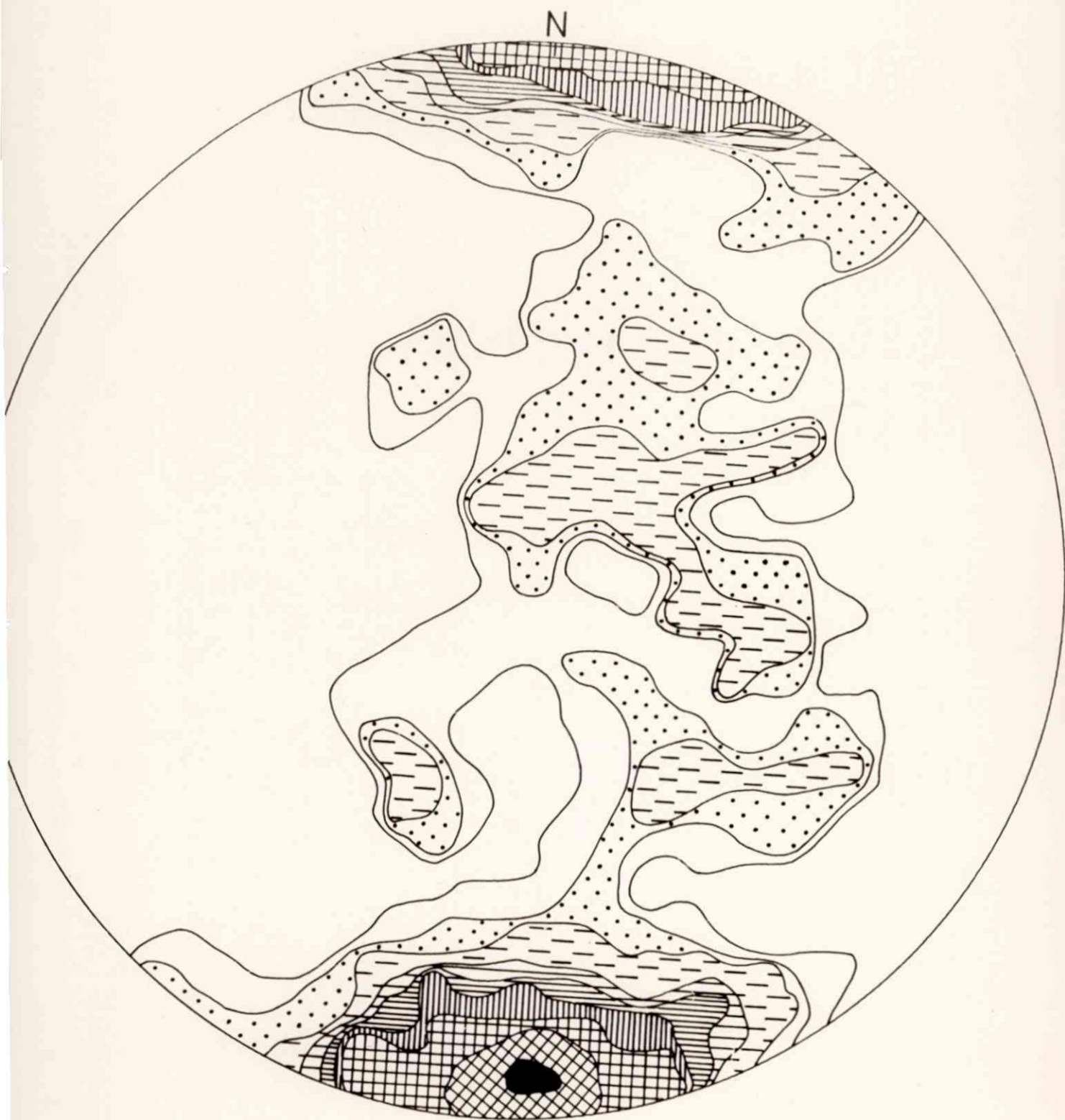


Fig. 43.

Lagning, målt i hele feltet. 201 målinger.

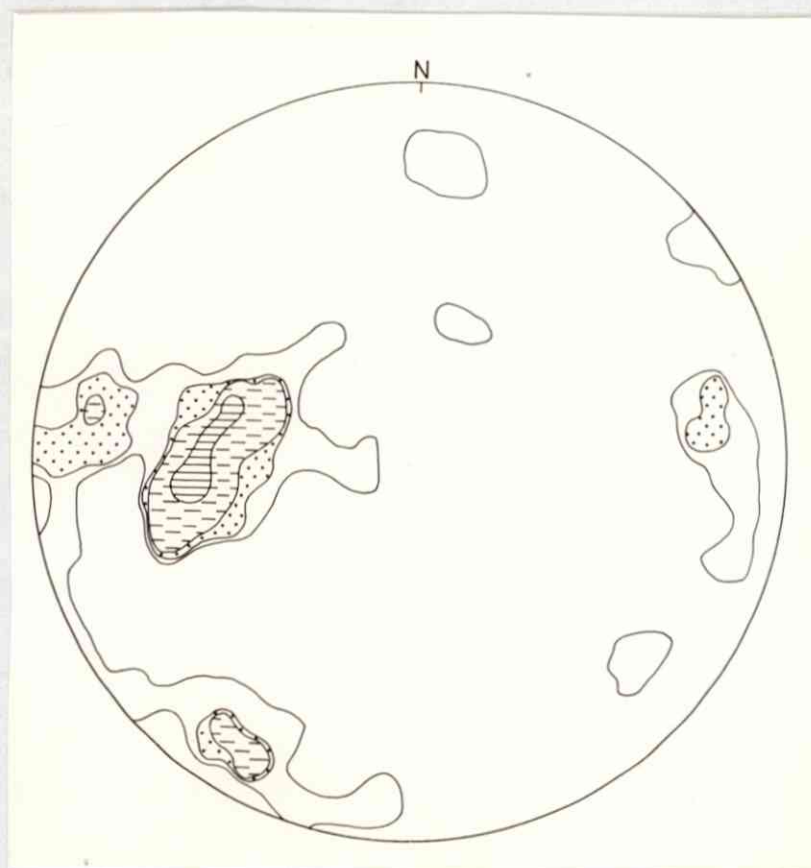


Fig. 44. Sprekker fra hele feltet. 44 målinger.

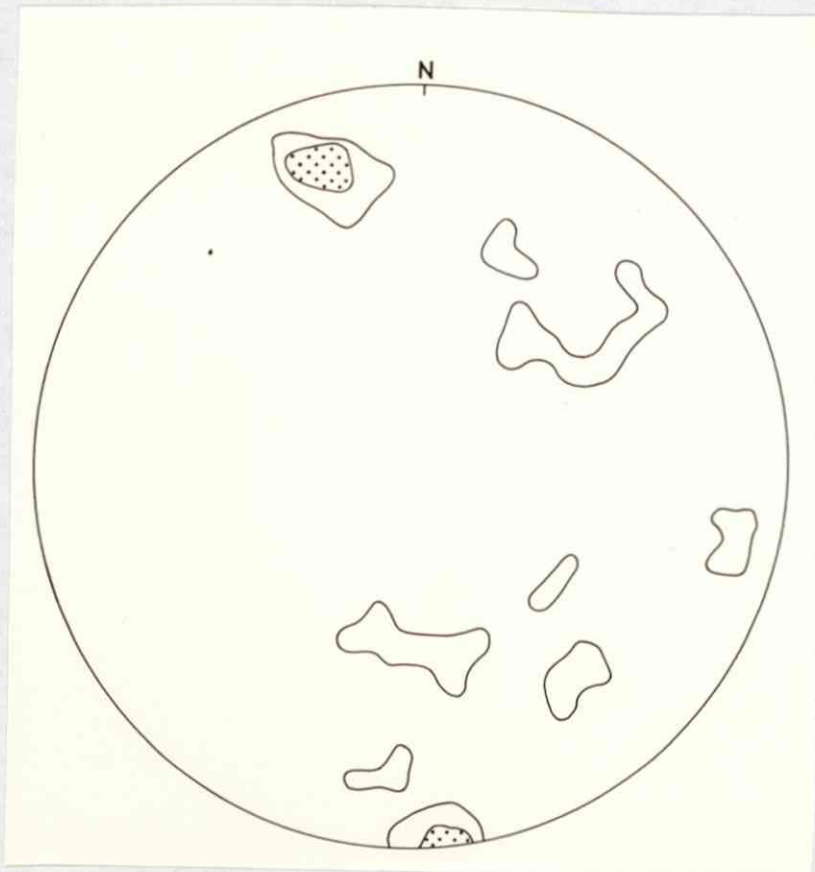


Fig. 45. Glideplan fra hele feltet. 14 målinger.

Lineasjoner, målt over hele feltet.

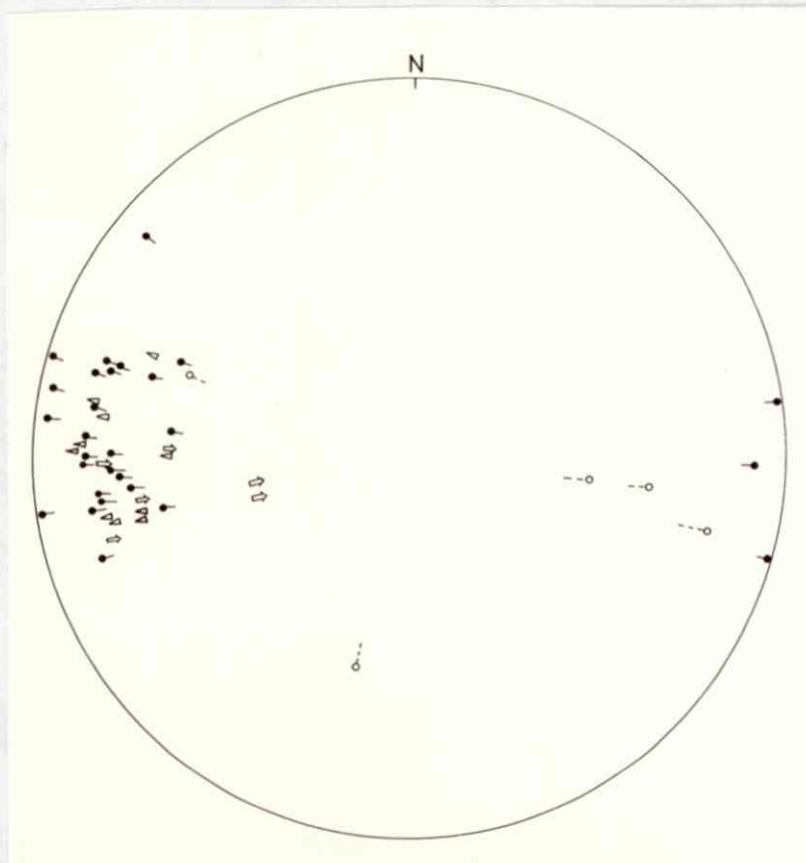


Fig.46.

mineralforlengelse.

pillow - lengdeakse.

foldningsakse.

glidestriper.

Skifrichet i fire områder, nordenfra og sørover i feltet.

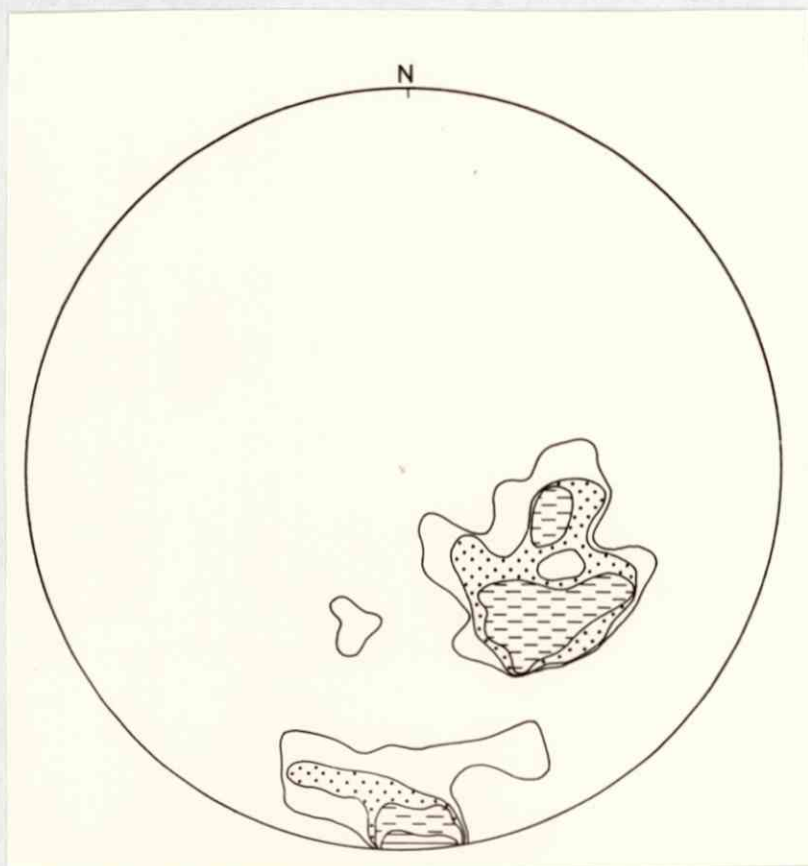


Fig. 47. I Rørosgruppens bergarter i nord.
24 målinger.

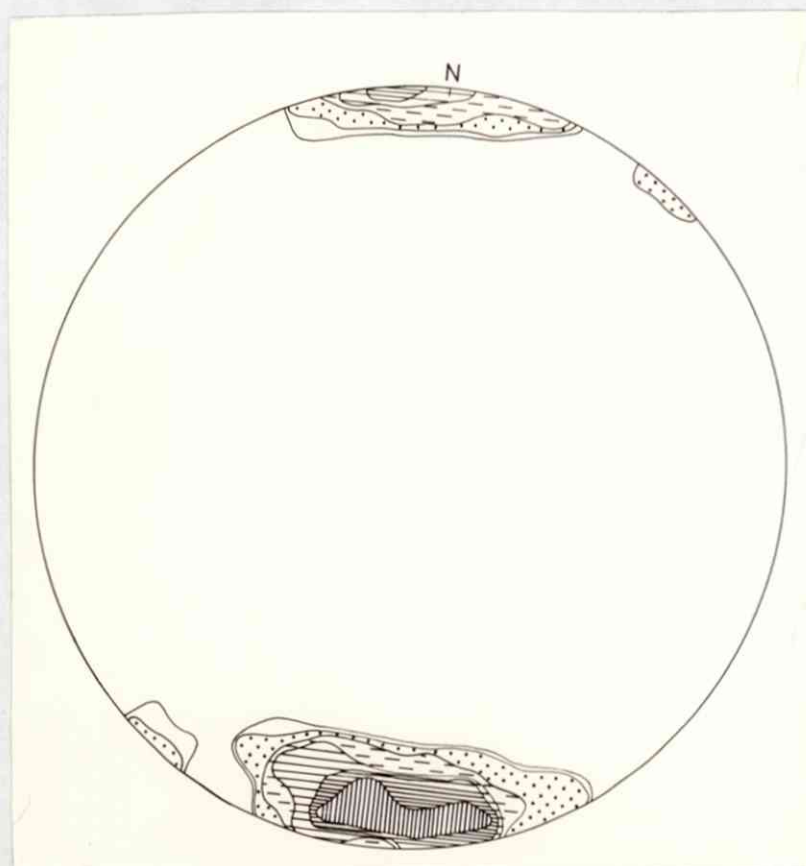


Fig. 48. Øst-vest-gående myrdrag nord i grønnskiferfeltet
47 målinger.

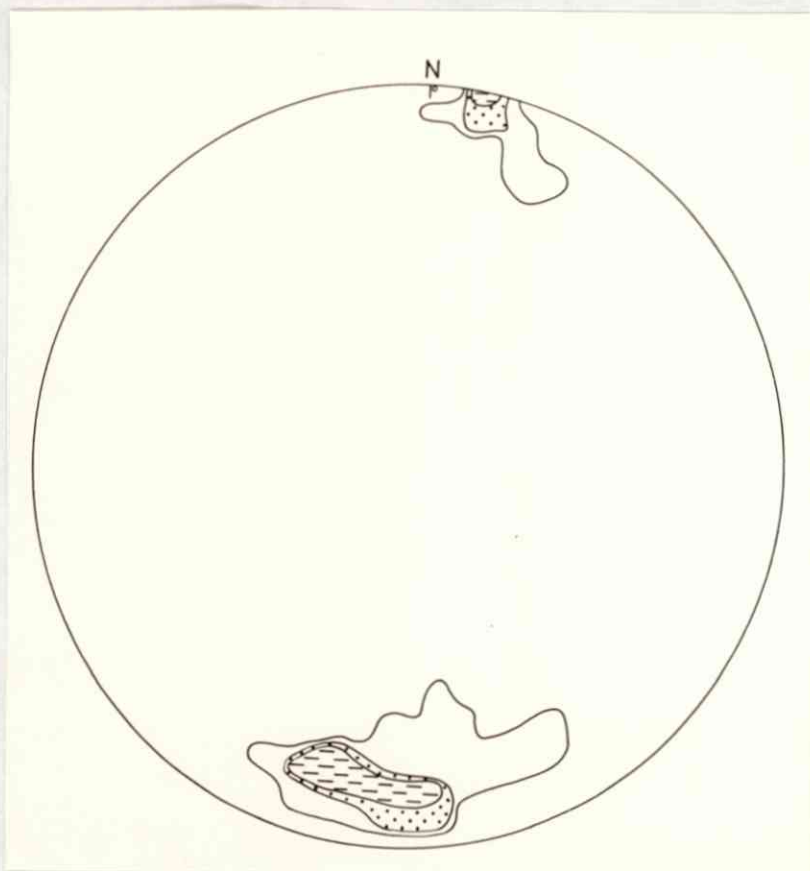


Fig. 49. Rundt Hoslynga. 13 målinger.

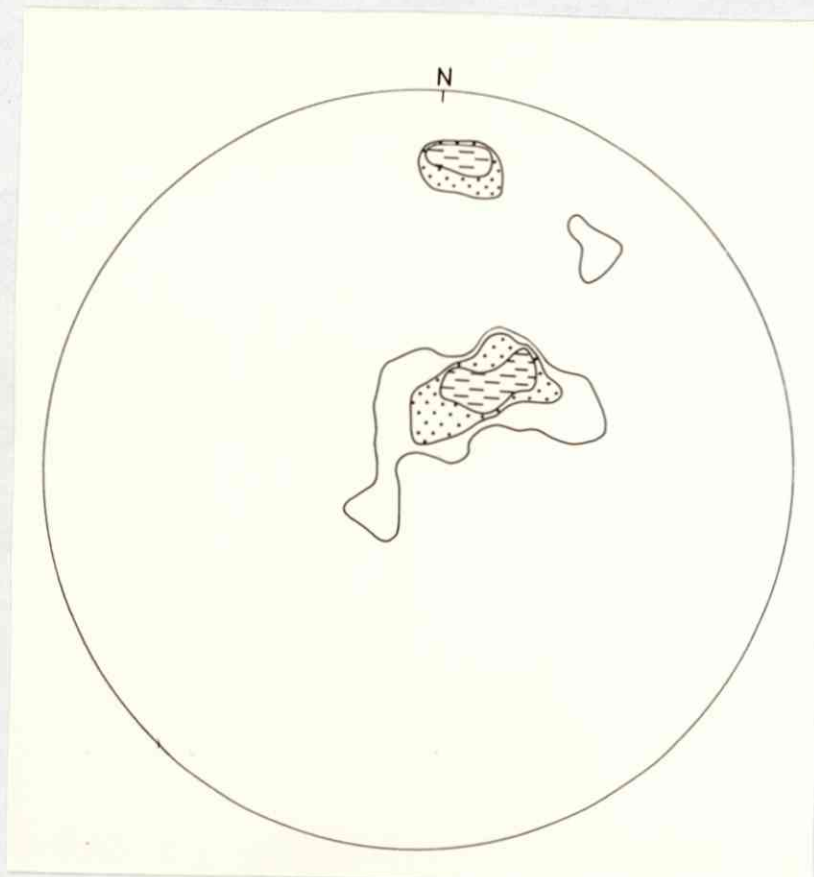


Fig. 50. Sør for Drugu. 13 målinger.

Skifrichet i fire nord-syd- gående, paralelle
profiler nord i feltet.

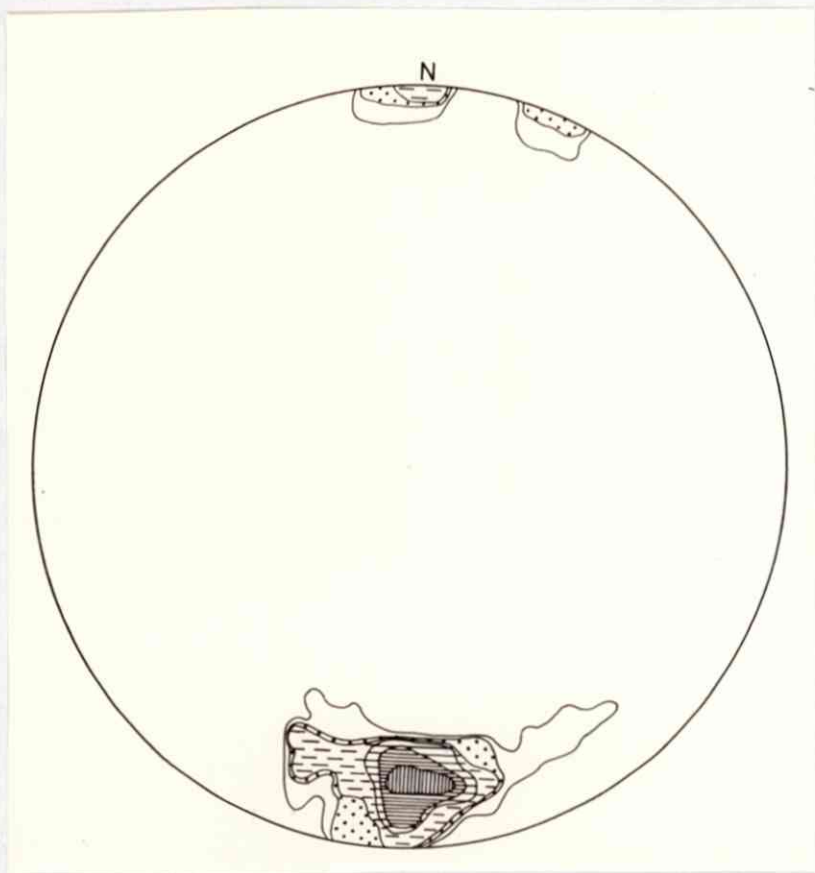


Fig. 51. Styggbekkprofilet. 27 målinger.

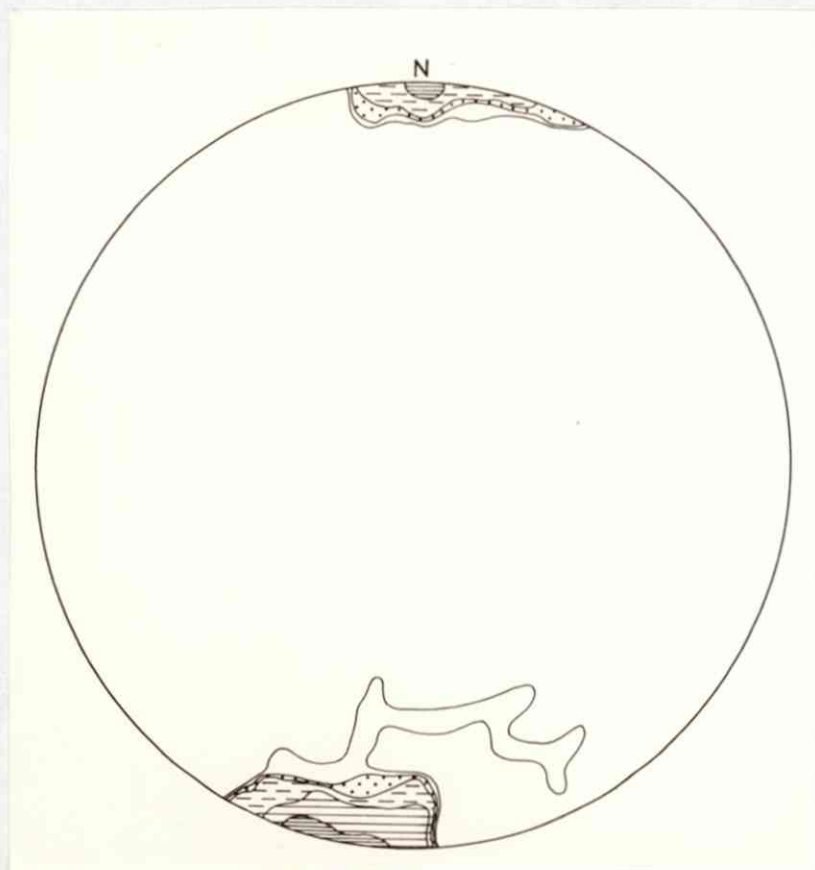


Fig. 52. Profilet nordover fra Maliseter. 16 målinger.

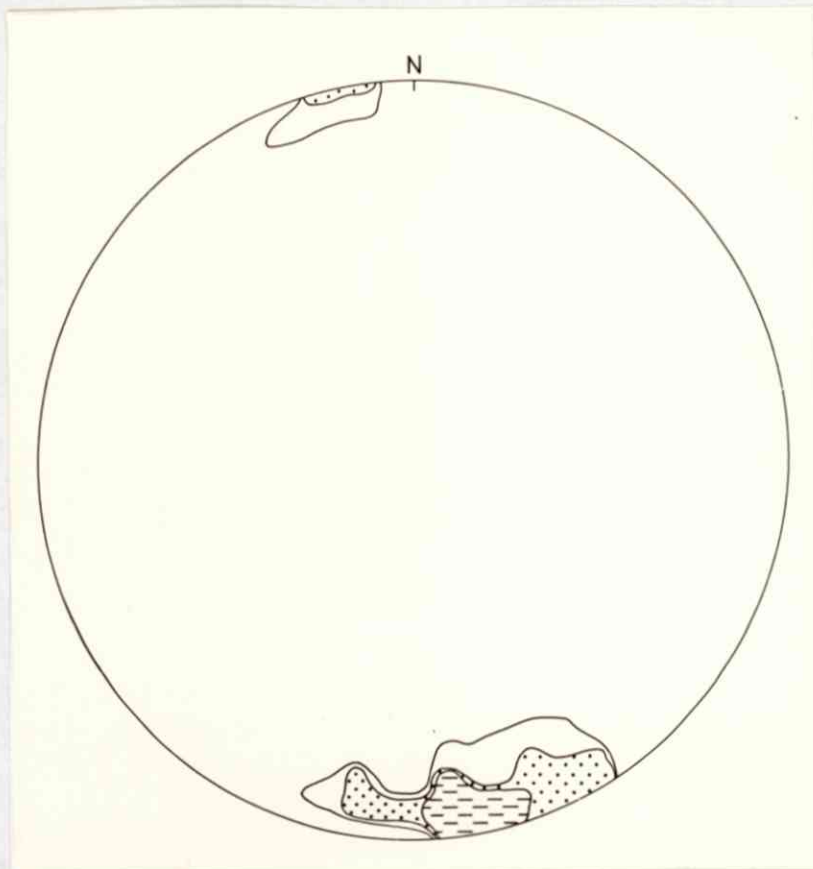


Fig. 53. Profilet nordover fra Hoslynga's vestende.
13 målinger.

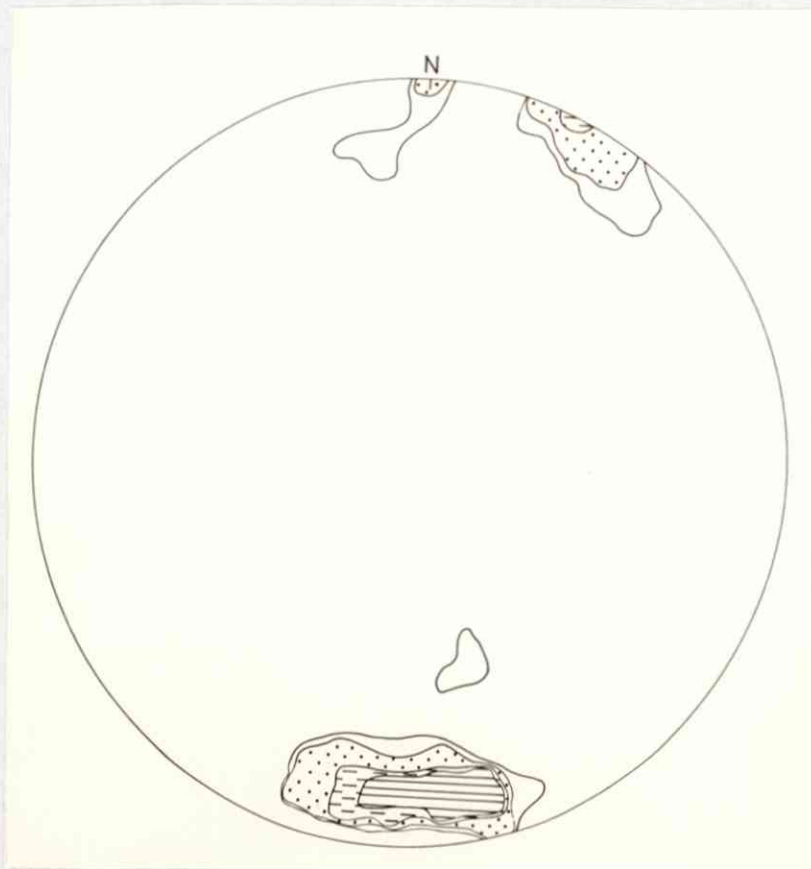


Fig. 54. Profil nordover fra Segelvatn.
22 målinger.

Skiffrighet.

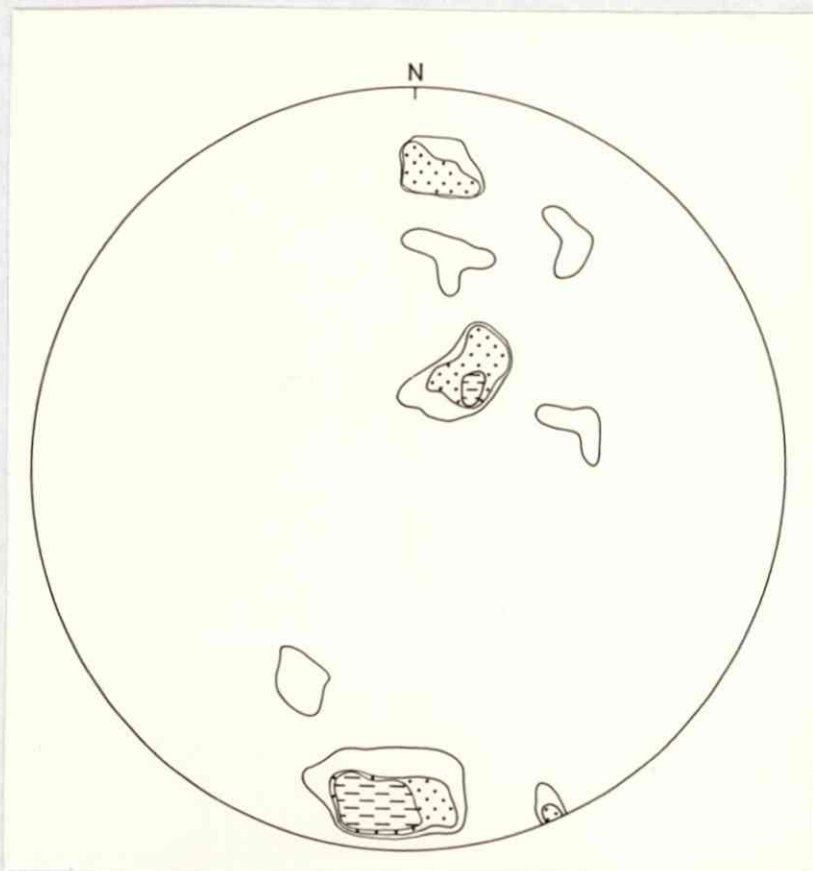


Fig. 55. Grønnstener fra hele feltet. 16 målinger.

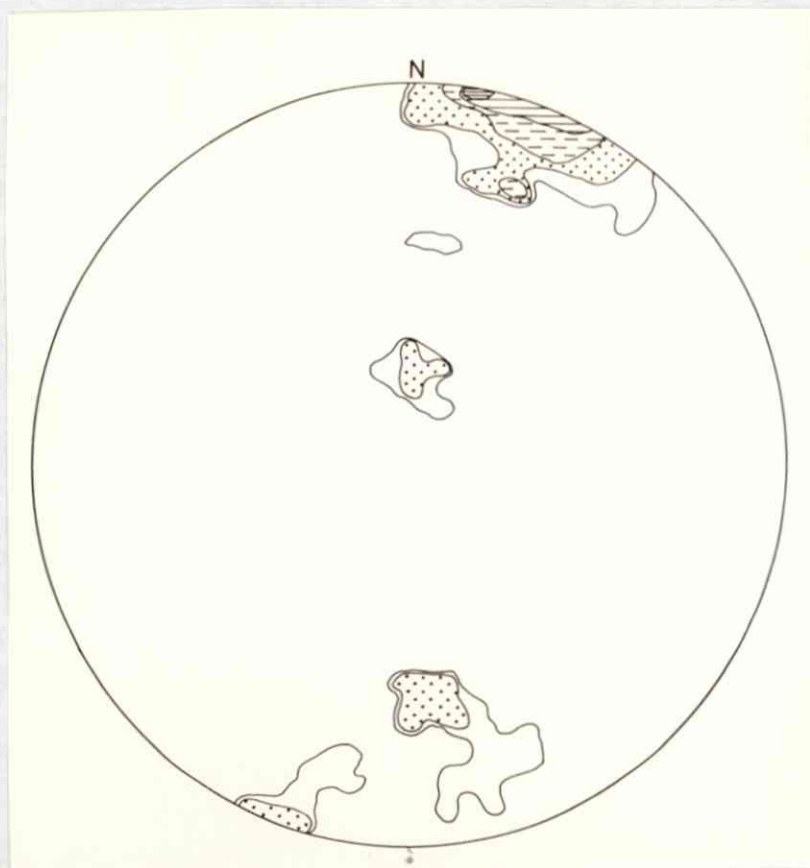


Fig. 56. Felsitter fra hele feltet. 19 målinger.

Lagning i fem områder nordenfra og sørover.

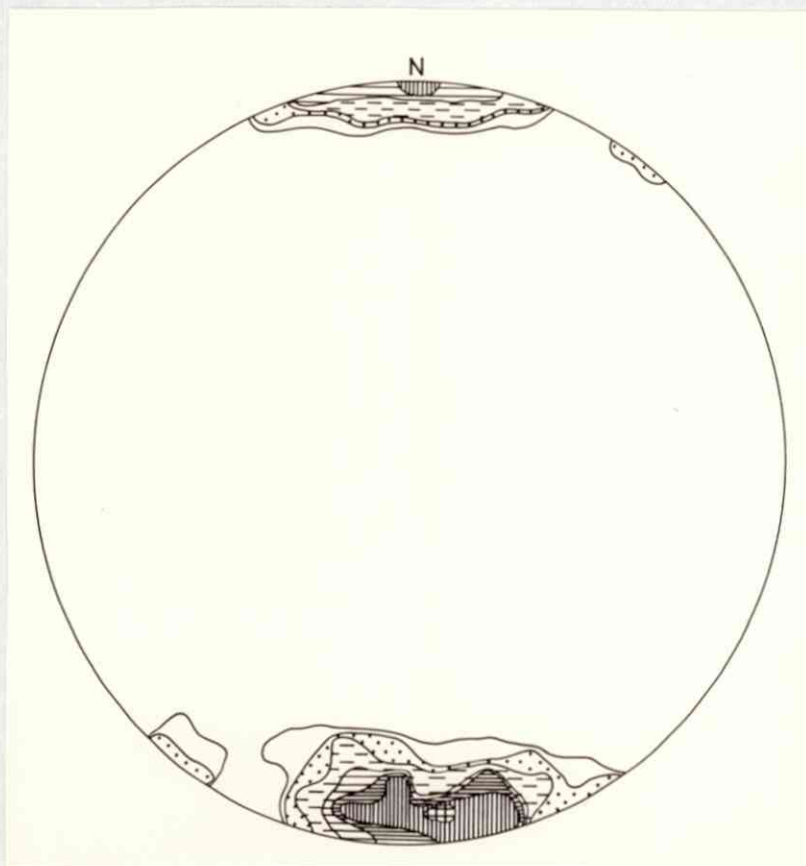


Fig. 57. Øst-vest-gående myrdrag nord i feltet.
43 målinger.

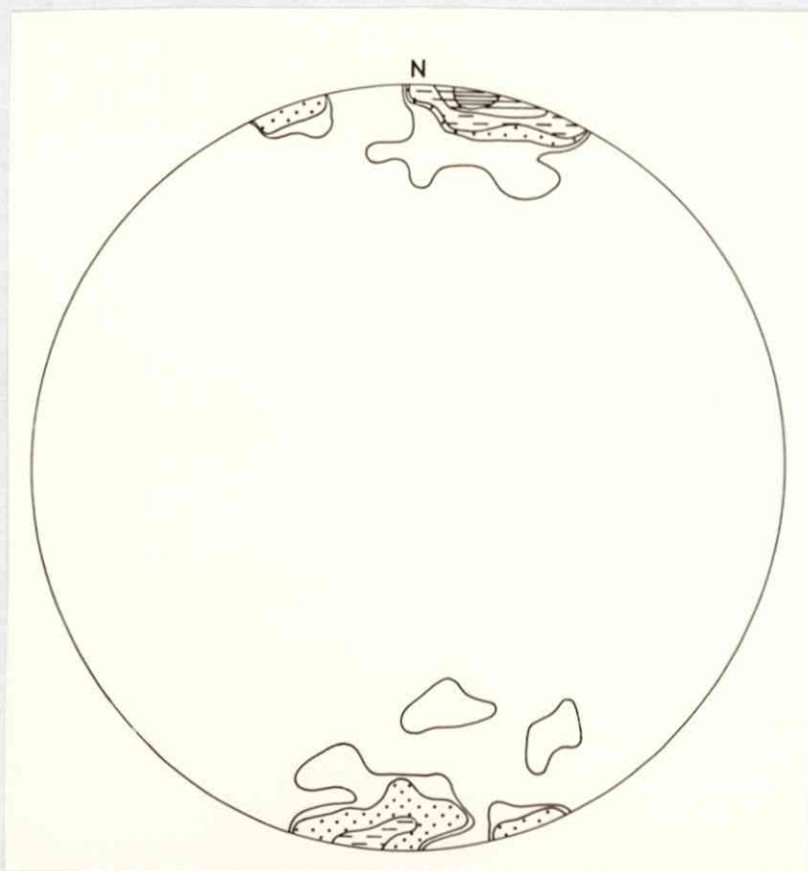


Fig. 58. Rundt Hoslynga. 14 målinger.

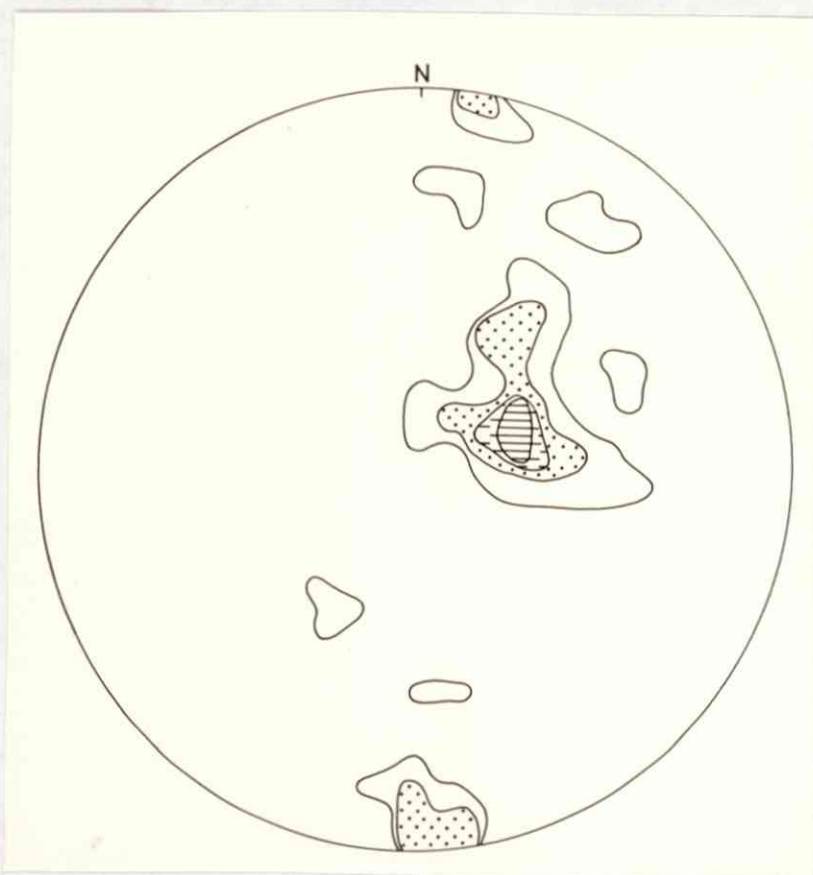


Fig. 59. Ved Lillevatn og sør i felsittfeltet.
19 målinger.

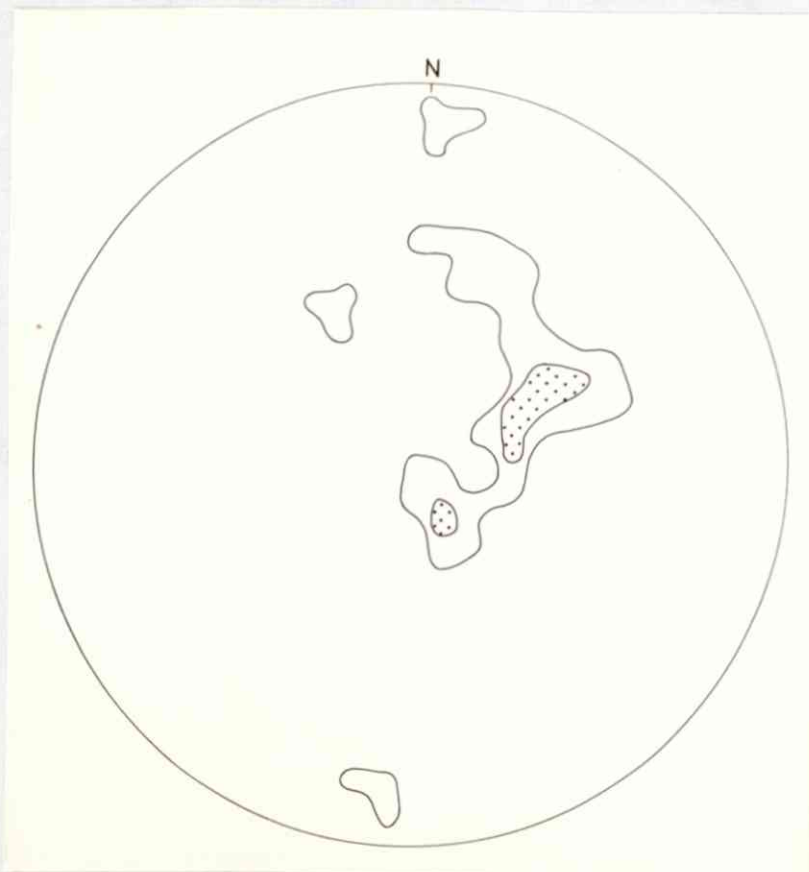


Fig. 60. Langs Drugudraet. 11 målinger.

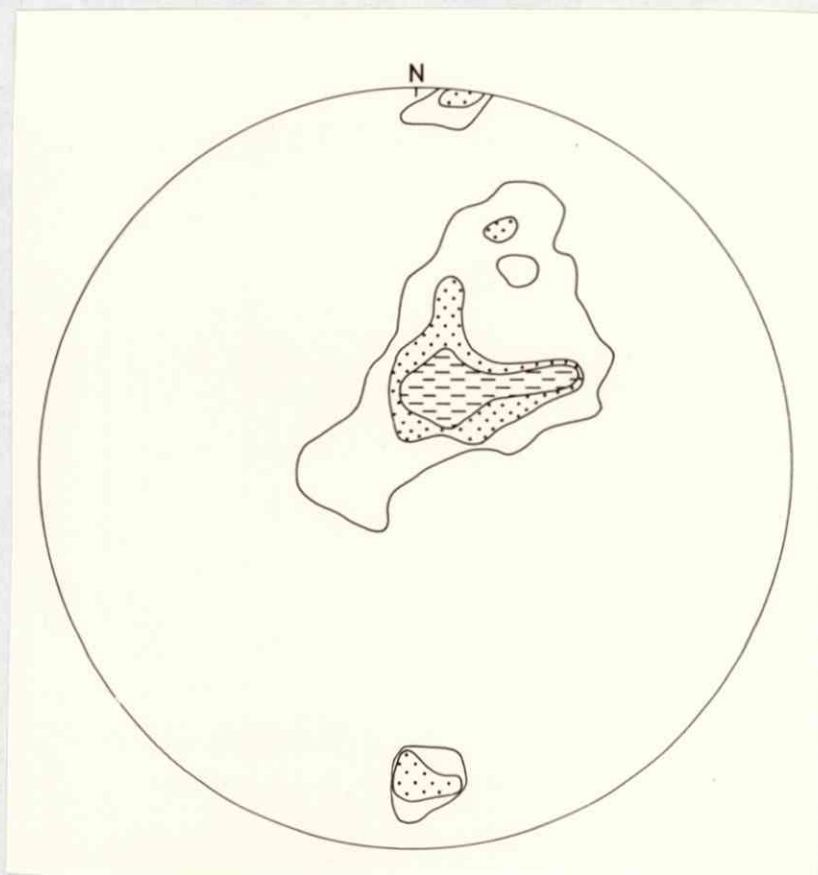


Fig. 61. Sør for Drugu. 20 målinger.

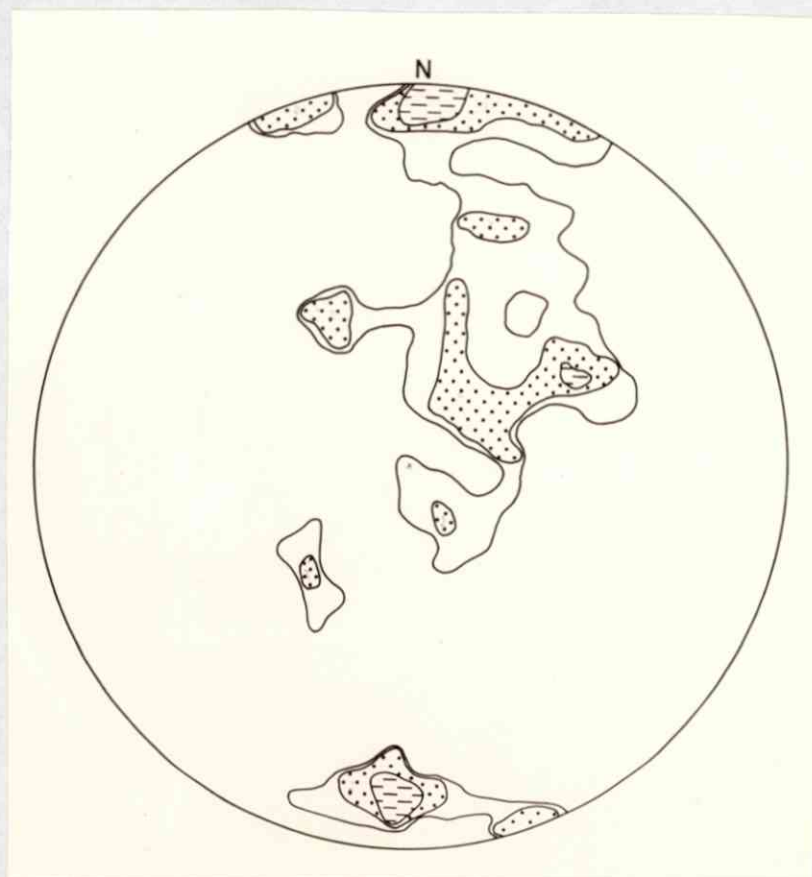


Fig. 62. Lagning i grønnstener. 130 målinger.

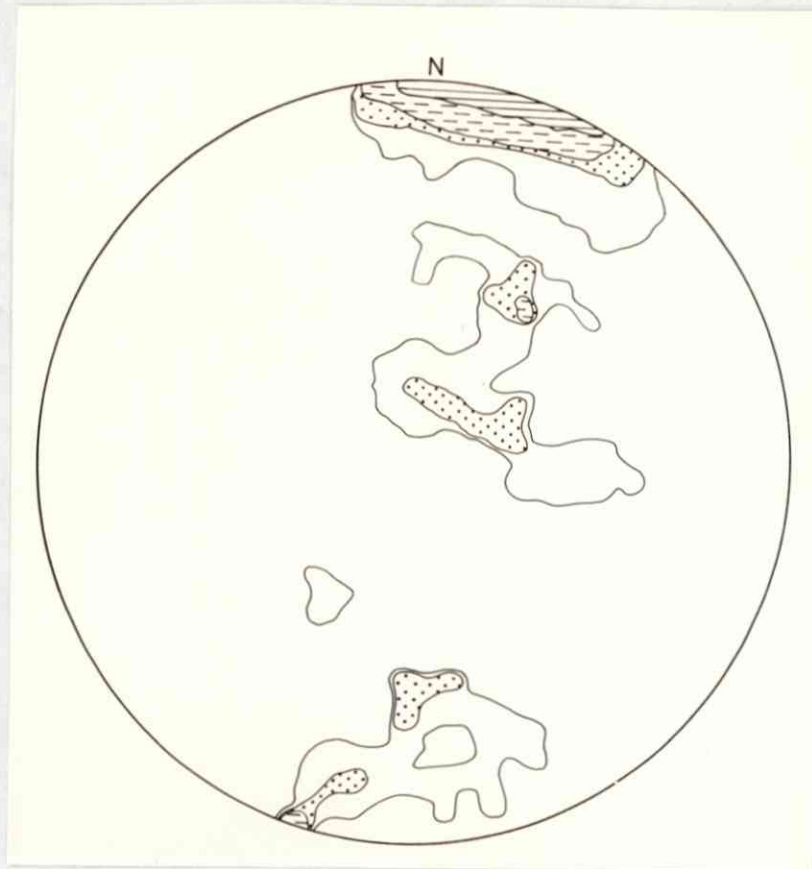


Fig. 63. Lagning i felsitter fra hele feltet.
22 målinger.

EN KORT OPPSUMMERING AV FELTETS
HISTORIE.

Nordligst og underst ligger Rørosgruppens bergarter, fyllitter og glimmerskifre med endel kalk iblandet. Det fin-kornede, terrigene materialet tilsier avsetning på middels dypt vann uten særlig oppragende områder i nærheten.

Den gradvise overgangen til Størengruppens askeavsetninger forteller at vulkanismen begynte forsiktig, med samtidig sedimentasjon og askeutbrudd. Det er sannsynlig at vulkanene som ga askeregnet lå over vannflaten lenger syd, og at vind og strøm førte materialet nordover.

Bevegelser i jordskorpen, eventuelt bare kontinuerlig nedsynkning, senker de underste geosynklinalsedimentene så langt ned at de begynner å smelte opp. Den sure smelten er opphavet til den nye vulkanismen som setter inn, og først gir sure askeavsetninger i vekslning med de basaltiske. Også denne vulkanisme er meget moderat til å begynne med. Smelten gir fra seg SiO_2 -rike løsninger eller gasser som foruten å innvirke på overliggende basaltiske tuffer, unnviker ut i havvannet, hvor de sammen med jern danner kolloid-forbindelser ved kontakt med havvannet og avsettes som kiselgel. Avsetningen foregår under kontinuerlig askeregn fra basaltvulkanene. Etterhvert blir vulkanismen sterkere, og en og annen lavastrøm opptrer, for så å overta hovedrollen. Den sure vulkanismen gir også lavautbrudd, men strømmene er viskøse og ikke langtrekkende.

Aktiviteten er ikke kontinuerlig, lange opphold gir anledning til dannelsen av en tynn sone av mørk leirskifer i en periode og flere tykke, skarpt begrensede benker av jernholdig kiselgel.

De basaltiske lavastrømmene er tynne og vidtrekkende, de får forskjellig struktur etter graden de kommer i kontakt med havvannet. Vulkanene ligger sannsynligvis både over og under havflaten, skjønt uten svært store høydeforskjeller. De kraterne som ligger på land, gir innimellom agglomerater, de er konsentrert i midtre deler av feltet. Lava som flyter ut i vann, får delvis pillowstruktur.

Relativt sent under vulkanismen etter noe foldning av feltet blir både basaltiske og sure bergarter intrudert av gabbro, som når et stykke opp i lavamassene og sender ganger inn i dem.

Feltet blir videre hevet, ved foldninger eller vertikale bevegelser, og Størenggruppen avsluttes med et sammenskyttet, tildels svært skarpkantet konglomerat.

Grønnsteinene gjennomsettes også av tynne, finkornede diabasganger av ukjent alder. Sprekkene de følger har bare vært kunnet målt i noen få tilfelle, de er middels steile, med fall både mot nord og syd, muligens en type skjærsprekker.

De mange orogeneser som Trondhjemsfeltet har gjennomgått, har selvfølgelig ikke unngått dette området. Det er bare spor etter en deformasjon, så enten må stress-retningen ha vært konstant, eller yngre, sterkere deformasjoner har utvisket eldre strukturer. Bergartene har vært foldet, sprukket opp, forskjøvet, mylonittisert, rekrySTALLISERT, dekket av yngre bergarter som igjen er fjernet, for til sist etter istidernes verk å ha fått en drakt av

myr
og



skog



og
vann.



Litteraturliste:

- Anderson, T. (1910): "The Volcanoes of Matavanu in Savaii"
Quart. Journ. Geol. Soc.
- Backlund, H.G. (1930): "Die Magmagesteine der Geosynklinale von
Nowaja Semlja: Report of the scientific
results of the Norwegian expedition to No-
vaya Zemlya, 1921."
- Battey, M.H. (1956): "The petrogenesis of a spilitic rock series
from New Zealand." Geol. Mag. 93.
- Benson, W.N. (1913): "Spilitic lavas and Radiolarian Rocks in
New South Wales." Geol. Mag. 1913.
- Beskow, G. (1927): "Sødra Storfjället im südlichen Lappland."
S.G.U. 21.
- Brongniart, A. (1827): "Classification et caracteres mineralogiqu
des roches." Paris 1827.
- Buddington, A.F. (1926): "Submarine Pillow lavas of South-eastern
Alaska." Journ. of Geol. 34.
- Carstens, C.W. (1924): "Unterordovicische Vulkanhorizont im Trond-
hjemsgebiet." NGT 1924.
- " (19) : "Geologiske undersøkelser i Trondhjems
omegn." NGU 83.
- " (1937-39): Feltdagbøker.
- " (1951): "Løkkenfeltets geologi." NGT 29.
- Carstens, H. (1954): "Løkken verk, en norsk grube gjennom 300 år.
Jubileumsboken, 1954.
- Dewey, H. og Flett, J.S. (1912): "On some British pillow lavas
and the rocks associated with them."
Geol. Mag. Vol VIII.
- Dewey, H. og Reid, C. (1908): "The Origin of Pillow-Lava near
Port Isaac in Cornwall." Quart. Journ. Geol.
Soc., Vol. 46.
- Flaherty, G.F. (1934): "Spilitic Rocks of Southeastern New Bruns-
wick." Journ. of Geol. 42.
- Foye, W.G. (1924): "Pillow structure in the Triassic Basalts of
Connecticut." Bull. Geol. Soc. Am. v 35/2.
- Friedlaender, C. (1946): "Querbiotitschiefer vom Ruzizi Escarp-
ment im zentralafrikanischen Graben."
Schweizerische Mineralogische und Petrogra-
phische Mitteilungen, Band XXVI, H2.
- Fuller, R.E. (1931): "Aqueous chilling of basaltic lava on Colum-
bia Plateau." Amer. Journ. Sci., 5. ser, v. 21

- Fuller, R.E. (1934): "Structural Features in the Columbia River Lavas of Central Washington." *Journ. of Geol.* 42.
- Fyfe, W.S., Turner, F.J. og Verhoogen, J. (1958): "Metamorphic reactions and metamorphic facies." *Geol. Soc. of Am., Mem.* 73.
- Gass, I.G. (1958): "Ultrabasic pillow lavas from Cyprus." *Geol. Mag.* 95.
- Geikie, Sir A. (1903): "Textbook of Geology", London 1903, v.1.
- Gilluly, J. (1935): "Keratophyres of eastern Oregon and the spilite problem." *Am. Journ. Sci.* 5.ser. v. 29.
- Gjelsvik, T. (1958): "Extremely soda rich rocks in the Karelian zone, Finnmarksvidda, Northern Norway. A contribution to the discussion of the spilite problem." *GFF.* 80.
- Goldschmidt, V.M. (1916): "Geologisch-Petrographischen Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Uebersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem." *Vidensk.Selsk. Skr.1. Mat.-Nat.Kl.N.2*
- Goldstein, A.Jr. og Hendricks, Th.A. (1953): "Siliceous sediments of Ouachita facies in Oklahoma." *Bull. Geol. Soc. Am.* v. 64.
- Gorai, M. (1951): "Petrological Studies on Plagioclase Twins." *Am. Min.* 36.
- Henderson, J.F. (1953): "On the formation of pillow lavas and breccias." *Roy.Soc.Canada Trans.* 3. ser.s.47
- Ktenas, K.A. (1909): "Ueber die eruptiven Bildungen des Parnesgebirges in Attika." *Zentr.bl. f. Min.* 1909.
- Lewis, J.V. (1914): "Origin of Pillow Lavas." *Geol. Soc. Am. Bull.* 25
- McKinstry, H.E. (1939): "Pillow Lavas of Borabora, Society Island" *Journ. of Geol.* XLVII, 2.
- Nicholls, G.D. (1958): "Autometasomatism in the lower spilites of the Bulth Volcanic Series." *Quart. Journ. Geol. Soc.* 114.
- Sampson, E. (1923): "The ferruginous chert formations of Notre Dame Bay, Newfoundland." *Journ. of Geol.* 31.
- Stark, J.T. (1938): "Vesicular dikes and subaerial pillow lavas of Borabora, Society Islands." *Journ. of Geol.* 46/3.

- Stark, J.T. (1939): Discussion: Pillow Lavas. Journ. of Geol. 47/2
- Sundius, N. (1912): "Pillow-lava from the Kiruna District."
GFF 34/3.
- Thomas, H.H. (1911): "The Skomer volcanic series, Pembrokeshire."
Quart. Journ. Geol. Soc. v. 67.
- Turner, F.J. (1948): "Structural and Mineralogical Evolution of
Metamorphic Rocks." Geol.Soc.Am., Mem.
- Turner, F.J. (1951): "Observations on twinning of plagioclase in
metamorphic rocks." Am. Min. 36.
- Tørnebohm, A.E. (1896): "Det Centrala Skandinavians Bergbyggnad."
Kungl. Sv. Vet.Akad. Handl., Band. 28.
- Vogt, Th. (1945): "The geology of part of the Hølanda-Horg district, a type area in the Trondheim region."
NGT 25.
- Vuagnat, M. (1946), "Sur quelques diabases suisses: Contribution
a l'etude du probleme des spilites et des
pillow lavas." Bull. Suisse de Min. et Petr.
v.26.(Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.)
- Weber, M. (1910): "Ueber Diabase und Keratophyre aus dem Fichtelgebirge." Zentralbl. f. Min. 1910.
- Wells, F.G. og Waters, A.C. (1935): "Basaltic rocks in the Umpqua formation." Bull.Geol.Soc.Am. 46/6.
- Wilson, M.E. (1942): "Structural Features of the Keewatie volcanic rocks of western Quebec." Bull. Geol. Soc. Am. 53/1.
- Wilson, M.E. (1960): "Origin of pillow structures in the early Precambrian lavas of western Quebec."
Journ. of Geol. 68/1.
- Ødegård, M. (1959): "Vasskis- gangkis i Løkkenfeltet." Diplomoppgave NTH, 1959.

sendt for inni Bjørlykke til O.G. AB
Hovedoppgave v/ Dagset

1962

Liste over bergarter og slip:

- 7 b, mørk, båndet, middels finkornet grønnskifer.
- 15 a - lys, finkornet grønnskifer med magnetitt.
- 15 b - mørk grå finkornet grønnskifer.
- 28 - lys, båndet, finkornet grønnskifer.
- 30 - mørk " " "
- 34 - mørk, finkornet grønnskifer med magnetitt-oktaedre.
- 53 - mørk, finkornet grønnskifer.
- 56 - lys, tektonisert, rel. grovkornet grønnsten.
- 72 - finkornet, inhomogen, oppknust grønnsten.
- 108 - finkornet, mylonittisert grønnsten.
- 114 - " " "
- 127 - lys, tektonisert, rel. grovkornet grønnsten.
- 147 - lys, massiv, rel. grovkornet grønnsten, nær trondhemitt-
gang.
- 148 - mørk, massiv, nåletgrønnsten
- 172 - kornet, oppknust grønnsten.
- 176 - lys, finkornet grønnsten med mandelstruktur.
- 199 - lys, båndet, finkornet grønnskifer.
- 239 - lys, finkornet grønnskifer med orienterte mineral-
aggregater (vulkansk sediment)
- 237 - 242 - lys, båndet, finkornet grønnskifer (tuff).
- 274 - grå, finkornet grønnsten med relikte blastoporfyriske struk-
tur.
- 269 - lys fink. grønnsten med pillowstruktur.
- 279 - grålig, båndet grønnskifer. (hybrid-tuff)
- 280 a - lys, massiv, rel. grovkornet grønnsten.
- 288 - agglomeratisk grønnsten
- 435 - 469 - felsittisk (tett) grønnsten med pillowstruktur.
- 460 - agglomeratisk grønnsten.