

**Geologiske og petrografiske
undersøkelser i Modumfeltet**

*Geologische und petrografische
Untersuchungen im Modumgebiet*

Av

OTTAR JØSANG

(Statens Veglaboratorium, Oslo)

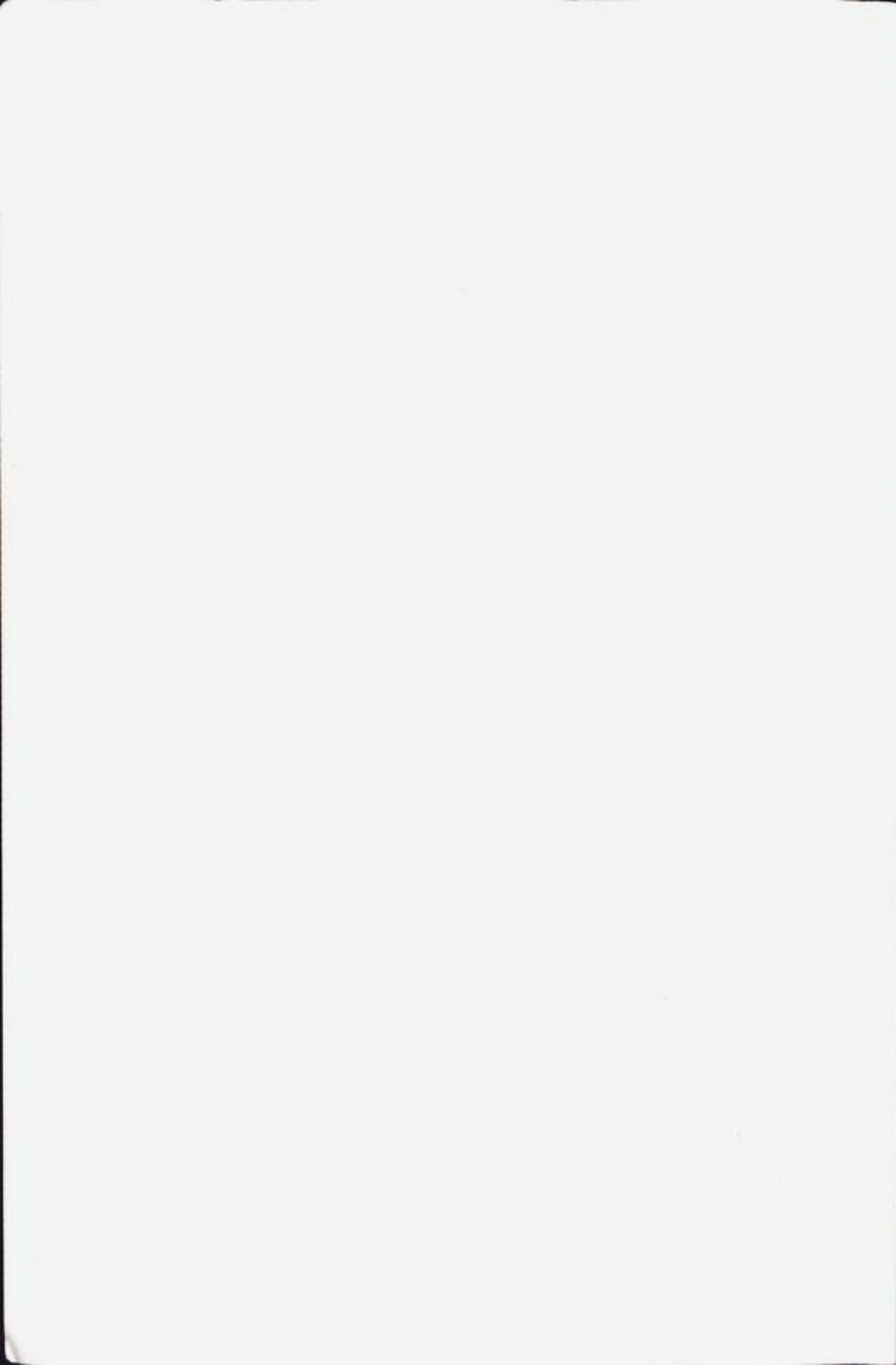
NBR-DEPOTBIBLIOTEKET
POSTBOKS 278 - 8601 MO

OSLO 1966
UNIVERSITETSFORLAGET

Redaktør for
Norges geologiske undersøkelses publikasjoner:
Statsgeolog
Fredrik Hagemann

Innhold.

Abstract	5
Forord	5
Innledning	8
Amfibolitter og olivingabbroer	10
Sillimanitglimmerskifre og sillimanitgranitt	22
Kvart-flogopit-hematitskifer	40
Pegmatitter	42
Kvartsitter	57
Glimmerskifre og gneiser	62
Rombisk amfibol-cordieritbergarter	69
Skapolitisering	75
Albitbergarter	80
Magnesit- og serpentinbergarter	91
Gabbroide og diorittiske gangbergarter	97
Forkastninger og breksjer	100
Foldingstektonikk og stratigrafi	105
<i>Zusammenfassung</i>	114
<i>Amphibolite und Olivingabbros</i>	114
<i>Sillimanitglimmerschiefer und Sillimanitgranite</i>	117
<i>Quarz-Pblogopit-Hämatitschiefer</i>	121
<i>Pegmatite</i>	122
<i>Quarzite</i>	126
<i>Glimmerschiefer und Gneise</i>	127
<i>Cordieritgesteine mit rhombischem Amphibol</i>	130
<i>Skapolithisierung</i>	133
<i>Albitgesteine</i>	134
<i>Magnesit- und Serpentinegesteine</i>	140
<i>Gabbroide und dioritische Ganggesteine</i>	142
<i>Störungen und Brekzien</i>	143
<i>Faltentektonik und Stratigraphie</i>	144
Anvendt litteratur	147



Abstract.

Geological mapping of a part of the Modum area, the northernmost part of the Kongsberg—Bamble area in the Precambrian of southern Norway, was carried out.

The different rocks are described, and metasomatic processes which have taken place in some of them, are described and discussed.

The tectonic features, such as faults, breccias and more or less hypothetical folds are treated. Finally an attempt is made to set up a stratigraphy of the rocks, which most likely are of sedimentary origin.

The rocks in the area are amphibolites and gabbros, banded gneisses, pegmatites, different types of micaschists—among which some are sillimanite-bearing—sillimanite granites, quartzites, rocks consisting of magnesite and serpentine (often with a number of rare minerals), scapolite rocks and different sorts of albite rocks.

The gabbros always change gradually into amphibolites towards their borders; most of the amphibolites in the area were most probably originally gabbroic rocks.

It is shown how sillimanite micaschists with plagioclase gradually change into sillimanite granites by K-metasomatism, whereby the potassium reacts with sillimanite and quartz to give muscovite, and with the plagioclase to give microcline.

The scapolite rocks are mostly pneumatolytically changed amphibolites. The most frequent occurrence of these rocks is along breccias and fault zones through and alongside the amphibolites and gabbros.

The albite rocks are hydrothermally changed breccias. In the albitization it was seen that albite replaced microcline, plagioclase, quartz, sillimanite, muscovite and biotite. This albite has often a chessboard structure, and consists always of nearly 100 per cent Ab.

Titanium must also have been added during the albitization processes. This titanium must have reacted with quartz and CaO liberated from the albitization of the plagioclase to give sphene.

In some of the albite rocks the micas and the amphiboles are replaced by talc.

Forord.

Det geologiske kartleggingsarbeidet som ligger til grunn for dette arbeidet, utførte jeg som en del av min oppgave for magistergraden i mineralogi og petrografi. Feltarbeidet ble utført somrene 1953—1956, og avhandlingen ble innlevert høsten 1957.

Den største delen av det foreliggende arbeidet er tatt fra nevnte magistergradsavhandling. Kapitlene er noe omarbeidet, og kapitlene om magnesit- og serpentinerarter og om foldingsteknikk og stratigrafi

er nye i den foreliggende avhandling. Sammendraget på tysk er også nytt.

I avhandlingen for magistergraden inngikk et kapitel om koronadannelser rundt olivin og jernerts i delvis amfibolittiserte gabbroer. Da disse undersøkelsene er ført en god del videre, vil det være for spesielt å ta med disse i denne avhandlingen. Disse undersøkelsene vil komme som egen publikasjon.

Somrene 1953, 1954 og 1955 ble feltarbeidet utføre med støtte fra Grosserer, cand. jur. H. Bjørums legat og sommeren 1956 med støtte fra Norges geologiske undersøkelse. Jeg takker styret i Grosserer, cand. jur. H. Bjørums legat for tildelingen av stipendiene. Uten denne økonomiske støtten ville jeg ikke kunnet ha satt i gang med dette kartleggingsarbeidet. Videre vil jeg takke Norges geologiske undersøkelse for den økonomiske støtten jeg fikk det siste året kartleggingen pågikk.

Den opprinnelige oppgaven for magistergraden var å foreta en undersøkelse av magnesit- og serpenteforekomstene i Modumfeltet sammen med det bergartskompleks som de ligger i. Det viste seg imidlertid at denne oppgaven ble for omfattende, og den ble begrenset til en generell undersøkelse av bergartene i området.

Flere måneder av feltarbeidet ble imidlertid brukt til å foreta en detaljert geologisk kartlegging av de fleste av magnesit- og serpenteforekomstene med innsamling av mineraler fra disse. Bearbeidelsen av dette materialet er påbegynt, men jeg har funnet det riktig å gi ut resultatene av den generelle undersøkelsen av bergartene i området som egen avhandling og om mulig komme med resultatene av den detaljerte undersøkelsen av magnesit- og serpenteforekomstene seinere. I den foreliggende avhandling er disse forekomstene beskrevet på like fot med de andre bergartene i området.

Under beskrivelsen av bergartene er en del optiske data for en del mineraler tatt med. De verdiene for 2V som er oppført, er bare omtrentlige og er bare bestemt på grunnlag av isogyrenes krumning i optisk aksefigur. Der mineralenes brytningsindekser er oppført, er måling utført med Na-lys og justerte væsker. Nøyaktigheten av de målte brytningsindekser er i flere tilfeller tatt med.

For flere bergarter er mengdene av de forskjellige mineralene som inngår i bergartene, oppført. Disse bestemmelsene er ikke utført ved hjelp av nøyaktige tellinger, men som et gjennomsnitt av omtrentlige overslag over mengdeforholdet mellom mineralene på flere steder i hvert preparat.

Som oppslagsbøker under det mikroskopiske arbeidet har jeg brukt W. E. Tröger: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, 1952, og A. F. Rogers and P. F. Kerr: Optical Mineralogy, 1942. Der disse bøkernes data og tabeller avviker fra hverandre, er fortrinnsvis Trögers data brukt.

Kartleggingen er utført i målestokk 1 : 10 000. Kartgrunnlaget er for den del som omfattes av gradeigskartet Eiker, et kart i målestokk 1 : 25 000 med 10-meters koter som ble forstørret opp til målestokk 1 : 10 000. Dette kartet er svært nøyaktig unntatt i de aller vestligste delene av feltet jeg har kartlagt, der kartgrunnlaget er noe mindre nøyaktig.

Kartgrunnlaget for det nordlige kartblad jeg har kartlagt — det som ligger på gradeigskartet Tyrstrand — er derimot ikke på langt nær så nøyaktig. Her har jeg brukt et kart som er forstørret opp til målestokk 1 : 10 000 fra målestokken 1 : 100 000. Dette unøyaktige kartgrunnlaget må nødvendigvis ha gått ut over nøyaktigheten av den geologiske kartleggingen. Men i områdene omkring magnesit- og serpentinforkomstene er kartleggingen utført på flyfotografier. I disse områdene er derfor det geologiske kartet nøyaktig nok også for en målestokk på 1 : 10 000.

Utarbeidelsen av den del av den foreliggende avhandling som også inngikk i min avhandling for magistergraden i mineralogi og petrografi, ble utført på Mineralogisk-geologisk Museum i Oslo. Under dette arbeidet og til dels under feltarbeidet fikk jeg verdifull assistanse og nyttige råd av dr. Henrich Neumann og av professor dr. Tom. F. W. Barth og av professor dr. Ivar Oftedal. Det store antall bergartspreparater som ble brukt ved bearbeidelsen av det innsamlede materialet, ble laget av preparant Einar Fjellet. Jeg takker dem alle for den verdifulle hjelp de har gitt.

En del av omarbeidelsen av magistergradsavhandlingen for bruk i den foreliggende avhandling har jeg utført ved Geologisk Institutt ved Norges tekniske høyskole. Jeg takker professor dr. Jens A. W. Bugge for den hjelp jeg fikk ved Geologisk Institutt.

De to geologiske kartene som følger avhandlingen, er de samme kartene som fulgte magistergradsavhandlingen, men de er tegnet om til svart-kvitt. Dette kompliserte tegnearbeidet er utført av tegnerne Gunnar Grønli og Rolf Willa-Hansen ved Norges geologiske undersøkelse. Jeg takker dem for at de påtok seg dette meget kompliserte tegnearbeidet, og for den utmerkede måten de har løst denne oppgaven på.

Spesielt vil jeg takke dr. Hans-Peter Geis for at han påtok seg det store arbeidet med å rette det tyske sammendraget. Likeledes takker jeg dr. Frank M. Vokes for rettingen av den engelske tekst.

Til slutt vil jeg takke Norges geologiske undersøkelse for at avhandlingen kunne bli utgitt i NGU's publikasjonsserie, og for at NGU har bekostet arbeidet med tegningen av de to geologiske kartene.

Innledning.

Innenfor det kartlagte området ligger de nedlagte Modum koboltgruver. Bergartene i disse malmførende sonene er kartlagt på like fot med de andre bergartene i feltet. Jeg har ikke foretatt spesielle undersøkelser av malmene eller forsøkt å legge inn de malmførende sonene på de geologiske kartene. En slik undersøkelse har jeg utelatt fordi andre har foretatt nøyaktigere undersøkelser i og omkring malmene.

Den mest utførlige beskrivelse av bergartene i hovedfahlbåndsonen er utført av Ivan Th. Rosenqvist. I hans avhandling finnes dessuten en omfattende litteraturhenvisning til eldre arbeider. Jeg tar ikke med disse litteraturhenvisningene, men viser til Rosenqvists avhandling.

I de seinere årene har dr. Frank M. Vokes foretatt undersøkelser i gruveområdet for NGU. Ellers har NGU undersøkt uranmineraliseringen i store deler av det kartlagte området.

De siste undersøkelsene i gruveområdet er utført av J. B. Gammon. For å unngå å gjøre dobbeltarbeid fikk han under sine undersøkelser stilt til sin disposisjon min magistergradsavhandling med karter.

I det kartlagte området øst for Snarumselva finnes en del gamle nikelskjerp. Disse har jeg ikke beskrevet. Det samme gjelder en mindre forekomst ved Uksøykollen hvor idiomorfe krystaller av apatit og hornblende finnes.

Den sydlige halvpart av det undersøkte området, dvs. det som omfattes av kartblad Eiker, er tidligere kartlagt geologisk av Arne Bugge. Dette kartet er imidlertid i målestokk 1 : 100 000, og da jeg har utført kartleggingen i målestokk 1 : 10 000, har jeg bare i liten utstrekning kunnet bygge på Arne Bugges kart. Men bergartsbeskrivelsen utført av Arne Bugge i NGU nr. 143 og nr. 146 og av Jens A. W. Bugge i NGU nr. 160 har jeg hatt stor nytte av.

Det kartlagte området strekker seg fra Haugfoss i syd til Lia gård i nord i et 4–6 km bredt belte. Figur 1 viser et nøkkelkart over det undersøkte området.

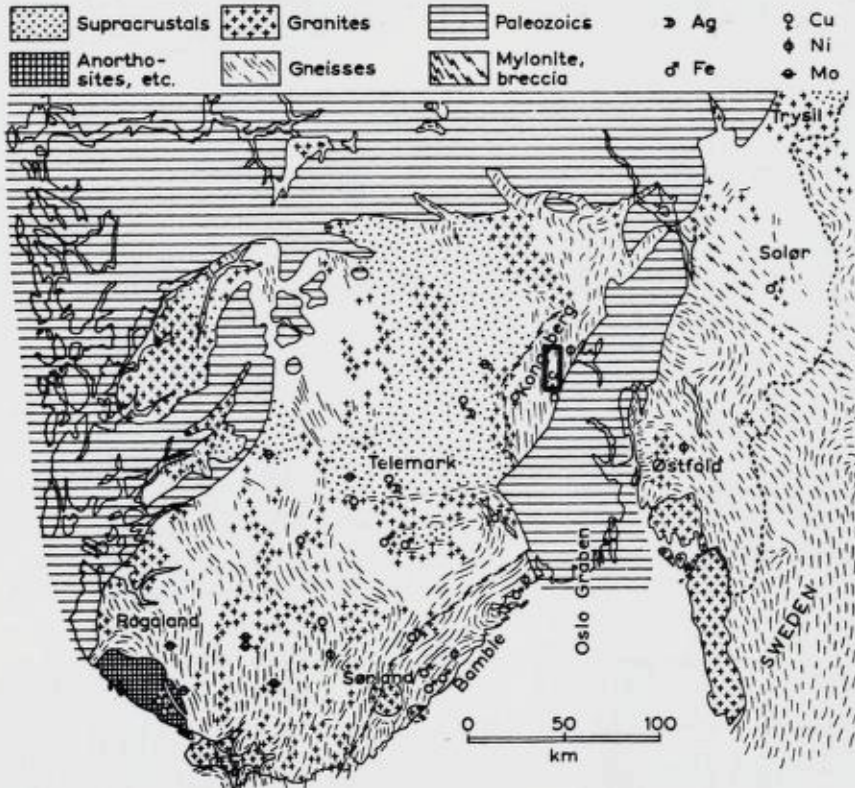


Fig. 1. Det kartlagte området inntegnet på kartet over prekambriske provinser i Sør-Norge. Fra «Geology of Norway», NGU nr. 208.

Die Lage des kartierten Gebiets im Verhältnis zu den präkambrischen Provinzen in Süd-Norwegen. Aus «Geology of Norway», NGU Nr. 208.

Langs Snarumselva som renner gjennom en del av det kartlagte området, er det temmelig sterkt overdekket. De kvartære avleiringene i det kartlagte området er tidligere undersøkt av A. Samuelsen, og de som ligger på det sydlige kartbladet, dvs. innenfor kartblad Eiker, er beskrevet av A. Samuelsen i NGU nr. 143.

Det kartlagte området er en del av Modumfeltet som er den nordlige del av det området som Arne Bugge omtalte som Kongsberg-Bambleformasjonen. Bergartene i Modumfeltet har mange fellestrekk med bergartene i Bamble, fra Oslofeltet i NØ til Tvedestrand i SV, mens fellestrekkene med bergartene i Kongsbergområdet er adskillig færre. Disse forhold er tydelig påvist av Arne Bugge og Jens A. W.

Bugge og andre som har arbeidet i disse områdene. Mine undersøkelser bekrefter — så langt disse strekker seg — fullt ut resultatene av disse tidligere undersøkelsene.

Modumfeltets bergarter har — særlig i de sydlige områdene — strøketretning mot syd til litt østlig og med steiltstående lagstilling. Dette framgår tydelig av Arne Bugges geologiske kart over Eiker. Bl. a. kvartsittene som står langt øst på mitt sydlige kartblad, kan følges videre sydover til de går inn mot Oslofeltet i området mellom Åmot og Hokksund. Også en mindre serpenteforekomst av samme type som de som opptrer i det kartlagte området, finnes syd for Åmot på østsida av Drammenselva. Så langt syd som ved Hokksund har Modumfeltets bergarter kilt helt ut inn mot Oslofeltet (eller de fortsetter inn under Oslofeltets bergarter).

Videre nordover fra det området jeg har kartlagt, har jeg ikke foretatt undersøkelser, men det er sannsynlig at de karakteristiske bergartene i Modumfeltet fortsetter nordover og fortrinnsvis øst for Krøderen. Ved Ramfoss like nord for det kartlagte området har jeg funnet en løsblokk av magnesit og serpentin. Denne må være transportert med isen eller av elva nordfra, og dette viser at bergartene med magnesit- og serpenteforekomstene også finnes nord for det området jeg har undersøkt. Men så vidt jeg kjenner til er slike magnesit- og serpenteforekomster hittil ikke funnet videre nordover.

I den etterfølgende beskrivelsen av bergartene er undersøkelsen av de metasomatiske prosessene som disse har gjennomgått, tatt med under kapitlene om bergartene.

Etter bergartsbeskrivelsene følger et kapitel om forkastninger og breksjer, og så til slutt er foldingstektonikk og stratigrafi i området behandlet. I så sterkt omvandlete bergarter som disse må nødvendigvis en beskrivelse av foldingstektonikk og stratigrafi bli av en til dels noe hypotetisk karakter.

Amfibolitter og olivingabbroer.

I det kartlagte området er amfibolitter blant de mest utbredte bergartene. Flere av de største amfibolittmassivene har kjerner av mer eller mindre regionalmetamorf olivingabbro.

Disse amfibolittmassivene med kjerner av olivingabbro har stort sett lengdeutstrekning i samme retning som båndingen av bergartene omkring, men har stort sett en avrundet form tvers på denne båndings-

retningen. Det er alltid bare de indre delene av disse massivene som består av olivingabbro. Mot ytterkantene går de jevnt over i amfibolitt.

Også store massiver av bare amfibolitt forekommer. I mange av disse kan en i det indre se mineralsammensetninger som antyder hva den opprinnelige bergarten har vært, men i noen av de store amfibolittmassivene og i nesten alle de mindre amfibolittbåndene er bergartene så sterkt omdannet at en vanskelig kan si noe sikkert om deres opprinnelse.

De fleste av de mindre amfibolittene er godt folierte, og foliasjonsretningene er oftest parallell med foliasjonen i bergartene omkring. Amfibolittene — særlig de mindre — har form av langstrakte og plateformete, steiltstående «fisker» som kiler ut i spiss plogform i begge ender i strøkretningen. Amfibolitt-«fiskenes» strøk og fall er oftest parallell med de omgivende bergarters strøk og fall.

Innenfor det kartlagte området finnes også en mengde mindre forekomster av en bestemt type albit-amfibol-bergart som godt kan kalles amfibolitt. På grunn av disse bergartenes nære genetiske forbindelse med de andre albitbergartene i området, blir de omtalt sammen med disse.

I området finnes også temmelig mye båndgneiser. De mørke båndene i disse er oftest amfibolittiske, men de vil bli omtalt under avsnittet om båndgneiser.

Flere av amfibolitt-«fiskene» — særlig de mindre — er mer eller mindre biotitisert. Noen biotitskifere i området er antagelig sterkt biotitiserte amfibolitter, men de er avsatt på kartet som glimmerskifer og blir omtalt under dette avsnittet.

Åspartiet Knatten—Høgås—Hovdekollen er et amfibolittmassiv med sentrale partier av olivingabbro. Et profil gjennom dette massivet lagt øst—vest gjennom det trigonometriske punktet på Høgås, gir et typisk tverrsnitt av et slikt amfibolittmassiv med olivingabbro. Fig. 2 viser profilet. Beskrivelsen av dette er basert på en serie prøver som er merket av på profilet.

Aller østligst i profilet, der prøve 1 er tatt, står en amfibolitt uten noen tydelig foliasjon. Amfibolitten har grønn, delvis mesostatisk hornblende som antagelig er en omdannet mesostatisk pyroxen. Plagioklasen er muligens sonarbygget, og den mest basiske plagioklas er bestemt til labrador med ca. An_{58} . Amfibolitten holder litt erts og litt granat.

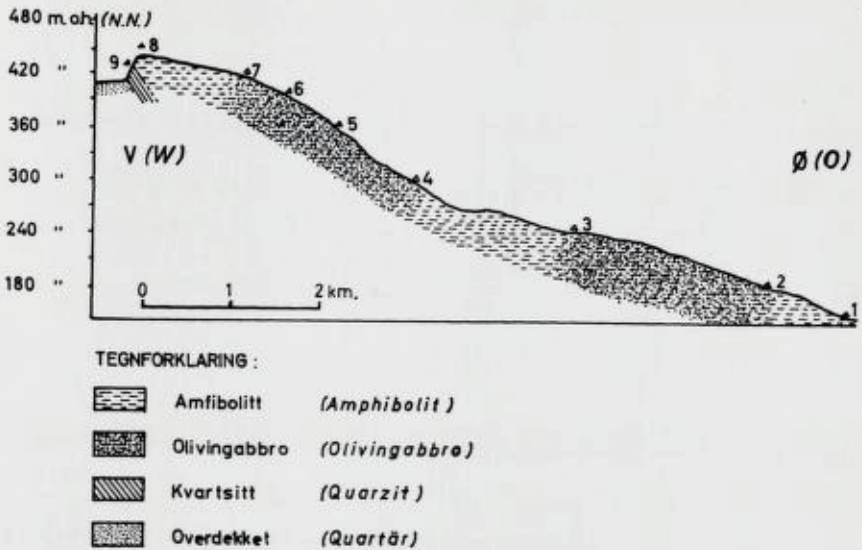


Fig. 2. Profil øst—vest gjennom Høgås.
Ost—West-Profil durch Høgås.

Amfibolitten fortsetter videre vestover, og prøve 2 viser en bergart som er noe mindre omvandlet ved at den har en mer basisk plagioklas, men plagioklasmengden er vesentlig mindre enn i prøve 1. Den mest basiske plagioklas ble her målt til bytownit med An_{80} . Dette er for øvrig den mest basiske plagioklas jeg har funnet i hele det kartlagte området. Også her har bergarten store, mesostatiske hornblender, og granatinnholdet er betydelig. Olivin er ikke funnet her. Denne bergarten danner overgang til olivingabbroen som står like vestafør, og uralitgabbro er kanskje den betegnelsen som dekker bergarten best. Jeg skiller den imidlertid ikke ut som egen bergart fra amfibolitt.

Videre vestover går denne bergarten gradvis over i en nesten uomdannet olivingabbro. Den inneholder riktignok foruten diopsid også noe rombisk pyroxen, men da det bare er som sekundært mineral i korona omkring olivin, mener jeg at betegnelsen olivingabbro bør brukes, da det gir det mest korrekte bilde av den bergart som opprinnelig krystalliserte ut av magmaet.

Olivingabbroens makroskopiske utseende er meget ensartet og dekkes helt av W. C. Brøggers beskrivelse av de typiske hyperitter i Kragerøområdet: «Macroscopically the typical hyperites of the Kragerø

region are commonly of a dark brownish-violet colour, mediumgrained, more seldom coarse-grained or fine-grained, with «ophitic» structure owing to the lath-form of the predominant mineral, a basic plagioclase (mostly a labradorite).»

Med «hyperite» har W. C. Brøgger antagelig ment en gabbro med typisk listeformet plagioklas, dvs. som strukturbegrep, men da hyperitt i den senere tid har gått over til å betegne en gabbroid bergart med både rombisk og monoklin pyroxen, bruker jeg som ovenfor nevnt, betegnelsen olivingabbro på bergarten. Prøve 3 i profilet er en typisk representant for denne bergarten. Den har sonarbygget plagioklas der de sentrale partiene av plagioklasindividene er mest basisk og kan bli så basiske som bytownit med An_{74} . For plagioklasindividenes ytterkanter har jeg målt så sur plagioklas som labrador med An_{56} . Ikke alle plagioklasindividene er like sterkt sonarbygget, slik at sammensetningen varierer fra individ til individ og omtrent innenfor grensene An_{56} og An_{74} . Plagioklasmengden i bergarten er — løst anslått — ca. 50 %.

Olivinmengden i bergarten er ca. 10 %, og alle olivinkorn er omgitt av koronaer av sekundære mineraler. Koronamineralene utgjør tilsammen ca. 20 % av bergarten. Langs sprekker i olivinen sitter en rekke små magnetitkorn. Enkelte steder er olivinen omdannet til antagelig et kloritmineral. I kantene av mineralet er det sterk pigmentering av erts. Bergarten inneholder videre diopsid i store, mesostatiske individer. Diopsiden viser langs kantene de fleste steder begynnende omdannelse til amfibol. I diopsiden er det innesluttet en rekke tynne, korte lameller av erts. Disse ertslamellene har mørk rødbrun farge og synes ikke å gi diopsidkornene spesielle magnetiske egenskaper. Lamellene er antagelig ilmenit. Mengden av diopsid i bergarten er ca. 20 %.

Bergarten fra ca. 50 m vest for prøve 3 og til omkring prøve 4 består flekkevis av granatamfibolitt med kornstørrelse opp til et par mm, dels og mest av meget grovkrystallinsk amfibolitt med opp til 2 cm lange amfibolkrystaller og opp til 2 cm lange, 1 cm brede og et par mm tjukke tavler av sonar plagioklas der de mest basiske deler går opp til labrador med An_{56} . I denne grovkrystallinske amfibolitten finnes noen mindre partier der plagioklasen er sterkt sericitisert eller saussurittisert og amfibolen har fått en asbestliknende, silkeaktig glans.

Videre vestover fra prøve 4 og gjennom prøvene 5 og 6 er bergarten igjen olivingabbro av samme utseende som olivingabbroen lenger øst.

Fra omkring prøve 7 begynner bergarten å gå over i amfibolitt igjen. Den synes her å være mer ertsholdig enn bergartene østfor; forvitret

overflate er sterkt rusten og friskt brudd viser en rekke rustne flekker. Mest basiske plagioklas ligger på grensen mellom labrador og bytownit med An_{70} . Plagioklasen inneholder en rekke små spinellkorn. Over 50 % av bergarten består av plagioklas. All olivin synes å være omdannet til koronamineraler. Bergarten inneholder en del granat.

Prøve 8 ved det trigonometriske punktet er en amfibolitt med plagioklas som viser normal sonarbygning. Mest basiske plagioklas er målt til labrador med An_{63} . Amfibolitten viser ingen rester etter koronadannelser, men inneholder vanlig grønn hornblende. Hornblendene viser begynnende biotitisering, til dels også kloritisering. Gjennom amfibolitten her går det enkelte årer av skapolit. Gjennom prøve 8 går en skapolitåre som er ca. 1,5 cm bred. Den inneholder hypidiomorfe skapolitkrystaller. Skapoliten er helt fri for inneslutninger. I skapolitåren og særlig i kanten av denne finnes en del kalkspat. Inne i skapolitåren sitter dessuten noen klumper som består av en rekke små rutilkrystaller i en grunnmasse av kvarts og kalkspat. I sprekker i og mellom skapolitkrystallene finnes en rekke steder et kloritmineral.

Gjennom amfibolitten her går også noen opp til noen mm brede sprekker med kvarts og kalkspat.

Like vest for det trigonometriske punktet, nesten oppe på toppen av åsen, grenser amfibolitten skarpt mot en uren kvartsitt (prøve 9). Grenseflatens strøk er her omkring N-S med fall på 57° mot øst. Foruten kvarts som er hovedmineralet, inneholder bergarten noe muskovit, litt skapolit og uren, antagelig saussurittisert albit.

Så snart en kommer litt utenfor de gjenværende olivingabbromassene, er amfibolitten temmelig ensartet. Ca. 100 m Ø for amfibolittens vestgrense og ca. 550 m S for Knatten er amfibolitten svakt foliert og består av vanlig grønn hornblende, sonarbygget plagioklas der plagioklasindividenes sentrale deler kommer opp i labrador med An_{63} , mens ytterkantene er målt til andesin med An_{46} . Plagioklasmengden er løst anslått ca. 60 % hvorav 5-10 % er sericitisert. Det er særlig de mest basiske, sentrale sonene av plagioklasindividene som er sterkest omvandlet. I disse omvandlede sonene kan en se enkelte partier med bare klorit. Amfibolitten er granatholdig og inneholder 8-9 % erts i form av kis og antagelig hematit. Granat er til stede praktisk talt overalt i de mest amfibolittiserte sonene av Knatten-Hovdekollenmassivet. Små mengder kvarts finnes også ofte. Den er vanligvis ikke undulerende.

Omkring 700 m S for Hovdekollen og ca. 50 m Ø for amfibolittens vestgrense er amfibolitten tydelig foliert, har vanlig grønn hornblende,

og plagioklasen er praktisk talt ikke sonarbygget. Plagioklasen er en andesin med An_{47} . Den er noe sericitisert. Amfibolitten her er gjennomsett av en del plagioklasårer. I disse er plagioklasen sterkt sericitisert. I en slik åre sees plagioklas å fylle en sprekk i et hornblendeindivid, dvs. plagioklasen i disse årene er yngre enn hornblendens.

Bergartene langs vestsida av Knatten—Hovdekollenamfibolitten har alle et fall inn under amfibolitten. Fallet varierer fra ca. 40° til ca. 60° . Liggbergartenes strøk er parallelt amfibolittgrensen. På NV-hjørnet av Knatten er fallet ca. 35° mot SØ.

På nordsida av Knatten, nær liggbergarten og ca. 165 m o.h. står det flere parallelle lag av feltspatporfyroblaster i amfibolitten. Porfyroblastene består dels av enkeltindivider av feltspat, dels er de sammensatt av flere store krystaller. Porfyroblastene har størrelser på opp til 15 cm i tverrsnitt, og de som består av enkeltindivider, viser ofte rektangelformet tverrsnitt. Foto 1 viser porfyroblastlagene. Lagenes strøk er NØ—SV med fall på omkring 47° mot SØ. I det nederste laget, som er ca. 1 m mektig, sitter store og små porfyroblaster tett i tett. Derover følger et ca. 1 m mektig belte med enkelte spredte porfyroblaster, så et ca. 5 cm mektig lag der de sitter tett igjen. Videre over dette følger et lag på 1 m som er praktisk talt fritt for porfyroblaster, og over dette igjen et ca. 20 cm tjukt lag der små porfyroblaster sitter ganske tett. Foto 1 viser alle disse lagene.

Ca. 40 m lenger VNV og ca. 195 m o.h. sees også porfyroblastlag i amfibolitten. Foto 2 viser nærbilde av porfyroblastlagene her. Disse lagene kommer antagelig i et nivå som ligger over lagene som foto 1 viser, men lagene synes å ligge parallelt med de underliggende.

Grunnmassen i disse øverste porfyroblastlagene er amfibolitt med sonarbygget plagioklas der mest basiske plagioklas er andesin med An_{47} , vanlig grønn hornblende foruten små mengder kvarts, apatit og jernerts.

Selve porfyroblastene er ofte sammensatt av flere plagioklaskrystaller som har vokst sammen i forskjellig orientering. Plagioklasen i porfyroblastene i disse øverste lag er ikke sonarbygget, hverken hver plagioklaskrystall for seg eller porfyroblasten sett på som en enhet. Plagioklasen i porfyroblastene her er labrador med An_{69} . Porfyroblastene har inneslutninger av spinellormer opp til 0,03 mm lange og enkelte hornblendenaaler som er omkring 0,1 mm lange. Inneslutningene ligger helt uordnet i plagioklaskrystallene unntatt en del hornblendekrystaller som synes å ha krystallisert ut på sprekker i plagioklaskrystallene.

I kanten av porfyroblastene og i sprekker i disse er plagioklasen omdannet til skapolit. Makroskopisk sees dette som en lys rand omkring og som striper i porfyroblastene. Dette sees tydelig på foto 2.

Noe lavere ned, muligens fra noen få meter over høyeste porfyroblastlag som foto 1 viser, går amfibolitten noe gradvis over i en litt amfibolittisert og skapolittisert bronzit-dioritt. Denne bergarten fortsetter nedover og danner grunnmassen som porfyroblastene på foto 1 ligger i. Plagioklasen i porfyroblastene her er ikke bestemt, men i grunnmassen er plagioklasen en andesin med An_{35} . Enkelte plagioklas-krystaller viser en mer basisk kjerne, men de fleste er ikke sonarbygget. Pyroxenen er en bronzit. Bronziten er langs kantene og langs sprekker i krystallene omvandlet til alminnelig hornblende. Skapolitkrystallene danner større, sterkt uregelmessige, nærmest mesostatistiske individer i og mellom plagioklas-krystallene. Ellers inneholder bergarten en del rutil, litt apatit og kalkspat.

Fra ligg av det nederste, ca. 1 m mektige porfyroblastlag og videre nedover blir bergarten mer finkrystallinsk og sterkere amfibolittisert. Hornblendemengden tiltar mens bronzitmengden avtar. Enkelte spredte plagioklasporfyroblaster finnes fremdeles.

I den aller nederste blottningen, ca. 2 m under ligg av det nederste porfyroblastlaget, finnes fortsatt enkelte, ofte bare 1 cm lange plagioklasporfyroblaster. Grunnmassen i bergarten har dels svakt sonarbygget, dels ikke sonarbygget plagioklas. De ikke sonarbygde individene er oligoklas med ca. An_{27} . Små rester av rombisk pyroxen viser omdannelse til vanlig hornblende. Ellers har bergarten noe kvarts, rutil, skapolit og apatit. Plagioklasporfyroblastene er sonarbygde med en kjerne av labrador med An_{54} og ytterkant av oligoklas-andesin med An_{30} . Også her er det porfyroblastene som har vært mest utsatt for skapolittisering. Skapolit sitter dels omkring og dels inne i porfyroblastene. De fleste stedene hvor skapolit grenser mot deler av plagioklasporfyroblaster, har plagioklasen en grensesone som er mer albitrik mot skapoliten. Enkelte steder finnes skapolitindivider inne i plagioklasporfyroblasten, og disse omgir seg også med en slik mer albitrik korona der albitinnholdet synes å avta jevnt gjennom koronaen fra skapolitgrensen.

Også inneslutninger av bare hornblende i plagioklasporfyroblasten er omgitt av samme slags albitrik korona. Dette tyder på at den albitrikere kontaktsonen ikke skyldes reaksjoner som har kommet i stand på grunn av skapolitens nærvær, selv om en slik reaksjon ville gi større likevekt mellom skapoliten og plagioklasen, men heller at løsninger har

trenget seg fram langs sprekker og åpninger i kontakten mellom mine-ralkornene, og at disse løsningene har lutet ut i hvert fall Ca fra plagioklasen. En slik jevn overgang til mer albitrik plagioklas mot ytterkant av plagioklasindividene sees også praktisk talt overalt også i bergartens grunnmasse, dvs. utenfor porfyroblastene.

I det porfyroblastlaget som foto 2 viser, og som ligger i et mer enn 6 m høyere nivå, sees ikke den minste antydning til slik utlutning av Ca fra plagioklaskornenes randsoner. Disse metasomatiske prosessene (utlutning av Ca fra plagioklas og antagelig utfelling av rutil) har antagelig sammenheng med de første albitiseringsprosessene i området. Disse er behandlet i detalj i kapitlet om albitbergarter.

På vestveggen av Knatten like ned mot overdekningen vestafor finnes også en liten blottning med plagioklasporfyroblaster i amfibolittgrunnmasse. Porfyroblastlagene på nordsida av Knatten har et strøk ca. NØ-SV med fall på ca. 47° mot SØ. Hvis disse lagene fortsetter gjennom hele Knatten med samme strøk og fall, vil de stikke fram på vestsida av Knatten omtrent der porfyroblastene er observert. Grunnmassen i porfyroblastforekomstene i vestsida av Knatten tilsvarer grunnmassen i de øverste porfyroblastlag i nordsida av Knatten, så det er mulig det er disse lagene som dukker fram her.

Ca. 30 m nord for porfyroblastlagene i nordsida av Knatten og noe lavere enn den nederste blottningen står en bergart som vesentlig består av kvarts, enstatit, flogopit og cordierit. Denne bergarten står som en isolert blottning i overdekket område. Den inneholder ikke feltspat. Benkningen i denne bergarten har omtrent samme strøk som porfyroblastlagene, men med et fall på bare 20° mot SØ. Hvis benkningen representerer en slags lagdeling, skulle denne bergarten stikke inn under Knatten. Bergarter med slik mineralsammensetning er ikke funnet igjen langs vestsida av Knatten-Høgås-Hovdekollen.

Som ligg for amfibolitten i NV-hjørnet av Knatten står et minst 2,5 m mektig lag av en bergart som vesentlig består av anthofyllit, kvarts, flogopit og cordierit, der anthofyllitnålene blir opp til 2-3 cm lange. Videre sydover er ikke kontakten mot liggbergarten på vestsida av Knatten-Høgås-Hovdekollenamfibolitten blottet før en kommer ca. 200 m nord for det trigonometriske punktet på Høgås. Her er kontakten skarp, og kontaktflaten har strøk ca. N-S med fall på omkring 50° mot øst. Amfibolitten like over kontakten består av hovedmineralene grønn hornblende, oligoklas med An₂₃ og kvarts, dessuten like inn til kontakten svært lite bronzit. Liggbergarten består

av mye bronzit i opp til 2–3 mm lange krystaller, mye oligoklas med An_{23} , noe kvarts og litt grønn hornblende.

Det som skjer når kontaktflaten passeres, er at bergarten går over fra å inneholde mye grønn hornblende til å inneholde bronzit. Bronziten er delvis omdannet til samme slags grønne hornblende som står i amfibolitten over. Fargeforskjellen er imidlertid markert: mens amfibolitten er svartgrønn, er liggbergarten lys gråoliven. Ellers er det å bemerke at kvartsmengden tiltar nedover i liggen på bekostning av plagioklas, grønn hornblende og etter hvert antagelig bronzit, slik at noen meter under kontaktflaten kan bergarten kalles en uren kvartsitt.

Videre sydover langs amfibolittmassivet har jeg ikke funnet rombisk pyroxen i liggbergarten, men den inneholder monoklin amfibol. Ca. 30 m vest for amfibolitten i Hovdekollen finnes en praktisk talt fargeløs amfibol. Denne amfibolen er opt. \div med stor aksevinkele, har $Z : c = 20^\circ$ og $1,622 < n_x < 1,626$, $n_y = 1,636$, $n_z = 1,645$. Disse data passer for en Mg-rik aktinolit.

Plagioklasen i liggbergarten sydover fra Høgås blir mer albitrik; den holder seg omtrent på grensen albit-oligoklas, og mengden av plagioklas tiltar på bekostning av kvarts langs sydvestkanten av Hovdekollen for videre sydover å avta igjen mens kvartsmengden tiltar. Denne variasjon i plagioklasinnholdet i liggbergarten kan muligens skyldes den sterke albitiseringen i den store breksjen rett vest for Hovdekollen.

Knatten–Høgås–Hovdekollenmassivet er behandlet grundig fordi dette er det største gabbro- og amfibolittmassiv innenfor det undersøkte området, og fordi dette massivet viser et typisk eksempel på metamorfosen i disse bergartene. Porfyroblastlag er imidlertid bare funnet i amfibolitten i Knatten. De andre gabbro- og amfibolittmassivene i området blir behandlet mer overfladisk.

I Døvikollen står amfibolitt med rester av olivingabbro av samme type som i Knatten. Grensen mellom grovkrystallinsk amfibolitt i SØ og olivingabbro i NV er i øst-skråningen av Døvikollen så skarp at en kan være tilbøyelig til å tro at amfibolitten og olivingabbroen er av vidt forskjellig alder. Mot NV går olivingabbroen gradvis over i forholdsviss finkrystallinsk amfibolitt. I NV sees amfibolitten et sted å grense mot en uren kvartsitt. Amfibolitten nær kontakten er litt skapolitisert og noe gjennomvatt av lyserøde årer av nesten ren albit.

Kvartsitten som grenser mot amfibolitten, inneholder litt lys grønn hornblende. Kvartsitten viser ingen breksjering på de nærmeste 5–10 m fra amfibolitten.

På toppen av Døvikollen danner en breksje amfibolittens vestgrense. I sydvestenden av Døvikollen kan en se at amfibolitten er noe oppbrudt av breksjen.

I sydveggen av Døvikollen gikk det vinteren 1952—53 et stort ras. Bergarten som står ved toppen av rasstedet, er en finkrystallinsk gabbro uten olivin.

Åsen som ligger mellom jernbanen og Asketjern—Svarttjern like SØ for Morud st., er en delvis amfibolittisert olivinhyperitt. Størstedelen er omdannet til amfibolitt, men enkelte partier er olivinhyperitt. På kartet er denne ikke skilt ut fra olivingabbro. Helt i østkanten av massivet, like SV for Asketjern, er de opprinnelige pyroxenene i olivinhyperitten diopsid der $n_x = 1,679$, $n_y \sim 1,687$ og $n_z = 1,709$, dvs. diopsid med 20 mol. % $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$, og en rombisk pyroxen, bronzit eller hypersthen. Som sekundære mineraler finnes hypersthen og augit eller diopsid i de dobbelte i koronaene omkring olivin, der indre korona består av hypersthen og ytre korona består av augit eller diopsid med spinell av hercynitisk sammensetning.

Plagioklasen i olivinhyperitten er sonarbygget, og de mest basiske, sentrale delene har sammensetning labrador-bytownit med An_{70} . Plagioklasen inneholder også temmelig mye grønn spinell i form av små dråper og ormer som er anrikt i tvillingplanene, både i albit-, carlsbad- og periklin-tvillingplanene. Plagioklasmengden er løst anslått ca. 65 vol. %. Dessuten synes spinellmengden å være avhengig av plagioklasens sonarbygning på en slik måte at de mer basiske partiene ikke inneholder særlig mye spinell. I de partiene av plagioklasen som er litt mindre basiske enn de sentrale delene, opptrer imidlertid spinell i slike mengder at plagioklasen på sine steder blir nesten isotrop. I de ytre, sureste delene er plagioklasindividene praktisk talt fri for spinell. Det er mulig at det støvformete innesluttede stoffet i plagioklasen ikke bare er spinell, men en stor del av det er i hvert fall spinell. Foto 3 viser tydelig «tåker» av spinell m. m. i plagioklaskrystallene. Plagioklaskrystallene ligger i en grunnmasse av mesostatisk diopsid.

Med bare polarisator får plagioklasen et utseende som de plagioklasene som Harald Carstens beskriver i artikkelen «On the Clouding of Plagioclase in coronated Metadolerite» i N.G.T. bd. 35. Mens H. Carstens forklarer dette som utskilt jern i feltspatgitteret, skyldes utseendet i denne olivinhyperitten i hvert fall for en stor del også inneslutninger av spinell.

Dessuten er spinell enkelte ganger anrikt i plagioklasen i en sone

som løper parallelt ytre korona rundt olivin uavhengig av plagioklasens sonarbygning. Denne olivinhyperitten er temmelig grovkrystallinsk. Således er olivinkornenes tværsnitt opp til 2,5 mm. Den nåværende olivinmengde er 15–20 vol. %. Langs sprekker i olivinen sitter små magnetitkorn. Foruten magnetiten i olivinen forekommer også litt større korn av magnetit, ilmenit og pyrit i bergarten.

I diopsiden er det innesluttet to sett av små, mørkebrune lameller av antagelig ilmenit. Disse to lamellsettene er orientert i skjev vinkel mot hverandre, men hvilke krystallografiske orienteringer i diopsiden de har, har jeg ikke bestemt.

Innenfor det undersøkte området er det ellers bare i Bingsås og i åsen ca. 400 m SSØ for Bingsås at jeg har funnet lite omvandlet gabbro. I Bingsås er gabbroen olivinholdig.

I åsryggen ca. 300 m SV for Skarstjern står en delvis amfibolittisert noritt. Denne inneholder rester av rombisk pyroxen med sammensetning bronzit. Av plagioklas er det bare små rester igjen fordi bergarten er sterkt skapolittisert. Mest basiske plagioklas er bestemt til bytownit med An_{72} . De gjenværende plagioklasrestene er sterkt saussurittisert og sericitisert. I enkelte plagioklasrester finnes store muskovitindivider.

Pyroxenrestene er sterkt korroderte, slik at det som er igjen av hver pyroxenkrystall, er mange små, parallelt orienterte korn med uregelmessige kanter og innbyrdes adskilt av grønn hornblende som flere steder har mesostatisk karakter, slik at en og samme hornblendekrystall kan inneholde rester av flere, forskjellig orienterte pyroxenkrystaller.

Disse mesostatiske hornblendeindividene har en rekke steder flekker av en blekere grønnfarget amfibol med omriss og forekomstmåte som er temmelig lik pyroxenrestenes. De slokker imidlertid ut nøyaktig samtidig med det mørkere grønne hornblendeindivid de ligger i. Men de må ha en noe annen sammensetning enn dette fordi de har litt lavere relieff enn den mørkere grønne hornblenden som de ligger i. Disse blekgrønne amfibolene er mange steder delvis omdannet til en lys brun, svakt pleokroitisk glimmer som antagelig er flogopit.

Foto 4 viser mesostatisk hornblende med lysere flekker av en annen amfibol med litt lavere relieff, muligens en aktinolitisk hornblende. Utenfor mesostatisk hornblende sees skapolit med små spinellormer.

Foruten disse større hornblendeindividene av mesostatisk karakter finnes en del opphopninger av små hornblendekrystaller.

Som en alminnelig regel innenfor det undersøkte området er at det bare er de store amfibolittmassivene som ennå inneholder uomdannede

eller lite omdannede gabbropartier. I de mindre amfibolittmassivene innen området har all pyroxen gått over til hornblende, og ofte er amfibolittiseringen gått så langt at alle spor etter tidligere strukturer, som f. eks. koronaer eller mesostatiske pyroxener omdannet til mesostatiske hornblendes, er helt utvisket. Hornblendene er vanligvis grønne, men er enkelte ganger tydelig blågrønne. Sammensetningen av plagioklasen i amfibolittene ligger i området fra ca. An_{20} til ca. An_{70} hvor basisk andesin er avgjort hyppigst. Ingen områder skiller seg ut, dvs. at amfibolitter i båndgneisene, i glimmerskifre, i kvartsitter, i sillimanitbergarter lar seg ikke skille i grupper som svarer til bergartene som amfibolittene ligger i, ved hjelp av plagioklasens sammensetning.

Heller ikke i de albitiserte områdene er plagioklasen i amfibolittene noe vesentlig surere enn ellers. Hvis amfibolen fortsatt er frisk og uomvandlet, er som regel plagioklasen av en sammensetning som er vanlig i amfibolitten. Der hvor de hydrotermale prosessene derimot har gått så langt at amfibolen er omvandlet til talk, er alltid plagioklasen albitisert. Ellers er amfibolittene i nærheten av de albitiserte sonene vanligvis mer eller mindre tett gjennomvevet av albitærer. Men utenfor albitårene er plagioklasen derimot som regel uomvandlet.

Plagioklasen i amfibolittene er som regel ikke særlig sterkt sonar, men de amfibolittmassivene som har kjerner av olivigabbro eller olivinhyperitt, viser en påtagelig sterkere sonar plagioklas innover mot disse mindre omkrystalliserte, sentrale deler. Sonarbygningen er overalt slik at plagioklaskrystallene blir mer basiske innover mot de sentrale partiene.

Rød granat er svært vanlig i amfibolittene, både i de store massivene og i de oftest langstrakte, smale amfibolitt-«fiskene». I sydskråningen av Hogget f. eks. finnes en rekke, opp til hodestore aggregater av granat. Fra nordvestenden av Lille Damtjern på Snarums vestside og mot NNV går et smalt, langstrakt amfibolittdrag med over 10 % granat, ca. 50 % blågrønn hornblende, ca. 15 % biotit, ca. 20 % plagioklas med An_{61} , litt kvarts foruten litt jernerts, apatit og zirkon.

Mange amfibolitter er praktisk talt fri for biotit, men de langstrakte og smale amfibolitt-«fiskene» som f. eks. den ved Lille Damtjern, og amfibolittene i de typiske båndgneisområdene, er ofte rikere på biotit.

På grunn av fattigdommen på biotit er amfibolittene ofte lite folierte. Det er ofte bare i noen av de små og i utkantene av noen av de store amfibolittene at hornblendekrystallene er så parallellorienterte at de gir bergarten tydelig foliasjon. Like ved kontakten er da foliasjonen

vanligvis parallell kontaktflaten; denne foliasjonsretningen er ofte den samme som lenger inne i amfibolittene og i sidebergartene. Mange ganger kan imidlertid foliasjonen inne i amfibolittene avvike til dels ganske mye fra foliasjonen langs ytterkantene og i sidebergartene.

Som en langstrakt sone langs bunnen av en djup kløft i retning omtrent NV-SØ i amfibolittmassivet ca. 850 m NV for Skarstjern står en plagioklasfri amfibolitt som vesentlig består av hornblende, biotit og anthofyllit.

I en noe amfibolittisert og skapolittisert gabbro eller muligens dioritt ca. 200 m SØ for Bingsås viser pyroxenen, som antagelig er en diopsid, delvis omvandling til hornblende. Diopsidens spalteriss fortsetter gjennom hornblendens. Foto 5 viser dette. Fotoet viser diopsid (lyst) som flekkevis er omdannet til hornblende (mørkt). Enkelte kvartskorn gjennomsetter begge mineraler.

Sillimanitglimmerskifre og sillimanitgranitter.

Innenfor det undersøkte feltet finnes store områder med kvartsitter og glimmerskifre med kvarts-sillimanitlinser. Tilsvarende bergarter er beskrevet bl. a. av W. C. Brøgger fra Kragerø-feltet under betegnelsen «nodular or lenticular quartzite». Jens A. W. Bugge beskriver en slik bergart fra området vest for Skuterud koboltgruve på Modum under betegnelsen «Muscovite-Sillimanite-Biotite Gneiss», og Ivan Th. Rosenqvist beskriver slike bergarter også fra området ved koboltgruvene på Modum under betegnelsen «turmalin-sillimanit-glimmerskifer».

På kartet har jeg merket av som en bestemt bergart kvartsitter og glimmerskifre med tydelige kvarts-sillimanitlinser. Makroskopisk er det kvarts-sillimanitlinsene som er det karakteristiske ved disse bergartene, og kvarts-sillimanitlinsene gjør disse bergarter lette å kjenne igjen i feltet. I enkelte av bergartene som på kartet er avsatt som kvartsitt, finnes sillimanit uten at bergarten har de typiske kvarts-sillimanitlinsene, men da er sillimanitgehalten alltid betydelig lavere enn i bergartene med tydelige kvarts-sillimanitlinser.

Alle bergartene som på kartet er avsatt som sillimanitglimmerskifer, har mer eller mindre biotit og muskovit. Videre er små gehalten av feltspat – sur plagioklas og ofte også mikroklin – vanlig i disse bergartene. Ved stigende mikroklingehalt går sillimanitglimmerskifrene gradvis over i bergarter som på kartet er avsatt som sillimanitgranitt. Sillimanitgranittene på sin side danner gradvise overganger til rene granitter

ved at mengden av kvarts-sillimanitlinsene gradvis avtar inntil bergarten ikke har kvarts-sillimanitlinser i det hele tatt, mens bergartens struktur og mineralsammensetning er helt identisk med grunnmassen i sillimanitgranittene. Slike granitter som er helt fri for kvarts-sillimanitlinser, forekommer i små mengder i forhold til sillimanitgranittene. Sillimanitgranittene er skilt ut som egen bergart på kartet, men på grunn av jevne overganger til sillimanitglimmerskifre, har det mange steder vært umulig å sette en skarp grense mellom dem. Slike overganger er forsøkt antydnet på kartet ved å la tegnene for de to bergartene gli jevnt over i hverandre. Jeg bruker navnet sillimanitgranitt fordi sillimaniten forekommer i disse granittiske bergartene bare i linser eller tynne bånd av kvarts. Andre typer av sillimanitførende granitter har jeg ikke funnet. W. C. Brøgger skriver om «nodular granites» fra Kragerø og J. A. W. Bugge skriver også om «nodular granites» fra forskjellige steder i Kongsberg—Bamble formasjonen. «Nodular granite» er ofte blitt oversatt med «kulegranitt». Arne Bugge omtaler tilsvarende bergarter som «sillimanitgranitt», mens I. Th. Rosenqvist kaller samme bergart for «sillimanit-øyegranitt».

Som kartet viser, forekommer sillimanit-glimmerskifrene fortrinnsvis i nord—sydgående belter, der det ene beltet synes å strekke seg under overdekningen i Snarumsdalen og dukker opp forskjellige steder langs elva. Ved Hovde forekommer enkelte større blottninger, og fra Saastad strekker sillimanitglimmerskiferen seg sydover i et belte med østkant ca. 300 m vest for Flaten og vestkant langs amfibolittdragene i østkant av hovedfahlbåndet.

Øst for Butjern smalner det ganske mye av, men sydøst for Overentjern vider beltet seg ut igjen en del for så igjen å smalne av videre sydover langs østsida av Trekasthøgda, og langs vestsida av Sulusås kiler det antagelig ut.

Et annet belte, parallelt med det første, begynner som et ganske smalt drag vest for Hovdehagen, strekker seg derfra rettlinjet til åsen nord for Skuterudtjern. Dette draget har en tunge som kiler ut langs østkanten av den store amfibolitten nordvest for Middagskollgruvene, og som utgjør en del av fahlbåndet på Middagskollen.

Sydover danner dette draget av sillimanitglimmerskifer vestre delen av fahlbåndet ved Mellomgruva, men det bøyer av og går vestafor Hogget-amfibolitten mens fahlbåndet kiler ut i østkanten av denne amfibolitten. Vest for Overentjern har denne sillimanitglimmerskiferen en mektighet øst—vest på ca. 400 m, men smalner sterkt av videre syd-

over og kiler ut ca. 400 m S for Tingelstادتjern. Flekkevis — særlig sydover — går sillimanitglimmerskiferen delvis over i sillimanitgranitter.

Ellers finnes mindre partier av sillimanitglimmerskifer forskjellige steder i feltet. Et lite felt av lite markert sillimanitglimmerskifer finnes øst for åsen ca. 250 m syd for Gørtjern, og på Snarum er de viktigste forekomstene av sillimanitglimmerskifer flere langstrakte, ofte svært smale drag nord og vest for Damtjern.

I dette feltet nord og vest for Damtjern på Snarum finnes dessuten de største områdene med sillimanitgranitter. Ellers finnes sillimanitgranitter på Fotstå på Snarum og i et smalt belte på vestsiden av vegen fra V. Spone kapell og nordover til åsen vest for Bøensmoen.

Sillimanitglimmerskifer er tidligere utførlig beskrevet av bl. a. Ivan Th. Rosenqvist og Jens A. W. Bugge m. fl. og sillimanitgranittene av W. C. Brøgger, Jens A. W. Bugge, Arne Bugge m. fl. De forskjellige typene blir derfor beskrevet bare ganske kort her, mens hovedvekten blir lagt på de forskjellige tolkningene av disse bergartene.

Kvarts-sillimanitlinsene er temmelig ensartet for alle typene helt fra de rene sillimanitglimmerskiferne til de typiske sillimanitgranittene. I sillimanitglimmerskiferne er imidlertid kvarts-sillimanitlinsene ofte gjennomgående mindre enn i sillimanitgranittene, men forekommer som regel i større antall. Større linser finnes ofte spredt mellom de små linsene. De to lengste aksene i linsene i sillimanitglimmerskiferne er fra ca. 1 cm lange og oppover. Lengder på omkring 5 cm er vanlige, men går i lite pressete skifer sjelden over 10 cm. I sterkt pressete sillimanitglimmerskifer kan linsene enten ha form av tynne plater der begge de lengste aksene synes å være sterkt forlenget, eller linsene kan være trukket ut etter bare den ene aksen. Ca. 80 m Ø for Damtjern på Snarum er således linsene trukket ut etter den ene aksen til 30–40 cm eller mer, mens mellomste akse er under 5 cm og korteste akse bare et par mm.

I lite pressete sillimanitglimmerskifer er korteste akse for de minste linsene omkring 1 mm; når de to lengste aksene er omkring 5 cm, er korteste akse ofte 5–10 mm. Korteste akse er sjelden over 15–20 mm. Linsenes to lengste akser i sillimanitglimmerskiferne er vanligvis parallelle med bergartens foliasjon; annen retning på linsene er ofte vanskelig å påvise fordi det ofte er linsene som er hovedårsak til disse bergartenes foliasjon. Denne foliasjonen er imidlertid flere steder svakt, men tydelig diskordant mot de omgivende bergarters foliasjon.

I sillimanitglimmerskifrene er grensen mellom kvarts-sillimanitlin-sene og grunnmassen ofte noe ubestemt fordi spredte enkeltnåler og bunter av noen få sillimanitnåler kan finnes spredt langt ut fra de mer markerte, større sillimanitbuntene.

I sillimanitgranitter er kvarts-sillimanitlinsenes to lengste akser sjelden under 5 cm og korteste akse sjelden under 3—5 mm. Større linser er vanlige; de største jeg har målt, har akser ca. 15 cm, 9 cm og 2,5 cm for et lite presset og antagelig under 5 m bredt bånd ved sydenden av Svarttjern på Snarums vestside. 900 m lenger nord gjenfinnes antagelig samme bånd. Det er her sterkt presset, og en linse her har aksene ca. 12, 12 og 0,5 cm.

Dessuten inneholder sillimanitgranittene av og til lag som kan være ca. 5 mm tjukke, og som består av kvarts-sillimanitmasse av samme slag som i linsene. Disse lagene er alltid parallelle med bergartenes bånding og kan følges i strøkretningen adskillige meter. Det tynne båndet på foto 6 er et slikt lag.

De fleste steder i sillimanitgranittene er kvarts-sillimanitlinsenes flattrykning parallell bergartenes skifrihet og foliasjon. Men enkelte steder har granittene en markert bånding, og på slike steder forekommer det at kvarts-sillimanitlinsene står diskordant mot denne båndingen.

Ved utløpet av Damtjern står en sillimanitgranitt der linsene står diskordant mot båndingen. Foto 6 og 7 viser denne sillimanitgranitten.

På Sperråsen på Snarum går et småfoldet glimmerskiferdrag like øst for en tydelig båndet sillimanitgranitt. Småfoldenes akseplan sammen med bergartenes hovedfoliasjon viser at bergartenes bevegelse har vært slik at de østlige delene har beveget seg oppover i forhold til de vestlige. Like vestafor denne foldete glimmerskiferen sees på en loddrett øst-vestgående blottning i sillimanitgranitten et snitt av en kvarts-sillimanitlinse (L) som står skjevt mot båndingen, som foto 8 viser. Øst og vest er inntegnet på fotoet. Det er nærliggende å tro at årsaken til linsenes skråstilling mot båndingen er at bergarten har vært utsatt for små glidninger parallelt båndingen, og at kvarts-sillimanitlinsen opprinnelig har vært mer kuleformet enn den er nå. Med samme bevegelsesretning som i bergarten like østafor, må linsen være deformert av bevegelser slik pilene på fotoet viser.

Hvis kvarts-sillimanitlinsenes skråstilling mot bergartenes bånding alltid skyldes slike bevegelser, skulle det være mulig å bruke dette i tektoniske analyser på samme måte som «drag-folds».

Med hensyn til kvarts-sillimanitlinsenes mineralogi så består disse av

bunter og enkeltnåler av sillimanit helt omvokst av kvarts. De største sillimanitbuntene finnes gjerne på grensen mellom to kvartsindivider. I lite pressete linser er sillimanitbuntene ofte bøyde og vifteformete.

Mer pressete linser har noe uttrukne kvartskorn, og sillimanitbuntene og nålene ligger også mer parallelt linsenes lengderetning.

Kvartskornene i linsene er alltid litt undulerende, men aldri sterkt undulerende. Flere steder synes kvartskornene i grunnmassen å være litt mer undulerende enn kvartsen i linsene.

Langs linsenes kanter og spesielt i endene der linsene kiler ut, er det ofte dannet muskovit som må ha vokst på bekostning av sillimanit. Dette kan en se tydelig en rekke steder.

Foto 9 viser et muskovitindivid som har vokst på bekostning av sillimanit. Muskovitindividet sender tunger innover i et stort kvartsindivid langs sillimanitnåler.

Foto 9 er fra en kvarts-sillimanitlinse i sillimanitgranitten like vest for Bøensmoen på Modum. Fotoet viser at muskovitindividet inneholder sillimanitrester i sitt indre. Sillimanitkonsentrasjonen må ha vært for stor enkelte steder til at alt har kunnet bli brukt opp til å danne muskovit.

Små biotitkorn finnes enkelte ganger i kvarts-sillimanitlinsene, og noen steder der det forekommer, opptrer en og annen sillimanitnål i biotiten.

Der turmalin finnes i bergarten, opptrer den ofte i sillimanitbuntene. Den avskjærer da sillimaniten på en måte som viser at den er yngre enn sillimaniten og har vokst delvis på bekostning av sillimanit.

Foto 10 er fra en kvarts-sillimanitlinse i sillimanitglimmerskiferen ca. 450 m SØ for Skuterudtjern og viser turmalin (T) som avskjærer en sillimanitbunt.

Enkelte steder ser det ut til at sillimanitkonsentrasjonen har vært for stor til at alt kunne brukes opp ved turmalindannelsen, fordi turmalin inneholder rester av sillimanit som foto 11 viser. Fotoet viser en stor turmalinkrystall med rester av sillimanit innesluttet. Fotoet er fra en kvarts-sillimanitlinse i en sillimanitglimmerskifer ca. 300 m NØ for gruvene på Middagskollen.

Andre mineraler som kvarts-sillimanitlinsene kan inneholde, er av og til litt erts, antagelig hematit. På Fotstå på Snarum har jeg sett en sillimanitgranitt som inneholder opp til 5 % hematit både i linser og grunnmasse, men ellers er det sjeldent å se nevneverdig erts i disse bergartene. Zirkon er sett i små mengder i linsene.

Mikroklin har jeg aldri sett i linsene, men i en sillimanitglimmerskifer ca. 1 km Ø for gården Lia på Snarum sitter grovkrystallinsk, kortprismatisk sillimanit som spredte enkeltkrystaller i en grunnmasse av store plagioklasindividider. Plagioklasen er en sur oligoklas.

Grunnmassen mellom kvarts-sillimanitlinsene varierer mer i sammensetning i de forskjellige bergartene enn kvarts-sillimanitlinsene gjør. Blant de bergartene jeg har undersøkt, lar det seg gjøre å skille mellom noen få hovedtyper:

I. *Feltspatfri grunnmasse:*

Grunnmassen i disse består av undulerende, xenomorf kvarts, lys brun til brunoliven biotit som enkelte ganger kan være kloritisert, og fargeløs muskovit som fortrinnsvis er anrikt langs og i forlengelsen av kvarts-sillimanitlinser, men som også finnes spredt utover i grunnmassen, da gjerne anrikt i korte, smale bånd parallelt foliasjonen. Enkelte av disse bergartene kan holde uvanlig mye zirkon i krystaller opp til 0,2 mm i tverrsnitt. Zirkonmengden kan bli opp til ca. 0,05 % av grunnmassen. Utenom fahlbåndene er erts sjelden i disse bergartene. Turmalinmengden synes å variere sterkt fra sted til sted, og de fleste stedene er den under ca. 2 %, men ca. 500 m SV for Damtjern på Snarum står en sillimanitglimmerskifer med ca. 5 % turmalin. I eller nær det koboltførende fahlbåndet på Modum må turmalinmengden være større, for Ivan Th. Rosenqvist oppgir mengder på opp til 10 %.

II. *Plagioklasførende grunnmasse uten mikroklin:*

Jeg har to steder funnet slike bergarter med forholdsvis mye plagioklas i grunnmassen. Den ene er den tidligere nevnte sillimanitglimmerskiferen ca. 1 km Ø for gården Lia på Snarum, og den andre prøven er tatt ca. 150 m NV for Overentjern. Grunnmassen i den første bergarten inneholder ca. 20 % grønnoliven biotit som enkelte steder er noe kloritisert, ca. 50 % kvarts som nesten ikke er undulerende, og granater i mengder på opp til 5 %. Dette er den eneste granatførende bergart med kvarts-sillimanitlinser jeg har sett. Granatene inneholder en del inneslutninger av kvarts. Plagioklasen som har sammensetningen oligoklas med An_{14} , er helt uomvandlet og finnes i en mengde på ca. 25 %. Muskovit finnes i enkelte linseformete partier og har ofte innesluttet litt sillimanit. Jeg antar at muskovit må være dannet på bekost-

ning av bl. a. sillimanit. Muskovit forekommer ellers ikke i grunnmassen. Zirkon finnes aksessorisk. Erts er ikke funnet.

Den andre bergarten som står NV for Overentjern, inneholder også grønnoliven biotit, ca. 20 %, og 25–30 % muskovit. Plagioklasmengden er 15–20 % og har sammensetning omkring grensen oligoklasandesin. Den er svakt sonarbygget, og de sentrale, mest basiske delene av plagioklasen er noe sericitisert. Kvartsmengden er 20–35 %, og ellers inneholder den litt blågrønn turmalin og spor av zirkon.

I de aller fleste plagioklasførende sillimanitglimmerskifrene og sillimanitgranittene er det svært sjelden å se sillimanit innesluttet i plagioklas. Der det forekommer, har sillimanit mange steder et tynt «skall» av kvarts mellom seg og plagioklasen.

III. *Grunnmasse som inneholder små mengder av plagioklas og mikroklin:*

De aller fleste sillimanitglimmerskifrene er av denne typen. Grunnmassen svarer helt til type I bare med det unntak at den også inneholder små mengder sterkt sericitisert plagioklas med myrmekit og litt mikroklin. Plagioklasen er for sterkt sericitisert til å kunne bestemmes. Mikroklinen inneholder som regel flammeformete pertitter av albit. En observasjon som jeg mener er viktig for tolkningen av disse bergartene, som jeg kommer tilbake til senere, er at alle steder hvor mikroklin opptrer – uansett mengde – opptrer også plagioklasrester og myrmekit. Mikroklin opptrer aldri der det ikke finnes spor av plagioklas. Sillimanitglimmerskifrene er ofte noe båndet, i et bånd kan grunnmassen være som i type I uten spor av hverken plagioklas eller mikroklin, og i et bånd kanskje bare 1 mm til siden kan rikelig mikroklin opptre og da alltid sammen med rester av plagioklas. Plagioklasen er oftest sterkt sericitisert.

IV. *Grunnmassen har granittisk sammensetning:*

Her gjelder som for type III at sammen med mikroklin opptrer uten unntak også plagioklasrester med myrmekit. Kvartsen kan ofte være sterkt undulerende, men mikroklin kan inneholde små mer eller mindre runde kvartskorn som ikke er undulerende. I enkelte sillimanitgranitter har mikroklinen praktisk talt ikke pertitter, bl. a. i sillimanit-

granitten ca. 250 m NV for Lille Damtjern på Snarum. Men de fleste stedene inneholder mikroklinen pertitter i mengder på opp til 5–10 % av mikroklinmengden. I noen sillimanitgranitter er opp til 40 % av grunnmassen mikroklin. Pertittene er vanligvis flammeformete og synes ofte å stråle ut fra inneslutninger og framstikkende hjørner av de omgivende mineralene.

Sillimanit innesluttet i mikroklin forekommer sjelden, og når det forekommer, er det vanligvis bare noen få sillimanitnåler i utkanten av en kvarts-sillimanitlinse som trenger litt inn i tilgrensende mikroklin-individer.

Foto 12 viser imidlertid en hel bunt sillimanitnåler inne i et stort mikroklinindivid. Ingen ting tyder på at det har foregått noen reaksjon mellom sillimaniten og mikroklinen.

Plagioklasen er mer eller mindre sericisert. Plagioklasens sammensetning varierer noe fra sted til sted. Den kan variere fra sur oligoklas til basisk oligoklas. Den mest basiske plagioklas jeg har målt, er oligoklas med An_{29} . Mot mikroklin har plagioklas oftest en albitrikere randsoner. Foto 13 viser en slik plagioklas fra sillimanitgranitten ca. 1 km NNV for V. Spone kapell. Her har den uomvandlete plagioklas sammensetningen An_{23} , mens randsonen har sammensetning som er surere enn An_{12} . Denne albitrikere randsonen har plagioklas bare der den grenser mot mikroklin (Mi). Mot biotit (Bi) og kvarts (Q) har den ikke denne randsonen. Denne randsonen må derfor være en reaksjonszone som den tilgrensende mikroklin på en eller annen måte må være ansvarlig for.

Som tidligere nevnt inneholder plagioklasen mye myrmekit. Plagioklasen er ofte så gjennomsatt av myrmekit at albitlameller ikke lenger sees.

Flere steder kan en se sterkt korroderte plagioklasrester sitte i store mikroklinindivid. Plagioklasrestene, som ofte er myrmekitiserte, tyder på at mikroklin har fortrenget plagioklas under sin vekst.

Foto 14 er fra sillimanitgranitten ved utløpet av Damtjern på Snarum og viser sterkt korroderte plagioklasrester i mikroklin. Plagioklasrestene på foto 14 tilhører et og samme individ.

Biotiten er i noen sillimanitgranitter mer eller mindre kloritisert, i andre kan den være helt frisk. Enkelte steder er biotit korrodert og mikroklin og kvarts har tatt biotitens plass. Korrosjonen kan delvis ha dannet myrmekitliknende ormer i biotiten. De minste myrmekitormene er alltid fylt med kvarts.

På samme måte som biotit er korrodert, er det enda vanligere å se muskovit være korrodert. I den samme bergarten hvor en kan se korrodert biotit, og som er fra sillimanitgranitten rett vest for serpentinbruddet syd for Tingelstadjern, finnes flere steder muskovit korrodert på samme måte, og også her er de aller tynneste myrmekitormene fylt av kvarts. Men i huller på størrelse helt ned til $0,03 \times 0,03 \text{ mm}^2$ i muskoviten har jeg sett mikroklin. Foto 15 viser et stort, korrodert muskovitindivid der hullene som er dannet ved korrosjonen, er fylt av kvarts og mikroklin. I sillimanitgranitten må det altså finnes både mikroklin og kvarts som er yngre enn både biotit og muskovit.

Muskovit er aldri kloritisert slik som biotit ofte er. Sillimanitgranittene inneholder ofte zirkon. Zirkon kan en se helt innesluttet i både biotit, muskovit, kvarts og mikroklin.

Jeg har fått et bestemt inntrykk av at turmalin synes å være langt sjeldnere i sillimanitgranittene enn i sillimanitglimmerskiferne.

Kartet viser flere steder, bl. a. i åsen ca. 500 m VNV for Damtjern på Snarum, at sillimanitglimmerskifer gradvis går over i sillimanitgranitt i sillimanitglimmerskiferens strøkretning. Et annet påfallende trekk ved kartbildet, særlig i området nord og nordvest for Damtjern, er de lange, smale dragene av sillimanitglimmerskifer som påfallende ofte ligger på grensen mellom amfibolitt og sillimanitgranitt eller mellom to amfibolitter som ligger nær hverandre. Disse sillimanitglimmerskiferne er ofte mye rikere på glimmer her enn de fleste andre steder, men alle har tydelige linser av kvarts og sillimanit som er det typiske makroskopiske kjennetegn på disse bergartene.

Noe som kanskje kan forklare denne forekomsten for sillimanitglimmerskifer, er det faktum at amfibolittene svært ofte grenser mot sillimanitglimmerskifer på den ene sida og mot sillimanitgranitt på den andre sida, dvs. at hvis amfibolittene opprinnelig har trent fram som et gabbroid magma — som jeg antar er tilfelle med de fleste av dem — kan nettopp grenseflatene mellom sillimanitglimmerskiferne og sillimanitgranittene (eller de bergartene som senere ble til sillimanitgranitter hvis granittiseringen er yngre enn de bergartene som nå er amfibolitter) ha vært de letteste steder hvor det gabbroide magmaet kunne trenge seg inn.

En rekke teorier er etter hvert foreslått som forklaring på dannelsen av sillimanitglimmerskifer og sillimanitgranittene, og det er forklaringen på kvarts-sillimanitlinsene som har voldt mest hodebry. I W. C. Brøggers avhandling om sillimanitgranittene er det referert en rekke

slike teorier som inntil da var fremsatt. Jeg skal ganske kort referere noen av disse foruten noen nyere teorier.

I.

J. H. L. Vogt forklarer kvarts-sillimanitlinsene i sillimanitgranittene som krystallisert tidlig fra et ultrasurt magma: «The nodules should thus have crystallized before the groundmass, and their sentral part should have crystallized before their border zone.»

II.

W. I. Miller forklarer kvarts-sillimanitlinsene i sillimanitgranittene som «fragments of quartzite broken up into myriads of lenses by the intrusion of a granitic magma of the composition of the groundmass of the nodular granite», og sillimaniten skulle ha oppstått ved kontaktmetamorfose mellom kvartsittbruddstykkene og granittmagmaet.

III.

Frank D. Adams forklarer kvarts-sillimanitlinsene i sillimanitgranitten ved at «the nodules should have originated by consolidation of isolated liquid drop-like «schlieren» of peculiar composition detached by movements in a semifluid magma and—being evidently immiscible with the main magma—taking upon themselves a globular form.»

Sitatene i I—III er tatt direkte fra W. C. Brøggers avhandling. Det samme gjelder W. C. Brøggers egen teori:

IV.

«Different explanations seem possible; all of them must in my opinion start from the supposition, that the main content of their magma, the SiO_2 (on the other main constituent, the Al_2O_3 , see further below) must partly have originated from melting combined with dissolving (assimilation) of quartzite by superheated solutions and gases (H_2O , F, B_2O_3) from the granitic magma along its contact with elder sedimentary quartzitic rocks. The ultra-acid magmatic solution thus resulted may then at first, bursting with mineralizers, as a separate magmatic «schliere» have been pressed up along and together with the granitic magma, and by mutual diffusion have partly yielded some amount of SiO_2 to this magma; on the other it may have received partly a supply of alcalies, essentially K_2O , etc. from the same.»

Denne spesielle SiO₂-rike delen av magmaet skulle være lite blandbar med resten av magmaet og etter hvert bli splittet opp i dråper som etter hvert ble fordelt rundt omkring i det granittiske magmaet og således gi opphav til linsene. Sillimaniten skulle ha blitt dannet i kvartslinsene ved at aluminiumrike oppløsninger og gasser fra det granittiske magmaet skulle ha reagert med kvartssittmagmaet. Denne forklaringen gir han også på dannelsen av sillimaniten i sillimanitglimmerskifrene: «These solutions and gases may have been pressed in perhaps partly already into the firm quartzite on cracks and fissures and along sedimentation planes («lenticular quartzites»), partly also into the melted quartzite-magma, and have thereby reacted with the SiO₂ of the quartz. It seems probable that the sillimanite may have originated in the same way also in the nodules of the granite, and it is obvious thus to conclude that the sillimanite was present in the quartzite-magma of the nodules already before its consolidation.»

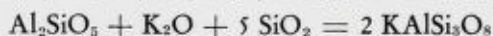
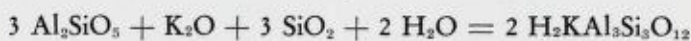
Av senere teorier for dannelsen av sillimanitgranittene skal jeg ta med noen få:

V.

Brit Hofseth antar at sillimanitgranittene er dannet ved granittisering av tidligere aluminiumrike sedimenter.

VI.

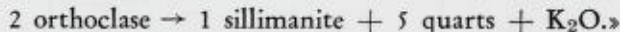
Jens A. W. Bugge går også ut fra at sillimanitgranittene er dannet ved granittisering av aluminiumrike sedimenter. Om dannelsen av kvarts-sillimanitlinsene skriver han: «It is generally known that in metamorphic rocks rich in alumina, sillimanite, as well as andalusite and disthene exhibit a tendency to gather in lense-shaped clusters surrounded by quartz.» Om dannelsen av sillimanitgranittene skriver han: «The bulk of the sillimanite-bearing rocks must be explained as sediments primarily rich in alumina. The peculiar lense structure which they at times exhibit is supposedly formed through a metamorphic differentiation as mentioned previously. Later the rocks have been penetrated by a potash-rich ichor which has transformed them metasomatically. The sillimanite will be transformed to muscovite or microcline in accordance with the amount of potash:



Where the rocks at the start were somewhat homogeneous, more normal granites have been formed. But where they have carried quartz-sillimanite lenses the periferous parts will first be attacked, so that a coating of mica will be formed around the lenses; thus the latter will be protected from further transformation, and must be considered as stable, armoured relics.» Og han konkluderer: «We must therefore suppose that the nodular granites are metasomatic rocks, formed through a granitization of older aluminous sediments.»

VII.

Til slutt skal jeg ta med Ivan Th. Rosenqvist's teori ved å sitere fra hans store arbeid «The Metamorphic Facies and the Feldspar Minerals»: «During my work on the rocks around the ancient Modum cobalt mines, I came to the conclusion that the quartz-sillimanite-feldspar-bearing rocks which occur in this area, represent states of equilibrium: they represent rocks which have been exposed to a rather rare kind of metamorphism during which a great part of the alkali and most of the water were removed. During the metamorphism the feldspar was transformed to sillimanite, whereas the liberated alkali and some of the silica were dissolved and removed. The equation may be formulated thus:



En slik degranittiseringsprosess skal ifølge Ivan Th. Rosenqvist være årsak til disse bergarters aluminiumsoverskudd.

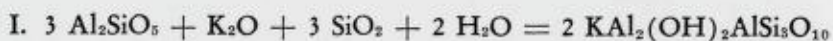
Før jeg forsøker å skissere opp krystallisasjonsrekkefølgen i sillimanitglimmerskifrene og sillimanitgranittene, skal jeg summere opp de viktigste resultatene av mine undersøkelser av disse bergartene:

- a) Plagioklasinnholdet i bergartene varierer helt fra 0 % til ca. 25 % av grunnmassen.
- b) Mikroklininnholdet i grunnmassen varierer fra 0 % til ca. 40 %.
- c) Mikroklin er aldri observert i helt plagioklasfrie bergarter.
- d) Muskovit har svært ofte fortrenget sillimanit.
- e) Ingen observasjoner tyder på at mikroklin dannes direkte ved fortrenkning av sillimanit. Tvert imot ser det ut til at sillimanit er stabil i mikroklin.
- f) En rekke observasjoner viser at mikroklin fortrenger plagioklas.
- g) Plagioklas har en albitrikere utlutningsrand mot mikroklin, men ikke mot andre mineraler.

- h) Plagioklas er ofte myrmekitisert.
- i) Mikroklin og kvarts synes å fortrenge biotit.
- j) Mikroklin og kvarts synes å fortrenge muskovit.
- k) Sillimanitkrystaller finnes i enkelte større plagioklasindivider, og i de bergartene hvor det er tilfelle, er mikroklin ikke observert. Plagioklasen opptrer her både i grunnmassen og i sillimanitlinsene, i linsene ofte som «grunnmasse» for en rekke små sillimanitkrystaller.
- l) Alle undersøkte sillimanitglimmerskifre og sillimanitgranitter fører både biotit og muskovit.
- m) Muskovit har en utpreget tendens til å forekomme langs kanten av kvarts-sillimanitlinsene og der disse kiler ut, mens biotit bare sjelden forekommer i kvarts-sillimanitlinsene.
- n) Turmalin er tydelig dannet senere enn sillimanit og delvis på bekostning av sillimanit.
- o) Kvarts-sillimanitlinsene i sillimanitglimmerskifre og sillimanitgranitter er ofte presset slik at kvartsindividene i linsene er blitt langstrakte i linsenes lengderetning. Foto 16 fra en sillimanitgranitt ca. 1,2 km nord for Bergandammen viser en slik kvarts-sillimanitlinse med langstrakte kvartsindivider.
Kvartsindividene i grunnmassen i samme sillimanitgranitt er ikke langstrakte, men de er sterkt undulerende som foto 16 viser.

Jeg er mest tilbøyelig til å tro at Brit Hofseths og Jens A. W. Bugges antagelse er riktig, at utgangsmaterialet til disse bergarter er aluminiumrike sedimenter, og at sillimanit eller muligens tidligere disthen er blitt anriket sammen med kvarts i større og mindre linseformete klumper utover i bergarten. Jeg kan ikke motbevise Ivan Th. Rosenqvists teori om at aluminiumsoverskuddet i bergartene skyldes en degranittiseringsprosess. Han sier i sin avhandling om koboltgruvene på Modum at det strir mot faseregelen å tenke seg granitt med muskovit og sillimanit *dannet samtidig* under tilstedeværelsen av vann i overskudd. Mine observasjoner tyder på at det er overveiende sannsynlig at sillimanit er dannet før både muskovit og mikroklin, og i så fall skulle det ikke være nødvendig å måtte bruke teorien om degranittisering for å forklare aluminiumsoverskuddet.

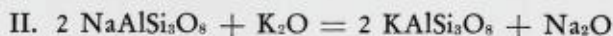
Etter sillimanitdannelsen må bergarten ha fått tilført kaliumholdige løsninger som har reagert med sillimanit og gitt muskovit ifølge likningen:



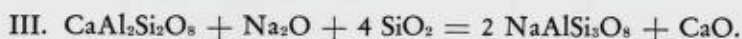
Muskoviten i sillimanitglimmerskifrene og sillimanitgranittene er sannsynligvis dannet ved at kalium og H_2O er tilført sillimanit og kvarts som likning I viser. Der de spredte muskovitindividene finnes utover i grunnmassen, har det antagelig opprinnelig vært noen få sillimanitnåler som er blitt helt oppbrukt ved muskovitdannelsen. Grunnen til at sillimaniten i kvarts-sillimanitlinsene i stor utstrekning har unngått omdannelse, skal jeg komme tilbake til senere.

Der kaliumholdige løsninger er blitt tilført bergarter med plagioklasholdig grunnmasse, har kalium reagert med plagioklas og gitt mikroklin.

Plagioklasens albitrikere sone mot mikroklin kan muligens forklares ved at en antar at de kaliumholdige løsningene først reagerer med plagioklasens albitkomponent som likning II viser:



og natrium frigjort ved denne reaksjonen reagerer med plagioklasens anorthitkomponent som likning III viser:



Kalsium frigjort ved denne reaksjonen fjernes i første omgang, mens natrium frigjort ved reaksjon II mer eller mindre går med ved reaksjon III, og først når hele anorthitkomponenten er overført til albit, må natrium fjernes for alvor. Albit dannet ved reaksjon III, reagerer med kalium som reaksjon II viser og gir mikroklin. En slik granittiseringsprosess skulle altså føre med seg at mikroklin skyver en «albitfront» foran seg gjennom plagioklasen. Hvor stort anorthitinnhold denne «albitfronten» dvs. den albitrikere utlutningssonen mot mikroklin har, har jeg ikke kunnet bestemme, men et sted er den som tidligere nevnt, surere enn An_{12} mens resten av plagioklasen har sammensetningen ca. An_{23} eller mer basisk. Videre ser det ut til at hele utlutningssonen har praktisk talt samme sammensetning tvers igjennom. Overgangen til plagioklasens sammensetning utenfor utlutningssonen skjer gjennom en sone som er adskillig smalere enn den homogene utlutningssonen. Hvis granittiseringen har foregått på ovenfor nevnte måte, og det hele tiden har vært likevekt mellom utlutningssonens Ab-innhold og mikroklinens Ab-innhold, skulle kjennskapet til Ab i utlut-

ningssonen og i mikroklinen kunne brukes til å bestemme den temperatur hvormed granittiseringen har foregått.

At utlutningssonen må være enten samtidig med eller senere enn mikrokлиндannelsen, holder jeg for høyst sannsynlig fordi utlutningssonens bredde er temmelig konstant uansett hvordan plagioklasindividet er korrodert. Forutsetningen for denne slutningen er selvfølgelig at mikroklin har vokst på bekostning av plagioklas.

Om myrmekitens alder i forhold til mikroklinen sier F. K. Drescher-Kaden i «Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung»: «Allgemein lassen sich diese Beobachtungen kaum anders deuten, als dass die Quarzstengel des Myrmekit-Plagioklases «später», nach der Platznahme des Plagioklases in Gefüge, gebildet wurden, also bevor die Kristalloblastese des Kalifeldspates begann. Damit ist es nicht ausgeschlossen, dass die Quarzstengel unmittelbar vor der Kalifeldspat-Kristalloblastese entstanden und sehr wahrscheinlich eine Art Vorläuferwirkung darstellen.» At myrmekitdannelsen er en slags forløpervirkning for dannelsen av kalifeltspat, kan passe godt ved at myrmekit er observert i plagioklas i en sillimanitglimmerskifer som ikke inneholder mikroklin.

Som tidligere nevnt ser det ut til at biotit kan fortrenses av mikroklin. Videre synes foto 15 å vise at også muskovit kan fortrenses av mikroklin. Om reaksjonen har foregått direkte glimmer → mikroklin eller glimmer → plagioklas → mikroklin eller på noen annen måte, kan jeg ikke uttale meg om. K. F. Drescher-Kaden omtaler i ovenfor nevnte avhandling (side 53–54) at biotit kan fortrenses av både plagioklas, kalifeltspat og senere inntrengende kvarts; særlig kvarts kan virke sterkt korroderende på biotit. Foto 15 viser hvorledes kvarts, som antagelig er en slik sekundær kvarts som Drescher-Kaden omtaler, har korrodert ut myrmekitliknende spor i muskovit.

I de bergartene jeg har undersøkt, er det imidlertid bare sjeldent å se at mikroklin har fortrenget biotit og muskovit, men de observerte tilfellene tyder på at mikroklin er dannet senere enn biotit og muskovit. I enkelte sillimanitgranitter kan en noen steder se korroderte biotit-individer i plagioklas, og der plagioklasen er helt eller delvis fortrenget av mikroklin, vil disse biotitindividene bli liggende igjen inne i mikroklinkrystallene.

Plagioklasrestene er ofte sterkt sericitiserte, men mikroklin inneholder ikke sericit. Den albitrike sonen i plagioklas mot mikroklin er ikke sericitisert. Det er derfor naturlig å trekke den slutningen at sericitiserin-

gen av plagioklasen er av senere dato enn dannelsen av den nåværende utlutningsrand i plagioklasen og derfor også sannsynligvis senere enn mikroklindannelsen.

Turmalin er tydelig yngre enn sillimanit, og Ivan Th. Rosenqvist har observert at den er yngre enn flogopit. Jeg har imidlertid ikke funnet flogopit i disse bergartene, men har bestemt den fargete glimmeren til å tilhøre biotitrekken ved at n_Y og n_Z tydelig ligger over 1,601. Flere av de svakest fargete kommer i gruppen meroksen. Denne bestemmelsen har jeg utført på 15 av 27 mikroskoperte bergarter innen gruppen sillimanitglimmerskifer-sillimanitgranitt. I de andre prøvene er biotiten mer eller mindre kloritisert.

På grunnlag av disse undersøkelsene av sillimanitglimmerskifrene og sillimanitgranittene skal jeg forsøke å sette opp en aldersrekkefølge for en del av de mineraldannende prosessene disse bergartene har gjennomgått, unntatt for de sillimanitglimmerskifrene der sillimanit ligger delvis i en grunnmasse av plagioklas.

Utgangsbergarten er en sillimanitglimmerskifer med kvarts-sillimanitlinsjer og kvarts-biotit-plagioklas grunnmasse. Utgangsbergarten er antagelig dannet av et opprinnelig aluminiumrikt sediment.

I.

De første svake antydninger til mineraldannelse i denne utgangsbergarten er muligens at plagioklas vokser på bekostning av biotit. Ved denne prosessen må muligens Na og Ca tilføres og K og Mg fjernes.

II.

Den første sikre mineraldannende prosess er at muskovit dannes på bekostning av sillimanit og kvarts. Ved denne prosess må temmelig sikkert K og antagelig H_2O tilføres.

III.

En antagelig yngre mineraldannelse enn prosess II er at mikroklin dannes på bekostning av plagioklas og muligens også på bekostning av muskovit. Ved denne prosess må sannsynligvis fortsatt K tilføres mens Ca og Na må fjernes.

IV.

Som senere prosesser kommer antagelig at sekundær kvarts korroderer biotit og muskovit og at plagioklas sericitiseres og at biotit kloritiseres.

Enkelte av disse bergartene blir dessuten påvirket av albitiseringsprosessene. De mineraldannelser disse prosessene medfører, blir behandlet under kapitlet om albitbergarter.

Det er bare en liten del av plagioklasmengden som viser tegn til å være dannet på bekostning av biotit i prosess I. Den kaliummengde som ved en slik prosess må være frigjort, er sikkert for liten til å gi den muskovit som dannes ved prosess II, i hvert fall må det ha vært en kaliummetasomatose fordi muskovit er dannet av sillimanit i flere linsekvartsitter som ikke inneholder plagioklas.

Hva er så grunnen til at sillimanit er blitt bevart i bergartene uten at alt er gått med til muskovitdannelsen? I sillimanitglimmerskifre med svært lite muskovit finnes sillimanit spredt utover i bergarten dels i større kvarts-sillimanitlinser, dels som mindre, spredte bunter og enkeltnåler utover i grunnmassen. Ved stigende muskovitinnhold avtar mengden av de små, spredte buntene og enkeltnålene av sillimanit i grunnmassen svært fort, slik at bergartens totale sillimanitinnhold ganske snart bare finnes i de markerte, større kvarts-sillimanitlinsene. I muskovitrike sillimanitglimmerskifre og i sillimanitgranitter har linsene oftest et mer eller mindre fullstendig «skall» av muskovit, og Jens A. W. Bugge mener at dette «skallet» har beskyttet sillimaniten i linsenes indre mot angrep fra den inntrengende kaliumholdige «ichor». Helt effektiv beskyttelse har imidlertid dette «skallet» ikke alltid vært fordi muskovit flere steder er dannet i linsens indre.

Jeg mener imidlertid at dette «skallet» ikke har vært den eneste grunnen til at sillimaniten er blitt bevart i linsene. Av foto 16 framgår det tydelig at kvarts-sillimanitlinsene må være presset. I de fleste sillimanitgranittene er imidlertid kvarts-sillimanitlinsene ikke så sterkt deformert som på foto 16. Jeg holder det for mulig at denne oftest forholdsvis svake deformasjonen av linsene har gitt disse noen av de samme egenskaper som forspent betong har. I forspent betong utsettes armeringen for strekk (forspenning) før betongen tilsettes og holdes under strekk inntil betongen har herdet. Når strekket på armeringen fjernes, vil den ferdige betongen stå under trykk. Når denne forspente betongen utsettes for strekk, vil trykkspenningen som betongen på forhånd står under, oppta strekket inntil dette blir like stort som trykkspenningen. Hvis betongen ved ytterligere strekk overbelastes, kan den risikere å sprekke, men sprekkene lukker seg straks overbelastningen igjen fjernes. Den forspente betongen blir altså atskillig mer elastisk

enn vanlig betong og mer motstandsdyktig mot forvitring fordi det skal mye større belastning til for å åpne sprekker i den.

Forutsetningen for det følgende må være at sillimanit har vanskeligere for å oppløses ved trykkmaksima og utkrystallisere igjen ved trykkminima enn kvarts. Hvis dette er tilfelle, vil en kvarts-sillimanitklump der sillimanit er helt eller delvis omvokst av kvarts slik som i linsene i sillimanitglimmerskifrene og sillimanitgranittene, langsomt deformeres under stress på en slik måte at en svært liten del av kvartsmengden stadig er i ferd med å oppløses der trykket er særlig stort, mens samtidig andre kvartsmengder av samme størrelsesorden stadig utkrystalliserer der trykket er lavt nok. Sillimaniten derimot vil stadig bli utsatt for større strekk. Hvis det ytre stresset opphører før strekket på sillimanitnålene overskrider sillimanitens elastisitetsgrense ved de fysikalsk-kjemiske tilstander bergarten utsettes for, og hvis dette trykket som de strukkede sillimanitnålene utsetter kvartskornene for, ikke er tilstrekkelig til å forårsake ny omkrystallisasjon av kvartsmassen, vil kvartskornene for ettertiden bli stående under konstant trykk på samme måte som betongmassen i forspent betong. Under senere moderate tektoniske bevegelser i bergarten vil den kontinuerlige trykkspenningen i de deformerte kvarts-sillimanitlinsene forhindre at sprekker åpner seg mellom mineralkornene i linsene. De kaliumholdige løsningsene som gjennomsvet bergartene etter deformasjonen av linsene, må derfor ha hatt vanskeligere for å trenge inn i de større, sillimanitrike linsene enn i resten av bergarten som ikke var så godt «armert» av strukkede sillimanitnåler. Denne effekten mener jeg også kan ha vært av betydning for bevarelsen av sillimaniten i kvarts-sillimanitlinsene.

Hvis stresset som deformerer linsene, blir så stort at sillimanitens elastisitetsgrense overskrides, opphører denne effekten. Dette tilfelle ser ut til å være realisert i et smalt bånd av «sillimanitglimmerskifer» ca. 80 m Ø for utløpet av Damtjern på Snarum. Denne bergarten har et utseende som en sillimanitglimmerskifer der linsene er usedvanlig langstrakte. Linsene inneholder ikke sillimanit, men bare kvarts og muskovit med enkelte steder litt plagioklas. Utenom linsene består bergarten av kvarts, muskovit og biotit. Bergarten ser ut til å være omkrystallisert fordi kvartsen er nesten ikke undulerende, og fordi muskoviten ikke har det «fillete» utseende den oftest har i de andre sillimanitglimmerskifrene.

I sillimanitgranitten som foto 16 viser, er kvartsindividene i linsene utpreget langstrakte og sterkt undulerende mens kvartsen i grunnmas-

sen ikke er utstruktet i lange individer, men er bare blitt sterkt undulende. Forklaringen på dette fenomen kan være at feltspat i grunnmassen har hindret at kvartsindividene er blitt langstrakte under deformasjonen. Forklaringen kan også være at deformasjonen som har forårsaket de langstrakte kvartsindividene i linsene, har foregått før en granittiseringsprosess, og at grunnmassens kvarts er blitt omkrystallisert en del under granittiseringen mens kvartsen i linsene ikke er blitt omkrystallisert.

Til slutt gjenstår å behandle de sillimanitglimmerskifrene der sillimanitkrystaller ligger i en grunnmasse av plagioklas. Dette kan muligens forklares ved at sillimanit og kvarts har reagert med Na- og Ca-holdige løsninger og gitt plagioklas, eller omvendt, ved at sillimanit har oppstått av plagioklas ved at Na og Ca er blitt fjernet. Det kan også tenkes at plagioklas har innesluttet sillimanitkrystaller under sin vekst uten at sillimaniten har deltatt i reaksjonen. Dette siste er imidlertid lite sannsynlig, for flere steder i en bergart hvor sillimanit er innesluttet i plagioklas med sammensetning albit eller sur oligoklas, ser sillimanitten sterkt korrodert ut. I samme bergart kan en ofte se at tettliggende sillimanitnåler ligger i en grunnmasse av kvarts, og at hele denne sillimanit-kvartsklumpen er innesluttet i et stort plagioklasindivid. Denne bergarten har visse likheter med sillimanitglimmerskifrene, men bør skilles ut fra disse fordi den ikke har de typiske linsene, dessuten inneholder den av glimmer bare flogopit og har dessuten 5–10 % av en rombisk pyroxen med sammensetning omkring bronzit-hypersthen. Denne bergarten finnes ca. 80 m rett vest for nordenden av Dypingen på Snarum.

I den samme bergarten kan en ofte se at tettliggende sillimanitnåler ligger i en grunnmasse av kvarts, og at hele denne sillimanit-kvartsklumpen er innesluttet i et stort plagioklasindivid. Enslige sillimanitnåler i plagioklas har også ofte et tynt hylster av kvarts. Foto 17 viser en del sillimanitnåler som ligger i en grunnmasse av kvarts, og denne sillimanit-kvartsklumpen er delvis omgitt av plagioklas. Det helt svarte mellom sillimanitnålene er kvarts.

Kvarts-flogopit-hematitskifer.

Bergarten som er avsatt på kartet som kvarts-flogopit-hematitskifer, er en kvartsrik glimmerskifer som skiller seg noe ut fra de andre glimmerskifrene i området. Denne glimmerskiferen opptrer fortrinnsvis i to områder: det største området begynner i syd omtrent ved bekken

som kommer fra Tingelstادتjern og strekker seg mot NNV i et belte som målt vinkelrett på bergartens strøkretning kan bli opp til 1 km bredt. Det smalner av i området SØ for Bingsås, men utvider seg igjen Ø for Hestmyråsen og strekker seg som et ca. 0,5 km bredt belte nord-vestover mot Kolsrudseter.

Det andre hovedområdet for denne bergarten er mellom Butjern og Overentjern og videre mot SSV til Tingelstادتjern.

Bergartene i gruppen kvarts-flogopit-hematitskifer er de aller fleste steder finkrystallinske med kornstørrelser sjelden over 0,5 mm i tverrsnitt. Disse bergartene fører som eneste glimmer flogopit. Flogopitmengden varierer oftest mellom ca. 5 % og 45 %. I enkelte områder, særlig mellom Overentjern og Tingelstادتjern, er praktisk talt all glimmer omdannet til talk.

Hematitmengden varierer vanligvis mellom 2 % og 10 % og opptrer de fleste stedene som en jevn pigmentering gjennom hele bergarten av små hematitkorn i størrelsen 0,01–0,5 mm. Foto 18 viser et preparat av denne bergarten fotografert med bare en nicoll. Fotoet viser tydelig hvorledes hematiten opptrer. De lyse mineralene er vesentlig kvarts, cordierit, turmalin og flogopit. Hematiten gir ofte bergartens spalteflater et gråsvart, glinsende utseende.

Noen steder er bergarten cordieritførende. Cordieriten er noen steder delvis omvandlet til en sericitliknende masse, andre steder er den helt frisk. Vanligvis er cordieriten optisk negativ, men enkelte steder synes det ikke å være tvil om at den er optisk positiv, f. eks. i en bergart like nord for Knatten. Her viser cordieriten ikke tegn til omdannelse. Ellers ser det ut til at kvarts-flogopit-hematitskiferen i området fra like vest for Hulebak magnesitbrudd, som ligger 850 m vest for det trigonometriske punktet på Hogget, og nordover til Kolsrudseter er cordieritførende flere steder. Cordieritmengden i disse skifrene overskrider neppe 5 %.

Nesten alle bergartene innen gruppen kvarts-flogopit-hematitskifer inneholder turmalin, oftest i mengder mellom 1 % og 5 %. Den er lys gulbrun til lys brunoliven. Turmalininnholdet er således et karakteristisk trekk ved disse bergartene.

Flere steder fører disse bergartene rombisk pyroxen med sammen-setning omkring enstatit-bronzit. Pyroxenindividene er sterkt korroderte, og mengdene er sjelden over et par prosent unntatt i den tidligere nevnte bergarten like nord for Knatten der enstatitmengden er ca. 30 %.

Kvartsmengden svinger mellom ca. 10 % og ca. 60 %, oftest er den omkring 40 %. Kvartsindividene er xenomorfe, svakt undulerende og omtrent alltid sterkt pigmentert av små hematitkorn. Mange av disse bergartene inneholder plagioklas. Ca. 1 km SØ for Kolsrudseter er plagioklasen østligst i beltet av kvarts-flogopit-hematitskifer en sur oligoklas, men ca. 300 m lenger vest er plagioklasen basisk oligoklas med An_{29} . Omtrent alle de andre stedene jeg har undersøkt denne bergarten, er plagioklasen en albit der bergarten fører plagioklas.

Albit anser jeg for å være et sekundært mineral i denne bergartsgruppen, og albitdannelsen faller antagelig sammen med den omfattende albitiseringen som har berørt store deler av det kartlagte området. Denne kvarts-flogopit-hematitskiferen synes å ha vært mer utsatt for albitiseringsprosessene enn de aller fleste andre bergartene i området. Jeg er tilbøyelig til å tro at hovedårsaken til det må være at nettopp denne bergarten har vært sterkt oppsprukket på den tid albitiseringen foregikk; og oppsprekkingen skyldes antagelig at denne bergarten har vært mer inkompetent mot bevegelser i fjellgrunnen enn de andre bergartene i området. Albitiseringen er behandlet i kapitlet om albitbergarter.

Pegmatitter.

I det kartlagte området finnes en rekke store og små pegmatitter. For å få en slags oversikt over pegmatittenes variasjon er plagioklasens sammensetning bestemt i 74 forskjellige pegmatittforekomster. Resultatet av undersøkelsen er satt opp i kurvene på fig. 3.

Den sammenhengende linjen viser hyppigheten av de forskjellige plagioklaser, og kurven omfatter både mikroklinførende og ikke mikroklinførende pegmatitter. Langs abscissen er An-innholdet i pegmatittenes plagioklaser angitt i prosent, og ordinaten viser antall undersøkte pegmatitter. Plagioklasenes sammensetning er bestemt ved å måle brytningsindekser på korn som ligger på (001). Målingene er utført med justerte væsker og Na-lys, og nøyaktigheten av målingene ligger på ca. ± 3 % An. Punktene som angir kurven, er satt opp ved at plagioklassammensetninger i området fra og med 0 til 2,5 % An og fra og med 2,5 til 5 % An, osv. er regnet sammen, og disse verdiene er avsatt langs abscissen midt mellom 0 og 2,5 % An, og 2,5 og 5 % An osv.

På samme figur er oppført hvor mange av disse pegmatittene som samtidig fører mikroklin. Den strekede kurven angir hyppigheten av plagioklasførende pegmatitter som samtidig fører mikroklin, og peg-

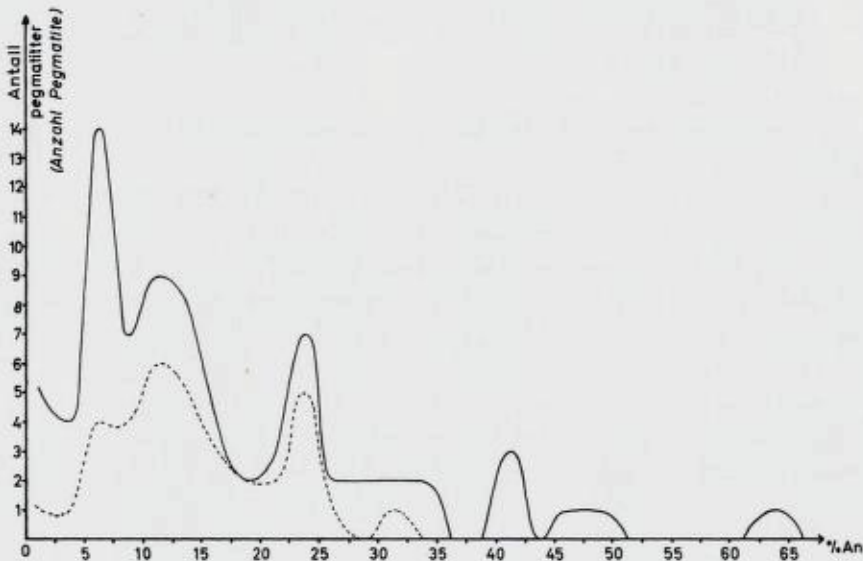


Fig. 3. Hyppigheten av pegmatitter med samme plagioklassammensetning. Den heltrukne linjen omfatter alle undersøkte plagioklasførende pegmatitter. Den stiplede linjen viser i hvor mange av disse pegmatittene også mikroklin er funnet.

Die Häufigkeit der Pegmatite mit derselben Plagioklaszusammensetzung. Die ausgezogene Linie umfasst alle untersuchten plagioklasbaltigen Pegmatite. Die punktierte Linie zeigt, in wie vielen dieser Pegmatite auch Mikroklin gefunden wurde.

matittens plagioklassammensetning kan avleses langs abscissen. Forskjellen mellom den helt opptrukne kurven og den stiplede kurven — målt langs ordinaten — viser hvor mange av de undersøkte pegmatittene mikroklin ikke er funnet i, men da mikroklin og plagioklas ikke alltid forekommer like ved sida av hverandre, kan det bare bero på en tilfældighet at ikke både mikroklin og plagioklas er kommet med i den innsamlete prøve. Tolkningen av kurvene må derfor skje med forsiktighet. Plagioklaskurven viser et maksimum omtrent ved An_{06} som bare har en svakt antydning parallell på mikroklinkurven. Jeg mener derfor at en kan skille ut en gruppe pegmatitter som albitpegmatitter uten eller med bare svært lite mikroklin.

Plagioklaskurven har videre en maksimalverdi omkring An_{12} , men denne maksimalverdien har en parallell i mikroklinkurvens maksimumsverdi, og da pegmatittene i de fleste tilfeller synes å føre mindre mikroklin enn plagioklas, kan en neppe sette opp noen plagioklaspegmatitt uten mikroklin i dette området.

Fra omkring $An_{27,5}$ og ved høyere An-verdier ser det ut som om plagioklaspegmatitter uten mikroklin igjen opptrer, slik at disse kan skilles ut som en egen gruppe.

Pegmatittene som fører både plagioklas og mikroklin, har jeg delt i to grupper:

1) Pegmatitter som har plagioklas med sammensetning 0–20 % An, hvorav pegmatitter med plagioklas i området 0–10 % An bare telles med når jeg har funnet mikroklin i dem, mens alle pegmatitter med plagioklas i området 10–20 % An telles med, både de jeg har funnet mikroklin i og de jeg ikke har funnet mikroklin i.

2) Pegmatitter som har plagioklas med $An \leq 20\%$, hvorav alle pegmatitter med plagioklas i området 20–27,5 % An telles med, både de jeg har funnet mikroklin i og de jeg ikke har funnet mikroklin i, mens pegmatitter med plagioklas i området med $An > 27,5\%$ bare telles med når mikroklin er funnet i dem.

Dessuten har jeg blant de innsamlete prøvene funnet 5 pegmatitter som har mikroklin, men ikke plagioklas. Kurvene på figuren omfatter ikke disse pegmatittene. Alle undersøkte pegmatitter fører kvarts.

På kartet har jeg merket av følgende pegmatitt-typer:

- I. Kwarts-albitpegmatitter som jeg ikke har funnet mikroklin i, og hvor plagioklasens sammensetning ligger i området 0–10 % An.
- II. Kwarts-plagioklaspegmatitter uten mikroklin der plagioklasens An-innhold varierer fra 27,5 % til ca. 63 %.
- III. Mikroklinførende kvarts-plagioklaspegmatitter der plagioklasens An-innhold varierer fra 0 % til 20 %.
- IV. Mikroklinførende kvarts-plagioklaspegmatitter der plagioklasen har $An \leq 20\%$.
- (V. Kwarts-mikroklinpegmatitter uten plagioklas). Pegmatittforekomstene i denne siste gruppen er for små til å kunne avsettes på kartet.
- VI. Dessuten merker jeg av pegmatitter som ikke er undersøkt, med eget tegn.

De mer sjeldne mineralene i pegmatittene har ofte dannet grunnlaget for inndeling av pegmatitter. Denne metode krever imidlertid et langt mer omhyggelig innsamlingsarbeide ved hver pegmatittforekomst enn jeg har kunnet gjennomføre.

Da plagioklas viser seg å finnes i prøver fra 74 av 78 undersøkte pegmatitter, mener jeg at en inndeling på grunnlag av plagioklasens An-innhold skulle ha muligheter for å gi i hvert fall noen resultater av verdi. Men mengdeforholdet mellom plagioklas, mikroklin og kvarts kommer ikke fram ved en slik inndeling.

Kurven over pegmatittenes plagioklassammensetning viser at den første gruppen — kvarts-albitpegmatitter uten mikroklin — synes å kunne deles i to undergrupper: en med praktisk talt 0 % An og en med ca. 6 % An. Pegmatittene med plagioklas med omkring 0 % An viser seg å ha en tydelig lovmessig forekomstmåte ved at disse finnes i eller like i nærheten av en albitiseringsone, og under mikroskopet kan en se hvorledes plagioklasen i pegmatitter i forholdsvis svakt albitiserte områder viser begynnende albitisering langs kontakten til den albitiserte sidebergarten. I kanten av albitiseringsområdet like vest for Hovdekollen står en pegmatitt som er breksjert i kanten. Grunnmassen i breksjen er etter breksjeringen blitt albitisert, og feltspaten i pegmatittbruddstykkene er svakt albitisert langs kanten ut mot breksjens albitiserte grunnmasse. Foto 19 viser kontakten pegmatittfeltspat - breksjegrunnmasse, og en ser på fotoet hvorledes pegmatittens plagioklasindivider er omdannet til sjakkbrettalbit langs kontakten og langs sprekker. Sjakkbrettalbiten har nær 0 % An mens pegmatittens plagioklas har en albit i området 6—9 % An. Mineralene i breksjegrunnmassen er vesentlig talk, klorit, sjakkbrettalbit, kvarts og litt titanit og turmalin.

Det er sannsynlig at den ekstremt lave An-gehalt i disse pegmatitters plagioklaser skyldes at mer basisk plagioklas er overført til albit med nær 0 % An ved albitiseringsprosessene som må være av yngre dato enn dannelsen av pegmatittene.

De fleste av pegmatittene i albitiseringssonene synes å være uten mikroklin. Dette kan muligens skyldes at eventuell tidligere mikroklin er omdannet til albit under albitiseringen.

De praktisk talt mikroklinfrie kvarts-albitpegmatittene, der albiten holder omkring 6 % An, synes å opptre uten noen bestemt tilknytning til albitiseringsområdene. Det største albitpegmatittmassivet er i Skreia. I to prøver fra Skreia har jeg ikke funnet antydning til mikroklin. I NØ-kanten av Sulusås er bergartene svært lik pegmatitten i Skreia, men har her en liten gehalt av mikroklin. Mikroklinmengden synes å øke raskt vestover gjennom Sulusås samtidig som plagioklasen blir litt mer basisk. Jeg anser det for temmelig usannsynlig at pegmatitten i Skreia

er helt fri for mikroklin. Likeså anser jeg det for usannsynlig at de andre pegmatittene i denne gruppen, når disse ikke opptrer i nærheten av albitiseringssoner, også er helt fri for mikroklin. Men mikroklinmengden må være helt minimal i forhold til albitmengden.

Fargen på plagioklasene i gruppen kvarts-albitpegmatitter uten mikroklin er i de aller fleste tilfellene kvit eller lys gråkvit. I den ovenfor omtalte brekssjerte albitpegmatitten like vest for Hovdekollen er den ikke albitiserte plagioklasen i enkelte små korn solsten. Denne solstensplagioklasen er en albit med en An-gehalt i området 6–9 %.

Av kurvene på fig. 3 har jeg tatt ut en pegmatittgruppe som jeg har betegnet med kvarts-plagioklaspegmatitter uten mikroklin, der plagioklasens An-mengde varierer fra 27,5 % til ca. 63 %. Mikroklinkurven tyder på at det er muligheter for å finne mikroklin i de pegmatittene som har plagioklas med lavest An-gehalt innen denne gruppen, og at mulighetene for å finne mikroklin i pegmatittene blir mindre jo høyere plagioklasens An-gehalt blir. Av de undersøkte pegmatittene er det ialt 11 som faller i denne gruppen. Av disse ligger 8 i båndgneisområdet i østkanten av det kartlagte området. Dette båndgneisområdet består for en stor del av båndete amfibolitter. De tre pegmatittene som har mest basisk plagioklas i denne gruppen, forekommer som ganske smale årer i båndet amfibolitt. Pegmatitten der plagioklasens An-gehalt er 63 %, danner et 10–20 cm bredt bånd i amfibolittisk båndgneis ca. 400 m syd for jernbaneundergangen ved Nyhus på Snarum. Mineralene i pegmatitten er plagioklas, kvarts og hornblende.

Resten av pegmatittene i denne gruppen er som oftest av helt andre dimensjoner. I østsida av Knatten i frisk vegskjæring står en steiltstående, ca. 0,5–1 m bred pegmatittgang der plagioklasen har 40 % An.

Den største pegmatitten i denne gruppen er en pegmatittgang som begynner ca. 600 m N for nordenden av Sandungen på Snarum og strekker seg mer enn 1 km nordover. Mektigheten øst–vest er 75–100 m. Plagioklasen i denne pegmatitten har 34 % An og er intenst rødbrun. Fargen skyldes for en stor del at det i plagioklasen er innsluttet en hel del tynne nåler av antagelig rutil. Mengden av det innsluttede mineralet er imidlertid for liten til at det kommer fram på pulverdiagram av plagioklasen.

Fargene på plagioklasene i pegmatittene i denne gruppen er foruten den ovenfor nevnte rødbrune, enten kvit eller mørk grå.

De mikroklinførende kvarts-plagioklaspegmatittene har jeg delt i to

grupper, en gruppe der plagioklasens An-gehalt varierer mellom 0–20 %, og en der plagioklasens An-gehalt er større enn 20 %. Denne inndelingen er foretatt utelukkende på grunn av formen på kurvene på fig. 3. Det er imidlertid tvilsomt om denne inndelingen gir noe av verdi, fordi plagioklasmengden varierer fra å være hovedmineralet til å forekomme i ytterst små mengder, og denne variasjonen synes å være uavhengig av variasjonen i plagioklasens sammensetning.

Som siste gruppe er oppført plagioklasfrie kvarts-mikroklinpegmatitter. Disse forekommer vesentlig som små, ofte ikke mer enn nevestore utblomstringer i sillimanitgranittene. Ingen av disse er store nok til at de kan avmerkes på kartet.

Pegmatittene opptrer særlig hyppig i utkanten av amfibolitter. Dette må vel skyldes at amfibolittene har vært mer sprø enn sidebergartene og derfor har hatt lettere for å sprekke opp og således åpne veg for de løsninger som har avsatt pegmatittene. De store, breksjerte områdene som senere er blitt albitisert, synes også flere steder å ha vært bestemmende for hvor pegmatitter er blitt dannet.

De aller fleste pegmatittene har lengdeutstrekning parallelt foliasjonen i den bergart de ligger i. Derfor er de fleste pegmatitters lengdeutstrekning N–S og NNV–SSØ. De pegmatitter med lengdeutstrekning som avviker fra disse retningene, finnes omtrent bare i massive, ufolierte amfibolitter og tildels i lite folierte kvartsitter.

Mange pegmatitter har en gradvis overgang til sidebergarten ved at «filler» av sidebergarten blir mindre og mindre hyppige i retning fra sidebergarten og innover i pegmatitten. Det er særlig pegmatittene i godt folierte bergarter som glimmerskifre og glimmerrike gneiser og amfibolitter som har slike grensesoner. Disse pegmatittene har nesten alltid lengdeutstrekning parallelt sidebergartenes foliasjon. De delene av sidebergartene som er innesluttet i pegmatittene, kan dels ha avvikende, dels samme strøk og fall som sidebergartene. I sidebergartene like utenfor disse pegmatittene er det også vanlig at strøk og fall kan avvike temmelig mye fra hovedretningene i bergartene ellers i området. En får ofte inntrykk av at bergartene har gjennomgått svake foldingsbevegelser samtidig med at pegmatittene ble dannet. Disse pegmatittene har ikke utpreget gangform, men har gjerne form som større eller mindre linser eller langstrakte, noe flatklemte pølser. Jeg har aldri lagt merke til noen tydelig sonarbygning i pegmatitter av denne typen. Også i endene av disse pegmatittene er overgangen til bergarten pegmatittene ligger i, gradvis ved at pegmatittene kiler ut som smale drag og slirer

parallelt bergartens foliasjon. Typiske eksempler på pegmatitter av denne typen er pegmatittene i de høye åsene nord og syd for Vranen på Snarum og den lange pegmatitten ca. 400 m NV for toppen av Sperrås. Det store pegmatittområdet 6–800 m NØ for Skreia er også helt eller delvis av denne typen. I dette siste området er feltspaten, både mikroklin og plagioklas, enkelte steder intens rød. Rødfargen skyldes en ytterst fin pigmentering av røde korn, antagelig hematit.

Mikroskopisk viser disse to sistnevnte pegmatittene en del typiske likhetstrekk. I motsetning til de andre pegmatittene jeg har undersøkt mikroskopisk, har disse to pegmatittene mikroklin som synes å ha vokst på bekostning av plagioklas. Plagioklasen har myrmekitstrukturer og albitrikere utlutningsrand mot mikroklin.

En liten aplittlinse i pegmatitt i sillimanitgranitten ved utløpet av Damtjern på Snarums vestsida har samme slags strukturer. Foto 20 som er fra denne aplitten, viser et a-snitt av et plagioklasindivid med utlutningsrand mot mikroklin, men ikke mot kvarts. Utlutningsranden er her en albit med An_{03} mens resten av plagioklasindividet er oligoklas med An_{12} .

På grunn av slike strukturer i disse pegmatittene og i aplitter i disse må jeg trekke samme slutning for dannelsen av mikroklin som ved sillimanitgranittene, at mikroklinen antagelig er dannet ved en granittiseringsprosess som i hvert fall delvis har foregått på bekostning av plagioklas. De mikroskoperte pegmatittene av denne typen ligger i eller like i nærheten av områder med sillimanitgranitt, og dette anser jeg for bevis godt nok på at områdene har vært utsatt for en kaliummetasomatose slik at kalium er blitt tilført.

Når det gjelder pegmatittområdet 6–800 m NØ for Skreia så er det mulig at det bare er partiene med den røde feltspaten som er «granittiseringspegmatitt». Partier av pegmatitten i dette området har bare kvit feltspat, og disse delene av pegmatitten har jeg ikke undersøkt.

En annen type pegmatitter forekommer som tydelige ganger med skarp begrensning mot sidebergarten. Slike pegmatitter skjærer ofte sidebergartens foliasjon eller de opptrer i bergarter uten foliasjon. Enkelte pegmatitter av denne typen viser tydelig sonarbygning. Et godt eksempel på slik sonarbygning viser pegmatittgangen ca. 50 m SØ for det trigonometriske punktet på Høgås. Figur 4 viser et tverrsnitt av denne.

Plagioklasen er oligoklas med ca. 21 % An. Mikroklin er ikke funnet,

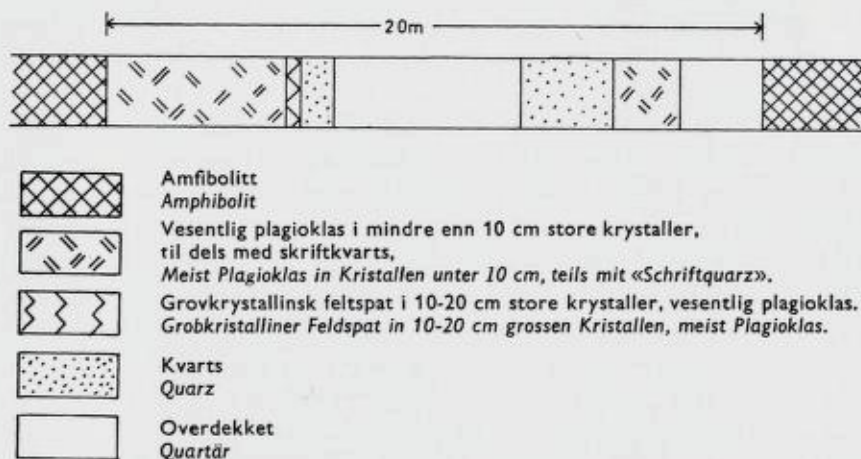


Fig. 4. Sonarbygningen av en pegmatittgang i Høgås.
Zonarbau in einem Pegmatitgang in Høgås.

men bare en prøve er tatt av pegmatittgangen. Kvarts ser ut til å oppta en bred sone i de midtre deler av gangen.

Den store pegmatittgangen nedover i åssida SSØ for Koplandtjern viser også en slags sonarbygning ved at plagioklas i de midtre deler av gangen er surere enn nær kanten. En prøve av plagioklas ved sydenden av gangen og 2–3 m fra østkanten viser oligoklas med 14 % An mens de sentrale deler av gangen har litt albit med 5 % An. Kontakten mot sidebergarten er ikke undersøkt her, men mineralene i midten av gangen er vesentlig mer grovkrystallinske enn langs kantene. Hovedmineralene i denne pegmatittgangen er kvarts og mikroklin, mens plagioklas finnes i bare små mengder både langs kantene og i midten av gangen.

Pegmatittene i dette området, dvs. syd for Tingelstادتjern og vest for Sulusås, er vesentlig kvarts-mikroklinpegmatitter med plagioklas – albit eller sur oligoklas – som en helt underordnet bestanddel. Av disse pegmatittene er de som står fram som tydelige ganger, da spesielt pegmatittene i Tingelstadåsen og i toppen av Trekasthøgda, tydelig mer grovkrystallinske i midten enn langs kantene. Glimmermineralene i disse pegmatittene er vesentlig muskovit.

I åsen øst for Tingelstادتjern blir pegmatittene vesentlig mer plagioklasførende, og i den øst-vestgående pegmatittgangen på sydsida av Overentjern ser det ut til at mikroklin mangler helt. Hovedmineralene

her er kvarts, muskovit og plagioklas med ca. 10 % An. Denne gangen viser helt knivskarp begrensning til sidebergarten, og i mikroskopet kan en se hvorledes smale plagioklaskrystaller har vokst ut fra sidebergarten. Krystallene står med sin største lengde loddrett på kontakten, og de krystallene som vokser direkte på sidebergarten, er opp til 0,5 mm lange. Etter hvert som disse krystallene slutter, kommer nye krystaller som blir opp til 1 mm lange, og allerede ca. 5 mm fra kontakten begynner krystaller som er opp til 10 mm lange. Disse krystallene er også langstrakte (eller plateformete) og står med c-aksen mer eller mindre loddrett inn mot kontakten til sidebergarten. Videre innover i pegmatittgangen blir krystallene raskt større og er i det indre av gangen ofte over 10 cm lange. I de ytre delene av pegmatittgangen er mineralene plagioklas med 10 % An, kvarts og litt hematit. I det indre av gangen finnes også en del muskovit. Mikroklin er ikke funnet. Foto 21 viser pegmatittens kontakt mot sidebergarten som her er kvarts-flogopit-hematitskifer.

Som fig. 3 viser, er det en rekke av pegmatittene som fører mikroklin, og som tidligere nevnt varierer mengdeforholdet mellom mikroklin og plagioklas svært mye fra en pegmatitt til en annen. Fargen på mikroklinen varierer fra rødbrun gjennom forskjellige nyanser av rød og blek rød til kvit; vanligst er blek rødlig og kvit mikroklin. Der fargen er sterkt rød og rødbrun, skyldes den for en stor del innsluttet hematit. Hematiten forekommer både i og utenfor pertitter og ofte som idiomorfe og hypidiomorfe, tynne tavleformete krystaller.

Mikroklinens tvillinggitter er nesten alltid godt utviklet, og X' : (010) på (001) varierer mellom 15° og 19° , i gjennomsnitt ca. 17° .

Alle undersøkte mikroklinprøver fra pegmatittene inneholder pertitter, og pertittenes utseende varierer sterkt. Pertitt-typene kan stort sett deles inn i de samme gruppene som Olaf Andersen bruker, og kan plasseres i de gruppene som Andersen kaller «film perthite», «vein perthite» og «patch perthite». Dessuten har jeg et sted sett antipertitt. Det som Andersen kaller «string perthite», har jeg ikke sett. Forskjellige pertitt-typer forekommer vanligvis sammen. I det etterfølgende oversettes «film perthite» med filmpertitt, «vein perthite» med årepertitt, «patch perthite» med flekkpertitt og «string perthite» med strengpertitt.

Sammensetningen av flekk- og årepertitter i mikroklin er målt i noen pegmatitter. Målingene er utført ved hjelp av lysbrytning på korn som ligger på (001), da denne metode gir nøyaktigere An-verdier ved forholdsvis store pertitter enn ved måling av utsløkningsvinkelen.

I pegmatitten ca. 50 m NØ for Harpentjern på Snarum er sammen-setningen av noen flekkpertitter albit med An_{05} . Mellom disse pertittene finnes en del filmpertitter, og der flekkpertittene sitter tett, er filmpertittene færre og mindre enn der det er langt mellom flekkpertittene. Mens flekkpertittene omtrent uten unntak har tvillinger etter albitloven ser det ut til at de aller fleste filmpertittene ikke har tvillinger i det hele tatt.

De vanligste tvillingene i årepertittene og flekkpertittene er etter albitloven, men tvillinger etter periklinloven forekommer også enkelte ganger. Foto 22 viser årepertitt med tvillinger etter albitloven og periklinloven. Dette bildet er tatt av mikroklin fra pegmatitten ca. 50 m NØ for Harpentjern på Snarum.

Sonarbygde pertitter har jeg sett flere steder. O. Andersen beskriver sonarbygde pertitter fra en pegmatittlokalitet ved Stene, Sannidal nær Kragerø, der større årepertitter viser tydelig sonarbygning. Han skriver her: «The extinction angles on (010) are: For the microcline $+ 6^\circ$, for the albite of the films, the narrow veins, and the marginal parts of the larger veins $+ 19^\circ$ (6 Ca-f, 94 Na-f), for the central parts of the larger veins $+ 12^\circ$ (14 Ca-f, 86 Na-f).»

Tom F. W. Barth behandler også sonare pertitter i «Studies in Gneiss and Granite», der han skriver: «Among some 200 perthite thinsections from pegmatites it was found that 18 exhibited zoning of the perthite lamellae. Typically the core is in the range 10 An–25 An, and the rim almost pure albite (3 An)». Både Andersen og Barth beskriver pertitter der den sentrale del av pertitten er mest basisk. Der jeg har målt de sonare pertittene, er sonarbygningen enten uregelmessig eller med sentral del mest basisk. I den tidligere nevnte pegmatitten ca. 50 m NØ for Harpentjern sees et sted en årepertitt som har uregelmessig sonarbygning. Foto 23 viser denne pertitten. På fotoet er pertittens An-innhold skrevet der dette er undersøkt. Målingene er utført ved å måle utslokningsvinkelen på (001), og da nøyaktigheten neppe kan settes større enn ca. $\pm \frac{1}{2}$ grad, vil det si at nøyaktigheten i de angitte An-verdier blir ca. $\pm 3\%$ An. Men målingene viser omtrent hvorledes An-gehalten i de forskjellige sonene ligger i forhold til hverandre. Ikke på langt nær alle pertittene i dette mikroklinindividet er sonare. Ved å måle pertittenes brytningsindekser på (001) er pertittenes sammensetning bestemt til ca. An_{08} . På foto 24 som er fra en liten pegmatitt ca. 100 m nord for Lyaråsen, sees en pertitt som er sterkt uregelmessig sonar og to pertitter som er regelmessig sonare. I den ene av disse per-

tittene er det ene settet av albitlameller praktisk talt bare utviklet langs kanten av pertitten. Der albitlamellene går tvers gjennom pertitten, er utslokningsvinkelen på (001) i ytterkanten ca. $3\frac{3}{4}^\circ$ som gir ca. An_{08} , og i midtpartiet ca. 3° som gir ca. An_{12} .

I samme mikroklinindivid sees en rad med sonare pertitter som har et utseende som noe mellom årepertitt og flekkpertitt. Foto 25 som også er fra pegmatitten 100 m nord for Lyaråsen, viser noen av disse sonare pertittene. I en av pertittene som fotoet viser, er utslokningsvinkelen på (001) i ytterkanten ca. $3\frac{3}{4}^\circ$, dvs. An_{10} , og i midtpartiet $2\frac{3}{4}^\circ$, dvs. An_{14} . Bestemmelse ved hjelp av brytningsindekser på små årepertitter gir An_{12} . Med de unøyaktigheter som en må regne med ved disse forskjellige målemetodene, kan en si at pertittenes sammenheng ligger omkring An_{12} og at forskjellen mellom sentral del og ytterkant av de sonare pertittene er ca. 4–5 % An.

Tom F. W. Barth mener at de sonare pertittene er avblandingspertitter der de mest basiske delene av pertittene er utskilt først, og at dette er årsaken til at pertittenes sentrale deler er mest basisk. Dette synes å være en rimelig forklaring på dannelsen av de regelmessig sonare pertittene, men den uregelmessige sonarbygningen i pertittene på foto 23 er noe vanskeligere å forklare dannelsen av. Det synes utelukket at det kan være tre forskjellige pertitter som har vokst sammen, fordi det er usannsynlig at albitlamellene i alle tre skulle kunne passe sammen så fint som de gjør. Jeg har sett en rekke eksempler på at to årepertitter har vokst helt i hverandre, og alltid blir det en tydelig linje der de to pertittenes albitlameller butter mot hverandre. Jeg kan ikke finne noen rimelig forklaring på dannelsen av de uregelmessig sonare pertittene.

I det hele tatt ser det ut til at pertitter, enten de er sonare eller ikke, er dannet ved at midtpartiet er oppstått først og at de ytre delene er dannet sist.

Om årepertittenes dannelse skriver O. Andersen: «This vein type of perthite the writer regards as formed in connection with the opening of contraction cracks giving access to circulating solutions derived from the same pegmatite magma from which the initial crystallization of the feldspar took place. The most regular veins probably represent the beginning stages of this process, marked by recrystallization with little replacement. The irregular networks passing into patches of albite, on the other hand, may represent later stages when the solutions have worked their way farther from the initial cracks and much of the microcline has been replaced by albite.»

Tom F. W. Barth forklarer pertittenes dannelse i langt større utstrekning som en avblandingsprosess idet han skriver: «The perthite lamellae in the pegmatitic feldspars are often very coarse and widely spaced; this indicates large diffusion distances of the Na-ions — which again indicates a great mobility of the lattice constituents at temperatures under 550° C.»

I en pegmatitt ca. 100 m nord for Harpentjern på Snarum finnes enkelte mikroklinindivider med svært brede pertitter. Midt i pertittene sitter ofte en rad med små kvartskorn som foto 26 viser. I mikroklin og pertitter fra andre pegmatitter har jeg ofte sett innesluttede kvartskorn, men ikke noe annet sted så regelmessig midt i pertittene som her. Plagioklasen i disse brede pertittene er An_{05} , bestemt ved lysbrytning, og for mikroklinen har jeg målt $X' : (010)$ på $(001) = 17^\circ$. Disse bredeste pertittene utgjør ca. 30 % av hele mikroklinindividet. O. Andersen omtaler en praktisk talt identisk pertitt-type fra Malmtangen, Skåtøy nær Kragerø, der pertittene også har en slik kjede av kvartskorn langs midten.

Omtrent parallelt med de grove pertittene og mellom disse går tynne filmpertitter. Filmpertittene er jevnt fordelt mellom de store årepertittene, og de hverken tiltar eller avtar i mengde eller størrelse inn mot de store pertittene. På foto 27 ser en et sett tynnere årepertitter som i snitt parallelt med (001) danner en vinkel på ca. 20° med de grove pertittene. Disse opptre fortrinnsvis i rommet midt mellom de grove pertittene, men enkelte strekker seg også helt inn til disse slik som foto 27 viser. Foto 28 viser hvorledes «tunger» fra den brede pertitten trenger gjennom de tynne årepertittene. En kan ikke se noen grense mellom «tungene» fra den brede pertitten og de tynne årepertittene på annen måte enn at det alltid er «tungenes» albitlameller som uforandret går fra det indre av den grove pertitten og gjennom det området som svarer til kryssningen med de tynne pertittene.

Den sagtakkede ytterkanten til disse grove pertittene er i hvert fall bevis godt nok for at disse pertittenes yttergrenser ikke representerer kantene av sprekker. Hvis dannelsen av disse pertittene har begynt langs sprekker, må pertittene ha vokst utover i mikroklinen ved en eller annen «replacement»-prosess. De grove, sagtakkede årepertittene og de tynne årepertittene og de aller fineste filmpertittene som fotoene viser, opptre alle i samme mikroklinindivid. Det er mulig at de grove, sagtakkede årepertittene er dannet ved avblanding før noen av de andre pertittene ble dannet. En så Na-rik K-feltspat blir jo ustabil tidligere,

dvs. ved høyere temperatur enn en med mindre Na i gitteret. Når hovedmassen av Na er utskilt, er det naturlig å anta at det gjenværende Na i gitteret dels er anrikt lengst bort fra de grove pertittene og dels like utenfor kantene av disse. Ved videre avkjøling dannes deretter muligens de tynnere årepertittene midt mellom de grove pertittene som en kan se på foto 27, og dels like i utkanten av de store pertittene som en tydelig ser på foto 28. Når disse tynne årepertittene er dannet, skulle resten av Na i mikroklingitteret være noenlunde jevnt fordelt, og som muligens siste akt i avblandingen skilles filmpertittene ut med jevn fordeling utover i mikroklinen. Filmpertittene er synlige på foto 27 hvor de alle ligger i utsløkningsstilling og derfor er helt svarte.

Fremdeles gjennstår imidlertid forklaringen på kvartskornene i midten av de store sagtakkede årepertittene. Disse kvartskornene ligger alltid på en linje som er svært nær parallell med lengdeutstrekningen av den årepertitt de ligger i. Hvis rekken av kvartskornene gjør en bøy på seg, gjør den tilsvarende årepertitt samme slags bøy. Retningen av rekkene av kvartskorn har jeg sett variere fra ca. 60° til 90° mot (010) for mikroklinindividet målt på mikroklinens (001)-flate. Jeg finner det naturlig å anta at kvartskornene er krystallisert ut på sprekker eller andre svakhetssoner i (K, Na)-feltspater før noen av pertittene har begynt å dannes. De spenninger som må oppstå i feltspatindividet langs slike rekker av innesluttede mineraler ved temperaturforandringer, mener jeg må ha vært bestemmende for hvor pertittene lettest skulle kunne begynne å skilles ut, og dette mener jeg må være forklaringen på at kvartskornene alltid ligger langs midten av de store årepertittene.

Hvor kvartsen som nå danner kornene midt i pertittene, kommer fra, er imidlertid et annet spørsmål. Det kan tenkes at den kommer utenfra. Det kan også tenkes at en feltspat som har en slik sammensetning som en analyse av denne feltspaten med pertittene ville gi, er i stand til å holde på noe SiO_2 i fast oppløsning ved høy temperatur, men at SiO_2 skilles ut på et meget tidlig stadium, før plagioklas begynner å avblandes som pertitter. Det er neppe en tilfældighet at de kvartskornene som O. Andersen har funnet i pertitter i mikroklin fra Malm-tangen på Skåtøy ved Kragerø, som tidligere nevnt, opptrer under praktisk talt nøyaktig samme forhold.

I denne pegmatitten med slik grovpertittisk mikroklin finnes også litt ægirinførende augit, dessuten litt dårlig utviklet solsten i en oligoklas med An_{12} .

I det undersøkte området har jeg funnet en pegmatitt til med slik ekstremt grovpertittisk mikroklin. Denne forekomsten ligger ved sydenden av Sysle. Denne mikroklinen er imidlertid ikke undersøkt mikroskopisk.

Med hensyn til filmpertittenes fordeling der også andre pertitter er til stede, nevnte jeg under beskrivelsen av flekkpertittene fra pegmatitten ca. 50 m NØ for Harpentjern at filmpertittene fortrinnsvis opptrer der det er langt mellom flekkpertittene. En rekke steder er imidlertid filmpertittene jevnt fordelt uavhengig av årepertittene, men en liknende fordeling mellom filmpertitter og årepertitter som mellom filmpertitter og flekkpertitter finnes også enkelte steder.

I et preparat fra en pegmatitt ca. 600 m NV for Tingelstادتjern kan en se at små partier av mikroklinindividet er blitt helt innesluttet i store uregelmessige årepertitter og at disse små mikroklinflekkene inneholder filmpertitter. Foto 29 viser dette. Det kan derfor passe godt å anta at filmpertittene er dannet etter at temperaturen har sunket så mye at Na-ioner ikke lenger er i stand til å diffundere over så lange strekninger som er nødvendig for å danne de mer spredte årepertittene. O. Andersen antar også at filmpertittene er dannet ved avblanding på et forholdsvis sent stadium.

I den pegmatitten ca. 100 m nord for Lyaråsen som er nevnt under avsnittet om sonare pertitter, er antipertitt observert. Jeg har ikke sett antipertitt andre steder i det kartlagte området. Antipertitten opptrer som små, uregelmessige flekker og større bånd av mikroklin med $X' : (010) \text{ på } (001) = 18^\circ$, i en oligoklas med ca. An_{12} . Pertittene har dels godt utviklet mikroklingitter og dels ikke mikroklingitter. Plagioklasen har godt utviklete tvillinger både etter albit- og periklinloven. Plagioklasen er mørk brun på grunn av inneslutninger av antagelig hematit. I kontakt mot plagioklasen med pertitter av mikroklin sitter mikroklin med pertitter av plagioklas. Pertittene er store og små årepertitter foruten en del filmpertitter og utgjør omkring 30–40 % av mikroklinindividet. Denne mikroklinen har også $X' : (010) \text{ på } (001) = 18^\circ$, og plagioklasen i pertitten er oligoklas med ca. An_{12} . Mikroklinen har også slike finkornete, brune inneslutninger, men ikke så mye som plagioklasen. Foruten den sure oligoklasen med de brune inneslutningene finnes små korn av helt klar plagioklas uten inneslutninger, til dels i kontakt både mot oligoklas og mot mikroklin. Denne plagioklasen er albit med ca. An_{03} . Albitens kontakt mot mikroklin og oligoklas viser ingen reaksjonssone.

Denne pegmatitten fører også en grønn pyroxen, men den er så ufrisk at den ikke kan bestemmes nøyaktig. I pegmatitten ca. 100 m nord for Harpentjern på Snarum opptrer — som tidligere nevnt — pyroxen som der er en ægirinholdig augit.

Ca. 900 m ØNØ for Dypingen på Snarum er pyroxen funnet i en kvarts-oligoklaspegmatitt (An_{28}). Denne er bestemt til å være diopsid med 25–30 mol. % hedenbergit. Denne pyroxenen er helt frisk. En liten pegmatitt ca. 800 m N for det trigonometriske punktet på Sæteråsen på Snarum har antagelig hatt pyroxen, men nå er krystallene helt omvandlet til talk. Pyroxenførende pegmatitter er temmelig sjeldne i det kartlagte området, og noen regel om hva slags pegmatitter pyroxen opptrer i, har jeg ikke funnet.

Turmalinpegmatitter har lenge vært kjent fra disse traktene. Turmalin opptrer sjelden i særlig store mengder, men krystallene kan bli temmelig store: tverrsnitt på over 5 cm er sett flere steder. Turmalin som finnes på disse pegmatittene, er alltid av den svarte typen. I samme pegmatitt kan en finne både sterkt oppknuste krystaller og uknuste like ved sida av hverandre. De oppknuste krystallene er kittet sammen av kvarts og feltspat.

Under siste krig ble det i temmelig stor utstrekning drevet gruve-drift etter muskovit på pegmatitter i dette området. Muskoviten er imidlertid av for dårlig kvalitet til at produksjonen kan lønne seg i normale tider. Noen steder er muskoviten forurenset ved at det på glimmerbladene har krystallisert ut ytterst tynne skikt av røde og mørkebrune mineraler — antagelig hematit og ilmenit — i tydelig krystallografisk orientering i forhold til muskoviten. I pegmatitten på sydsida av Overentjern opptrer slike forurensninger av glimmeren i stor utstrekning.

Pegmatitter som fører både muskovit og biotit, er sjeldne i dette området.

På figur 5 har jeg foruten kurvene fra figur 3 også ført opp hvorledes noen av de andre mineralene i pegmatittene opptrer i forhold til plagioklasens sammensetning. Da undersøkelsen etter andre mineraler enn feltspat er foretatt svært lettvinnt, også etter muskovit og biotit, må en ikke legge for stor vekt på disse kurvene. Men det ser ut til at muskovit har en tendens til å følge pegmatitter med forholdsvis sur plagioklas mens biotit opptrer hyppigere der plagioklasen er mer basisk.

Andre mineraler jeg har funnet i pegmatittene, er granat, rutil, hematit og et sted en blek blå beryll. Orthit skal være kjent som et for-

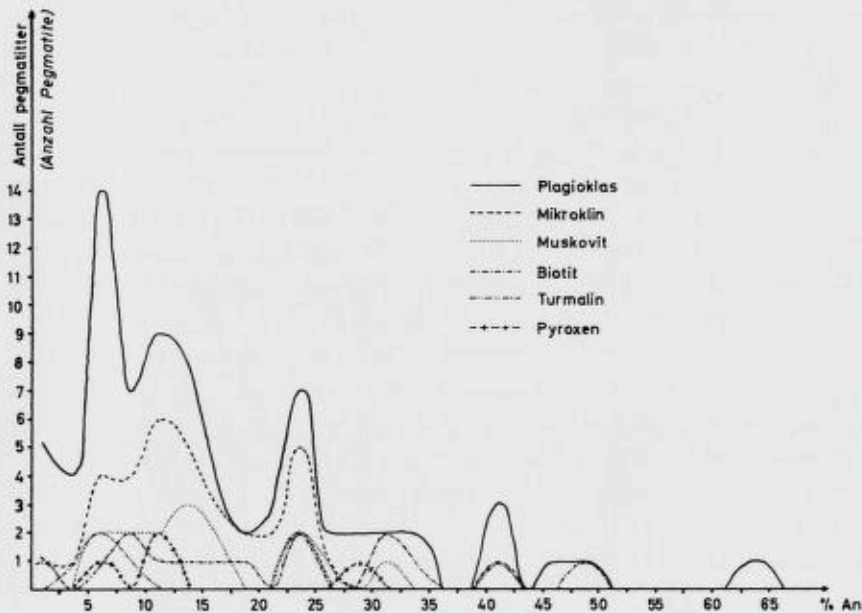


Fig. 5. Kurver som viser i hvor mange av de plagioklasførende pegmatittene mineralene mikroklin, muskovit, biotit, turmalin og pyroxen opptrer, sett i forhold til plagioklasens An-gehalt.

Die Kurven zeigen in wie vielen der plagioklasbaltigen Pegmatite die Minerale Mikroklin, Muskovit, Biotit, Turmalin und Pyroxen vorkommen, alles im Verhältnis zum An-Gehalt des Plagioklases.

holdsvi vanlig mineral fra pegmatitter i Snarumtraktene, men jeg har ennå ikke funnet orthit i det kartlagte området, hverken i pegmatitter eller i andre bergarter.

Kvarts er et av hovedmineralene i alle pegmatittene. Skriftkvarts forekommer også ofte, både i plagioklas og i mikroklin.

Kvartsitter.

I det kartlagte området finnes det flere store områder med kvartsitt. De aller fleste stedene er kvartsittene litt glimmerfolierte, og da det er alle overganger fra praktisk talt glimmerfrie kvartsitter til kvartsittiske glimmerskifre, er grensen trukket opp skjønsmessig mellom den bergarten som er avsatt på kartet som kvartsitt og den som er avsatt

som glimmerskifer. Kvartsittene har dessuten overganger til sillimanit-glimmerskifer gjennom svakt sillimanitførende kvartsitt uten de typiske kvarts-sillimanitlinsene. Derfor er også grensene mellom disse bergartene trukket opp mer eller mindre skjønnsmessig.

Sæteråsen vest for Skuterudtjern består for en stor del av kvartsitt som kiler ut sydover nordvest for Hogget. Vest for Hogget fortsetter temmelig sikkert samme bergartssone, men den er her blitt så glimmerrik at den heller bør avsettes som kvartsrik glimmerskifer. Kvartsittens østgrense er også tydelig idet bergartens glimmerinnhold stiger østover mot glimmerskifrene vest for koboltgruvene.

Ca. 330 m V for Skuterudtjern er kvartsitten tydelig foliert. Folia-sjonen skyldes svært tynne og utpreget parallelle individer av biotit og spor av muskovit. Kvartsmengden er ca. 90 %, og kvartsens struktur er xenomorf kornet med kornstørrelse opp til 1 mm. Ellers inneholder kvartsitten albit som opptrer i smale «øyner» ca. 1 mm lange og med lengderetning parallell foliasjonen. Disse «øynene» har en smal, ofte uregelmessig og noe surere randzone, og indre del har sammensetning omkring An_{10} mens randsonen er surere enn An_{04} . Randsonen grenser både mot kvarts og mot biotit. K-feltspat er ikke sett i bergarten.

Den vestligste og høyeste ryggen av Sæteråsen har den reneste kvartsitten i dette sydlige området. Videre nordover fortsetter disse meget rene kvartsittene i den høyeste ryggen av Buaråsen. De høye ryggene av Svartås syd for Damtjern på Snarums vestsida består også av slike meget rene, massive kvartsitter. Langs en linje vestover fra Damtjern slutter dette kvartsittmassivet brått, og blant bergartene i det kartlagte området nordafor opptrer ikke disse kvartsittene. I dalene mellom de høyeste ryggene på Svartås er kvartsitten ofte litt mer glimmerførende. På den høyeste toppen av Svartås står en kvartsitt med ca. 90 % kvarts der store og små, xenomorfe og sterkt undulerende korn har vokst inn i hverandre. De største kvartskornene kan være 3–4 mm i tverrsnitt. Ellers inneholder kvartsitten et par prosent albit og et par prosent mikroklin i små, spredte korn. Den har ca. 5 % muskovit, men bergarten har praktisk talt ingen foliasjon.

Et annet stort kvartsittmassiv er i Sæteråsen vest for Dypingdal på Snarum. Dette strekker seg sydover til nordøst for Asketjern og nordover så langt jeg har kartlagt, dvs. ca. $\frac{1}{2}$ km nord for gården Lia. Kvartsittmassivet ser ut til å strekke seg vestover fra Lia under overdekningen helt ned til Snarumselva, for i Kvernelva er kvartsitt blottet nesten sammenhengende fra jernbanen til elva. Dette kvartsittmassiv

østgrense går nord—syd gjennom Dypingdalen og fra sydenden av Dypingen i syd—østlig retning.

I Sæteråsens østskråning er praktisk talt all glimmer i kvartsitten kloritisert, men videre vestover opptrer glimmer i vekslende mengde. Glimmeren er vesentlig flogopit, men biotit opptrer også. Vanligvis har hver kvartsitt-type bare en slags glimmer. Kvartsmengden kan variere fra 65—90 %, mens glimmermengden kan gå opp til 25 %. De mest glimmerrike kvartsittene danner overgangsledd til glimmerskiferdragene i dette kvartsittmassivet. Disse overgangsbergartene har ofte litt sillimanit der sillimaniten ofte ligger i en grunnmasse av sur oligoklas. Kvartsen er mer eller mindre undulerende og xenomorf kornet. Kvartsitten har ofte opp til 5 % albit, og plagioklasen blir litt mer basisk inn mot glimmerskiferbåndet som strekker seg nord—syd gjennom kvartsittmassivet. Kvartsitten er ofte finkornet der kvartsindividene ofte er under 0,5 mm i tverrsnitt.

Kvartsitten i massivet øst for øvre del av Dypingdal er noe forskjellig fra kvartsitten i Sæteråsen vest for Dypingdal. Det som karakteriserer denne kvartsitten, er et glassaktig utseende med en fin gjennomvevning av kvit feltspat. Feltspaten er en omtrent ren albit, til dels som sjakkbrettalbit, der største utsløkningsvinkel for albitvillinger er målt til 19°. Kvartskornene er store, 0,5—5 mm i tverrsnitt, xenomorfe og sterkt undulerende. Albitindividene danner små «øyner» som ofte ligger etter hverandre som perler på en snor.

Denne kvartsitten må ha vært delvis oppknust før albitgjennomvevningen kunne finne sted. Gjennomvevningen av feltspat tiltar tydelig i mengde inn mot små og store pegmatittklumper som finnes i kvartsitten, særlig i den nordlige del av massivet. Kvartsindividenes sterkt uregelmessige form tyder på omfattende omkrystallisering. Liknende kvartsittstrukturer kan en finne flekkevis i nesten alle kvartsittmassivene i det kartlagte området, særlig i de partier som viser liten eller ingen foliasjon. Mot syd blir kvartsitten øst for øvre del av Dypingdal mer foliert. Det er imidlertid mulig at disse sydligere, mer folierte områdene ikke tilhører dette kvartsittmassivet, men er skilt fra det av en mulig forkastning langs en breksje som går i nordøstlig retning fra NØ-hjørnet av Dypingen.

Like øst for nordre halvdel av Dypingen står et lite kvartsittmassiv som i øst og syd og til dels i nord grenser mot amfibolitt. Denne kvartsitten er cordieritførende. Den inneholder ca. 10 % cordierit og omdannelsesprodukter etter cordierit. Omdannelsesproduktene er oftest

praktisk talt isotrope. De opptrer som pseudomorfoser etter cordierit. De bevarte cordieritindividene er omdannet til et talk- eller sericitliknende mineral i kantene.

Kvartsitten inneholder dessuten ca. 10 % sillimanit i krystaller som er opp til 0,2 mm i tverrsnitt. Sillimaniten opptrer fortrinnsvis i tette, vifteformete aggregater som kan bli 4–5 mm lange. Grunnmassen i sillimanitklumpene er dels talk eller sericit, dels hematit og dels kvarts. Talk eller sericit opptrer også som selvstendige klumper utover i bergarten, antagelig som omdannelsesprodukt etter et annet mineral. Det er mulig at alle disse mer eller mindre ubestembare mineralene er omdannelsesprodukter etter cordierit. Kvartsitten inneholder dessuten noe under 5 % sur albit. Albiten er helt frisk. Sillimanit, cordierit og albit er anriktet i opp til noen få cm brede, noe uregelmessige bånd i bergarten sammen med litt rutil. Rutilen gir disse båndene en svak rødbrun farge som er lett å se makroskopisk. Kvartsmengden i bergarten som helhet er ca. 75 %. I båndene er kvartskornene vanligvis under 0,5 mm i tverrsnitt, men utenfor kan kvartskornene bli over 4 mm i tverrsnitt. Denne kvartsitten inneholder ca. 1 % flogopit og den er ikke foliert.

Langs østkanten av hovedfahlbåndet med koboltgruvene går et smalt drag av til dels meget ren og lite foliert kvartsitt. Dette kvartsittbåndet kan følges langs østsida av fahlbåndet unntatt på Svartfjell. Langs østre fahlbånd har jeg ikke lagt merke til noe slikt kvartsittdrag.

Vest for Knatten–Høgås–Hovdekollenmassivet går et kvartsittdrag som særlig vest for Knatten–Høgås kan bli temmelig glimmerholdig, men som nordover fra Knatten blir massivt og lite glimmerførende. Her har kvartsitten stor likhet med de minst folierte kvartsittene i Sæteråsen vest for Dypingdalen.

Fra Bergandammen på Modum går et kvartsittbånd sydover. Jeg har fulgt det til vest for s. Overen gård, men det fortsetter antagelig til Haugfoss og muligens ennå lenger sydover. Et smalt kvartsittbånd finnes også på toppen av åsen vest for Bøensmoen på Modum. I begge disse sistnevnte kvartsittbånd er kvartsitten av samme type som de minst folierte kvartsittene i Sæteråsen vest for Dypingdalen.

I det østlige båndgneisområdet på Snarum finnes svært lite ren kvartsitt. Enkelte smale, nord–sydgående drag finnes riktignok, men de er av helt underordnet betydning. Av interesse er derimot et kvartsittbånd som kan følges omtrent sammenhengende fra vestsida av det vesle tjernet like syd for Sandungen og sydover gjennom vest-

sida av Uksaue, videre forbi østsida av Gunnhustjern, og det gjenfinnes antagelig ved Snarumselva rett nord for brua over elva ved Bjørnetangen. Dette kvartsittdraget er steiltstående og bare omkring 10 m bredt, men i hele sin utstrekning har det en sterk kataklastisk struktur, dvs. kvartsittbåndet er en breksjesone i disse gneisene. Det synes som om breksjeringer blir mer intens nordover, der bergarten får et mylonittisk og utvalset utseende og med store øyner av oligoklas. Her er bergarten en del biotitførende. Mikroskopisk er også strukturen her i de nordlige deler typisk mylonittisk. Vest for Uksaue er det utblomstret litt disthen i kvartsittbåndet. Ca. 200 m SSØ for Gunnhustjern står en pegmatittgang langs vestsida av kvartsittbåndet. Denne pegmatitten er noe oppknust og forskifret, og det er sannsynlig at denne oppknusningen er samtidig med oppknusningen av kvartsitten.

En annen interessant kvartsittforekomst er det kvartsittbeltet som kommer fra NV mot Fotstå og bøyer rundt Fotstå i sydskråningen av åsen og fortsetter videre mot NNØ øst for Fotstå. Det er stor sannsynlighet for at denne ombøyningen representerer en fold, og dette er foreløpig den eneste noenlunde sikre fold av så stor dimensjon at den tydelig kommer fram på kartet, jeg har observert i det kartlagte området.

Arne Bugge holder for mulig at ingen av kvartsittene i Bambleformasjonen er av sedimentær opprinnelse. Modumfeltet tilhører høyst sannsynlig det bergartskompleks som har fått navnet Bambleformasjonen, men jeg kan ikke se noen grunn til at kvartsittene ikke skal være av sedimentær opprinnelse. Riktignok må mange av kvartsittene ha vært utsatt for omfattende oppknusning og omkrystallisering, men det faktum at kvartsittene opptrer i slike lange bånd parallelt med flere andre bergarters lengdeutstrekning, tar jeg som et sterkt indisium på at kvartsittene sammen med mange av de andre bergartene tilhører en gammel og sterkt omvandlet sedimentær lagrekke.

Et annet indisium på sedimentær opprinnelse er en kvartsittisk bergart som står ca. 400 m NV for det trigonometriske punktet på Sæteråsen vest for Skuterudtjern. Denne bergarten er muligens et noe utvalset kvartsittisk konglomerat, men den kan også være en gammel breksje i kvartsitt. Denne bergartens lengdeutstrekning synes å være omtrent nord-syd som også er kvartsittenes strøkretning i dette området.

De minst folierte kvartsittene er ofte i ytterkantene noe skifrige der skifriheten vanligvis faller sammen med de tilstøtende bergarters fo-

liasjon. Men disse massive kvartsittene har ofte strukturer som foto 30 viser. Fotoet er tatt av kvartsitten ca. 400 m VNV for s. Overen gård.

Slike strukturer som muligens er rester etter sedimentære strukturer, viser ofte små forkastninger og små foldninger i en bånding som oftest ikke faller sammen med bergartens nåværende skifrihet. Derfor antar jeg at den skifriheten disse kvartsittmassivene ofte har langs ytterkantene, er en sekundær skifrihet som ikke behøver å ha noe med en opprinnelig sedimentær lagdeling å gjøre.

Glimmerskifre og gneiser.

Flere av de tidligere omtalte bergartene kan betegnes som glimmerskifre, men da de har visse karakteristiske særpreg som gjør at de tydelig skiller seg ut, er disse blitt beskrevet særskilt. Dette gjelder fortrinnsvis sillimanitglimmerskifrene og kvarts-flogopit-hematitskifrene. Da de glimmerskifrene som skal behandles i dette avsnittet, ikke så lett kan skilles i egne grupper under kartleggingen, er de på kartet avmerket med samme tegn. Hvis disse glimmerskifrene skulle deles i forskjellige undergrupper som skulle avmerkes med forskjellige tegn på kartet, ville det være nødvendig å mikroskopere et stort antall prøver fra disse bergartene. Her vil de forskjellige typene som er undersøkt, bli beskrevet. Variasjonene av de forskjellige glimmerskifertypene er også så hyppige at det ville være nødvendig å kartlegge i meget stor målestokk hvis alle de forskjellige typene skulle kunne skilles på kartet.

Glimmerskifrene viser gradvis overganger til de forskjellige typer av gneiser. De gneistypene som skal behandles i dette avsnittet, er skilt ut på kartet som båndgneiser, diorittiske til kvarttdiorittiske gneiser, granittiske til granodiorittiske gneiser og granatgneiser.

De bergartene som på kartet er oppført som glimmerskifre, fører ofte noe feltspat. Jeg slutter meg herved til Ivan Th. Rosenqvists definisjon på glimmerskifre. Han lar glimmerskifre også omfatte bergarter som fører små mengder kalifeltspat og forholdsvis store mengder albit-oligoklas. Fra området ved koboltgruvene på Modum omtaler Rosenqvist foruten de sillimanitførende glimmerskifrene også to-glimmerskifer med muskovit og flogopit og med et lite innhold av albit-oligoklas, flogopit-turmalinskifer og biotit-klorit-(turmalin-)hornblendeskifer. Jeg går ikke nærmere inn på disse typene, men henviser til Rosenqvists avhandling. Flogopit er en svært vanlig glimmer i glim-

merskifrene i det kartlagte området. Flogopit og muskovit er vanligere enn biotit i glimmerskifrene.

Sterkt biotitførende skifre med forholdsvis lite feltspat viser ofte gradvis overgang fra amfibolitter, og det er nærliggende å anta at disse representerer omdannede amfibolitter. Syd for Snarumselva, mellom Flaten og brua ved Bjørnetangen, finnes et forholdsvis stort felt av biotitskifre. Ellers opptrer disse skifrene fortrinnsvis som smale bånd og slirer inne i og i utkantene av enkelte amfibolitter.

I kvartsittmassivet i Sæteråsen på Snarum går et langstrakt drag av kvarts-flogopitskifer i retning NNV—SSØ. Glimmeren er her en lys brun flogopit. Praktisk talt ikke undulerende kvarts er hovedmineralet. Denne skiferen fører litt rombisk pyroxen i sterkt korroderte individer, dessuten turmalin, rutil, apatit og erts i små mengder. Som sprekkefylling opptrer litt kalkspat og klorit. Den er temmelig finkornet: flogopitkrystallene kan være opp til 1 mm lange, de andre mineralene sjelden over 0,5 mm.

Denne bergarten er omtrent av samme type som den Ivan Th. Rosenqvist beskriver som flogopit-turmalinskifer. Ca. 200 m syd for toppen av Sulusås går et smalt bånd av en turmalin-flogopit-talkskifer. Kvartsinnholdet i denne skiferen er ca. 50 %. Det som særpreger denne bergarten, er at turmalinmengden er ca. 35 %. Turmalinen er gulbrun. Ellers inneholder bergarten talk og flogopit i mengder på tilsammen ca. 10 % og litt hematit og rutil.

En liknende talkholdig skifer med mye turmalin står i ligg for magnetit-serpentinforekomsten i sydenden av Tingelstادتjern.

Det er ikke usannsynlig at slike turmalinmengder som forekommer i de tidligere omtalte kvarts-flogopit-hematitskifrene og i enkelte av sillimanitglimmerskifrene, kan være dannet av bor som har vært til stede i bergarten helt fra den ble dannet. Men så store bormengder som er bundet i turmalinen i disse turmalin-flogopit-talkskifrene, kan vanskelig ha vært til stede fra bergartens opprinnelse. At bormetasomatose har foregått i området, er også turmalininnholdet i flere av pegmatittene et bevis for.

Disse ekstremt turmalinrike skifrene opptrer imidlertid bare som langstrakte, men bare noen få meter brede bånd i glimmerskifrene, så de blir å betrakte som sjeldenheter.

I østkanten av pegmatittåsen ca. 350 m vest for Bergandammen står en muskovitskifer der omkring halvparten av muskoviten er kloritisert. Ellers finnes som aksessoriske mineraler apatit, erts, rutil og tur-

malin. I sprekker i denne glimmerskiferen opptrer kvarts og disthen. Disthenkrystallene kan bli flere cm lange.

Ivan Th. Rosenqvist omtaler to-glimmerskifer med flogopit og muskovit. Jeg har sett alle overganger fra de tidligere omtalte sillimanitglimmerskifrene til to-glimmerskifer med biotit og muskovit. Rosenqvist antar at bergarten er oppstått ved en eller annen form for metamorf differensiasjon, idet alkali og aluminium har diffundert til enkelte partier der det har vært særskilt lavt trykk. Jeg antar at to-glimmerskifer med biotit og muskovit også kan være dannet ved at K_2O og H_2O er tilført en sillimanitglimmerskifer slik at all sillimanit er oppbrukt ved dannelsen av muskovit.

På kartet er det avsatt en gruppe bergarter under betegnelsen båndgneiser. Jens A. W. Bugge skriver om båndgneisene: «They are built up of alternating dark and light «bands» of varying thickness, from a few centimetres up to several metres. The bands consist of amphibolites, biotite-quartzites, dioritic and granitic gneisses. Occasionally they alternate with beds of marble, and in other areas micaceous gneisses and schists are met with.» Når en utelater lagene av kalk, dekker Bugges beskrivelse meget godt de bergartene som jeg har avsatt som båndgneiser. Flere steder har amfibolitter båndete partier; disse partiene er avsatt som båndgneiser. Omvendt finnes i amfibolittiske båndgneiser bredere partier med mer ensartet, ubåndet amfibolitt, og disse er avsatt som amfibolitt. Ca. 750 m S for Sandungen på Snarum står en amfibolittisk båndgneis der bredden av mørke og lyse bånd varierer fra noen cm til noen meter. Plagioklasen er en andesin med An_{33} . Den er sterkt saussurittisert, og både de mørke og lyse båndene synes å ha samme plagioklassammensetning. Hovedmineralene i de mørke båndene er: plagioklas ca. 45 %, hornblende ca. 45 %, kvarts ca. 10 %, og i de lyse båndene: plagioklas ca. 65 %, hornblende ca. 5 % og kvarts ca. 30 %. Ellers finnes i små mengder epidot, erts, titanit, karbonat og apatit.

En granittisert båndgneistype står i østskråningen av Sperråsen på Snarums vestsida. I denne veksler forskjellige bånd. En prøve herfra viser et 3–4 cm tjukt, grovkrystallinsk granodiorittisk bånd som hovedsaklig består av kvarts og plagioklas med sammensetning ca. An_{34} og litt mikroklin og biotit. Utover til sida fra dette båndet følger først et tynt, finkrystallinsk bånd av biotitskifer med mineralene kvarts, biotit, erts og litt apatit, zirkon, titanit og så et mer grovkrystallinsk, rødlig, granittisk bånd der mikroklin med enkelte innesluttede

rester av plagioklas er hovedmineralet. Dessuten inneholder båndet noe kvarts og litt biotit og klorit. Så kommer en tynn slire av biotitskifer igjen, og deretter kommer grå, granodiorittisk bergart bestående hovedsaklig av kvarts, plagioklas, mikroklin og litt biotit. Hovedmengden av bergarten er av denne grå, granodiorittiske typen med tynne, mer biotitrike drag.

Alle steder der mikroklin opptrer, finnes rester av plagioklas, enten innesluttet i eller i kanten av mikroklinindividene. Plagioklasen har ofte myrmekit og alltid utlutningsrand mot mikroklin. Denne båndgneisen synes å ha vært en båndet, kvartsdiorittisk gneis som er blitt utsatt for granittisering. Intensiteten av granittiseringen varierer fra bånd til bånd på en slik måte at det ser ut til at granittiseringen fortrinnsvis har angrepet de båndene der plagioklasen har vært mest finkrystallinsk.

Ca. 150 m VNV for Harpentjern på Snarum står et smalt bånd av en granittisk gneis som er lys grå og har små, 1–2 cm lange, kvite linsler med en liten mørk kjerne. Den lysegrå grunnmassen består av 65–70 % mikroklin med små rester av plagioklas med utlutningsrand mot mikroklin og mye myrmekit, 20–25 % kvarts og 5–10 % brun biotit med $2V \sim 0^\circ$, opt. \div og $X = \text{blek gulkvit}$, $Y \sim Z = \text{brun}$, og svært lite muskovit. Krystallene i grunnmassen har sjelden tverrsnitt over 1 mm.

Linsene består av sonarbygget, svakt saussurittisert eller sericitisert oligoklas med An_{24} og litt kvarts. Den mørke kjernen består av grønn biotit med $2V \sim 0^\circ$, opt. \div og $X = \text{blek gulkvit}$, $Y \sim Z = \text{grønn}$ og $n_Y \sim n_Z > 1.601$, dessuten litt muskovit, til dels i sammenvoksning med den grønne biotiten. Regnet som helhet består linsene av ca. 80 % plagioklas, mindre enn 5 % kvarts og resten biotit og muskovit. Plagioklasindividene er fra 1 til 2 mm i tverrsnitt.

Av spesiell interesse er denne bergarten på grunn av de to typene biotit den inneholder. Den brune biotiten opptrer bare i grunnmassen, mens den grønne bare opptrer i midten av linsene. Den brune biotiten viser interferensfarger opp til grønn av 3. orden, mens den grønne biotiten viser i samme preparat interferensfarger opp til blått av 3. orden, dvs. begge biotittypene har omtrent samme dobbeltbrytning.

I østlige del av Høgtesåsen og i et belte i den nordlige del av Sperråsen finnes noen områder med massive, grovkrystallinske og for en stor del nesten ikke folierte granodiorittiske gneiser. Helt jevne overganger fra kvartsdiorittiske gneiser med bare et par prosent mikroklin til berg-

arter der mikroklin er et av hovedmineralene, foruten myrmekittstrukturer og albitrikere utlutningsrand i plagioklas langs kontakt mot mikroklin, tyder på at disse granodiorittiske gneisene er dannet ved granittisering av kvartsdiorittiske gneiser. I store trekk avtar intensiteten av granittiseringen mot syd i granodiorittområdet i Høgtesåsen og muligens mot vest fordi et parti aller vestligst i det undersøkte området, på toppen av Høgtesåsen og vest for den store myra oppe på åsen, består av båndet kvartsdioritt nesten uten mikroklin. I østkanten går denne sistnevnte kvartsdioritten gradvis over i en noe plagioklasførende sillimanitglimmerskifer.

Ved den sydlige delen av granodiorittområdet i Høgtesåsen er det et område som er så fritt for mikroklin at det på kartet er avsatt som kvartsdiorittisk gneis, men overgangen til granodiorittene omkring er helt gradvis. I en prøve fra dette kvartsdiorittiske partiet tatt i sydkanten av bekkedalen mellom Høgtesåsen og Sperråsen har plagioklaskrySTALLENE en albitrikere utlutningsrand omtrent alle steder langs kanten mot andre mineraler, både mot andre plagioklaskrystaller, mot kvarts, biotit, klorit og mikroklin. Bergarten inneholder noen få, små korn av epidot.

Langs grensene mellom de forskjellige mineralene sees enkelte steder svak kataklastisk struktur. Det er mulig at utlutningsranden mot andre mineraler enn mikroklin kan skyldes at bergarten viser begynnende omvandling til lavere mineralfacies, og at oppløsninger på grunn av oppbrytningen lett har kommet til de fleste kornrensene og har påskyndet denne omvandling spesielt langs kornrensene hvorved oligoklasen går over til albit og epidot.

Foruten at granittiseringsintensiteten generelt avtar mot syd, veksler intensiteten også en del i svakt markerte, nord-syd-gående bånd som i bredde varierer fra ca. 10 m opp til et par hundre meter. Da mikroklinen er rødlig, får bergartene en mer rødlig farge jo sterkere de er granittiserte. Mot nord blir granittiseringen så sterk over det hele at den båndete strukturen viskes ut. Samtidig får bergartene et svakt utseende av øyegneis idet det her er utviklet dårlig markerte, opp til 3-4 cm lange og et par cm brede øyner av rødlig mikroklin som er litt mer grovkrystallinsk enn mikroklinindividene ellers i bergarten.

Både her og lenger sydover i de mer kvartsdiorittiske partiene er foliasjonen så lite markert at bergarten makroskopisk ser ut som en homogen dyperuptiv. Jeg kan ikke finne noen indisier som taler imot at bergarten opprinnelig kan ha vært en kvartsdiorittisk dyperuptiv.

Den tidligere omtalte bånding synes hovedsaklig å skyldes forskjellig intensitet i granittisering.

Plagioklasen i disse bergartene er sur oligoklas unntatt i noen få smale bånd helt østligst på toppen av Høgtesåsen der plagioklasen er en praktisk talt ren albit med største utslokningsvinkel på albitlamellene på ca. 17° , men disse båndene har muligens vært utsatt for svak albitisering fordi enkelte steder kan se antydning til slik sjakkbrettstruktur som er typisk for de utstrakte albitiseringsområdene i andre deler av det kartlagte området. De mørke mineralene er biotit og litt erts; et preparat av den granodiorittiske gneisen med mikroklinøyner har dessuten vel 5 % av en grønn amfibol som muligens tilhører arfvedsonitrekken. Den har $2V$ nær 0° , er opt. \div og har $Z : c = 33^\circ$, $X = \text{gul}$, $Y = \text{grønn}$ og $Z = \text{blågrønn}$. Absorpsjonen er $X < Y < Z$. Dispersjonen er $r < v$, og den er sterkt kryssset. Krystallene har tydelig amfibolspaltbarhet. Denne bergarten har dessuten ca. 1 % epidot. Hypidiorf og lite korrodert titanit er vanlig i disse bergartene. Biotiten er enkelte steder i disse bergartene en del kloritisert. Mikroklinen viser tydelig mikroklingitter, men har lite pertitter.

Den vestligste delen av granodiorittbeltet i nordsida av Sperråsen har et helt annet utseende enn de andre granodiorittiske bergartene i dette området, idet bergarten her er markert båndet med parallelle røde og kvite bånd som er fra et par mm opp til noen cm brede. De røde båndene består av kvarts, mikroklin, muskovit og litt plagioklas, dvs. typisk granittisk sammensetning, mens de kvite båndene består av kvarts, plagioklas med 11 % An, muskovit og litt mikroklin, dvs. typisk kvartsdiorittisk sammensetning. Samlet får bergarten derved granodiorittisk sammensetning. Både i de røde og i de kvite båndene og parallelt med disse finnes tynne slirer av klorit og litt muskovit. Kloriten synes å være dannet vesentlig på bekostning av biotit som finnes som svært små rester i kloriten. Glimmermineralene gir bergarten en svak spaltbarhet parallelt med båndingen. Plagioklasen som er oligoklas med 11 % An, har myrmekit og albitrikere utlutningsrand langs kontakten mot mikroklin.

På Snarums østside finnes en del lyse gneiser med ikke eller bare helt ubetydelige mørke bånd og med diorittisk til kvartsdiorittisk sammensetning. Disse er også avsatt på kartet med samme tegn som den nettopp omtalte kvartsdiorittiske gneisen. Disse gneisene er ofte mer eller mindre rustfarget. Således ser det ut til at det østre, koboltførende fahlbåndet på Snarum for en stor del er slik svakt båndet, kvartsdiorittisk

gneis. Fahlbåndet inneholder også drag av kvartsittisk glimmerskifer, men disse er ikke skilt ut på kartet. I det hele tatt er det ofte skjønnsmessig om fahlbåndsbergartene skal avsettes som kvartsdiorittisk gneis eller som kvartsittisk glimmerskifer. Østre fahlbånd er således lenger syd, på V. Spone, avsatt som glimmerskifer.

Med hensyn til bergartene i hovedfahlbåndet på Modum henviser jeg til Ivan Th. Rosenqvists avhandling.

Det angivelig nikkelmagnetkisførende fahlbåndet som kiler ut mot nord like syd for Harpentjern på Snarum og som enten kiler ut eller fortsetter inn under overdekning vel $\frac{1}{2}$ km sydøst for Snarum st., er likeledes avsatt som diorittisk til kvartsdiorittisk gneis. I dette fahlbåndet er det tidligere tatt ut en rekke skjerp på nikkel.

En prøve fra fahlbåndet ca. 600 m SSØ for Snarum st. viser en lys grå, svakt båndet og noe rustfarget bergart med kvartsdiorittisk sammensetning. Båndene har fra 50 % til 80 % oligoklas med An_{27} , fra 10 % til 40 % undulerende kvarts og 10–15 % rødbrun biotit. Biotiten gir bergarten tydelig foliasjon. Ellers inneholder den mindre enn 1 % mikroklin og spor av rutil. Ertsmengden i denne prøven er mye mindre enn 1 %, men da de forskjellige båndene i bergarten viser sterk variasjon i rustmengde, er det sannsynlig at ertsmengden også varierer sterkt fra bånd til bånd.

Syd og sydøst for Fotstå på Snarum er et område med slik diorittisk til kvartsdiorittisk båndgneis som viser gradvis overgang til plagioklasførende sillimanitglimmerskifer.

En diorittisk gneis herfra inneholder ikke kvarts i det hele tatt. Den har ca. 60 % andesin med An_{32} , ca. 10 % lys brun glimmer som ligger på overgangen flogopit-meroxen, og ca. 20 % muskovit med til dels rester av sillimanit innesluttet. Det er helt tydelig at muskovit er dannet på bekostning av sillimanit, men sillimanitkonsentrasjonene har ofte vært så store at sillimanitrester er blitt liggende igjen inne i muskovitindividene. Sillimaniten opptrer i krystaller som kan bli opp til ca. 0,3 mm i tverrsnitt, og krystallene er oftest samlet i små klumper. Foto 31 viser muskovit med rester av sillimanit. Denne bergarten må altså ha vært utsatt for kaliummetasomatose. Muskovit har antagelig delvis også fortrenget plagioklas. Det er mulig at noe av muskovitens SiO_2 -innhold kommer fra plagioklas da bergarten ikke har fri kvarts. Et tidligere innhold av kvarts kan også være oppbrukt ved dannelsen av muskovit. Den nåværende sillimanitmengde i bergarten er ca. 5 %.

Dessuten har bergarten et par prosent skapolit, et par prosent lys brun, kortprismatisk og idiomorf turmalin og et par prosent xenomorf rutil.

Som siste gruppe av gneisene i dette avsnittet har jeg ført opp granatgneisene. Også de andre gneistypene kan ha granater, men de bergartene som er avmerket som granatgneiser, fører så store mengder granater at de tydelig skiller seg ut fra de andre bergartene.

Det største området med granatgneiser er et ca. 50 m bredt belte som strekker seg mot NNV fra et område ca. 1 km NNØ for det trigonometriske punktet på Sæteråsen på Snarum. Denne bergarten inneholder ca. 50 % oligoklas med An_{24} , ca. 35 % rødbrun granat i krystaller opp til 1–2 cm i tverrsnitt, ca. 10 % kvarts og ca. 5 % delvis kloritisert, brun biotit. Aksessorisk forekommer apatit, rutil og erts. Granatene inneholder mye inneslutninger, særlig av kvarts og kloritisert biotit. Ellers finnes også enkelte korn av rutil og erts innesluttet. Både i granatene og utenfor er kvartskornene sterkt undulerende.

Rombisk amfibol-cordieritbergarter.

En rekke steder i det kartlagte området finnes smale, ofte langstrakte bånd med bergarter der ofte hovedmineralet er rombisk amfibol. Alle har større eller mindre mengder kvarts, og de fleste fører noe cordierit og sur plagioklas. Slike bergarter har tidligere vært beskrevet fra Kongsberg–Bamble-formasjonen av en rekke forfattere. Jens A. W. Bugge gir en utførlig beskrivelse av disse bergartene. Han skiller mellom

- a) Gedrit-cordieritførende amfibolitter med hovedminerale: gedrit, hornblende, plagioklas.
 1. Gedritførende amfibolitt.
 2. Gedrit-cordieritamfibolitt.
- b) Gedrit-cordieritførende plagioklasgneiser med sammensetning som varierer fra melanocratiske til leucocratiske typer. Hovedminerale: gedrit, cordierit, plagioklas, kvarts, biotit.
 1. Gedrit-plagioklasgneis.
 2. Gedrit-cordierit-plagioklasgneis.
 3. Gedrit-granat-plagioklasgneis.
- c) Gedrit (anthofyllit)-cordierit-bergarter uten plagioklas. Hovedminerale: cordierit, gedrit (anthofyllit), biotit, kvarts.
 1. Cordierit-biotitgneiser.
 2. Cordierit-anthofyllitbergarter av «Orijärvi»-typen.

Gruppe a) 1. — gedritførende amfibolitt — er beskrevet under kapitlet om amfibolittene hvor en bergart som finnes ca. 850 m NV for Skarstjern, er nevnt. Denne bergarten inneholder hornblende, biotit, anthofyllit, erts og apatit. Den rombiske amfibolen er altså anthofyllit og ikke gedrit. Gedrit- og hornblendeførende bergarter har jeg ikke observert, men en slik bergart, med mye lys gråbrun gedrit og grønn hornblende, en del rødbrun biotit og litt erts er tidligere funnet av professor Schetelig ved Hilsen på Snarum (ca. $\frac{3}{4}$ km SSV—S for Snarum stasjon).

Bergarter tilhørende gruppe a) 2. — gedrit-cordieritamfibolitt — har jeg ikke observert i det kartlagte området. Bergarter tilhørende gruppe b finnes en rekke steder i det kartlagte området og ikke bare med gedrit, men også steder der den rombiske amfibolen er anthofyllit. Bergarter tilhørende gruppe c finnes også.

Den rombiske amfibolen varierer fra lokalitet til lokalitet. Ca. 300 m N for NV-vika av Vrangen på Snarum står en anthofyllit-cordieritbergart uten plagioklas. For anthofylliten herfra har jeg målt $n_x = 1,620 \pm 0,002$ og $n_z = 1,641 \pm 0,002$. Den er tydelig optisk negativ og har parallell utsløkning. Pulverdiagram viser rombisk amfibol. Ifølge diagram 176 i W. E. Trøger passer de målte brytningsindekser for en anthofyllit med maksimum 20 mol. % FeO. Hovedmineralene i denne bergarten er anthofyllit, kvarts, cordierit, litt flogopit, hematit og rutil og spor av turmalin.

Ved NV-hjørnet av Overentjern står også en slik plagioklasfri anthofyllit-cordieritbergart. Hovedmineralene i denne bergarten er forholdsvis frisk cordierit, hematit, kvarts, anthofyllit og flogopit. Her fører bergarten også temmelig mye apatit og turmalin. Som en kuriositet må nevnes at bergarten på denne lokaliteten har en ytterst liten gehalt av metallisk kobber.

På N-sida av amfibolittene i Hogget og like vest for det sydligste dagbruddet i Sør-gruva står et smalt bånd av en rombisk amfibolplagioklasbergart. Cordierit er ikke med sikkerhet påvist i denne bergarten. Plagioklasen har ca. 10 % An. Hovedmineralene er anthofyllit, plagioklas og kvarts med spor av apatit, rutil og en fargeløs glimmer. Anthofylliten er fargeløs og optisk negativ, har parallell utsløkning og $n_x = 1,606 \pm 0,003$ og $n_z = 1,635 \pm 0,003$. Pulverdiagram viser rombisk amfibol. Disse data tyder på en anthofyllit med 10–15 mol. % FeO.

Ca. 300 m ØSØ for Butjern på Modum går et langstrakt N—S-

gående og ca. 1 m bredt bånd av en anthofyllit-cordierit-plagioklasbergart. Hovedmineralene er anthofyllit, cordierit og kvarts med litt plagioklas med 5 % An og små mengder av blek brun glimmer, turmalin, rutil og erts. Bergarten er typisk leucocratisk idet mengden av mørke mineraler er under 1 %. Anthofylliten er fargeløs og optisk negativ, har parallell utsløkning og $n_x = 1,604 \pm 0,003$ og $n_z = 1,632 \pm 0,003$. Disse data tyder på en anthofyllit med omkring 10 mol. % FeO. Pulverdiagram viser rombisk amfibol. Cordieritindividene er i utkantene delvis omdannet til sericit. Anthofyllitnålenes orienteringer er så uregelmessige at bergarten er helt uten foliasjon.

I gneisområdet på Snarums østside går det et langstrakt, smalt drag av anthofyllit-(gedrit-)cordierit-plagioklasbergarter. I den nordlige delen er amfibolen en anthofyllit, men lenger sydover går den over til å bli en gedrit. Ca. 300 m SSV for Harpentjern er amfibolen en anthofyllit der $n_x = 1,632 \pm 0,003$ og $n_z = 1,651 \pm 0,003$. Den er optisk positiv. Disse data tyder på en anthofyllit med omkring 28 mol. % FeO. I denne bergarten finnes rester av en rombisk pyroxen med 2V nær 90° , optisk negativ og parallell utsløkning, dvs. bronzit; den viser omvandling til muskovit. Pyroxenrestene ligger ofte som en korona rundt anthofylliten, men med et smalt belte av praktisk talt ren albit mellom anthofylliten og pyroxenrestene, som foto 32 viser. Fotoet viser et tverrsnitt av en anthofyllitkrystall med albitrand nærmest anthofylliten og deretter pyroxen-muskovitkoronaen. De store mineralcornene utenfor denne ytterste koronaen er vesentlig kvarts.

I denne bergarten danner albit, der største utsløkningsvinkel på albitlamellene er 17° , svært ofte en smal rand langs kanten av de andre mineralene, både langs kvarts, cordierit, anthofyllit og flogopit. Det ser ut som om albit fortrenger pyroxen-muskovit-massene, kvarts og cordierit, mens anthofyllit er helt frisk. Cordieriten er for en stor del helt frisk, men viser langs kantene og langs sprekker begynnende omdannelse til et nesten isotropt, lys gulbrunt mineral. Bergarten inneholder videre noen tynne, nåleformete mineraler som danner små nekeformete aggregater. Disse mineralene, som må være pseudomorfoser etter sillimanit, ligger i muskovit på en måte som tyder på at muskovit er dannet på bekostning av sillimanit. Disse nåleformete mineralene opptrer i muskovit på samme måte som sillimanitrester ofte finnes i muskovit. At mineralene ikke lenger er sillimanit sees av at de ikke har høyere interferensfarger enn grått av 1. orden i samme preparat hvor kvarts kommer opp i strågult av 1. orden. Hvilket mineral det er som opp-

trer som pseudomorfoser etter sillimanit, har det ikke latt seg gjøre å bestemme. Disse pseudomorfosene etter sillimanit ligger aldri i direkte kontakt mot muskovit, men er alltid omgitt av en svært tynn hinne av albit.

Noe lenger syd fører bergarten gedrit istedenfor anthofyllit. Den fineste lokaliteten for gedrit er et steinbrudd der denne bergarten er tatt ut til gravstein, trapp heller m. m. Her er gedritkrystallene opp til 2–3 dm lange; mørkegrå nek- og vifteformete krystallaggregater ligger alle i nær parallelle plan slik at bergarten får en tydelig foliasjon. For gedriten er målt: $1,644 < n_x < 1,648$, og $n_z = 1,666 \pm 0,003$. $X \sim Y =$ lys gråbrun, $Z =$ gråbrun med skjær av fiolett. Dette steinbruddet ligger ca. 700 m syd for Harpentjern. Mektigheten av dette uvanlig gedritrike laget er 2–3 m, og mektigheten avtar raskt både mot nord og syd. Krystallnålenes lengde er også så stor bare ved denne lokaliteten, ellers er de sjelden lengre enn 5–10 cm. Videre sydover er den rombiske amfibolen bare gedrit, og det gedritførende båndet kan mer eller mindre sammenhengende følges ca. 1 km sydover. Ennå lengre syd og litt østligere har jeg sett smale, gedritførende drag i gneisene to steder. Disse danner sannsynligvis to forskjellige bånd. Det ene ligger i kontakt mot pegmatitt et sted. I denne pegmatitten har jeg ikke funnet mikroklin.

I Dypingdalen og videre mot SØ finnes anthofyllitbergarter en rekke steder. Her har anthofyllitnålene ofte en brunrød, glinsende farge som skyldes ytterst tynne hematithinner på krystallenes spalteflater. Videre opptrer anthofyllit-cordieritbergarter en rekke andre steder, alltid som tilsynelatende langstrakte, smale bånd som imidlertid på grunn av overdekning sjelden lar seg følge mer enn noen få titall meter sammenhengende. W. C. Brøgger og Jens A. W. Bugge peker på hvorledes disse bergartene praktisk talt alltid ligger langs grensene for amfibolitter. Jens A. W. Bugge diskuterer inngående hvorledes disse bergartene kan ha oppstått, og han stiller opp følgende muligheter: «As to the formation of the rocks rich in magnesia, the following possibilities exist:

- I. The rocks have been formed with the help of late magmatic solutions rich in magnesia, during the solidification of the gabbroid rocks.
- II. The rocks have been formed through a later metamorphism with the help of an intruding, disperse liquid that –

1. has leached and removed lime and alkali from the gabbroid rocks and the amphibolites, while the magnesia has remained.
2. has carried along magnesia from places outside of the rock complex mentioned and precipitated it near the border zone of the amphibolites.
3. has leached magnesia from the gabbroid rocks and the amphibolites, and transported it to the border zone where it has been fixed in the shape of minerals rich in magnesia.»

Jeg har ikke studert disse bergarter godt nok ennå til at jeg kan ta noe sikkert standpunkt i diskusjonen, men jeg vil komme med noen få tilleggsopplysninger og betraktninger. Som tidligere nevnt finnes en del rester etter rombisk pyroxen i en anthofyllitbergart ca. 300 m SSV for Harpentjern. I denne bergarten kan anthofyllit være dannet på bekostning av pyroxen uten at Mg-tilførsel har vært nødvendig.

Flere steder opptrer anthofyllitsoner i mer eller mindre rene kvartssitter uten at større amfibolittmasser finnes like i nærheten, for eks. ved Kvernelvas utløp i Snarumselva og dessuten flere steder nord for Vran-gen SØ for Dypingdalen. Det er påfallende at magnesit-serpentinforekomstene i området nesten uten unntak står i kontakt mot anthofyllitbergarter. Dette kunne tyde på at anthofyllitbergartene er dannet ved tilførsel av Mg fra magnesit-serpentinforekomstene. Det er imidlertid påfallende at det bare er bergarten på den ene sida av forekomstene som fører anthofyllit og ikke på begge sider av en magnesit-serpentinforekomst. Disse fakta ved siden av betraktninger over hvor båndene med anthofyllit-cordieritbergartene går i forhold til de bergartene som sannsynligvis er opprinnelige sedimentære bergarter innen området, gjør at jeg holder det for mulig at anthofyllit-cordieritbergartene ligger i et bestemt stratigrafisk nivå i en opprinnelig sedimentær bergartserie. Liknende teorier har tidligere vært antydnet av David Forbes og av Th. Kjerulf og T. Dahll for tilsvarende bergarter i andre deler av Bamble-komplekset. Denne antydete stratigrafiske beliggenheten av anthofyllit-cordieritbergartene gjelder ikke for de anthofyllitførende amfibolittene og heller ikke for de lange anthofyllit-(gedrit-)båndene i gneisområdet.

Noen analyser av anthofyllit-cordieritbergarter fra det feltet jeg har undersøkt, har jeg ikke, mens Jens A. W. Bugge har i tabell 9, s. 97 i sin avhandling følgende analyse av en prøve av en slik bergart tatt SØ for Vormlitjern, Søndeled:

	Weight %	Mol. prop. x 10 000	Mode	
SiO ₂	55,49	9202	Cordierite	30,0
TiO ₂	1,08	135	Anthophyllite	66,0
Al ₂ O ₃	14,39	1408	Quartz	1,6
Fe ₂ O ₃	0,38	24	Phlogopite	1,0
FeO	2,35	327	Rutile	1,0
MnO	0,02	3	Apatite	0,4
MgO	22,11	5484		
CaO	0,50	89		
BaO	—	—		
Na ₂ O	0,33	53		
K ₂ O	0,12	13		
H ₂ O —	0,35	194		
H ₂ O +	2,54	1410		
P ₂ O ₅	0,19	13		
Sum	99,85			

Anal. E. Klüver 1941.

Mineralsammensetningen i moden stemmer temmelig godt overens med mineralinnholdet i den beskrevne bergarten fra ca. 300 m N for

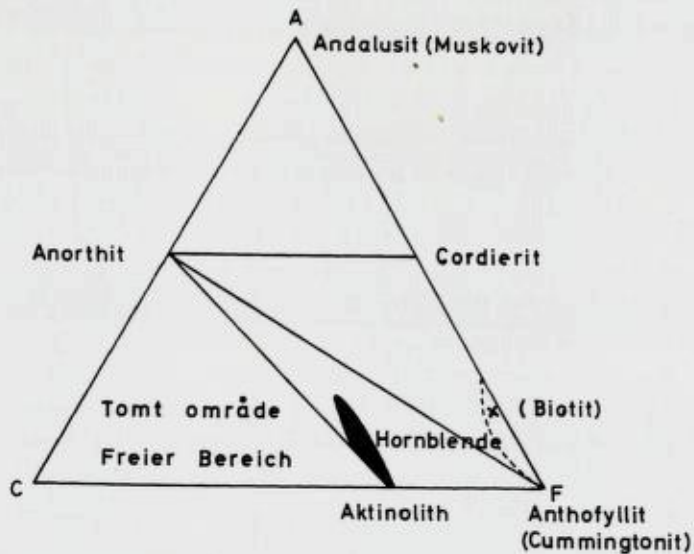


Fig. 6. ACF-diagram for bergarter med overskudd av SiO₂ og underskudd av K₂O i amfibolittfacies. (Etter P. Eskola.)

ACF-Diagram für Gesteine mit Überschuss an SiO₂ und Defizit an K₂O in Amphibolittfazies. (Nach P. Eskola.)

NV-viken av Vrangen på Snarum. For å sette verdiene inn i ACF-diagram har jeg beregnet $A = 18\%$, $C = 1\%$ og $F = 81\%$. Mineralsammensetningen tilfredstilles når disse settes inn i ACF-diagram for bergarter med overskudd på SiO_2 og underskudd på K_2O i amfibolittfacies, som figur 6 viser.

Dette viser at denne bergarten er i amfibolittfacies og har underskudd på K_2O . Anthofyllit (gedrit)-cordieritbergartene i det kartlagte området er høyst sannsynlig også i amfibolittfacies, og kombinasjonen anthofyllit-cordierit viser at det er underskudd på K_2O .

Ved tilstrekkelig tilførsel av K_2O vil anthofyllit og cordierit danne biotit før mikroklin kan dannes.

I det undersøkte feltet er enkelte områder blitt utsatt for granittisering. Det er derfor mulig at mulige opprinnelig sammenhengende bånd av anthofyllit-cordieritbergarter kan ha blitt «kuttet» av granittisering ved at anthofyllit og cordierit på slike steder er omdannet til biotit.

En annen ting som er verdt å legge merke til, er at gneisdrag med underskudd på K_2O kan løpe parallelt med og like i nærheten av inntest granittiserte bergarter. Et godt eksempel på dette er «linse»-granitten ca. 150 m NV for Harpentjern som går 100–150 m \varnothing for og omtrent parallelt med det langstrakte anthofyllit-cordieritbåndet. Hvis større forkastninger ikke har frembrakt bergartenes nåværende stilling til hverandre — og det er ikke noe som tyder på det — tyder dette på at en K-holdig oppløsning fortrinnsvis følger bestemte bergartsbånd i gneisen og har vanskelig for å bane seg veg på tvers av båndingen.

Skapolitisering.

Flere av de tidligere omtalte bergartene er mer eller mindre skapolitiserte. Det er særlig i amfibolittbergartene skapolit opptrer. Da undersøkelser flere steder har vist at skapolit kan opptre svært lokalt med sterkt skapolitisert amfibolitt like i nærheten av amfibolitt uten antydning til skapolit, er skapolitisering avmerket på kartene bare utover i de nærmeste omgivelser av der prøven med skapolit er funnet. Det er imidlertid mulig at skapolitiseringen har et langt større omfang enn hva kartene viser.

Det ser ut til at skapolitisering særlig opptrer langs dalsenkninger som går i retning omtrent NØ–SV og enkelte steder også langs daler i retning NNV–SSØ. Gabbro- og amfibolittmassene i den sydvestre

delen av det kartlagte området er en rekke steder gjennomskåret av markerte bekkedaler i retning omtrent NØ-SV, og alle steder der prøver er undersøkt fra disse dalene, er bergartene skapolitiserte, mens samme type bergart litt til sida for dalen ikke fører skapolit.

Disse dalene er sannsynligvis dannet langs gamle breksjesoner. Både i bunnen av dalen sydvest for Svenskekastet og langs dalen syd for Bingsås kan en flere steder se breksjestrukturer. Mikroskopisk ser en hvorledes mineralkornene er brutt opp og skapolit og apatit er dannet i sprekkene.

Flere steder er amfibolitter gjennombrutt av noen mm brede årer av skapolit. Amfibolittene er også ofte gjennomvevet av tynne albitårer, og der både skapolit- og albitårer opptrer, kan en se at albitårer trenger gjennom skapolitårene, dvs. albitårene er yngre enn skapolitårene.

Intensiteten av skapolitiseringen varierer fra sted til sted. Det finnes alle overganger fra bergarter med bare spor av skapolit til bergarter der all plagioklas er omdannet til skapolit. En slik skapolit-hornblendebergarten uten antydning til plagioklas finnes ca. 600 m syd for Harpentjern. Her er lyse og mørke mineraler adskilt i parallelle bånd som er opp til 4-5 mm brede. Skapolit er eneste lyse mineral mens hornblende, biotit, turmalin og hematit er de mørke mineralene.

Skapolitens sammensetning varierer også en del. Brytningsindeksene for skapolit fra 7 forskjellige lokaliteter er bestemt. Disse er ført opp i følgende tabell:

Nr.	n_0	n_E	$n_0 - n_E$	$\frac{n_0 + n_E}{2}$	Sammensetning av plagioklas i bergart.		
					I kontakt mot sk.	Mest basisk	Surest
1	1.560	1.543	0.017	1.552	An ₉₀	An ₉₃	
2	1.560	1.543	0.017	1.552	An ₉₀	An ₉₄	An ₉₇
3	1.564	1.546	0.018	1.555	An ₇₂		
4	1.572	1.551	0.021	1.562	An \geq 53 %		
5	1.559	1.543	0.016	1.551	Ikke plagioklas i bergarten.		
6	1.559	1.543	0.016	1.551		— » —	
7	1.566	1.547	0.019	1.557	Plagioklas ikke bestemt.		

Prøve nr. 1 er tatt ved det trigonometriske punktet på Høgås.
(Prøve nr. 8 i tidligere omtalte profil.)

Prøve nr. 2 er tatt 2 m under nederste porfyroblastlag i nordsida av Knatten.

Prøve nr. 3 er tatt ca. 300 m SV for Skarstjern.

Prøve nr. 4 er tatt ved NØ-hjørnet av Dypingen.

Prøve nr. 5 er tatt ca. 600 m N for det trigonometriske punktet på Hogget.

Prøve nr. 6 er tatt ca. 600 m S for Harpentjern.

Prøve nr. 7 er tatt i vegskjæring langs østsida av Knatten.

Når en regner med at målingene av brytningsindeksene er utført med en nøyaktighet på ca. $\pm 0,001$ og en tar hensyn til denne unøyak-

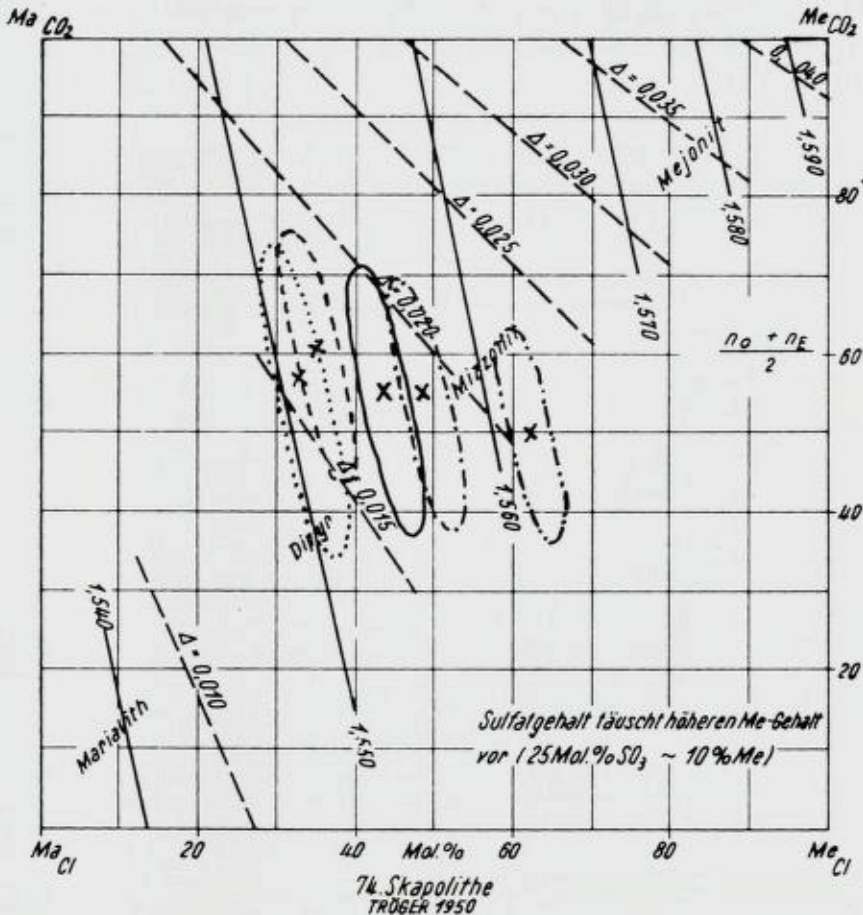


Fig. 7. Sammensetningen av skapolit i kontakt mot plagioklas. Ellipsene omkring punktene angir nøyaktigheten i bestemmelsen av skapolitenes sammensetning.

Die Zusammensetzung von Skapolith am Kontakt gegen Plagioklas. Die Ellipsen um die Punkte geben die Genauigkeit der Bestimmung der Skapolithzusammensetzung an.

tigheten, vil sammensetningene for de undersøkte skapoliter ligge innenfor ellipsene på diagrammet i figur 7.

Sammensetningen av nr. 1 og 2 ligger innenfor ellipsen merket — — — — —, av nr. 3 innenfor ellipsen merket —————, av nr. 4 innenfor ellipsen merket - · - · - · - · - · - ·, av nr. 5 og 6 innenfor ellipsen merket · · · · · og av nr. 7 innenfor ellipsen merket - · - · - · - · - ·.

Sammen med skapolitenes brytningsindekser er det i tabellen ført opp sammensetningen av plagioklas direkte i kontakt mot skapoliten. Da plagioklasen i disse bergartene ofte er sonarbygde, er også sammensetningen av den mest basiske plagioklas oppført. I prøve 2 er «plagioklas i kontakt mot skapolit» og «mest basiske plagioklas» sammensetninger av plagioklasporfyroblastene, mens «sureste plagioklas» er bestemt på plagioklas i bergartens grunnmasse. Skapoliten er imidlertid fortrinnsvis samlet i og langs kantene av porfyroblastene.

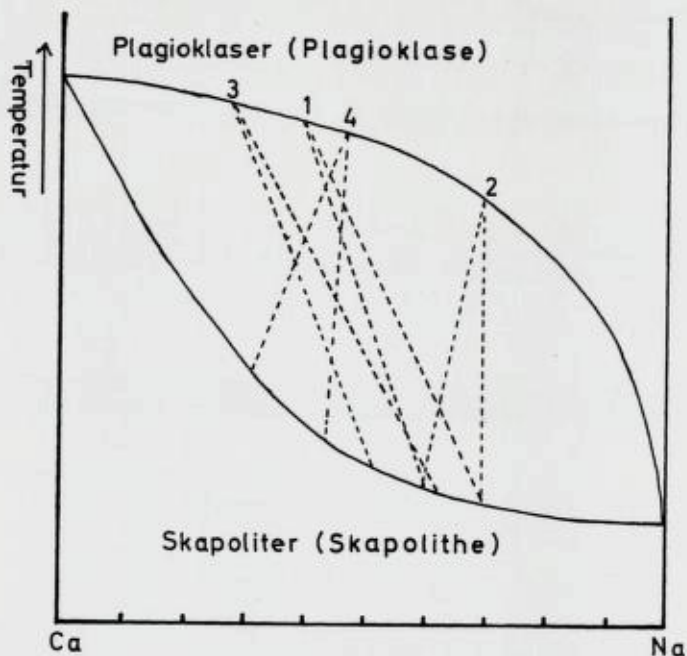


Fig. 8. Likevektsdiagram skapolit ⇌ plagioklas.
(Etter Tom. F. W. Barth, Theoretical Petrology, 1951.)

Gleichgewichtsdiagram Skapolith ⇌ Plagioklas.
(Nach Tom. F. W. Barth, Theoretical Petrology, 1951.)

Når skapolit og plagioklas som sitter i kontakt mot hverandre, plottes inn på diagrammet for skapolit og plagioklas i likevekt med hverandre på figur 8, ser en at den skapolit som er dannet, ikke er av en slik sammensetning at den er i likevekt med den plagioklas den er i kontakt med.

Det er i grunnen helt naturlig at likevekt ikke har innstilt seg, fordi plagioklasen er dannet langt tidligere enn skapoliten og sannsynligvis ved høyere temperatur enn den som skapoliten er dannet ved. Skapolitens sammensetning er bestemt av de temperatur-, trykk- og konsentrasjonsforhold av de gasser eller oppløsninger som har forårsaket skapolitiseringen. Disse betingelsene har ikke vært slike at de har gitt en skapolit som akkurat er i likevekt med den plagioklas som opprinnelig var til stede. Den plagioklasen som finnes i bergartene, er heller ingen nydannet plagioklas, dvs. en som er dannet samtidig med skapoliten, men den er en rest som er igjen etter at en skapolitiseringsprosess av en eller annen grunn er blitt avbrutt før prosessen har fått brukt opp all tilgjengelig plagioklas.

Likevektsdiagrammet viser at skapoliter som har disse sammensetningene, vil være i likevekt med plagioklaser med sammensetninger i albitgruppen.

I den delvis amfibolittiserte og delvis skapolitiserte noritten ca. 300 m SV for Skarstjern inneholder skapolitmassen omkring rester av plagioklas en sone med spinellormer som er orientert med lengderetning ut fra plagioklasresten, som foto 33 viser. Andre steder i samme bergarten er all plagioklas brukt opp, og her inneholder skapolitmassen fortsatt en sentral sone med spinellormer. Plagioklasrestene er sonare slik at de sentrale delene er mest basisk. Den mest basiske plagioklas jeg har funnet blant de få restene av plagioklas som ennå finnes, har sammensetningen An_{72} . I en slik sonar plagioklas øker Al-gehalten innover mot de sentrale delene av plagioklasindividene. Spinellens sammensetning ligger et sted mellom $MgAl_2O_4$ og $FeAl_2O_4$. Av kationer er det bare Al som både spinell, skapolit og plagioklas har felles i nevneverdig mengde. Det er naturlig å anta at grunnen til at spinellormene er blitt dannet, er at der disse opptrer, må Al-mengden i plagioklasen ha vært for stor til at alt kunne bli bundet i skapoliten. Derfor måtte overskytende Al-mengde bindes i et annet mineral, i dette tilfelle i spinell. Videre er det naturlig å anta at i de ytre sonene av skapolitklumpene hvor spinell ikke opptrer, har Al-konsentrasjonen i den fortrenge plagioklasen ikke vært større enn at alt kunne bli bundet i skapoliten

etter hvert som denne ble dannet. Det faktum at spinell opptrer i skapoliten på denne måte, tyder på at spinell har vært et stabilt mineral under de fysikalsk-kjemiske forhold som har hersket under skapolitiseringen. Mg og Fe som inngår i spinellen, må enten ha blitt tilført eller ha blitt frigjort under samtidige omdannelser av andre mineraler i bergarten. Som beskrevet i kapitlet om amfibolitter og olivingabbroer, er rombisk pyroxen i denne bergarten delvis omdannet til en lys grønn amfibol. Det er mulig at denne omdannelsen har vært samtidig med skapolitiseringen, og at noe Mg og Fe er blitt frigjort ved denne prosessen.

Albitbergarter.

Disse bergartene faller det naturlig å dele i 4 hovedgrupper. De er avsatt på kartet med hvert sitt tegn. Disse hovedgruppene er:

- I. Albit-amfibolbergart med som oftest noe rutil og til dels titanit.
- II. Albit-talkbergart med titanit og hvor albiten alltid har sjakkbrettstruktur.
- III. Albit-talkbergart med hematit og rutil og hvor albiten ikke har sjakkbrettstruktur.
- IV. Albit-amfibol-kvartsbergart.

Gruppe II er i de aller fleste tilfellene dannet av gruppe I, og derfor opptrer de oftest i nærheten av hverandre. Kartet viser at de viktigste stedene gruppene I og II opptrer, er i Dypingdalen på Snarum og i et belte som kan følges fra Vrangfoss i nord og sydover gjennom Svartfjell og på begge sider av Døvikollen, og videre vest for Knatten—Hovdekollen. Syd for Hovdekollen blir draget vanskelig å følge, men det fortsetter temmelig sikkert like øst for Buaråsen ved foten av åsen og går videre opp til Hovdeskaret og kan derfra følges sammenhengende vest for Sæteråsen og Svenskekastet til Hulebak magnetitbrudd, som ligger ca. 800 m vest for det trigonometriske punktet på Hogget. Herfra og videre sydover ca. 1,8 km har jeg ikke kunnet følge sonen, som imidlertid antagelig går under de langstrakte N—S-gående myrene i dette området, fordi særlig bergartsgruppe II er betydelig bløtere enn de omgivende bergartene og derfor lettere lar seg erodere. Fra ca. 450 m V for Tingelstادتjern kan bergartene følges videre sydover ca. 1,5 km til de overdekte områdene syd for det kartlagte området. Disse bergartene opptrer også syd og nord for Kolsrudseter helt i vestkanten av det kartlagte området, og over et større område kan de også spores som

en fin gjennomvevning av albitårer i mer eller mindre oppbrutt kvartsflogopit-hematitskifer fra SSV for Bingsås mot SSØ i et opp til flere hundre meter bredt belte som i syd går ut i overdekket område ca. 1,2 km SSV for Tingelstادتjern, hvor også den først nevnte, lange nord-sydgående sonen går ut i overdekket område. Videre opptrer disse flekkevis i området mellom Tingelstادتjern og Butjern.

I dette siste området opptrer også bergartene i gruppe III sporadisk, mellom Butjern og Overentjern bare øst for malmvegen; dessuten ved magnesitbruddet SV for Overentjern og også ved sydenden av magnesit- og serpentibruddet syd for Tingelstادتjern finnes et par små forekomster av bergartsgruppe III. Denne bergartstypen finnes også i sydøstskråningen av Trekasthøgda og som smale, nord-sydgående drag i østskråningen av åspartiet SSV og S for Trekasthøgda. En liten forekomst finnes også et par hundre meter SSV for Gørtjern. Bergartene i gruppe III er bare noen meter brede og opp til noen hundre meter lange drag unntatt like Ø og NØ for Overentjern der forekomstene av disse bergartene får et litt større omfang.

Bergartene i gruppe IV opptrer i større og innbyrdes atskilte områder og oftest i nær tilknytning til amfibolitter.

Bergartene i gruppe I opptrer svært ofte i breksjerte områder og danner da grunnmassen mellom de oppbrutte blokkene. Bergartene i gruppe II opptrer uten unntak i breksjer, slik at de områder der denne er avsatt på kartet, er identisk med oppknusningssoner, og slik at intensiteten av breksjeringen er sterkest der bare tegnet for gruppe II er avsatt på kartet og noe mindre der tegnet for den opprinnelige bergarten står sammen med tegnet for gruppe II.

Bergartene i gruppe III opptrer også bare i breksjer på samme måte som gruppe II.

Bergartene i gruppe IV opptrer på en noe annen måte. Enkelte steder har bergarten opprinnelig vært noe oppknust, men andre steder er det tvilsomt om bergarten har noe med breksje å gjøre.

Foruten disse albitbergartene som er avsatt på kartet, er de aller fleste bergartene mer eller mindre gjennomvevet av tynne albitårer. Dette gjelder særlig de mer massive amfibolittene og kvartstittene. I amfibolittene er disse kvite og lyserøde albitårene lette å se, men i skapolitiserte områder kan de lett forveksles med skapolitårer. Jeg har ikke forsøkt å avmerke denne type albitisering på annen måte enn ved å kombinere tegnet for bergart med tegnet for albitisering der den er særlig intens, som antydnet ovenfor.

Der hvor bergartene i gruppe I opptrer uten direkte tilknytning til breksjer, kan de lett forveksles med amfibolitter, men kjennes fra disse ved at amfibolen makroskopisk har en sterk grågrønn farge, ofte med et svakt blåskjær, mens amfibolen i vanlige amfibolitter oftest har en svartgrønn farge. De kan være tydelig folierte og til dels skifrige. Mineralinnholdet er vesentlig albit og hornblende der albitmengden oftest varierer i området 35–75 % og amfibolmengden opptar omtrent resten av bergarten. De aksessoriske mineralene er flogopit, titanit, hematit, rutil og apatit, men alle disse er ikke alltid til stede i alle bergartene.

Amfibolen er mikroskopisk en blek grønn til nærmest fargeløs hornblende der $Z : c$ varierer mellom 24° og 29° . Hornblendens i bergarter fra flere lokaliteter er sonarbygget på en slik måte at hornblendekrystallenes sentrale deler har lavere dobbeltbrytning, litt høyere brytningsindeks, blekere farge og større $Z : c$ enn ytterkantene. Foto 34 viser en slik sonarbygget hornblende fra en lokalitet ca. 80 m NNV for magnesitforekomsten syd for Skreia.

I bergarten som foto 34 viser, er $Z : c$ for hornblendens sentrale deler 28° og for ytterkantene 21° . Dobbeltbrytningen kan variere så sterkt at mens de sentrale delene er gule av 1. orden, er randsonen blå av 2. orden. Forskjellen i relieff kan imidlertid bare så vidt sees, det samme gjelder fargeforskjellen. Tverrsnitt av krystaller viser at spaltesissene er like tydelig utviklet gjennom hele krystallen. Hornblendekrystallene i disse bergartene er hypidiomorfe eller xenomorfe. De inneholder aldri rester etter pyroxen. I noen få av disse bergartene viser hornblendens en tendens til å flises opp.

Plagioklasen er uten unntak en albit der maksimum utsløkningsvinkel av albittvillinger i snitt loddrett (010) er fra 15° til $17,5^\circ$. Ifølge kurven for lavtemperaturalbit vil det si at plagioklasens An-innhold er fra 4 til 0 % hvis kurven er korrekt ved så lavt An-innhold (W. E. Trøger).

Albitens utseende varierer en del idet den fra noen lokaliteter har jevne, regelmessige albitlameller som oftest går uforstyrret tvers gjennom hele krystallen, mens den fra andre lokaliteter har albitlameller som en rekke steder gjennom krystallen blir avbrutt av flekker der bare periklintvillinger opptrer, slik som foto 35 viser. Foto 35 viser albit fra en prøve tatt like øst for foten av Døvikkollen.

I de fleste av bergartene i denne gruppen har imidlertid albiten helt eller delvis sjakkbrettstruktur. Albitindivider med sjakkbrettstruktur har jevnt over ennå litt større utsløkningsvinkel enn de albitene som

ikke har sjakkbrettstruktur, dvs. for sjakkbrettalbiten ligger utslokningsvinkelen på $17-17,5^\circ$, dvs. praktisk talt 100 % Ab.

Flere steder kan en se at albit med vanlige albitlameller begynner å gå over til sjakkbrettalbit langs kantene; videre kan en se i bergarter der omtrent all albit har sjakkbrettstruktur, at enkelte større krystaller har en kjerne der albitlamellene er normale. I en forekomst av albitbergart på overgangen mellom gruppe I og gruppe II langs bekken fra Tingelstadtjern finnes enkelte små rester av albit med normale lameller i en masse av sjakkbrettalbit. Her er maksimum utslokningsvinkel for albit med normale lameller 15° og for sjakkbrettalbit $17,5^\circ$, men utvalget av snitt med normale lameller er så lite at jeg ikke kan si med sikkerhet om denne albiten har 4 % An eller om den er surere. Foto 36 viser en slik albitkrystall fra denne bergarten. Som foto 36 viser, er albitkrystallen med normale albitlameller omdannet til sjakkbrettalbit langs kanten.

Sjakkbrettalbit har nesten alltid mer eller mindre av et innesluttet, støvliknende stoff hvis sammensetning jeg ikke har kunnet bringe på det rene. Inneslutningene er altfor små til at de kan bli bestemt optisk, og mengden i forhold til albit er for liten til å bli bestemt med røntgen uten at det på forhånd blir separert ut. Dette innesluttede stoffet ser ut til å komme på plass under sjakkbrettalbitiseringen, for albitkrystaller som bare delvis er omvandlet til sjakkbrettalbit, har dette innesluttede stoffet bare i de flekkene som består av sjakkbrettalbit.

Foto 37 er tatt med kryssede nicoller og foto 38 med bare en nicoll av samme motiv og viser sjakkbrettalbit med inneslutninger foruten enkelte kvarts- og hematitkorn. Fotoene er tatt av en bergart som tilhører gruppe II og som står i en vegskjæring ca. 500 m nord for toppen av Knatten.

Bergartsgruppe II med sjakkbrettalbit, talk og noe titanit skiller seg fra gruppe I bl. a. ved at all eller størstedelen av amfibolen er omvandlet til talk. I motsetning til bergartene i gruppe I har alle bergartene i gruppe II sjakkbrettalbit med eventuelt bare små rester av albit med normale albitlameller. I noen av bergartene er det ved sida av talk dannet litt klorit.

I bergartsgruppe II opptrer en rekke steder litt kis, særlig svovelkis, mens kis ikke er sett i de bergartene der amfibol ikke helt eller for en stor del er omdannet til talk. Disse kisleførende bergartene er dessuten med et unntak intenetst breksjierte, og da talk er eneste bindemiddel mellom albitindividene, er disse oppknuste, kisleførende bergartene svært bløte.

I en stoll inn i sydøstsida av Svartfjell på Snarum står en slik albit-talk-kisbergart som fører en del svart, opakt stoff som sannsynligvis er grafit og som fortrinnsvis finnes sammen med talk. Denne bergarten inneholder enkelte steder en rekke små druserom der det sitter små, vannklare og idiomorfe albitkrystaller sammen med grafitblandet talk. Akkurat der prøven med druserommene er tatt, er bergarten ikke brekksjert, og bare snautt halvparten av albiten har sjakkbrettstruktur. Albiten uten sjakkbrettstruktur har sammensetningen $Ab_{96}An_{04}$, mens albiten med sjakkbrettstruktur har sammensetningen ca. Ab_{100} . Bergarten inneholder litt kvarts. Ca. 40 m lenger ute i stollen, dvs. mot SSØ, er imidlertid samme bergart sterkt brekksjert, og her er all albit sjakkbrettalbit med 0–1 % An (utslokningsvinkel = 17°). Her har jeg ikke funnet kvarts i bergarten.

Bergartene i gruppe III har innbyrdes svært lik sammensetning og utseende. Albiten er aldri sjakkbrettalbit og har sammensetning på 2–6 % An. Albiten er av utseende temmelig lik albiten i noen av de bergartene i gruppe I der sjakkbrettalbit opptrer og som foto 35 viser.

Albiten i denne bergarten er uten tvil utkrystallisert i en på forhånd brekksjert kvartsittisk bergart.

Foto 39 viser dette tydelig. På fotoet sees hjørnet av en stor albitkrystall i kataklastisk kvartsittmasse. Albitkrystallene må ha krystallisert ut etter oppknusningen av kvartsitten. Fotoet er fra forekomsten av denne bergarten ved malmvegen like øst for Overentjern. Samme type strukturer kan en se i alle bergartene i denne gruppen.

Bergartene i denne gruppen har alle en del hematit og rutil, men titanit og kis er ikke sett. De fleste har dessuten små mengder turmalin. Talkindividene opptrer alltid som veldefinerte, opp til 3–4 mm store krystaller og likner aldri pseudomorfoser etter amfibol.

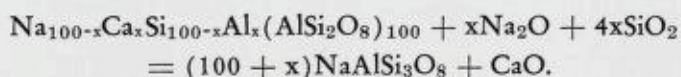
Mineralsammensetningen i bergartene i gruppe IV likner nokså mye på gruppe I, men skiller seg fra gruppe I ved at bergartene i gruppe IV flere steder inneholder rester av pyroxen. Pyroxenen som har diopsidisk sammensetning, er i større eller mindre utstrekning omdannet til en blek grønn, nesten fargeløs amfibol. I denne bergarten opptrer hornblendene ofte som store roser eller enkeltkrystaller i en kvit eller blek røddlig albitmasse og ofte sammen med grovkrystallinsk kvarts. Albitens sammensetning svarer omtrent til albiten i gruppene I og II. Noen steder har albiten nesten bare sjakkbrettstruktur, andre steder har den normale albitlameller.

I en bergart der albiten har nesten bare sjakkbrettstruktur, opptrer

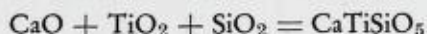
en del titanit med kjerner av rutil. I bergarter der albiten har overveiende normal struktur, opptrer rutil, men ikke titanit. Når en tar med de undersøkte prøvene av bergartene i gruppene I—III, ser det ut til at titanit fortrinnsvis forekommer i bergarter som er sterkt sjakkbrettalbitisert, mens rutil særlig opptrer i bergarter uten eller med lite sjakkbrettalbit. Titanit opptrer i idiomorfe og hypidiomorfe krystaller i sjakkbrettalbitmassen.

Når en skal se på opprinnelsen til bergartene i gruppe I, som hovedsaklig består av sur albit og hornblende, er det nærliggende å tenke på en albitisert amfibolitt. Enkelte steder opptrer imidlertid denne bergarten som en mer eller mindre sparsom grunnmasse i breksjiert, temmelig ren kvartsitt. Kvartsittbruddstykkene inneholder ikke eller praktisk talt ikke feltspat eller andre aluminiumholdige mineraler. For å danne albiten i grunnmassen må både Na og Al være tilført praktisk talt i sin helhet. Det samme gjelder de stoffer som inngår i hornblenden unntatt muligens Si, Fe og eventuelt Ti. Av dette må en trekke den slutningen at denne albit-amfibolbergarten antagelig er avsatt ved hydrotermale prosesser. Et annet indisium på hydrotermale prosesser i forbindelse med disse bergartene er at i et druserom i en slik albit-hornblendebergart ca. 400 m NNV for Bergandammen finnes sjakkbrettalbit som pseudomorfoser etter et mineral som krystalliserer i ikositetraedre; når en ser på albitens kjemiske sammensetning, er det mest nærliggende å tenke på pseudomorfoser etter analcim, som jo er et typisk hydrotermalt mineral.

Som nevnt viser albit med normale albitlameller i en rekke tilfeller gradvis overgang til sjakkbrettalbit samtidig som albiten blir ennå surere. Dannelsen av sjakkbrettalbit er sannsynligvis en albitiseringsprosess hvorved de siste rester av albitens Ca lutes ut. Ved denne sjakkbrettalbitiseringen er sannsynligvis noe Na blitt tilført. Det tilførte Na har reagert med frigjort Al pluss tilstedeværende kvarts og har gitt mer albit. Generelt kan en si at reaksjonsprosessen har vært at en plagioklas med An_x er blitt albitisert som følgende likning viser:



Ca er altså frigjort, og det er mulig at i hvert fall noe Ca er blitt bundet i titanit ved reaksjon med rutil og kvarts:



Ved begge disse prosessene forbrukes SiO_2 , og det er høyst sannsynlig at denne er tatt fra tilstedeværende kvarts, for både makroskopisk og mikroskopisk er kvartsittbruddstykker og enkelte kvartkrystaller i sjakkbrettalbitmassen tydelig avrundet. Foto 40 viser avrundete kvartskrystaller sammen med sjakkbrettalbit, talk, titanit og grafit fra en prøve tatt like syd for Svartfjell på Snarum.

Disse albitiseringsprosessene som har gitt sjakkbrettalbit, har delvis påvirket gruppene I og IV og sterkt påvirket gruppe II. Det er mulig at den kraftige sjakkbrettalbitiseringen i gruppe II er blitt lettet ved at bergartene i denne gruppen muligens er blitt breksjert enkelte steder før eller under albitiseringen.

Dannelsen av talk kan neppe ha vært en prosess som har foregått som følge av og samtidig med sjakkbrettalbitiseringen, fordi bergartene i gruppene I og IV har flere steder mye sjakkbrettalbit og uomdannet hornblende og lite eller ikke talk. I bergartene i gruppe III må albiten være dannet etter siste breksjering, og jeg holder det for sannsynlig at talken er dannet senere enn albiten.

I bergarter hvor all amfibol er omdannet til talk, er talken for en stor del så mye omkrystallisert at den ikke lenger opptrer i pseudomorfoser etter amfibol, og den har ofte et utseende temmelig likt talken i bergartene i gruppe III. Jeg holder det for mulig at bergartene i gruppe III er dannet av albit-amfibolbergarter av samme slag som i gruppe I, og at amfibolen er omdannet til talk, men at bergarten ikke har vært breksjert etter at albiten ble dannet, og at bergarten av en eller annen grunn ikke er blitt utsatt for sjakkbrettalbitiseringen. Denne hypotese støttes også av antagelsen om at dannelsen av titanit er samtidig med sjakkbrettalbitiseringen, idet bergartsgruppe III bare har rutil og aldri titanit.

En annen mulighet for dannelsen av bergartsgruppe III er at albit og glimmer som har krystallisert ut i breksjesoner, har samme opprinnelse og samme dannelsesetid som de store albitpegmatittene som bl. a. finnes i Skreia. Under de senere hydrotermale prosessene som har omdannet amfibol til talk i gruppe II, kan også glimmer være omdannet til talk.

Bergartene i gruppe IV er muligens dannet på liknende måte som gruppe I, men i hvert fall en del av hornblendene er dannet av pyroxen som allerede på forhånd var tilstede i bergarten. Albit-hornblendemassen er mange steder heller ikke så tydelig samlet i sprekker i en oppbrutt bergart som i gruppe I; det ser mer ut til at oppløsninger har

sivet gjennom bergartene, og at albit- og hornblendekrystallene i stor utstrekning har krystallisert ut spredt og enkeltvis utover i bergarten. Større kvartsindivider er også antagelig nydannet i disse bergartene. Disse bergartenes opptreden langs ytterkantene av amfibolittmassiver og med en ofte jevn overgang til amfibolitt skyldes antagelig at noen av bergartene opprinnelig har vært litt oppknuste amfibolitter som oppløsningene etter hvert har omdannet til den bergart som foreligger i dag.

Under kapitlet om pegmatittene ble det nevnt at albitiseringen har påvirket pegmatitter som ligger i og i nærheten av albitiseringssoner. I en breksjert pegmatitt vest for Hovdekollen ligger pegmatittbruddstykkene i en grunnmasse av sjakkbrettalbit og talk. Foto 19 viser at pegmatittbruddstykkene er sjakkbrettalbitisert 1–2 mm innover fra kantene som grenser mot sjakkbrettalbit-talkmassen.

Ca. 150 m SSØ for sydligste gruve på Svartfjell ligger en liten pegmatitt i et område som ellers består av sjakkbrettalbit og talk og kvartsittbruddstykker. Denne pegmatitten er ikke breksjert og må således være dannet etter at kvartsitten ble oppbrutt. Langs kantene er denne pegmatitten sjakkbrettalbitisert i en 4–5 mm bred sone. Plagioklasen i de ikke sjakkbrettalbitiserte sonene av pegmatitten har ca. 10 % An.

Nord for Svarttjern på Snarums vestsida går en flere hundre meter lang pegmatitt. I denne pegmatitten har jeg ca. 100 m vest for grensen mot albitiseringsområdet funnet litt sjakkbrettalbit med omkr. 0 % An. Det er sannsynlig at denne sjakkbrettalbitiseringen har foregått langs sprekker i pegmatitten fordi de to foregående eksemplene tyder på at sjakkbrettalbitiseringen ikke har hatt så lett for å bre seg gjennom uoppbrutt pegmatitt.

I følgende oversikt har jeg forsøkt å sette opp en aldersrekkefølge for de prosesser som hittil er berørt i dette kapitlet, og rekkefølgen begynner med de eldste.

- 1) Pegmatitten vest for Hovdekollen dannes.
- 2) Omfattende breksjering av kvartsitter og tildels amfibolitter i store områder av feltet hvorved også pegmatitten vest for Hovdekollen brytes opp.
- 3) Hydrotermal dannelse av hornblende, kvarts, rutil, hematit og temmelig sur albit uten sjakkbrettstruktur i alle områdene for bergartene i gruppene I, II, IV og muligens III.

(Store deler av bergartene i gruppene I og IV er herved ferdig dannet.)

- 4) Breksjering og oppsprekking i noen deler av de områdene hvor bergartene i gruppe II finnes.
- 5) Her kommer antagelig forholdsvis mye pegmatittdannelse inn både i bergartene i gruppene I, II og IV, og muligens i gruppe III. (Dannelse av albit og glimmer i gruppe III?)
- 6) Sjakkbrettalbitisering i gruppe II og til dels i gruppene I og IV under Na-tilførsel. Frigjort Ca bindes i titanit som dannes på bekostning av rutil og kvarts. Overskuddet av Ca må fjernes.
- 7) Dannelse av talk og litt klorit på bekostning av hornblende og eventuell glimmer i gruppene II og III og i overgangssonen til gruppene I og IV. Samtidig foregår antagelig en del breksjering i gruppe II. Her eller muligens senere tilføres stoffer hvorved kis og til dels grafit dannes i de delene av gruppe II som breksjieres i denne fasen. Denne breksjeringen foregår dels i Dypingdalen og dels i den lange sonen som strekker seg fra nord for Svartfjell og sydover mer eller mindre sammenhengende til SV for Tingelstادتjern.
- 8) Fornytt breksjering i syd- og sydøstdelen av Svartfjell. Deler av gruppe I og II foruten litt amfibolitt brytes derved opp. Sprekkene i breksjen fylles av kvarts og kalkspat.

Prosessene i fase 8 er ikke omtalt før, men taes med for å gjøre bildet mer fullstendig.

Før kapitlet om albitbergartene avsluttes, skal jeg ta med noen observasjoner av hvorledes albitiseringen har virket på sillimanitgranittene og sillimanitglimmerskifrene.

I en sillimanitgranitt ca. 150 m SSØ for Svarttjern på Snarums vestside er mikroklin delvis omdannet til sjakkbrettalbit. Litt under 100 m lenger øst går en albitiseringssone i amfibolitt. Hele dette amfibolittpartiet mellom Svarttjern og Hovdekollen er dessuten gjennomvevet av tynne albitårer. I sillimanitgranitten er det bare mikroklin som blir fortrenget av sjakkbrettalbit. Hverken biotit eller kvarts-sillimanitlin-sene er blitt albitisert. Albitiseringen varierer mye fra sted til sted idet mikroklinen innenfor noen flekker kan være nesten helt omdannet til sjakkbrettalbit, mens mikroklinen på andre flekker bare 5–6 mm til sides ikke er noe omdannet. Sjakkbrettalbitens fortrenkning av mikroklinen ser ut til å være en del avhengig av mikroklinens albit- og peri-

klintvillinger, for i delvis albitiserte mikroklinindivider står mikroklin igjen i et slags rutemønster som faller sammen med tvillinggitteret. Foto 41 viser delvis sjakkbrettalbitisert mikroklin fra denne sillimanitgranitten. Også her inneholder sjakkbrettalbiten de typiske støvliknende inneslutningene. En annen ting som også er verdt å legge merke til, er at titanit opptrer forholdsvis hyppig i de flekkene som er sterkest sjakkbrettalbitisert og noe mindre hyppig utenfor disse flekkene. Rutil finnes imidlertid sjelden i sillimanitgranittene, men det er mulig at noe av ertsen som det finnes litt av i sillimanitgranittene, kan være ilmenit og at Ti i titaniten kommer derfra; hvis ikke, må Ti ha blitt tilført, antagelig samtidig med Na. K må ha blitt fjernet, men om Ca til eventuell titanitdannelse er frigjort under en eventuell albitisering av plagioklasrestene, er uvisst, fordi albitisering av plagioklasrestene er ikke sett i denne bergarten. Det er også mulig at pertittene i albitisert mikroklin har bidratt til å skaffe Ca til titaniten. Maksimum utslokningsvinkel for sjakkbrettalbiten er målt til ca. 18° , dvs. ca. 100 % Ab. Noen få meter øst for denne sillimanitgranitten står et smalt bånd med sillimanitglimmerskifer. Heller ikke her er kvarts-sillimanitlinsene albitisert.

Ved vestgrensen av albitiseringsområdet og ca. 60 m øst for nordenden av Svarttjern på Snarums vestsida er det mulig å følge et smalt bånd med sillimanitglimmerskifer i strøkretningen rett inn i albitiseringssonen. En prøve av sillimanitglimmerskiferen tatt 1,2 m fra den brekksjerte albit-talkmassen viser en normal sillimanitglimmerskifer med kvarts-sillimanitlinsler og grunnmasse av kvarts og lys brun biotit og enkelte plagioklaskrystaller. Noen få små muskovit- og ertskorn finnes. Albitisering har begynt ved at albit dannes på bekostning av biotit, og albiten opptrer som en smal rand langs kanten av biotitindividene. Foto 42 viser hvorledes albit fortrenger biotit i denne prøven. Albitindividene er for små til at eventuell sjakkbrettalbitstruktur kan sees. Men albiten har ikke de støvformete inneslutningene som er typisk for sjakkbrettalbit. Største utslokningsvinkel målt på albiten er $16,5^\circ$, dvs. ca. An₀₂.

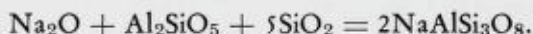
1 m nærmere den brekksjerte albit-talkmassen, dvs. 0,2 m fra denne, er sillimanitglimmerskiferen radikalt forandret. Makroskopisk er den typiske linsestrukturen nesten borte. Mikroskopisk viser det seg at bergarten består av praktisk talt bare albit og talk foruten – løst anslått – ca. 0,2 % titanit i idiomorfe og hypidiomorfe krystaller. Albiten er ikke sjakkbrettalbit, men har normale albitlameller, dessuten har den

ikke de støvformete inneslutningene som sjakkbrettalbiten oftest har. Største utslokningsvinkel er målt til 17° , dvs. ca. 1 % An.

Talk opptrer i opp til 0,3 mm store krystaller. Biotit, kvarts og sillimanit finnes som svært små rester. Antagelig som pseudomorfoser etter sillimanit finnes noen få steder små, korte, brungule nåler som ligger ordnet på samme måte som sillimanitnåler i en kvarts-sillimanitlinse, men hva slags mineral disse brune nålene er, det har det ikke latt seg gjøre å bestemme.

Under albitiseringen av denne sillimanitglimmerskiferen har Al faktisk vært i overskudd, for de restene av sillimanit som ennå finnes, ligger i en grunnmasse av små albitkrystaller. Også de ovenfor nevnte små, korte og brungule nåleformete mineralene ligger i en grunnmasse av små albitindivider. Kvarts finnes ikke i nærheten av sillimanitrestene, men små biotitrester ligger langs kanten av restene av sillimanitbunten. I forlengelsen av restene av sillimanitbunten er det et noe langstrakt parti som består av nesten bare albit og bare svært lite talk. Dette albitpartiet kiler etter hvert ut og erstattes av en mer jevn blanding av talk og albit. Flere slike mer eller mindre linseformete albitpartier finnes, og det er sannsynlig at disse opprinnelig har vært kvarts-sillimanitlinser.

At bergarten er praktisk talt fri for kvarts er helt naturlig når en ser på reaksjonslikningen mellom tilført Na_2O og de stoffene som allerede var til stede i bergarten:



Kvartsen i sillimanitglimmerskiferen må antagelig omtrent i sin helhet ha gått med til albitdannelsen.

Om talkens Mg-innhold kommer direkte fra biotit og muskovit i sillimanitglimmerskiferen eller om Mg er tilført under de metasomatiske prosesser som har omdannet sillimanitglimmerskiferen til talk-albitbergart, har jeg ikke observasjoner til å belyse. Det store titanitinnholdet tyder på at Ti må være tilført utenfra, fordi den uomvandlete sillimanitglimmerskiferen inneholder praktisk talt ikke erts. En svak mulighet er det imidlertid at biotiten kan ha en liten gehalt av Ti, men denne er ikke bestemt.

Den breksjerte talk-albitmassen i forlengelsen av denne sillimanitglimmerskiferen er ca. 1,2 m bred. Deretter kommer ca. 30 cm med en kloritrik bergart hvoretter overdekning følger. Talk-albitmassen er antagelig en utløper fra et stort talk-albitområde 3–4 m lenger mot

NØ, dvs. tvers på sillimanitglimmerskiferens strøketning. Albiten i utløperen av den breksjerte talk-albitmassen som avskjærer sillimanitglimmerskiferen, har heller ikke sjakkbrettalbit i sillimanitglimmerskiferens strøketning. En prøve fra det store området med talk-albit viser tydelig sjakkbrettalbit ca. 50 m syd for der de to beskrevne prøvene er tatt.

Sjakkbrettalbitisering kan spores i sillimanitgranitter og sillimanitglimmerskifre langt ut fra de breksjerte talk-sjakkbrettalbitområdene. Ca. 400 m N for Svarttjern og 100 m V for det store talk-sjakkbrettalbitområdet er biotit og mikroklin delvis fortrent av sjakkbrettalbit i en bergart som opprinnelig antagelig har vært en noe mikroklinholdig sillimanitglimmerskifer. Nå inneholder den imidlertid ikke sillimanit. Kvarts er i enkelte muskovitrike partier sterkt fortrent av sjakkbrettalbit. Mikroklin er i stor utstrekning sjakkbrettalbitisert. Muskovit, biotit og grønn klorit fortrenses også tydelig av sjakkbrettalbit, men da klorit er dannet ved kloritisering av biotit, er det ikke mulig å avgjøre med sikkerhet om det er kloriten som er delvis fortrent av sjakkbrettalbit eller om det er delvis fortrent biotit som er blitt kloritisert etter at sjakkbrettalbitiseringen er avsluttet. I enkelte andre, mer intenst sjakkbrettalbitiserte bergarter opptrer klorit uten biotit på en måte som tyder på at den fortrenses av sjakkbrettalbit. Kloriten som ser ut til å bli fortrent, er antagelig pennin. Den har $2V \sim 0^\circ$, optisk positiv og har fargene $X \sim Y =$ blek grønn og $Z \sim$ fargeløs. Absorpsjonen er $X \sim Y > Z$ og høyeste interferensfarge i et ca. 0,02 mm tjukt preparat er anomal blå.

Turmalin opptrer i idiomorfe krystaller i sjakkbrettalbit både i svakt og i sterkt sjakkbrettalbitiserte bergarter. Da turmalin også finnes i ikke korroderte kvartspartier i svakt sjakkbrettalbitiserte bergarter, må en anta at turmalinen har kommet på plass i bergarten før sjakkbrettalbitiseringen, og på grunn av sin idiomorfe form i sjakkbrettalbit må den være stabil under de fysikalsk-kjemiske forhold som har hersket under sjakkbrettalbitiseringen.

Magnesit- og serpentinerbergarter.

I det kartlagte området finnes en rekke ganske små forekomster av ofimagnesit der hovedmineralene er magnesit og serpentin. Fra omkring 1900 til i dag har det i de største av disse forekomstene vært

gruvedrift på magnesit og i en av forekomstene også på serpentin. Magnesiten eller rettere sagt ofimagnesiten har vært brukt til framstilling av ildfast stein for smelteovner, og serpentinen ble brukt til å gi takpapp grønn farge. I de siste 2—3 årene er ofimagnesit tatt ut til bruk i edelbetong.

Jeg har foretatt detaljoppmålinger og innsamlinger i 7 av de største magnesitgruvene, men det innsamlede materialet er bare lite bearbeidet. Jeg kan derfor ikke ta med mange detaljer av forekomstenes mineralogi.

De forekomstene som finnes innenfor det kartlagte området er: På det nordlige kartbladet: Nedre Dypingdalsgruve som ligger i nordenden av tjernet Dypingen. Ca. 30 m nord for denne graven ligger også en liten forekomst. Det er mulig at disse to forekomstene er sammenhengende da terrenget mellom dem er overdekket. Ca. 500 m nord for Dypingen ligger øvre Dypingdalsgruve og ca. 1050 m nord for Dypingen ligger Liaesforekomsten. Ca. 200 m nord for vestre del av tjernet Vringen og like i vestkanten av den store nord—sydgående pegmatittgangen ligger en liten magnesitforekomst, Laupmyrforekomsten. I østsida av Dypingdalen og omtrent midtveis mellom øvre og nedre Dypingdalsgruve ligger en liten forekomst av uren serpentin. Denne forekomsten ble oppdaget i 1960, men da det ennå er usikkert om det dreier seg om fast fjell eller en stor løsblokk, er den ikke avmerket på kartet.

Vest for Snarumselva og ca. 470 m VNV for toppen av Knatten ligger Nesbruddet. Mellom vegen og elva og ca. 900 m NNV for toppen av Knatten ligger øvre og nedre Langerudgruve, øvre gruve nærmest vegen og lengst syd og nedre gruve i elvekanten ca. 50 m lenger nord.

Langs bekken mellom Døvikkollen og Svartfjell ligger Sandfallforekomstene. De stikker fram i 4 blottninger i sterkt overdekket terreng. I hvor stor utstrekning disse er sammenhengende, er uvisst.

På det sydlige kartbladet: Ca. 100 m vest for Overentjern ligger Overengruva og ca. 150 m syd for denne står en liten rygg av serpentin. I kanten av Overentjern på vestsida av neset som stikker ut i tjernet fra syd, går en rygg av magnesit ut i tjernet.

Fra ca. 100 m syd for Tingelstadtjern går en ca. 150 m lang magnesit-serpentinformot SSØ langs vestkanten av en amfibolittkulle. Denne forekomsten er ikke helt sammenhengende, men består antagelig av 3—4 forskjellige, mindre forekomster. Like nord for neset

som stikker ut i Tingelstادتjern fra nord, står en liten rygg av svært uren serpentin.

Like innunder vestre stup av Trekasthøgda ca. 250 m vest for det trigonometriske punktet finnes en mindre serpentinformet. I øst-skråningen av Trekasthøgda ca. 350 m SSØ for det trigonometriske punktet finnes en liten forekomst av svært uren serpentin, og i strøketretningen fra denne, ca. 150 m lenger mot SSØ står en liten forekomst av magnesit og serpentin. I strøketretningen videre mot syd, ca. 150 m vest og litt syd for toppen av Sulusås skal det finnes en liten forekomst av uren serpentin. Denne forekomsten er ikke avsatt på kartet fordi jeg ikke har kunnet finne den under kartleggingen.

Ca. 300 m SSØ for Butjern ligger Ammundrudgruva. Ca. 830 m rett vest for det trigonometriske punktet på Hogget ligger Hulebakgruva.

Ca. 650 m SV for Flaten, i en myr langs en bekk, ligger en liten magnesitforekomst. Dette er antagelig en temmelig stor løsblokk, men da magnesit er tatt ut fra denne forekomsten, er den likevel avsatt på kartet.

Utenfor det kartlagte området, men i de kartlagte bergarters strøketretning mot syd er det kjent to forekomster av uren serpentin. Jeg har ikke sett noen av disse. Den ene skal ligge i nærheten av gårdene Røste som ligger ca. 250 m og 300 m øst og sydøst for brua ved Bjørnetangen. Den andre forekomsten ligger øst for Drammenselva i bekkedalen mellom elva og riksvegen ca. 1,8 km sydover fra Åmot kapell, omtrent på herredsgrensen.

De fleste magnesit-serpentinformetene har form av lagpakker med vekselvise lag av ofimagnesit og mer eller mindre uren serpentin. Lagpakkene kiler oftest ut i strøketretningen, og de fleste har et steilt fall mot djupet. Enkelte viser tydelig tegn på utkiling mot djupet, mens for andre er ligg og heng parallelle.

Mektigheten på magnesit-serpentinformetene varierer fra 2–3 m for de minste forekomstene til 18–20 m for de største. I strøketretning er de største fulgt sammenhengende opp til ca. 100 m, men de fleste er under 30–40 m lange i strøketretning.

Alle magnesitgruvene har vært drevet som dagbrudd, og ingen er drevet ned til større djup enn ca. 25 m. Ingen gruve er helt utdrevet, de ble nedlagt enten fordi magnesiten var av for dårlig kvalitet eller fordi overhenge ble for stort.

Magnesiten opptrer de aller fleste steder som typisk ofimagnesit, dvs. sukkerkornet eller litt grovere kornet magnesit med oftest uregelmess-

sige «filler» av grønn serpentin fordelt mer eller mindre regelmessig utover i magnesiten. I enkelte gruver opptrer imidlertid serpentinen i ofimagnesiten også som tydelige pseudomorfoser etter andre mineraler: i øvre Dypingdalsgruve opptrer således antigorit til dels som pseudomorfoser etter forsterit slik at forsteritens krystallflater er vel bevart. De største pseudomorfosene her, som kan være over 10 cm lange, har ennå rester av frisk forsterit i sitt indre.

I øvre Langerudgruve opptrer serpentinen i ofimagnesiten nærmest heng og ligg som pseudomorfoser etter langstrakte krystallnåler som kan være opp til 20 cm lange og ha et tverrsnitt på 1–2 cm. Disse ligger orientert i alle retninger i et plan parallelt lagdelingen, og disse, ofte bare et par cm tjukke lag av serpentinnåler, ligger vekselvis med tynne lag av magnesit. I et minst 3 m tjukt ofimagnesitlag 2,5–3 m under heng i øvre Langerudgruve har imidlertid serpentin-«fillene» helt uregelmessig form.

I nedre Langerudgruve opptrer serpentinen i ofimagnesiten til dels som tynne, mørkegrønne nåler som for de aller flestes vedkommende er under 10 cm lange og under 1 cm i tverrsnitt.

I østligste del av øvre Dypingdalsgruve og i Liaesgruva opptrer uren serpentin i til dels kuleformete klumper opp til ca. 5 cm i diameter. I Nesgruva ca. 470 m VNV for Knatten finnes enkelte partier ofimagnesit der magnesiten er rødfiolett.

Det er ofimagnesiten som er blitt tatt ut til råmateriale for ildfast stein. Jeg kan her gi en gjennomsnittsanalyse av slik råmagnesit for brenning. Analysen er vennligst stilt til disposisjon av Magnesitverket.

MgO	44 %	herav i serpentin	10 %	
CaO	1 %	— » —	0 %	(antagelig)
Fe ₂ O ₃	2 %	— » —	1 %	»
Al ₂ O ₃	1 %	— » —	1 %	»
SiO ₂	10 %	— » —	10 %	»
CO ₂	38 %	— » —	0 %	
H ₂ O	4 %	— » —	4 %	
	<hr/>		<hr/>	
	100 %		26 %	
	<hr/>		<hr/>	

Foruten som ofimagnesit forekommer magnesit også enkelte steder i sukkerkornete masser uten serpentin og i svært grovkrystallinske masser av ren magnesit. Sukkerkornete, serpentinfrie masser er kjent fra nedre Dypingdalsgruve og fra nedre Langerudgruve.

Grovkrystallinske masser av ren magnesit, såkalt edel magnesit, er kjent fra de fleste forekomstene. I Dypingdalen finnes forholdsvis store partier av slik magnesit lengst vest i gruva, i veggen mot Sæteråsen. Her opptrer blek gul magnesit med opp til et par dm lange spalteflater. Nærmest magnesiten sitter som et båndet, konkresjonsliknende skall en tett masse av grå dolomit, ofte ca. 1 cm tjukt. Disse dolomit-magnesitklumpene ligger i en masse av ren talk med store krystaller av anomit. Ellers finnes i denne gruva grovkrystallinsk, kvit magnesit i klumper på opp til 0,5 m i tverrsnitt hvor de enkelte magnesitindividene har spalteflater opp til 10–20 cm lange. I slik grovkrystallinsk magnesit har jeg funnet magnetit og magnesioferrit. Magnetit er funnet flere andre steder også.

I Overengruva vest for Overentjern opptrer forholdsvis mye grovkrystallinsk, ofte ytterst svakt rosa farget magnesit. På grunn av tektoniske bevegelser som forekomsten har vært utsatt for, går spalteflatene ofte i svake bølger og folder.

Foruten i ofimagnesit opptrer serpentin i mer eller mindre rene lag av ofimagnesit og som større masser uten magnesit i nærheten. Fargen varierer fra blek gulgrønn til svartgrønn. I øvre Dypingdalsgruve finnes partier med gulgrønn serpentin, men den er alltid mer eller mindre forurenset. Serpentina er til dels forsøkt utnyttet kommersielt, og følgende analyse av «Snarumserpentin» utført 6/12 1940 av Norsk Teknisk Porselensfabrikks laboratorium, Fredrikstad, er vennligst stilt til disposisjon av Magnesitverket:

SiO ₂	36,31 %
Al ₂ O ₃	4,33 %
Fe ₂ O ₃	2,73 %
CaO	6,19 %
MgO	34,62 %
K ₂ O + Na ₂ O	0,66 %
Glødetap	14,77 %
	<hr/>
Tils.	99,61 %

Det kan ikke være noen tvil om at denne serpentina har vært temmelig uren.

I sydøstligste delen av Tingelstadgruva ble det i sin tid drevet gruve-drift på serpentin. Den står her som større masser uten tilblending av magnesit. I serpenteforekomsten like innunder veststupet av Trekast-

høgda er magnesit hittil ikke funnet. Denne forekomsten ser ut til å bestå av vesentlig serpentin.

Magnesit og serpentin er hovedmineralene i disse forekomstene, men en rekke andre mineraler finnes også. I øvre og nedre Dypingdalsgruvene er tilsammen følgende mineraler funnet: magnesit, dolomit, kalkspat, aragonit, kvit og blå hydrotalkit, manasseit, antigorit, antigorit som pseudomorfoser etter forsterit, forsterit (som uomvandlete rester i antigoritpseudomorfoser etter forsterit), krysotil (til dels som «kubisk spaltende serpentin»), talk, brucit, anomit, leuchtenbergit, diaspor, spinell, magnetit, hematit, ilmenit (bare mikroskopisk i hematit), magnesioferrit, pyrit, kobberkis, szajbelyit og rutil (enkeltkrystaller og som pseudomorfoser etter hematit). Fra de fleste forekomstene er på langt nær alle disse mineralene kjent. I Laupmyrforekomsten og i Overengruva er også apatit funnet.

Szajbelyit opptrer bl. a. som sprekkefyllinger i magnesit i nedre Dypingdalsgruve. Dette tyder på tilførsel av bor etter magnesitens dannelse.

Dolomit opptrer svært ofte i sprekker, slepper og knusningssoner i magnesit. I øvre Dypingdalsgruve hvor en sjakkbrettalbitisert breksjesone ligger temmelig flatt, antagelig med et svakt fall i nordøstlig retning, og tydelig har påvirket de sydøstligste deler av denne forekomsten, er magnesiten sterkt dolomitholdig. En slik dolomitisering av magnesiten finnes alle steder hvor en slik sjakkbrettalbitisert breksje grenser inn mot en magnesitforekomst. Foruten i sydøstre del av øvre Dypingdalsgruve er dette tilfelle i Liaæsgruva, øvre Langerudgruve hvor magnesiten nær heng og ligg er sterkt dolomitisert, Nesgruva, vestligste del av Sandfallsgruva og Ammundrudgruva. I åpne sprekker, dannet i forbindelse med en nord-sydgående, vertikal forkastning gjennom øvre Dypingdalsgruva, sitter dolomitkrystaller, og på en rekke slepper og glidespeil i denne gruva og i enkelte av de andre magnesit-serpentinforekomstene kan en ofte finne skikt av dolomit-serpentinmylonitt. De delene av gruvene hvor magnesiten ikke er påvirket av breksjeringer, er derimot praktisk talt frie for dolomit. Det er derfor naturlig å anta at det samtidig med eller etter disse breksjeringene også har vært en tilførsel av Ca-holdige løsninger som har reagert med magnesit og gitt dolomit.

Kalkspat er funnet som et tynt belegg på sprekker i oppknust serpentin i øvre Dypingdalsgruve. Aragonit som er funnet i øvre og nedre Dypingdalsgruve, er også en stor sjeldenhet her.

Hematit opptrer ofte i idiomorfe, opp til dm-store krystaller. Særlig

kjent er krystallene fra øvre Dypingdalsgruve. I Overengruva er trykkvillinger etter (1011) svært vanlig i hematitkrystaller.

Mot sidebergartene har magnesit-serpentinlegemene svært ofte et tynt talklag. De nærmeste dm av sidebergartene er alltid mer eller mindre talkholdige.

Som sidebergart står påfallende ofte en anthofyllitholdig kvartsitt på den ene sida. I øvre og nedre Dypingdalsgruve står anthofyllitholdig kvartsitt i ligg, i Liaesforekomsten er anthofyllit funnet i ligg (riktignok svært lite), i Nesgruva finnes litt anthofyllit i heng og antagelig også sporadisk i ligg, og i Tingelstadgruva finnes anthofyllit rikelig i heng. Like i nærheten av øvre og nedre Langerudgruvene, Ammundrudgruva og forekomsten i sydenden av Overentjern er også anthofyllit kjent. Anthofylliten er den Mg-rike typen som heter snarumit.

Hengbergarten i vestre del av øvre Dypingdalsgruve består vesentlig av albit, flogopit og talk og forholdsvis mye rutil og lys brun — mikroskopisk nesten fargeløs — turmalin. Denne bergarten står i en mektighet på minst 28 m.

Gabbroide og diorittiske gangbergarter.

Diabasganger og finkrystallinske diorittiske ganger finnes en rekke steder i det kartlagte området. I tydelig folierte bergarter er gangene parallele med de omgivende bergarters foliasjon. I massive, ufolierte bergarter opptrer disse gangbergartene mindre hyppig, og når de finnes, har de retninger som kan avvike sterkt fra hovedstrøkretningen i området. I slike massive bergarter, som for eks. kvartsitter, er gangene vanligvis smale, oftest under 0,5 m brede, og de er oftest ganske korte.

I tydelig folierte bergarter kan gangene ofte følges mange hundre meter, og disse gangene er ofte over en meter brede. Største bredde jeg har observert på slike ganger, er ca. 4 m. Denne gangen går i retning NNV over Sperråsen, og den er fulgt i en lengde av ca. 700 m. I vestkanten av søndre halvpart av Sysle går to parallele ganger, hver gang ca. 1 m bred og med innbyrdes avstand på ca. 10 m. Disse gangene er minst 1 km lange og strekker seg i retning omtrent N—S.

På kartene er de fleste gangene som er funnet, blitt avmerket, men deres utstrekning i lengderetning er sjelden blitt fulgt opp.

Fem forskjellige ganger er mikroskopert, og disse kan deles i to hovedgrupper: diabasganger og diorittiske ganger.

Plagioklasen i de diorittiske gangene er sur andesin med opp til ca. 35 % An. Plagioklasen er ikke eller bare svakt sonarbygget, og den er oftest sterkt saussurittisert og til dels sericitisert. Noen av de diorittiske gangene har plagioklasporfyroblaster som imidlertid er så sterkt omvandlet at det ikke lar seg gjøre å bestemme plagioklasens sammensetning. Porfyroblastene kan være over 1 cm i tverrsnitt.

De diorittiske gangene inneholder litt hornblende. I den diorittiske gangen ca. 300 m NV for Tingelstادتjern er hornblendens brun, og den store, diorittiske gangen gjennom Sperråsen har en blek rødbrun hornblende som inneholder rester av en fargeløs, monoklin pyroxen, men restene er for små til at det lar seg gjøre å bestemme hvilken pyroxen det er. Den nevnte gangen NV for Tingelstادتjern har noen små porfyroblaster som antagelig har vært pyroxen, men som nå er fullstendig omdannet til grønn, pleokroittisk klorit. Disse diorittiske gangene er alltid en del kloriterte; i en er også epidot funnet. De inneholder også en hel del erts. I flere av dem finnes en hel del små blærerom som er fylt med sekundære mineraler. I en slik bergart har først kvartskrystaller vokst på veggene i blærerommene og så er resten av hulrommet utfyllt med kalkspat.

I den store gangen gjennom Sperråsen har først zeolit krystallisert ut i hulrommene og deretter kalkspat. Zeolitmineralet er bestemt til antagelig å være enten thomsonit eller heulandit ved at de optiske data er: 2V omkr. 30–60°, opt. +, parallell utsløkning, maksimum dobbeltbrytning er minst 0,01 og hurtigste stråle svinger alltid parallelt krystallenes lengderetning og spalderiss.

I denne gangen, som er ca. 4 m bred, er plagioklaslistene ca. 1,5–2 mm lange 1,5 m inne i gangen, mens plagioklaslistene i kontakten mot sidebergarten er opp til 0,2 mm lange. Her finnes dessuten opp til 2 mm lange plagioklasporfyroblaster. I det indre av gangen er de fleste plagioklaskrystallene omkring 2 mm lange.

Diabasgangene har sterkt sonar plagioklas der de indre, mest basiske delene er basisk labrador med 60–70 % An. Plagioklasen synes å være mindre omdannet i disse enn i de diorittiske gangene. I diabasangene ca. 75 m N for Sysle er mest basiske plagioklas An_{58} i omkr. 0,5 mm lange, listeformete krystaller. Den har litt rødbrun biotit og rester etter litt diopsidisk pyroxen som viser omdannelse til en sericitliknende masse. Erts opptrer i hypidiomorfe krystaller. Litt kvarts, kalkspat og klorit finnes, men disse mineralene er antagelig sekundære.

Den store diabasangenen med plagioklas med opp til 67 % An og

som går gjennom nedre Langerud magnesitgruve, har en del plagioklasporfyroblaster som er sterkt sericitiserte. Porfyroblastene er lite sonare, og deres An-innhold er større enn 56 %. Mange av de andre diabas- og diorittgangene i området har også plagioklasporfyroblaster, men plagioklasen i disse er nesten alltid sterkt sericitisert eller saussuritisert.

I feltet kan jeg ikke skille diabasganger fra de diorittiske gangene. Derfor er begge typer avsatt med samme tegn på kartet. Jeg har inntrykk av at mineralene i de diorittiske gangene er mer omdannet enn i diabasgangene. Det er mulig at de diorittiske gangene derfor også er eldre enn diabasgangene. Det er vanlig å anta at diabasgangene i grunnfjellet omkring Oslofeltet er av permisk alder, dvs. samme alder som diabasgangene i Oslo-feltet. At grunnfjellet har sprukket opp og gitt veg for eruptiver på denne tiden, er det ingen tvil om. Ca. 1,2 km øst for de to parallelle gangene av diabas langs vestkanten av Sysle, dvs. øst for det kartlagte området, går således den store, ca. 10 mil lange nord-sydgående rombeporfyrgangen. I Dypingdalen gjennomsetter en diabasgang, som er ca. 15 cm tjukk, en sjakkbrettalbitisert breksje i kvartsitt. Diabas- og diorittganger trenger også gjennom alle andre bergartstyper i det kartlagte området, så av den grunn må de høre til områdets yngste bergarter.

I forbindelse med disse yngste bergartene må en annen bergart nevnes. Den har en mineralsammensetning som stiller bergarten helt for seg selv blant alle de andre bergartene i feltet. Bergarten finnes som en noen m² stor blottning i et bekleie ca. 50 m vest for vegen og ca. 1,5 km NNV for toppen av Knatten. Bergarten består av 40–45 % hypidiomorf, fargeløs ægirinholdig augit som er helt frisk og ikke viser det minste tegn til omdannelse. De optiske data for augiten er: $2V$ ca. $50-65^\circ$, optisk positiv, $Z : c$ ca. 50° , $n_x = 1,683 \pm 0,002$, $n_y = 1,694 \pm 0,002$, n_z er ikke bestemt. Dispersjonen er $r < v$. Augiten er blek grønn og nesten ikke pleokroitisk. Mellom augitkrystallene finnes 15–20 % xenomorf, blek grønn hornblende som sannsynligvis har krystallisert ut mellom augitkrystallene. Hornblenden er ikke dannet av augiten. Som siste hovedmineral kommer ca. 40 % albit med ca. 5 % An. Albiten opptrer i krystaller som er flere cm i tverrsnitt. I disse store albitkrystallene ligger de andre krystallene spredt uregelmessig omkring. Augitkrystallene er kortprismatiske og fra 0,05 til 2 mm lange. Som aksessoriske mineraler finnes kvarts, apatit, rutil og erts.

Bergarten gjennomsettes av tynne sprekker med kalkspat og sprekker eller muligens druserom fylt med apatit og grønn hornblende. I bergarten må augit ha krystallisert ut før hornblende, albit og kvarts.

Bergarten må karakteriseres som en augit-albit-pegmatitt, og mineralsammensetningen passer ganske godt med en liknende bergart fra Nordingrå-området beskrevet av José M. Sobral. Sobral gir bergarten navnet Värnsingit etter stedet hvor bergarten er funnet. Han sier om bergarten: «The Värnsingite is a rock which, in its composition, its field-relations, and its texture, may be considered to be a kind of pegmatite—a diabase-pegmatite.

This rock is connected with other salic dikerocks which present a micropegmatitic and aplitic appearance. However, the last-named generally (though not always) contain too much pyroxen to be considered proper aplites, but among them there are typical aplites (albitites).»

På Snarum er augit-albitpegmatittens grenser mot sidebergartene overdekket. Vel hundre meter vest for lokaliteten opptrer sjakkbrett-albit-talkbergarter, og bare 30–40 m unna finnes sterkt talkholdige bergarter. Jeg har derfor liten tro på at denne augit-albitpegmatitten er av samme alder som de andre albitbergartene, for da skulle en vente at augit og hornblende i bergarten skulle vise tegn til omdannelse til talk. Jeg antar derfor at augit-albitpegmatitten er yngre enn talkdannelsen i bergartene omkring og derfor også yngre enn de andre albitbergartene i området.

Forkastninger og breksjer.

Som nevnt under kapitlet om albitbergarter er mange av de områdene hvor bergartsgruppe I finnes, breksjierte, og praktisk talt hele området hvor bergartsgruppe II finnes, er breksjiert, og det samme gjelder alle områdene hvor gruppe III finnes og enkelte av områdene for gruppe IV. Disse breksjene markeres ikke på kartet på annen måte enn ved de respektive bergartsgruppers tegn.

Det langstrakte breksjeområdet med bergartsgruppe II som kan følges fra ca. 1 km N for Svartfjell og mer eller mindre sammenhengende til vel 1 km SV for Tingelstadtjern, er en stor breksjesone med strøkretning nord–syd og østlig fall. Fallet er antagelig steilest nord for Svartfjell og synes å bli noe slakkere mot syd. Gjennom Døvikollen har breksjen muligens et østlig fall på 25–30°. Gjennom

Høgås—Hovdekollen er det vanskelig å måle fallet på grunn av unøyaktig kartgrunnlag.

I bekkedalen syd for Svenskekastet kan øvre del av breksjen tydelig følges inn i dalen, men da kotene i disse dalene synes å være noe unøyaktig opptegnet, er det ikke mulig å bruke breksjens innbuktning i dalen til å måle breksjesjonens fall med. Breksjesjonens innbuktning i dalen der bekken fra Tingelstادتjern renner, lar seg heller ikke bruke til noen nøyaktig bestemmelse av breksjens fall, men at fallet her må være vesentlig mindre enn lenger nord, er det liten tvil om.

Som tidligere nevnt er en del av disse bergartene i gruppe II noe kisimpregnerte, og det gjelder i særlig grad store deler av denne breksjen som nettopp er omtalt.

Når en ser på dette breksjeplanet beliggenhet i forhold til koboltgruvene, så viser det seg at Djupdalskjerpet, gruvene på Døvikollen og gruvene på Svartfjell og videre nordover alle ligger slik til at breksjeplanet fortsettelse oppover mot vest stryker like over de nåværende dagåpninger, mens gruvene på Middagskollen og lenger sydover alle ligger over breksjeplanet mulige fortsettelse mot djupet i østlig retning. Ivan Th. Rosenqvist tar i sin avhandling om koboltgruvene opp en idé opprinnelig framsatt av Arne Bugge om at koboltmalmsføringen har vært bestemt av beliggenheten av det subkambriske peneplan, og at dette er grunnen til at koboltinnholdet er høyest i malm tatt høyt over havet, m.a.o. nær peneplanet, mens prøver djupt under peneplanet er betydelig fattigere. Dette skulle være forklaringen på at forettsningen avtar betydelig raskere mot djupet i de nordligste gruvene enn i de sydligste.

Kisføringen i de breksjerte bergartene i gruppe II mener jeg kan tyde på at eventuelle gasser som har avsatt koboltmineralene i fahlbåndene, har kommet langs dette store breksjeplanet. Ved de sydligste gruvene har gassene kunnet trenge seg *oppover* fra et breksjeplan i djupet, mens gassene har måttet trenge seg *ovenfra* og *ned* for å avsette koboltmineralene i gruvene fra og med Djupdalskjerpet og nordover. Djupdalskjerpet er en smal, kisimpregnert glimmerskifersone i kvartsitt og ligger 1150 m SSØ—S for det trigonometriske punktet på Høgås. Da gasser selvfølgelig langt lettere baner seg *veg nedenfra* og opp enn *ovenfra* og *ned*, mener jeg at denne hypotesen også kan forklare hvorfor koboltmalmen hurtigere avtar mot djupet i de nordlige gruvene enn i de sydlige. En undersøkelse av kismineralene i disse breksjerte bergartene ville være av interesse i denne forbindelse.

Langs denne store breksjen må det ha foregått bevegelser i flere forskjellige tidsrom. Antagelig etter siste oppbrytning er kvarts og kalkspat blitt avsatt mellom bruddstykkene som en kan se i sydskråningen av Svartfjell. Antagelig under disse siste bevegelsene er østre og overliggende blokk blitt presset ned og muligens mot nord, som glidestriper i østre side av Svartfjell tyder på. Glidestriper ca. 600 m NV for Langerudgruvene og i den vestligste av de fire Sandfall magnetforekomster tyder også på at østre blokk er senket i forhold til vestre.

Den breksjerte bergartsgruppe II langs østre del av Dypingdalen skyldes muligens at kvartsittmassivet øst for øvre del av Dypingdalen er skjøvet langs et plan som antagelig har et svakt østlig fall. Breksjeområdet øst for midtre del av Dypingdalen skulle da være dette skyveplanet som ligger blottet.

Gjennom øvre Dypingdalsgruve går en vertikal forkastning i retning N-S. Langs denne er østre blokk senket og/eller skjøvet mot syd noen meter. I gruva trer denne forkastningen fram som flere parallelle, steiltstående forkastningsplan med bare noen få meters mellomrom. Hvis en antar at bevegelsene bare har vært vertikale, slik at partiet øst for hvert forkastningsplan er senket i forhold til partiet i vest, viser nøyaktige målinger i gruva at den samlede bevegelse ved alle disse forkastningsplanene har senket partiet øst for forkastningsplanene omkring 20 m i forhold til partiet vest for forkastningsplanene.

Den lange mylonittiserte sonen i kvartsitt øst for Gunnhustjern og vest for Sysle og Sandungen er på kartet trukket opp som en mulig forkastningslinje.

I feltet ellers finnes en rekke kvartsfylte breksjer som ofte har retning Ø-V og NØ-SV. I hvilken utstrekning forkastninger har foregått langs disse, er ukjent.

Foruten de omtalte breksjer og forkastninger og andre mer eller mindre sikre forkastninger som er tegnet inn på kartene, er det liten tvil om at en stor del av de markerte kløfter og forsenninger i det kartlagte området er erodert ut langs knusningssoner og slepper hvor det kan ha foregått større eller mindre forkastninger. Disse er imidlertid ikke tegnet inn på kartene fordi jeg har fulgt det prinsipp at jeg bare har tegnet inn de knusningssoner og markerte slepper som jeg har sett blottet et eller annet sted. Knusningssoner og slepper hvor selve breksjen eller sleppen ikke er blottet noe sted, er bare tegnet inn

på kartene når det på annen måte foreligger absolutt sikre beviser for at forkastninger har funnet sted langs dem.

Etter at feltarbeidet var avsluttet og kartene ferdigtegnet, har det lyktes å få flyfotografier med stereoskopisk dekning over hele feltet i målestokk ca. 1 : 50 000. Ved hjelp av disse fotografiene og stereoskop har jeg tatt ut en rekke sannsynlige forkastningslinjer og knusningssoner.

Disse studiene av flyfotografiene ble utført i januar—februar 1964, og det har ikke vært anledning til å kontrollere resultatene ved befaringer i marka. Derfor er de sannsynlige forkastningslinjer og knusningssoner som er funnet ved hjelp av flyfotografiene, ikke inntegnet på de geologiske kartene, men er inntegnet på et separat kart, se fig. 9.

Slike forkastningslinjer og knusningssoner som en kan ta ut ved hjelp av flyfotografier og stereoskop, trer fram i terrenget som markerte kløfter og forsenkninger som kan følges mer eller mindre rettlinjet over lengre avstand.

I et kupert, skogdekket terreng er det ofte vanskelig å få øye på disse mens en er ute i marka, da det ikke lar seg gjøre å få oversikt over et stort nok område på en gang.

Ved sammenlikning av fig. 9 og de geologiske kartene ser en at de store sjakkbrettalbitiserte breksjene ikke trer særlig tydelig fram som knusningssoner på flyfotografiene. Grunnen til dette må for en stor del være at de sjakkbrettalbitiserte breksjebergartene ofte dekker store arealer, f. eks. i Svartfjell og vest for Høgås—Hovdekollen. Derfor vil disse ikke eroderes ned til markerte kløfter.

Den markerte knusningssonen som er inntegnet på fig. 9, og som går i retning SSV—NNØ 3—400 m vest for Bjørndalstjern og ca. 300 m vest for det trigonometriske punktet på Sæteråsen og videre mot NNØ litt øst for Hovdeskaret, følger således bare et kort stykke i området vest for toppen av Sæteråsen den markerte sjakkbrettalbitiserte breksjen som går her. Denne knusningssonen, som er inntegnet på fig. 9, er den tidligere omtalte, sterkt skapolitiserte breksjen som på det geologiske kartet er inntegnet som en sannsynlig forkastning gjennom amfibolitten i dalen ca. 500 m SV for Svenskekastet.

Videre ser en av fig. 9 at flere av de forkastningene som er antydnet på de geologiske kartene, trer fram som markerte, langstrakte forsenkninger som sannsynligvis må representere større forkastninger. Dette gjelder særlig flere av de sannsynlige knusningssonene som går i retning omkr. NØ—SV.

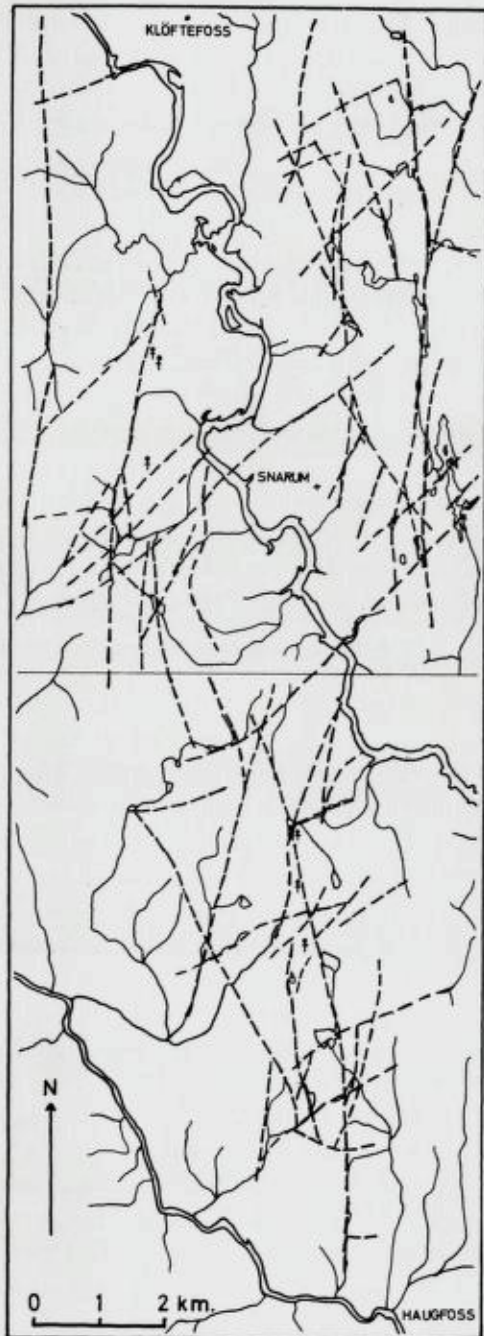


Fig. 9. Sannsynlige forkastninger, tatt ut ved hjelp av flyfotografier. *Wahrscheinliche Störungen, die Luftbildern entnommen sind.*

Det markerte, grovt sett øst—vestgående skillet mellom kvartsitt i syd og sillimanitglimmerskifer, sillimanitgranitt og amfibolitt i nord ved Damtjern på Snarums vestsida kan godt skyldes forkastninger langs de to sydligste, temmelig markerte NØ—SV-gående knusningssonene som går her. Den ene av disse finnes antagelig igjen på østsida av Snarumselva der den går mot NØ like nord for Fotstå.

De antatte, på fig. 9 inntegnede knusningssonene som stort sett følger bergartenes strøkretning, dvs. omkr. N—S, kan skyldes smale drag av svakere bergarter som lar seg lettere erodere enn sidebergartene.

Den lange N—S-gående forkastningen gjennom Sandungen er imidlertid påvist som mylonittiserte eller intenst forskifrete soner og derfor inntegnet på det geologiske kartet.

Studiet av flyfotografiene tyder imidlertid på at denne forkastningen ikke er helt riktig inntegnet på det geologiske kartet hvor den er inntegnet som en enkelt forkastning. På flyfotografiene ser det ut til at det dreier seg om flere, stort sett parallelle knusningssoner og at knusningssonen i vestsida av Sysle derfor ikke er den samme som den som går gjennom Sandungen.

Den N—S-gående forkastningen gjennom Dypingdalen kunne på flyfotografiene følges fra nord for Liaæset til syd for Asketjern.

Som fig. 9 viser, er det de omkring NØ—SV-gående forkastningslinjene og knusningssonene som sterkest særpreger det kartlagte området. Disse skjærer tydelig de observerte strøkretninger for bergartene, og det kan derfor være liten tvil om at det dreier seg om virkelige forkastningslinjer eller knusningssoner.

Den andre hovedretningen i det tektoniske mønsteret som fig. 9 viser, er omkring N—S til NNV—N — SSØ—S. Disse går stort sett parallelt med de observerte strøkretningene for bergartene og må derfor til dels bli å anse for mer tvilsomme forkastningslinjer og knusningssoner enn de som tydelig skjærer bergartenes strøkretninger.

Foldingstektonikk og stratigrafi.

På grunnlag av det geologiske kartbildet og de målte strøk- og fallobservasjoner er det mulig å ta ut en del mer eller mindre sikre bergartsfolder. Likeledes ser det ut til at det er mulig å sette opp en viss stratigrafi for en del av de bergartene som sannsynligvis er opprinnelige sedimentære bergarter.

Den mest markerte bergartsfold i det kartlagte området er den tyde-

lige ombøyningen som en kan følge i kvartsitt og i sillimanitgranitt i sydskråningen av Fotstå på det nordlige kartbladet. Under kartleggingen har jeg i detalj gått opp grensene for disse bergartene gjennom hele ombøyningen. Det har imidlertid ikke vært mulig å finne foldingsaksens retning. Muligens står den meget steilt.

Bergartene i denne ombøyningen er antagelig den viktigste nøkkelen til stratigrafien i det kartlagte området. Mer om dette seinere.

Strøk- og fallmålinger i kvartsitten langs Kvernelva og i området nord og nordvest for Sæteråsen på det nordlige kartbladet tyder på at kvartsittmassivet i Sæteråsen bøyer av mot vest og videre mot syd langs Kvernelva. På grunn av det sterkt overdekkete terrenget her er imidlertid denne slutningen meget usikker.

Det geologiske kartbildet i området Høgtesåsen—Sperråsen—Damtjern på Snarums vestsida tyder på at båndgneisene, sillimanitglimmerskifrene og sillimanitgranittene her ligger i en fold som åpner seg mot nord.

Strøk- og fallmålingene i dette området tyder på at bergartene ligger i en synklinal med en foldingsakse som heller mot nord. Foldingsaksens hellning synes å være størst ved Høgtesåsen og blir mindre lengre syd.

I søndre del av Sperråsen er foldingsaksene for flere småfolder målt. Disse heller med omkring 30° mot nord, men disse behøver ikke å falle sammen med foldingsaksen for den store folden i dette området.

På grunn av de markerte forkastningene i retning NØ—SV ved Damtjern lar det seg ikke gjøre ved hjelp av de hittil foretatte undersøkelser å følge den sannsynlige folden videre sydover på den andre sida av forkastningene.

På det sydlige kartbladet har det ikke latt seg gjøre å komme fram til en noenlunde sikker foldingstektonikk. Enkelte hypoteser vil bli nevnt under diskusjonen om stratigrafien av bergartene.

Småfolder er det sjeldent å se i bergartene i hele det kartlagte området. I sillimanitglimmerskifrene og sillimanitgranittene er det imidlertid ikke sjeldent å finne kvarts-sillimanitlinser som står diskordant mot bergartenes bånding slik som i sillimanitgranitten like øst for Damtjern (foto 6 og 7) og i Sperråsen (foto 8).

Begge disse stedene foruten i vestkråningen av Fotstå er slike skrånstilte kvarts-sillimanitlinsers stilling i forhold til bergartsbåndingen målt.

Når disse observasjonene brukes til tektoniske analyser på samme

måte som «drag-folds» som omtalt under kapitlet om sillimanitgranitene, understøtter de uten unntak de nevnte foldingsstrukturene som er tatt ut ved hjelp av kartbildet og de observerte data for bergartenes strøk og fall.

Hvis en skal forsøke å sette opp en stratigrafi over en del av bergartene i området, må en forsøke å tenke seg et forenklet kartbilde.

For det første må en tenke seg fjernet alle bergarter som sannsynligvis ikke er sedimentære.

For den etterfølgende betraktning tenker jeg meg foreløpig et kartbilde der alle amfibolitter, gabbroer og pegmatitter er fjernet. Videre gjør jeg den forenkling at alle bergarter som er avsatt på kartene som glimmerskifer, slås sammen med kvartsittene, da disse bergartene kan ha helt gradvise overganger i hverandre i strøkretning. Således er overgangen mellom kvartsittmassivet i Sæteråsen vest for Skuterudtjern og glimmerskiferen like østafør helt gradvis. Likeledes kan det neppe være tvil om at glimmerskiferdraget som fortsetter mot syd der dette kvartsittmassivet slutter nordvest for Hogget, egentlig er samme bergarts-serien som kvartsitten nordafør, men som her er blitt vesentlig mer glimmerholdig.

Sillimanitglimmerskifer og sillimanitgranitt slås sammen til en bergart som kan betegnes som sillimanitglimmerskifer, da det er overveiende sannsynlig at sillimanitgranitt er dannet av plagioklasholdig sillimanitglimmerskifer ved kaliummetasomatose.

Alle bergartene i båndgneisområdene slås sammen til en bergartsgruppe som kan kalles båndgneiser, og som hovedsaklig består av de bergartene som på kartene er kalt båndgneiser, foruten diorittiske og kvartsdiorittiske gneiser og granatgneiser.

Glimmerskifrene, sillimanitgranittene og kvartsittene lengst sydøst på nordre kartblad er ikke forsøkt tatt med i den stratigrafiske oversikten.

Forenklete profiler gjennom det kartlagte området er tegnet inn på fig. 10. I disse profilene — som alle går øst—vest — er det bare tatt med de bergarter som det er mest naturlig å anta er opprinnelige sedimenter (unntatt båndgneisene hvor også opprinnelige eruptivbergarter kan inngå).

Profilene er lagt slik: Profil nr. 1 gjennom øvre del av Dypingdalen, nr. 2 gjennom Fotstå med Snarumselva som vestre begrensnig, nr. 3 gjennom Langerudbruddene med anthofyllitbergarten like på øst-

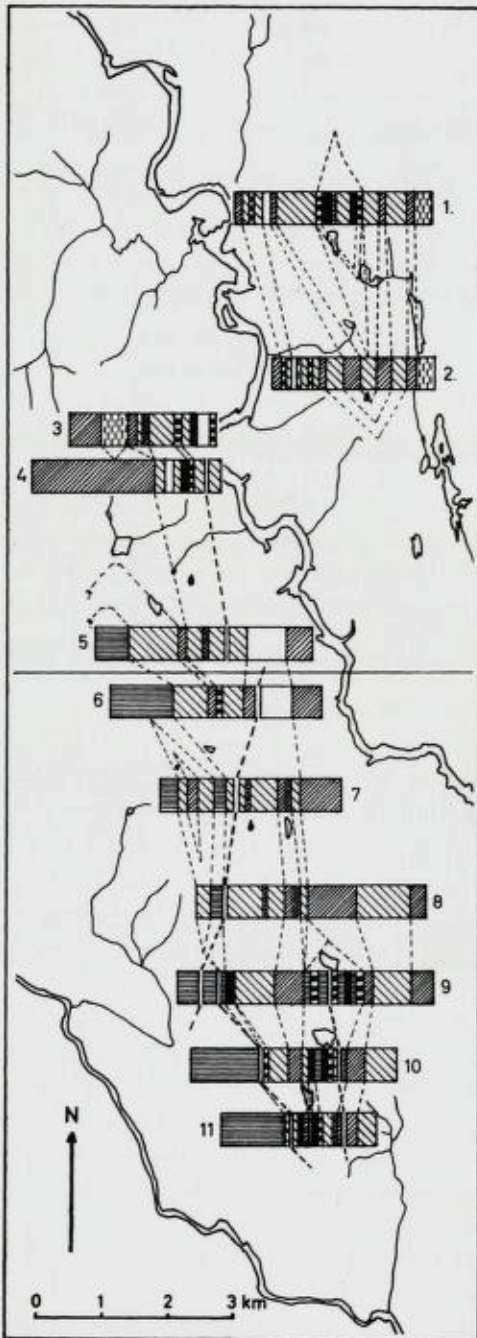


Fig. 10. Forenklete øst—vest-gående profiler gjennom deler av det kartlagte området.

I profilene er bare de bergartene tatt med som mest sannsynlig er opprinnelige sedimentære bergarter.

Vereinfachte Ost—West-Profile durch Teile des kartierten Gebietes. In den Profilen sind nur die Gesteine enthalten, die wahrscheinlich ehemalige sedimentäre Gesteine sind.

sida av Snarumselva som østre begrensning, nr. 4 gjennom Nesbruddet med Snarumselva som østre begrensning, nr. 5 gjennom Djupdalsskjerpet sør for Hovdekollen og med Snarumselva som østre begrensning, nr. 6 gjennom Buaråsen, nr. 7 like nord for Skuterudtjern, nr. 8 gjennom Bjørndalstjern, nr. 9 like syd for Butjern, nr. 10 like syd for Overentjern og nr. 11 like syd for Tingelstادتjern.

Hvis en ser på folden i Fotstå — forenklet gjengitt i profil 2 på fig. 10 — ser en at innerst i folden står kvartsitt, deretter følger sillimanitglimmerskifer og så kvartsitt igjen.

Folden åpner seg mot nord, og det store kvartsittmassivet i Sæteråsen og øst for Dypingdal tilhører sannsynligvis kvartsitten som står innerst i folden i Fotstå. Dette er imidlertid noe usikkert på grunn av den markerte forkastningen som går i retning SV—NØ like nord for Fotstå (se fig. 9).

Hvis folden fortsetter nordover forbi forkastningen, er det sannsynlig at magnesit-serpentinforekomstene i Dypingdal ligger innerst i folden. Men før jeg forsøker å forklare forholdene her, kan det være nyttig å sammenlikne de forskjellige magnesit-serpentinforekomstene og deres nærmeste omgivelser.

Som nevnt under kapitlet om magnesit- og serpentinbergartene viste det seg under detaljundersøkelsene av disse bergartene at det påfallende

← TEGNFORKLARING (Zeichenerklärung):

- | | |
|---|--|
|  | Rombisk amfibol-cordieritbergarter
Cordieritgesteine mit rhombischem Amphibol |
|  | Magnesit- og serpentinbergarter
Magnesit- und Serpentin-gesteine |
|  | Båndgneiser
Gebänderte Gneise |
|  | Kvarts-flogopit-hematitskifer
Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer |
|  | Sillimanitglimmerskifer (med fahlbånd)
Sillimanitglimmerschiefer (mit Fahlbånd) |
|  | Kvartsitt
Quarzit |
|  | Overdekket
Bedeckt |
|  | Forkastning
Störung |

ofte står en anthofyllitholdig kvartsitt på den ene sida av magnesit-serpentinlaget, men ikke på den andre sida. I denne kvartsitten, som ofte også er cordieritførende, avtar anthofyllitmengden raskt, slik at bergarten etter ofte bare få meter fra magnesit-serpentinlaget går over til å bli en vanlig kvartsitt.

På grunn av sterk overdekning er det ikke alltid at sidebergartene til magnesit-serpentinforekomstene er blottet på begge sider, men noen steder kan en se begge sidebergartene.

På det nordlige kartbladet er den ene sidebergarten i flere tilfeller sjakkbrettalbitiserte breksjebergarter, så disse gir ingen opplysninger av verdi om stratigrafien.

På det sydlige kartbladet derimot er kvarts-flogopit-hematitskifer påfallende ofte den ene sidebergarten. I noen tilfeller står denne bergarten på begge sider av magnesit-serpentinforekomstene, men da går et drag av anthofyllit- og cordieritholdig kvartsitt ikke langt unna på den ene sida av forekomsten.

Disse observasjonene var de første som pekte mot at magnesit-serpentinforekomstene måtte ligge i et bestemt stratigrafisk nivå i bergartene.

I Dypingdal ligger anthofyllitholdig kvartsitt inn mot kvartsitten i vestre dalside foruten syd for begge forekomstene.

Anthofyllit ligger også ved sydvestsida av Vranken og nordover fra nordvestsida av Vranken inn mot kvartsittmassivet i nordøst. Videre finnes mindre blottninger av anthofyllit nordover fra Dypingdal mot Liaæset og derfra et stykke mot nordvest.

Kvartsittmassivet like øst for nordenden av Dypingen ligger omgitt av en rekke blottninger av anthofyllit. Denne kvartsitten skiller seg ut fra kvartsitten i Sæteråsen og fra kvartsittmassivet nordøst for Dypingdal ved at den inneholder cordierit og en nærmest fargeløs turmalin i relativt store mengder. Begge disse mineralene er karakteristiske for kvarts-flogopit-hematitskifrene. Flogopit- og hematitinnholdet er imidlertid betydelig mindre enn i de typiske kvarts-flogopit-hematitskifrene på det sydlige kartbladet.

Men kvartsittmassivet øst for nordenden av Dypingen har imidlertid så stor likhet med kvarts-flogopit-hematitskifrene at jeg ikke holder det for usannsynlig at det dreier seg om samme bergart. Dessuten er en mindre blottning av en bergart som har ennå større likhet med kvarts-flogopit-hematitskifrene, funnet i Dypingdal like nord for dette kvartsittmassivet.

Hvis disse antagelsene er riktige, ser det ut til at området mellom

Vrangen og Dypingdal representerer innerste del av folden som det geologiske kartbildet viser i Fotstå. Kvartsittlaget som representeres av kvartsitten innerst i folden i Fotstå, danner en fold der vestre gren er kvartsitten som kan følges fra litt vest for Vrangen mot nord gjennom Sæteråsen, og østre gren gjennom østenden av Vrangen (på det geologiske kartet betegnet som glimmerskifer) og videre mot nord og NNV som det store kvartsittmassivet øst for øvre del av Dypingdal og øst for Liaæset.

Fra øvre del av Dypingdal og videre mot NNV er folden presset sammen slik at begge grenene av kvartsitten for en stor del kommer i kontakt med hverandre.

Inne i denne «lommen» som kvartsittgrenene danner i området Vrangen—Dypingdal kommer først anthofyllitholdig kvartsitt, så magnesit-serpentinbergarter og innerst (og temmelig tvilsom) en omdannet kvarts-flogopit-hematitskifer.

Den stratigrafien jeg her har kommet fram til, blir derfor:

Kvarts-flogopit-hematitskifer
 Magnesit-serpentinbergarter
 Rombisk amfibol-cordieritbergarter
 Kvartsitt
 Sillimanitglimmerskifer
 Kvartsitt

På fig. 10 er sammenhengen mellom de forskjellige bergartene i profilene 1 og 2 antydnet med stiplede linjer. Likeledes er folden i Fotstå antydnet og likeså sammenklemmingen av folden nord for Dypingdal.

I Dypingdal er kvarts-flogopit-hematitskiferen temmelig tvilsom, men ved de fleste magnesit-serpentinforekomstene på det søndre kartbladet er den en realitet.

I østre del av profil 1 og 2 ser en at øst for kvartsitten som står nederst i den stratigrafiske serien, kommer en noe tvilsom sillimanitglimmerskifer. Deretter kommer båndgneisene.

Hvis en tenker seg synklinalen på Snarums vestsida fortsatt mot syd forbi Damtjern, kan det tenkes at kvartsittmassivet syd for Damtjern ligger i en synklinal med foldingsakse som heller svakt mot syd, og med en vestre gren av folden vest for det kartlagte området som antydnet nord for profil 5 på fig. 10. Inne i folden kommer så kvarts-flogopit-hematitskifer, deretter — som antydnet vestligst på profil 7 og 8 — først kvartsitt, så sillimanitglimmerskifer.

På fig. 11 har jeg trengt sammen profilene 8, 9, 10 og 11 og tatt med båndgneisene østligst i det kartlagte området på søndre kartblad og laget et øst—vestgående, sterkt skjematisk vertikallprofil (noe forstørret fra fig. 10). På figuren har jeg også forsøkt å antyde en foldingsstruktur, men hele profilet er en meget usikker hypotese.

Måling av slepfolder på to steder i det stratigrafiske nivå som svarer til punktet A på fig. 11 understøtter en slik foldingshypotese, men dette er selvfølgelig et altfor svakt grunnlag for hypotesen.

Jeg har imidlertid lagt inn vestre og østre fahlbånd på profilet. Vestre fahlbånd går i en sillimanitglimmerskifer som alle steder hvor gruver finnes i det, grenser mot en temmelig ren kvartsitt i øst.

Hele den stratigrafiske serien i området blir følgende, der de deler av serien som jeg anser for å være de sikreste, er framhevet i *kursiv*:

Sillimanitglimmerskifer
 Kvartsitt
Kvarts-flogopit-hematitskifer
Magnesit-serpentinbergarter
Rombisk amfibol-cordieritbergarter
 Kvartsitt
 Sillimanitglimmerskifer (med vestre fahlbånd)
 Kvartsitt
 Sillimanitglimmerskifer
 Båndgneiser

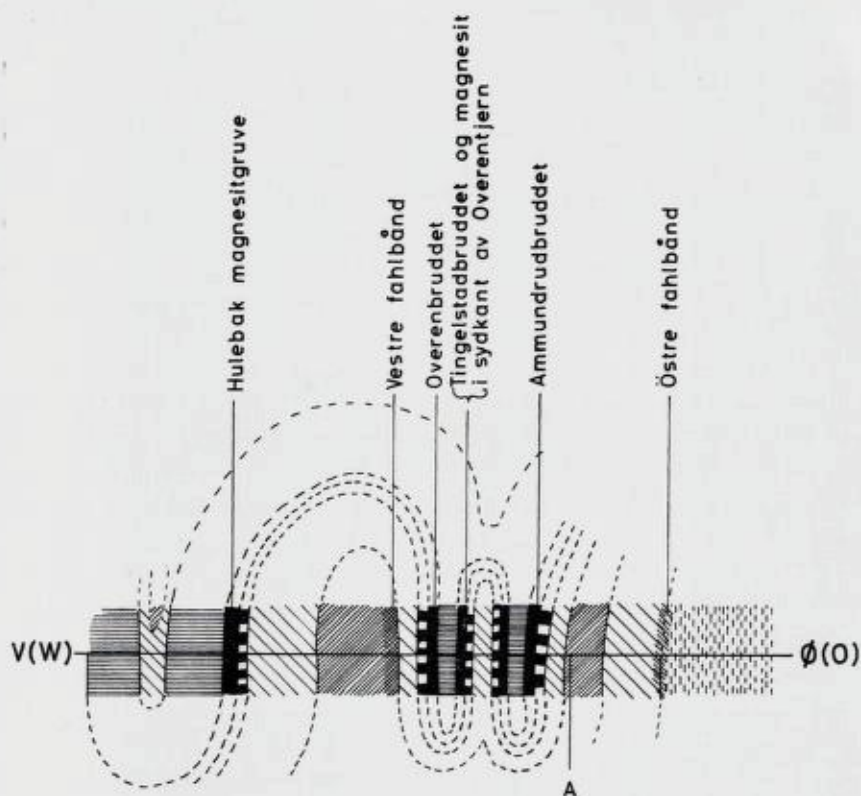
Hvilke bergarter som er eldst, har jeg ingen formening om.

Etter hva jeg vet hittil, er jeg tilbøyelig til å anta at magnesit-serpentinbergartene er omdannede dolomittiske bergarter.







At havsedimenter inngår i serien tyder også de bor- og jernrike kvarts-flogopit-hematitskifrene på. Kvartsittene og sillimanitglimmerskifrene inneholder dessuten også mye bor (i turmalin).

Fig. 11. Snitt øst—vest gjennom hypotetiske bergartsfolder tegnet på grunnlag av profilene 8, 9, 10 og 11 i fig. 10. ➤

Schnitt Ost—West durch hypothetische Gesteinsfalten, die auf Grund der Profile 8, 9, 10 und 11 in Fig. 10 konstruiert wurden.



TEGNFORKLARING (Zeichenerklärung):

-  Rombisk amfibol-cordieritbergarter
Cordieritgesteine mit rhombischem Amphibol
-  Magnesit- og serpentitbergarter
Magnesit- und Serpentinegesteine
-  Båndgneiser
Gebänderte Gneise
-  Kvarts-flogopit-hematitskifer
Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer
-  Sillimanitglimmerskifer (med fahlbånd)
Sillimanitglimmerschiefer (mit Fahlbånd)
-  Kvartsitt
Quarzit

ZUSAMMENFASSUNG

Das kartierte Gebiet ist ein Teil des Modumgebietes. Das Modumgebiet ist der nördlichste Teil der von Arne Bugge sogenannten Kongsberg-Bambleformation.

Die Gesteine im Modumgebiet haben viele Gemeinsamkeiten mit den Gesteinen im Bamblegebiet — vom Oslogebiet im NO bis Tvedestrand in SW —, während mit den Gesteinen im Kongsberggebiet weniger Gemeinsamkeiten vorhanden sind. Diese Verhältnisse wurden von Arne Bugge, Jens A. W. Bugge und anderen, die in diesen Gebieten gearbeitet haben, nachgewiesen. Im Laufe meiner Arbeit konnte ich die Ergebnisse dieser früheren Untersuchungen bestätigen.

Die Gesteine des Modumgebietes haben am südlichen Ende ein Streichen, das südlich bis ein wenig östlich verläuft. Sie haben steiles Einfallen. Nördlich von Hokksund keilen sie bis an die Grenze des Oslogebietes aus (oder sie setzen unter den Gesteinen des Oslogebietes fort).

Es ist wahrscheinlich, dass die Gesteine des Modumgebietes nördlich des kartierten Gebietes fortsetzen, und zwar vorzugsweise an der Ostseite des Snarumflusses und des Binnensees Kröderen. Die Ausdehnung in nördlicher Richtung ist aber noch unbekannt.

In der folgenden Beschreibung der Gesteine werden auch die metasomatischen Prozesse diskutiert, die die Gesteine durchgemacht haben.

Amphibolite und Olivingabbros.

Ein grosser Teil der Gesteine in dem kartierten Gebiet sind Amphibolite. Ausser den Gebieten, die als Amphibolite in den Karten eingetragen sind, treten in den gebänderten Gneisen noch schmale, bis zu 10–20 m breite Amphibolitbänder auf.

Ein bestimmter Typus Albit-Amphibolgestein, den man als Amphibolit bezeichnen könnte, wurde wegen seiner nahen genetischen Verbindung mit den Albitgesteinen auf den Karten als eigenes Gestein ausgedehnt.

Wie man aus den geologischen Karten ersehen kann, haben einige der grösseren Amphibolitmassive Kerne von Gabbro und Olivinggabbro. Diese Gabbro- und Olivinggabbrogesteine sind immer mehr oder weniger uralitisiert. In den wenig umgewandelten Olivinggabbros hat der Olivin gegen den Plagioklas eine doppelte Korona, zunächst einen Hypersthenrand, und dem Plagioklas zugewandt einen Rand von spinellhaltigem monoklinem Pyroxen.

Die Magnetit- und Ilmenitkörner haben gegen den Plagioklas meistens eine einfache Korona von braunem Amphibol. Nach dem Plagioklas zu hat diese Amphibolkorona manchmal einen Rand von Granat.

In den am wenigsten umgewandelten Teilen der Gabbros und Olivinggabbros weist der Plagioklas einen ausgeprägten Zonarbau auf. Dies ist bei einem der am wenigsten umgewandelten Olivinggabbros von Högås der Fall. Dort hat der äussere Plagioklasrand einen An-Gehalt von 56 %, der Kern von 74 %. Nicht alle Plagioklaskörner im gleichen Gestein sind gleich stark zonargebaut.

Fig. 2 zeigt einen typischen Schnitt durch einen Amphibolit im zentralen Bereich des Olivinggabbros. Das Profil verläuft in Ost—West-Richtung durch den trigonometrischen Punkt von Högås. Am östlichen Ende des Profils, bei Punkt 1, steht ein homogener Amphibolit mit einem schwach zonaren Plagioklas mit bis zu 58 % An an. Der Amphibolit hat eine grüne, teils mesostatische Hornblende, die wahrscheinlich pseudomorph nach Pyroxen ist. Ausserdem hat das Gestein einen geringen Erz- und Granatgehalt.

Nach Westen zu geht das Gestein allmählich in einen Olivinggabbro über. Bei 3 auf dem Profil finden wir ein typisches Beispiel eines solchen Gesteins. Das Gestein führt hier folgende Minerale: diopsidischen Pyroxen, Olivin mit doppelter Korona, zonaren Plagioklas (etwa 50 %) mit etwa 56 % An bis 74 % An; die zentralen Teile der Plagioklaskörner haben die höchsten An-Gehalte.

Das makroskopische Aussehen gleicht W. C. Bröggers Beschreibung der typischen Hyperite im Kragerögebiet: »Macroscopically the typical hyperites of the Kragerö region are commonly of a dark brownish-violet colour, medium-grained, more seldom coarse-grained or fine-grained, with »ophitic« structure owing to the lath-form of the predominant mineral, a basic plagioclase (mostly a labradorite).«

Der Olivingehalt im Gestein ist etwa 10 %, und die Koronamineralie um die Olivinkörner betragen zusammen etwa 20 % des Gesteins.

Entlang feinen Spalten in den Olivinkörnern sitzen kleine Magnetitkörner.

Der diopsidische Pyroxen hat eine mesostatische Struktur. In diesem Pyroxen sind kleine, dünne und kurze, dunkelbraune Erzlamellen – wahrscheinlich Ilmenit – abgesondert. Der Diopsidgehalt beträgt etwa 20 %.

Weiter westwärts bis zum Punkt 4 ist das Gestein ein Granatamphibolit mit etwas wechselndem Aussehen. Es ist ziemlich grobkristallin mit bis zu 2 cm langen Hornblendekristallen. Von Punkt 4 aus und nach 5 und 6 zu ist das Gestein Olivingabbro wie im Punkt 3.

Etwa bei Punkt 7 geht das Gestein wieder in Amphibolit über und ist hier etwas kieshaltig mit rostbrauner Verwitterungsfarbe. Der gesamte Olivin ist in Koronamineralen umgewandelt. Der An-Gehalt der Plagioklase beträgt bis zu etwa 70 %.

Bei Punkt 8 ist der Plagioklas noch zonar mit einem An-Gehalt bis zu 63 %. Das Gestein hat eine grüne, schwach biotitisierte und chloritisierte Hornblende und hat keine Reste von Koronabildungen. Einige dünne Skapolithadern durchsetzen es. Die Grenze gegen unreinen Quarzit bei 9 ist scharf.

An der Nordseite des Knatten im gleichen Amphibolitmassiv hat der Amphibolit einige Bänder mit Plagioklasporphyroblasten, die in einigen Fällen Querschnitte bis zu 15 cm erreichen können (Photo 1 und 2).

Der Plagioklas in den Porphyroblasten ist nicht zonar gebaut und wurde in einem Fall als Labrador mit 69 % An bestimmt, während der Plagioklas in der Grundmasse zonar ist, mit einem An-Gehalt von etwa 47 % in den zentralen Teilen der Plagioklaskristalle.

In den grossen Amphibolitmassiven zeigen die Hornblendekristalle oft keine oder nur sehr schwache Parallelorientierung. Die meisten Amphibolite haben wenig Glimmerminerale, einige aber können ziemlich viel Biotit enthalten; diese letzteren Amphibolite sind deutlich schieferrig. Die Schieferung der Amphibolite verläuft meistens parallel der Schieferung der angrenzenden Gesteine.

Ganz wenige der Amphibolite führen Anthophyllit. Sehr viele Amphibolite, sowohl die grossen wie die kleinen, haben einen oft ziemlich hohen Gehalt an Granat. Am südlichen Abhang des Hogget, der aus Amphibolit besteht, gibt es Bereiche mit bis zu kopfgrossen Granataggregaten.

Die Amphibolite haben meistens nur geringe Mengen Erzminerale.

Das Erz ist in den meisten Fällen Hämatit. In einigen Teilen der grösseren Amphibolitmassive tritt aber so viel Magnetit auf, dass er störend auf die Kompassnadel wirkt.

Die Erzminerale in den Gabbro- und Olivingabbro-Gesteinen sind meistens Magnetit und Ilmenit und ein wenig Kies, vorzugsweise Magnetkies und Pyrit. Ein geringer Apatitgehalt kommt immer in diesen Gesteinen vor.

In einigen Gebieten, vorzugsweise entlang den Zerrüttungszonen, sind die Amphibolite teils stark skapolithisiert. Diese skapolithisierten Zonen werden später behandelt.

Dicht südwestlich von Skarstjern liegt ein stark uralitisierter und skapolithisierter Norit. Andere Norite wurden im Kartierungsgebiet nicht gefunden.

Sillimanitglimmerschiefer und Sillimanitgranite.

Dieselben Typen Sillimanitglimmerschiefer, die ich hier beschreibe, sind früher von mehreren Autoren behandelt worden. So werden sie von W. C. Brögger aus dem Kragerö-Gebiet als »nodular or lenticular quartzite« genannt und im Gebiet der Kobalt-Gruben in Modum von Jens A. W. Bugge als »muscovite-sillimanite-biotite gneiss« und von Ivan Th. Rosenqvist als Turmalin-Sillimanit-Glimmerschiefer bezeichnet.

Sillimanitgranit wird von W. C. Brögger und Jens A. W. Bugge als »nodular granite« bezeichnet. Die Bezeichnungen Sillimanitgranit und Sillimanit-Augengranit wurden früher ebenfalls benutzt.

Die Sillimanitglimmerschiefer, die ich untersuchte, haben fast alle einen höheren oder geringeren Gehalt an saurem Plagioklas. Mikroklin ist in diesen Gesteinen ebenfalls recht häufig.

Bei zunehmendem Mikroklingehalt gehen die Sillimanitglimmerschiefer allmählich in Sillimanitgranite über, die an solchen Stellen Übergänge in echte Granite zeigen, wo der Gehalt an Quarz-Sillimanitlinsen allmählich abnimmt.

In einigen Gebieten sieht man, wie Sillimanit-Glimmerschiefer in der Richtung des Streichens in Sillimanitgranit übergeht.

Im Sillimanitglimmerschiefer sind die Quarz-Sillimanitlinsen meistens kleiner als in den Sillimanitgraniten; sie kommen aber in grösserer Anzahl vor. Wenn man von der Grösse und der Anzahl der Quarz-

Sillimanitlinsen absieht, weisen die Linsen in Aussehen und mineralogischer Zusammensetzung wenig Änderungen auf, sie reichen von echtem Sillimanitglimmerschiefer bis zu typischen Sillimanitgraniten.

In stark gepressten Gesteinen können die Quarz-Sillimanitlinsen oft zu dünnen Platten ausgepresst oder nur entlang der einen Linsenachse gestreckt sein. Die zwei längsten Achsen der Quarz-Sillimanitlinsen liegen meistens in einer Ebene, die parallel der Schieferung der Gesteine verläuft.

Einige der Sillimanitgranite sind etwas gebändert, mit der Bänderung parallel der Bänderung und Schieferung der angrenzenden Gesteine. In einigen dieser gebänderten Sillimanitgranite verlaufen die Ebenen der beiden längsten Achsen in den Quarz-Sillimanitlinsen deutlich diskordant zu dieser Bänderung (Photo 6 und 7).

Wo Spezialfaltungen in den angrenzenden Gesteinen zeigen, welche Bewegungen diese Gesteine durchgemacht haben, hatten diese Bewegungen immer solche Richtungen, dass man die Schrägstellung der Quarz-Sillimanitlinsen — wie man in Photo 6 und 7 sieht — durch schwache Scherbewegungen in früher mehr kugelförmigen Quarz-Sillimanitlinsen erklären kann, wie in Photo 8 angedeutet ist.

Die Quarz-Sillimanitlinsen bestehen aus Bündeln und Einzelnadeln von Sillimanit, die ganz von Quarz umwachsen sind, und wo die grössten Sillimanitbündel meistens an der Grenze zwischen zwei Quarzindividuen liegen.

In wenig gepressten Linsen sind die Sillimanitbündel oft gebogen und fächerförmig, während Einzelnadeln und Bündel von Sillimanit in gepressten Linsen mehr oder weniger parallel der Längsrichtung der Linsen liegen. In solchen gepressten Linsen sind auch die Quarzindividuen oft langgestreckt (Photo 16).

Entlang den Linsenrädern und besonders an den Enden, wo die Linsen auskeilen, findet sich oft Muskovit, der teilweise aus Sillimanit gebildet sein muss. Photo 9 zeigt deutlich Muskovit, der auf Kosten der Sillimanitnadeln und des Quarzes gebildet ist. Im Inneren des Muskovitkristalls kann man Sillimanitreste sehen. Hier muss der Sillimanitgehalt zu gross gewesen sein, um allen Sillimanit zur Muskovitbildung zu verbrauchen.

Turmalin kann man in diesen Gesteinen dann und wann sehen, vorzugsweise in den Sillimanitbündeln. Photo 10 zeigt einen Turmalinkristall, der deutlich ein Sillimanitbündel verdrängt hat. Photo 11 zeigt einen Turmalinkristall mit Sillimanitresten im Inneren. Hier muss der

Sillimanitgehalt zu gross gewesen sein, um vollständig zur Turmalinbildung verbraucht zu werden.

Als eine Seltenheit kann man Sillimanit in Mikroklin finden. Photo 12 zeigt Sillimanitnadeln in einem Mikroklinkristall. Nichts deutet hier darauf, dass der Mikroklin auf Kosten des Sillimanits gebildet ist.

Um die Erklärung der metasomatischen Prozesse zu vereinfachen, die in den Sillimanitglimmerschiefern und in den Sillimanitgraniten stattgefunden haben, ist es vorteilhaft, diese Gesteine nach der Zusammensetzung der Grundmasse zwischen den Quarz-Sillimanitlinsen in folgende vier Gruppen einzuteilen:

- I. Grundmasse ohne Feldspat. Die Grundmasse besteht hier aus Quarz und Biotit, der teils etwas chloritisiert ist, sowie Muskovit, der teils entlang den Linsenrändern und in der Verlängerung der Linsen und teils als kurze und schmale Bänder in der Grundmasse verstreut liegt. Sonst sind Turmalin und Zirkon recht häufig und in den Fahlbändern auch Erz.
- II. Grundmasse mit Plagioklas aber ohne Mikroklin. Sonst ein Inhalt ungefähr wie in Gruppe I.
- III. Die Grundmasse hat geringe Gehalte von Plagioklas und Mikroklin. Sonst wie in Gruppe I. Eine Grundmasse wie in Gruppe III ist in den Sillimanitglimmerschiefern am häufigsten.
- IV. Granitische Grundmasse.

In der Grundmasse in den Gruppen III und IV kommt der Mikroklin immer mit mehr oder weniger sericitisierten Plagioklasresten mit Myrmekit vor. Die Plagioklasreste haben meistens eine albitreichere Randzone gegen den Mikroklin, aber nicht gegen den Biotit und den Quarz (Photo 13).

Die Gesteine der Gruppen I, II und III sind in den Karten als Sillimanitglimmerschiefer und die Gesteine der Gruppe IV als Sillimanitgranit eingetragen.

An mehreren Stellen im Arbeitsgebiet sieht man, wie Sillimanitglimmerschiefer in der Streichrichtung stufenlos in Sillimanitgranit übergeht. Dies ist besonders deutlich am westlichen Abhang von Fotstå und etwa 500 m NW von Damtjern in Snarum.

Über die Bildungsweise der Sillimanitglimmerschiefer und der Sillimanitgranite sind mehrere Hypothesen aufgestellt worden. Im norwegischen Teil dieser Arbeit sind kurze Referate einer Auswahl dieser Hypothesen — teils als Zitate — enthalten.

Als Ergebnis meiner Untersuchungen schliesse ich mich der Vermutung von Brit Hofseth und Jens A. W. Bugge an, dass diese Gesteine aus aluminiumreichen Sedimenten entstanden, und dass Sillimanit oder möglicherweise früher Disthen, zusammen mit Quarz, als grössere und kleinere linsenförmige Körper auskristallisierte.

Weiter schliesse ich mich der Vermutung von Jens A. W. Bugge an, dass der Muskovit in einem späteren Stadium gebildet wurde. Er vermutet, dass kaliumhaltige Lösungen ins Gestein eindringen und mit Sillimanit und Quarz reagierten, wobei der Muskovit entstand.

Jens A. W. Bugge vermutet weiter, dass der Mikroclin durch die Reaktionen der kaliumhaltigen Lösungen mit Sillimanit und Quarz entstand. Meine Beobachtungen müssen aber dahingehend gedeutet werden, dass der Mikroclin in diesen Gesteinen durch die Reaktion des schon vorhandenen Plagioklases mit den eindringenden kaliumhaltigen Lösungen gebildet wurde. Der Sillimanit war bei den physikalisch-chemischen Verhältnissen während der Reaktionen offenbar stabil (Photo 12). Diese Beobachtungen deuten darauf, dass der Muskovit zu einem anderen Zeitpunkt als der Mikroclin gebildet wurde. Die Tatsache, dass der Plagioklas immer eine albitreichere Randzone gegen Mikroclin, aber nicht gegen andere Minerale hat, und dass die Plagioklasreste stark von Myrmekit durchsetzt sind, unterstützt auch die Hypothese, dass Mikroclin durch Verdrängung von Plagioklas entstand. Myrmekitbildung dieser Art wird gewöhnlich als Verdrängung von Plagioklas gedeutet.

Die mikroskopische Untersuchung hat weiter gezeigt, dass die Sillimanitgranite und die Sillimanitglimmerschiefer, die Mikroclin enthalten, immer auch grössere oder kleinere Reste von myrmekitisiertem Plagioklas mit albitreicherem Rand gegen Mikroclin haben, während die Sillimanitglimmerschiefer, die keine Spuren von Plagioklas haben, auch keinen Mikroclin enthalten. Diese Sillimanitglimmerschiefer ohne Plagioklas und Mikroclin enthalten sowohl Sillimanit als Muskovit, und der Muskovit erscheint auf eine Weise, die darauf deutet, dass er durch Verdrängung von Sillimanit und Quarz gebildet wurde.

Jens A. W. Bugge deutet die Sillimanitreste, die sich noch im Inneren der Quarz-Sillimanitlinsen befinden, als gepanzerte Relikte, die infolge der Reaktion der eindringenden kaliumhaltigen Lösungen mit dem Sillimanit am Aussenrand der Linsen entstanden und eine schützende Muskovithaut um die Linsen bildeten.

Ich meine aber, dass noch ein weiterer Faktor wirksam gewesen sein

kann, da es nicht unmöglich ist, dass die Quarz-Sillimanitlinsen analoge Eigenschaften wie in vorgespanntem Beton bekommen haben. Durch tektonische Bewegungen in den Gesteinen können die Sillimanitnadeln Spannungen unter der Elastizitätsgrenze des Sillimanits ausgesetzt gewesen sein, während der Quarz, in welchem die Sillimanitnadeln liegen, gleichzeitig partieller Auflösung in den Druckmaxima und Kristallisation in den Druckminima ausgesetzt war. Das Resultat ist dann, dass die Sillimanitnadeln in den Linsen unter konstanter Spannung stehen, so dass grössere mechanische Belastungen notwendig sind, um Spalten zwischen den Quarzkörnern mit viel Sillimanit zu öffnen, als ausserhalb der Quarz-Sillimanitlinsen, wo Sillimanitnadeln fast oder vollständig fehlen.

In einigen ziemlich seltenen Gesteinen liegen die Sillimanitnadeln in einer Grundmasse von Plagioklas, aber am Kontakt zum Sillimanit ist eine ganz dünne Haut von Quarz (Photo 17). Diese Gesteine haben nicht die typischen, im Feld gut erkennbaren Quarz-Sillimanitlinsen und sind darum in den Karten als Quarzite eingetragen. Der Gehalt an Quarz in diesem Gestein ist etwa 65 %.

Die wahrscheinlichste Erklärung dieser Erscheinungen ist, dass Na- und Ca-haltige Lösungen mit Quarz und Sillimanit reagierten, wodurch Plagioklas gebildet wurde, und dass die Reaktionen aus irgendeinem Grund nicht so weit abliefen, dass aller Sillimanit verbraucht wurde.

Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer.

Ein besonderer Typ Glimmerschiefer in dem kartierten Gebiet wird als Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer bezeichnet. Makroskopisch unterscheidet sich dieser Schiefer durch eine charakteristische, glänzend grauschwarze Farbe auf den Spaltflächen, die ihre Ursache im Gehalt an feinverteiltem Hämatit hat (Photo 18).

Das einzige Glimmermineral in diesen Gesteinen ist Phlogopit. Die anderen häufigsten Minerale sind Quarz, Cordierit und Turmalin. Der Turmalin ist hell gelbbraun bis hell braunoliv, und der Gehalt an Turmalin liegt meistens zwischen 1 und 5 %. Der Quarzgehalt liegt im Bereich 10 bis 60 %, am häufigsten um 40 %.

Stellenweise hat dieses Gestein einen rhombischen Pyroxen mit Zusammensetzung etwa Enstatit – Bronzit und oft Plagioklas, der gewöhnlich ein Oligoklas ist.

Sehr oft ist der Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer fein durchwebt von Albitadern. Dieser Albitgehalt kann sekundär sein, und die Albitbildung ist wahrscheinlich gleichzeitig mit der umfassenden Albitisierung in grossen Teilen des Kartierungsgebiets.

Stellenweise, besonders in einigen der albitisierten Bereiche, ist der Phlogopit in den Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefern in Talk umgewandelt.

Pegmatite.

Pegmatite mit den Hauptmineralen Quarz, Feldspäte und Glimmer treten in den meisten Gesteinen im kartierten Gebiet auf.

Plagioklas ist ein sehr häufiges Mineral in den Pegmatiten: von 78 untersuchten Pegmatiten enthielten 74 Plagioklas. Mikroklin dagegen wurde nur in einer geringeren Anzahl Pegmatite gefunden. Darum habe ich versucht, die Pegmatite teils nach der Zusammensetzung der Plagioklase einzuteilen und teils danach, ob sie Mikroklin enthalten oder nicht.

Unter den Kurven in Fig. 3 zeigt die ausgezogene Linie die Zusammensetzung der Plagioklase im Verhältnis zur Anzahl Pegmatite mit diesem Plagioklas. Die Punkte, durch welche die Linie gezogen ist, wurden dadurch gefunden, dass die Zusammensetzung im Bereich 0–2,5 % An und 2,5–5 % An u.s.w. zusammengerechnet und auf der Abszisse unter 0 % An und 2,5 % An, und unter 2,5 % An und 5 % An u.s.w. aufgetragen wurde.

Entlang der Ordinate ist die Anzahl Pegmatite mit diesen Plagioklaszusammensetzungen aufgetragen.

Die punktierte Linie zeigt, in wievielen dieser Pegmatite Mikroklin gefunden wurde.

Auf der Grundlage der Kurven habe ich folgende vier Gruppen von Pegmatiten aufgestellt:

- I. Plagioklas mit 0–10 % An; ohne Mikroklin.
- II. Plagioklas mit 27,5–63 % An; ohne Mikroklin.
- III. Plagioklas mit 0–20 % An; mit Mikroklin.
- IV. Plagioklas mit $An \geq 20$ %; mit Mikroklin.

Hierzu kommt eine fünfte Pegmatitgruppe mit Mikroklin, aber ohne Plagioklas. Zu dieser Gruppe gehören vier sehr kleine Pegmatite.

Im Bereich 10–27,5 % An gestatten die Kurven keine Aufstellung von Pegmatiten ohne Mikroklin, weil Mikroklin oft in wesentlich geringeren Gehalten als Plagioklas auftritt und deshalb bei der Untersuchung möglicherweise übersehen wurde.

In den Karten sind die Pegmatite der Gruppen I, II, III und IV sowie die Gruppe der «nicht untersuchten Pegmatite» mit verschiedenen Zeichen eingetragen.

Die Kurven deuten darauf, dass «Albitpegmatite ohne Mikroklin» in zwei Typen auftreten: einer mit An \sim 0 % und einer mit An \sim 6 %. Die Pegmatite mit An \sim 0 % treten in der Nachbarschaft der albitisierten Gebiete auf und wurden wahrscheinlich durch Albitisierung von Pegmatiten gebildet.

Pegmatite, die zum Teil Schachbrettalbit enthalten, wurden an mehreren Stellen gefunden. Photo 19 zeigt, wie Schachbrettalbit mit An \sim 0 % Plagioklas mit etwa 6–7 % An in einem Pegmatit verdrängt hat.

Die Pegmatite in den Albitisierungszonen enthalten meistens keinen Mikroklin. Der Mikroklin könnte hier von Albit verdrängt sein.

Pegmatite, in denen der Plagioklas etwa 6 % An hat, und ohne oder mit sehr wenig Mikroklin, treten unabhängig von den albitisierten Gebieten und oft in grossen Massiven auf.

Die Pegmatite, wo der Plagioklas den höchsten An-Gehalt hat, treten vorzugsweise in den Gebieten mit gebänderten Gneisen auf, besonders dort, wo der grösste Teil der Gneise aus gebändertem Amphibolit besteht.

Die Pegmatite treten im Feld im grossen und ganzen auf zweierlei Weise auf:

- 1) Mit Längsrichtung parallel den umgebenden Gneisen. Sie verzahnen sich im Streichen oft mit den Nebengesteinen. Diese Pegmatite treten meistens in Gneisen und Schiefen mit deutlich schiefriger Struktur auf. Diese Pegmatite sind nicht oder nur unbedeutend zonar gebaut.
- 2) Als Gänge mit deutlicher Abgrenzung von den Nebengesteinen sowohl nach dem Hangenden und Liegenden als an den Enden. Diese Pegmatite treten vorzugsweise in massiven Gesteinen, wie Amphiboliten und Quarziten, auf. Fig. 4 zeigt den Querschnitt durch einen solchen zonaren Pegmatitgang. Der Feldspat ist hier ein Oligoklas mit etwa 21 % An.

Photo 21 zeigt Plagioklaskristalle am Kontakt gegen Nebengestein in einem zonargebauten Pegmatitgang. In einem anderen der untersuchten zonargebauten Pegmatitgänge war der An-Gehalt des Plagioklasses an den Rändern grösser als in der Gangmitte.

In den Pegmatiten in und in der Nähe von Sillimanitgraniten kann man oft sehen, dass der Plagioklas myrmekitisiert ist und einen albitreicheren Rand gegen den Mikroklin hat. Dies deutet darauf, dass der Mikroklin in diesen Pegmatiten bei einem Granitisierungsprozess ganz oder teilweise auf Kosten des Plagioklasses gebildet wurde. Photo 20 stammt von einem Pegmatit dieser Art und zeigt einen Plagioklas mit 12 % An, der einen Rand mit 3 % An gegen Mikroklin hat.

In den meisten der Pegmatite, die Mikroklin enthalten, wurden solche Strukturen aber nicht beobachtet.

Oft wird eine Einteilung der Pegmatite nach den akzessorischen Mineralen durchgeführt. Da eine wesentlich genauere Untersuchung jedes Pegmatits notwendig ist, wenn die Pegmatite auf diese Weise eingeteilt werden, habe ich die Pegmatite auf Grund ihrer Feldspäte eingeteilt.

Die Kurven in Fig. 5 zeigen ausser den Kurven, die auch in Fig. 3 eingetragen sind, in welchen von diesen Pegmatiten auch andere Minerale vorkommen. Es wurde aber nicht systematisch nach diesen Mineralen gesucht.

Was die Glimmerminerale betrifft, so deuten die Kurven darauf, dass Muskovit das häufigste Glimmermineral in Pegmatiten mit saurem Plagioklas, und dass Biotit das häufigste Glimmermineral in Pegmatiten mit mehr basischem Plagioklas ist.

Pegmatite mit sowohl Muskovit als Biotit sind im kartierten Gebiet selten.

Quarz ist in den untersuchten Pegmatiten immer ein Hauptmineral.

Der Mikroklin enthält in allen untersuchten Präparaten aus den Pegmatiten Perthite. Das Aussehen der Perthite zeigte grosse Unterschiede. Die Perthite konnten in die gleichen Gruppen eingeteilt werden, die auch Olaf Andersen benutzte, d.h. »film perthite«, »vein perthite« und »patch perthite«, aber den Perthittypus, den Andersen »string perthite« nannte, habe ich nicht gesehen. Verschiedene Perthittypen kommen gewöhnlich zusammen vor. In einem Pegmatit wurde Antiperthit gefunden.

Die Perthite vom Typus »patch perthite« enthalten immer Albitzwillinge, in den Perthiten vom Typus »film perthite« waren Zwillinge nicht zu sehen. In den Perthiten vom Typus »vein perthite« sind Albit-

zwillinge am häufigsten, etwas seltener treten auch Periklinzwillinge auf (Photo 22).

Zonare Perthite wurden mehrmals beobachtet. Wo die Perthite regelmässig zonar gebaut sind, haben die zentralen Teile der Perthite immer einen höheren An-Gehalt als die Randzone. In den Fällen, wo der An-Gehalt der Perthite untersucht wurde, liegt der An-Gehalt der zentralen Teile der Perthite oft bei 12 %, während die Randzone meistens einen 4–5 % niedrigeren An-Gehalt hat.

Unregelmässig zonare Perthite wurden ebenfalls beobachtet. Photo 23 zeigt den unregelmässig zonaren Teil eines »vein perthite« und Photo 24 denselben Typus Perthit, mit zwei regelmässig zonaren und einem unregelmässig zonaren. Photo 25 zeigt regelmässig zonare Perthite vom Typus »patch perthite«.

Der Mikroklin in einem Pegmatit etwa 100 m nördlich von Harpen-tjern in Snarum enthält ungewöhnlich breite Perthite des Typus »vein perthite«. Entlang der Mitte dieser Perthite tritt eine Reihe kleiner Quarzkörner auf (Photo 26). Ein fast genau identischer Perthittypus, wo Quarzkörner in derselben Weise auftreten, wurde von O. Andersen von einem Pegmatit von Malmtangen, Skåtøy bei Kragerö, beschrieben.

Etwa in der Mitte zwischen diesen breiten Perthiten liegen dünnere Perthite, die auch vom Typus »vein perthite« sind (Photo 27). Sie keilen meistens aus, ehe sie die breiten Perthite erreichen. An einigen Stellen reichen sie aber ganz bis an den Rand dieser breiten Perthite. Auf Photo 28 sieht man, wie »Zungen« vom Rand des breiten Perthits aus die dünneren Perthite durchdringen, dadurch dass die Albitlamellen in den »Zungen« aus dem breiten Perthit ungestört die dünnen Perthite durchdringen.

Neben den breiten und den dünnen Perthiten vom Typus »vein perthite« im Mikroklin treten einigermaßen gleichmässig verteilt Perthite vom Typus »film perthite« auf. Die breiten Perthite machen etwa 30 % der Mikroklin-Individuen aus.

Wie man die Bildung der Quarzkristalle entlang der Mitte der breiten Perthite erklären soll, ist nicht sicher. Der Quarz kann in einem frühen Stadium vor der Entmischung der Perthite auf Spalten im Feldspat kristallisiert sein, während die Perthite auf Grund von Spannungen entlang diesen Quarzketten entmischt wurden.

Es wäre auch möglich, dass ein so extrem Na-reicher Kalifeldspat imstande war, in einem frühen Stadium einen SiO_2 -Überschuss in fester Lösung zu behalten, und dass zunächst der Quarz aus dem Feldspat,

und danach — vielleicht wegen Spannungen in diesen Zonen — die breiten Perthite entlang den Quarzketten entmischt wurden.

Es ist am wahrscheinlichsten, dass die breiten Perthite vor den anderen Perthiten entmischt wurden.

Diese extrem breiten Perthite sind Albit mit 5 % An. In dem Mikroklin ist $X' : (010)$ auf $(001) = 17^\circ$.

Der Plagioklas in diesem Pegmatit ist Oligoklas mit 12 % An, und der Plagioklas hat einen schwachen Sonnensteinschiller. Quarz ist ein Hauptmineral im Pegmatit. Die anderen Minerale, die im Pegmatit gefunden wurden, sind Muskovit, Titanit und ein ägirinhaltiger Augit.

In einem anderen Pegmatit sieht man, wie kleine Teile von Mikroklinkristallen ganz in grossen Perthiten vom Typus »vein perthite« eingeschlossen sind. In diesen eingeschlossenen Mikroklinteilen treten dünne Perthite vom Typus »film perthite« auf, genau auf die gleiche Weise wie im Mikroklin ausserhalb der grossen Perthite (Photo 29).

Es ist wahrscheinlich, dass die Perthite vom Typus »film perthite« in einem verhältnismässig späten Stadium gebildet wurden, wie auch O. Andersen annahm. In diesem Stadium muss die Temperatur so tief gesunken sein, dass die Na-Ionen nicht mehr über so grosse Entfernungen diffundieren konnten, um die mehr verstreuten Perthite vom Typus »vein perthite« zu bilden.

In einem Pegmatit etwa 100 m nördlich von Lyaråsen wurde Antiperthit in Oligoklas mit etwa 12 % An beobachtet. Dieser Pegmatit ist der einzige mit beobachtetem Antiperthit. Die früher genannten zonen Perthite wurden in diesem Pegmatit gefunden.

In diesem Pegmatit wurde auch Pyroxen gefunden, wegen starker Umwandlung war es aber nicht möglich, diesen Pyroxen näher zu bestimmen.

Quarzite.

Die Gesteine, die in den Karten als Quarzite eingetragen sind, zeigen alle Übergänge von nicht schiefrigen, fast glimmerfreien Quarziten zu deutlich schiefrigen, quarzitischen Glimmerschiefern. Sie gehen dabei stufenlos in die als Glimmerschiefer eingezeichneten über. Deshalb sind die Grenzen zwischen Quarziten und Glimmerschiefern, sowohl im Streichen der Gesteine als senkrecht dazu, mehr oder weniger willkürlich gezogen.

Einige der glimmerhaltigen Quarzite enthalten auch kleine, fächerförmige, 4–5 mm lange Aggregate von Sillimanit. Diese Quarzite

führen aber makroskopisch nicht die typischen Quarz-Sillimanitlinsen. Diese Gesteine — die ziemlich selten sind — müssen als Übergangsgesteine von den Quarziten zu den Sillimanitglimmerschiefern betrachtet werden. Ein solcher Quarzit, der gleich östlich vom Nordende von Dypingen ansteht, enthält auch etwa 10 % Cordierit und Umwandlungsprodukte von Cordierit.

Der Quarz in den Quarziten ist immer xenomorph körnig, meistens mit mehr oder weniger undulierender Auslöschung. Die unregelmässige Gestalt der Quarzindividuen deutet auf umfassende Umkristallisierung.

Die Glimmerminerale in den Quarziten sind Muskovit und Phlogopit oder Biotit. Oft enthält der Quarzit nur ein Glimmermineral. An einigen Stellen ist der Phlogopit oder der Biotit mehr oder weniger chloritisiert.

Plagioklas — meistens Albit — und Mikroklin kommen in den Quarziten oft in Gehalten von einigen Prozenten vor.

Stellenweise sind die Quarzite — bevorzugt die mehr massiven — von dünnen Albitadern durchweht. Dieser Albit ist teils Schachbrettalbit.

Die akzessorischen Minerale sind oft Turmalin, Erz — vorzugsweise Hämatit —, Rutil und Zirkon.

Ich vermute, dass die meisten Quarzite ursprünglich sedimentäre Gesteine waren. Sie können oft als mehr oder weniger zusammenhängende Bänder, konkordant zu anderen, wahrscheinlich ursprünglich sedimentären Gesteinen verfolgt werden.

Die Stratigraphie der Gesteine wird später behandelt.

Glimmerschiefer und Gneise.

Einige der früher genannten Gesteine — besonders die Sillimanitglimmerschiefer und die Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer — können als Glimmerschiefer bezeichnet werden, aber da sie einige charakteristische Eigenschaften haben, die sie deutlich von den anderen Schieferen unterscheiden, wurden sie für sich behandelt.

Bei Ausscheidung dieser Gruppe folgte ich Ivan Th. Rosenqvists Definition der Glimmerschiefer. Er zählt zu den Glimmerschiefern auch solche glimmerhaltigen Schiefer, die einen geringen Gehalt an Kalifeldspat und grössere Gehalte an Albit-Oligoklas haben. Dabei zeigen die Glimmerschiefer auch stufenlose Übergänge zu mehreren der Gesteine, die als Gneise bezeichnet wurden.

Aus der Umgebung der Kobaltgruben von Modum erwähnt Ivan Th. Rosenqvist ausser dem Sillimanitglimmerschiefer auch Zwei-Glimmer-Schiefer mit Muskovit und Phlogopit und mit einem geringen Gehalt an Albit-Oligoklas, und weiter Phlogopit-Turmalinschiefer und Biotit-Chlorit-(Turmalin-)Hornblendeschiefer.

Phlogopit ist in den Glimmerschiefern des Kartierungsgebiets ein sehr verbreitetes Glimmermineral. Phlogopit und Muskovit sind in den Glimmerschiefern häufiger als Biotit.

Einige Schiefer mit hohem Biotitgehalt zeigen oft stufenlose Übergänge in Amphibolite, und es ist wahrscheinlich, dass diese Biotitschiefer durch Biotitisierung von Amphiboliten entstanden sind.

Zwei-Glimmer-Schiefer mit Biotit und Muskovit zeigen alle Übergänge in die früher erwähnten Sillimanit-Glimmerschiefer. Es ist nahelegend dies so zu deuten, dass die Zwei-Glimmer-Schiefer aus Sillimanitglimmerschiefer gebildet wurden, wobei aller Sillimanit durch Kaliumzufuhr in Muskovit umgewandelt wurde.

Der Turmalin Gehalt ist in mehreren der Schiefer verhältnismässig hoch. Der turmalinreiche Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer wurde bereits erwähnt. Ivan Th. Rosenqvist erwähnt Phlogopit-Turmalinschiefer aus dem Gebiet der Kobaltgruben. Etwa 200 m südlich von Sulusås steht ein einige Meter breites Band von Turmalin-Phlogopit-Talkschiefer an, in welchem der Turmalin Gehalt sogar 35 % beträgt. Im übrigen hat dieser Schiefer etwa 50 % Quarz, während Phlogopit und Talk zusammen etwa 10 % ausmachen. Akzessorisch kommen etwas Erz — meistens Hämatit — und Rutil vor.

Der Turmalin in diesen Schiefen ist meistens hellbraun oder fast farblos. Diese grossen Anreicherungen von Bor, in Form von Turmalin in einigen der Schiefer und Pegmatite und auch in dem borhaltigen Mineral Szajbelyit, das als durchsetzende Gänge in einem der Magnesitvorkommen auftritt, zeigen, dass die Gesteine in diesem Gebiet in grossem Masse eine Bormetasomatose durchgemacht haben.

Die verschiedenen Gneise, die ich in die Karten eingetragen habe, sind gebänderte Gneise, dioritische und quarzdioritische Gneise, granodioritische Gneise, granodioritische Gneise mit Mikroklinaugen und Granatgneise.

Jens A. W. Bugges Beschreibung von gebänderten Gneisen passt auch für die gebänderten Gneise in diesem Gebiet: »They are built up of alternating dark and light »bands« of varying thickness, from a few centimetres up to several metres. The bands consist of amphibolites,

biotite-quartzites, dioritic and granitic gneisses. Occasionally they alternate with beds of marble, and in other areas micaceous gneisses and schists are met with. «

Die Kalklager, die Bugge erwähnt, treten aber in keinem der Gneise auf, die ich untersucht habe. Breitere Bänder von eintönigem Amphibolit sind in den Karten als Amphibolit ausgeschieden.

In den amphibolitischen gebänderten Gneisen hat der Plagioklas in den dunklen Bändern oftmals dieselbe Zusammensetzung wie in den hellen, und der Plagioklas ist häufig Andesin. Hornblende und Plagioklas herrschen in den dunklen Bändern vor, während Plagioklas und Quarz die Hauptminerale in den hellen Bändern sind. Die akzessorischen Minerale sind Erz und Apatit und wechselnde Mengen von Titanit, Kalkspat, Epidot und Biotit.

An einigen Stellen, u. a. am östlichen Abhang des Sperråsen, sind die gebänderten Gneise zum Teil granitisiert, indem Mikroklin zusammen mit myrmekitisierten Plagioklasresten mit albitreicherem Rand gegen Mikroklin vorkommt.

Im östlichen Teil von Högtesåsen und in einem Band auf der Nordseite des Sperråsen gibt es einige Bereiche mit massiven, grobkristallinen und grossenteils fast unfoliierten granodioritischen Gneisen.

Stufenlose Übergänge von quarzdioritischen Gneisen mit nur ein paar Prozent Mikroklin zu Gesteinen, in denen Mikroklin eines der Hauptminerale ist, ausserdem Myrmekitstrukturen und albitreicherer Rand im Plagioklas an den Kontakten gegen Mikroklin, deuten darauf, dass diese granodioritischen Gneise durch Granitisierung von quarzdioritischen Gneisen gebildet wurden.

Im grossen und ganzen verstärkt sich die Intensität der Granitisierung nordwärts im Bereich der Granodiorite in Högtesåsen. Im äussersten Norden sind die Gesteine so stark granitisiert, dass die Bänderung ausgewischt ist. Gleichzeitig bekommen sie ein schwaches Aussehen von Augengneis, indem hier schlecht entwickelte, bis zu 3 oder 4 cm lange und 2 cm breite Augen von rötlichem Mikroklin im granodioritischen Gneis gebildet sind.

Der Plagioklas in den quarzdioritischen und den granodioritischen Gneisen in diesem Gebiet ist meistens Oligoklas. Feldspat und Quarz sind die Hauptminerale. Von dunklen Mineralen kommt vorzugsweise Biotit vor, aber in dem granodioritischen Gneis mit Mikroklinaugen treten auch etwa 5 % eines grünen Amphibols auf. Dieser Amphibol gehört wahrscheinlich der Arfvedsonitreihe an.

Einige der dioritischen und quarzdioritischen Gneise im Ostteil von Snarum treten als Fahlbänder auf, da sie wegen Kiesgehalt eine rostbraune Verwitterungsfarbe haben. Die quarzdioritischen Gneise gehen oft nach und nach in Glimmerschiefer über.

Ein dioritischer Gneis südöstlich von Fotstå in Snarum hat etwa 60 % Andesin mit 32 % An, etwa 10 % hellbraunen Glimmer, etwa 20 % Muskovit mit eingeschlossenen Sillimanitresten, die zeigen, dass der Muskovit auf Kosten des Sillimanits gebildet wurde (Photo 31). Dieser Gneis führt weder Quarz noch Mikroklin. Es wäre möglich, dass das Gestein früher Quarz enthielt, dass dieser aber zusammen mit Sillimanit zur Muskovitbildung verbraucht wurde. Wegen des Fehlens von Mikroklin können aber die physikalisch-chemischen Bedingungen während einer eventuellen Kalium-Metasomatose nicht derart gewesen sein, dass sich Mikroklin auf Kosten des Plagioklases bilden konnte.

Dieser Gneis hat auch geringe Gehalte von Skapolith, Rutil und hellbraunem Turmalin.

Der letzte Gneistyp, der ausgeschieden wurde, sind die Granatgneise. Das grösste Gebiet mit Granatgneisen kann man nordöstlich auf dem nördlichen Kartenblatt sehen. Dieser Granatgneis besteht aus etwa 50 % Oligoklas mit 24 % An, etwa 35 % rotbraunem Granat in Kristallen mit Querschnitten bis zu 1 oder 2 cm, etwa 10 % Quarz und etwa 5 % teilweise chloritisiertem, braunem Biotit. Akzessorische Minerale sind Apatit, Rutil und Erzminerale, meistens Hämatit. Die Granate haben viele Einschlüsse, besonders von Quarz und chloritisiertem Biotit.

Die Granatgneise wurden wegen ihrer hohen Granatgehalte als eigene Gesteine ausgeschieden. Im übrigen tritt Granat auch in einigen der anderen Gesteine, besonders in den Amphiboliten und einigen der Glimmerschiefer, auf.

Cordieritgesteine mit rhombischem Amphibol.

An vielen Stellen im kartierten Gebiet treten schmale, langgestreckte Gesteinsbänder auf, in denen rhombischer Amphibol das Hauptmineral ist. Alle diese Gesteine haben auch höhere oder niedrigere Gehalte an Quarz und gewöhnlich auch etwas Cordierit und sauren Plagioklas.

Eine Reihe verschiedener Cordieritgesteine mit rhombischem Amphibol wurden früher vom Kongsberg-Bamblegebiet beschrieben. Nur einige von diesen Gesteinen wurden aber in dem von mir kartierten Gebiet gefunden.

Im grossen Amphibolitmassiv nordwestlich von Skarstjern tritt ein schmales Gesteinsband auf, dessen Hauptminerale Hornblende, Biotit, Anthophyllit, Apatit und Erz — meistens Hämatit — sind. Ein ähnliches Gestein mit hell graubraunem Gedrit, grüner Hornblende, rotbraunem Biotit und ein wenig Erz wurde früher beim Hof Hilsen in Snarum gefunden. Weil diese Lokalität nicht wiedergefunden wurde, ist dieses Gestein nicht in die Karte eingetragen.

Im Gneisgebiet im Ostteil von Snarum verläuft ein langgestrecktes, schmales Band eines Cordieritgesteins mit Plagioklas und rhombischem Amphibol. Am Nordende des Bandes ist der Amphibol ein Anthophyllit dessen Brechungsindizes auf einen Gehalt von etwa 28 Mol% FeO deuten. Dieses Gestein enthält Reste von Bronzit, die teils in Muskovit umgewandelt sind. Die Bronzitrete umschliessen den Anthophyllit wie eine Korona, direkt am Kontakt gegen Anthophyllit liegt aber ein ganz schmaler Rand von Albit mit fast 100 % Ab (Photo 32). In diesem Gestein scheint es, als ob Albit den Pyroxen, den Muskovit, den Quarz und den Cordierit verdrängt, aber nicht den Anthophyllit.

Die Muskovitkristalle enthalten oft nadelförmige Kristalle, die wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Sillimanit sind.

Etwas weiter südlich führt das gleiche Gesteinsband Gedrit anstatt Anthophyllit. Etwa 500 m ONO der Kirche von Snarum ist das Gesteinsband 2–3 m breit und hat 2–3 dm lange Gedritkristalle in garben- und fächerförmigen Kristallaggregaten. Noch weiter südwärts sind die Gedritkristalle selten länger als 5–10 cm.

Innerhalb des südlichen Kartenblatts findet man mehrere Gebiete mit schmalen Gesteinsbändern, in denen Anthophyllit, Plagioklas und Quarz Hauptminerale sind. Weiter haben diese Gesteinsbänder entweder Muskovit oder einen hellbraunen Glimmer und manchmal auch Cordierit. Akzessorisch kommen Apatit, Rutil, Turmalin und Erz vor. Die Brechungsindizes des Anthophyllits deuten auf einen Gehalt von 10–15 Mol% FeO. Der Plagioklas in diesen Gesteinen ist Albit mit 5–10 % An.

In Dypingdalen und weiter südostwärts kann man an vielen Stellen Gesteine mit Anthophyllit finden. Hier haben die Anthophyllitnadeln oft eine braunrote, glänzende Farbe, die von äusserst dünnen Hämatitblättchen auf den Spaltflächen im Kristall herrühren. Man findet Anthophyllit-Cordieritgesteine auch an vielen anderen Orten und immer als wahrscheinlich langgestreckte, schmale Bänder, die sich aber wegen Überdeckung nur über kurze Erstreckung verfolgen lassen.

W. C. Brögger und Jens A. W. Bugge weisen darauf hin, dass diese Gesteine beinahe immer entlang den Grenzen der Amphibolite auftreten, und Bugge diskutiert verschiedene Entstehungsmöglichkeiten dieser Gesteine.

Auf Grund meiner Beobachtungen will ich auch einige Versuche machen, die Entstehung dieser Gesteine zu diskutieren.

Wie früher genannt, gibt es im Gneisgebiet im Ostteil von Snarum ein langgestrecktes Band eines Cordieritgesteins mit Plagioklas und rhombischem Amphibol, das Bronzitreste wie eine Korona um Anthophyllitkristalle enthält (Photo 32). In diesem Gestein kann Anthophyllit deswegen auf Kosten des Pyroxens ohne weitere Mg-Zufuhr gebildet sein.

An mehreren Stellen findet man anthophyllithaltige Zonen in mehr oder weniger reinen Quarziten, ohne dass es Amphibolitmassive in der Nähe gibt. Es ist aber auffallend, dass die Magnesit-Serpentinvorkommen im darumliegenden Gebiet fast ohne Ausnahme Kontakt gegen Anthophyllitgesteine haben. Diese Anthophyllitgesteine stehen aber fast immer nur entlang der einen Seite des Magnesit-Serpentinvorkommens an. Wären diese Anthophyllitgesteine durch Mg-Zufuhr aus den Magnesit-Serpentingesteinen ins Nebengestein entstanden, so sollte man Anthophyllitgesteine auf beiden Seiten der Magnesit-Serpentingesteine erwarten. Mehrere Beobachtungen deuten aber darauf, dass die Anthophyllitgesteine, die an die Magnesit-Serpentingesteinen grenzen, in einer bestimmten stratigraphischen Lage in den wahrscheinlich ursprünglich sedimentären Gesteinen liegen. Deshalb können auch die Anthophyllitgesteine ursprünglich sedimentäre Gesteine gewesen sein. Eine solche Vermutung wurde früher bereits von David Forbes, Th. Kjerulf und T. Dahll geäußert.

Während des Studiums der metasomatischen Prozesse in den verschiedenen Gesteinen habe ich keine Beobachtungen gemacht, die zweifelsfrei auf Mg-Metasomatose deuten. Dagegen habe ich mehrmals Beobachtungen gemacht, die darauf deuten, dass das Magnesium im Gestein geblieben ist, während andere Elemente zu- oder weggeführt wurden.

Es ist wahrscheinlich, dass die Anthophyllit-(Gedrit-)Cordieritgesteine im kartierten Gebiet in Amphibolitfazies vorliegen, und die Mineralkombination Anthophyllit-Cordierit zeigt, dass diese Gesteine ein Defizit an K_2O haben (Fig. 6).

Bei genügender Zufuhr von K_2O muss aus Anthophyllit und Cordierit zuerst Biotit und dann Mikroklin gebildet werden. Im Arbeits-

gebiet gibt es einige Bereiche, die einer Granitisierung ausgesetzt waren. Darum ist es möglich, dass ursprünglich zusammenhängende bänderförmige Anthophyllit-Cordieritgesteine durch Granitisierung »abgeschnitten« wurden, wobei an diesen Stellen Anthophyllit und Cordierit durch Kaliumzufuhr umgewandelt wurden.

Skapolithisierung.

Einige der früher erwähnten Gesteinen sind mehr oder weniger skapolithisiert. Besonders gilt dies für die Amphibolite.

Skapolith tritt oft sehr lokal auf, so dass stark skapolithisierter Amphibolit sich ganz in der Nähe von skapolithfreiem Amphibolit befinden kann. Darum wurde Skapolithisierung in den Karten nur bis in die Bereiche eingetragen, wo Gesteinsproben mit Skapolith gefunden wurden. Es wäre darum möglich, dass die Skapolithisierung einen viel grösseren Umfang hat als die Karten zeigen.

Es ist auffallend, wie oft man Skapolithisierung in Tälern mit Längsrichtung NO-SW und auch manchmal in Tälern in Richtung NNW-SSO findet. Bei Vergleich mit Fig. 9 sieht man, dass eben diese Richtungen wahrscheinlich Störungen im kartierten Gebiet sind. Es ist darum wahrscheinlich, dass die Gase oder die Lösungen, die die Skapolithisierung verursacht haben, auf Störungen und Brekzien aufgestiegen sind. Brekzienstrukturen wurden in den skapolithisierten Gesteinen mehrmals sowohl makroskopisch als mikroskopisch beobachtet.

Untersuchungen über die Zusammensetzung des Skapoliths und des angrenzenden Plagioklases zeigten in allen Fällen, dass sich zwischen diesen beiden Mineralen kein chemisches Gleichgewicht eingestellt hat. Dies zeigt, dass der Plagioklas ein Rest des ursprünglichen Plagioklases sein muss, der vor der Brekzierung, und darum auch vor dem nachfolgenden Eindringen der Gase oder der Lösungen in das Gestein, schon vorhanden war.

Mehrfach sieht man, wie einige breite Skapolithadern Amphibolite durchdringen. Die Amphibolite sind oft von Albitadern durchwebt, und in Amphiboliten mit sowohl Skapolithadern als Albitadern durchdringen die Albitadern die Skapolithadern, d. h. die Albitisierung ist jünger als die Skapolithisierung.

Im uralitisierten und etwas skapolithisierten Norit etwa 300 m SW von Skarstjern enthält die Skapolithmasse, die die Plagioklasreste umschliesst, eine Zone, wo Spinellwürmchen radial von den Plagioklasresten

ausstrahlen (Photo 33). Wo der Plagioklas vollständig in Skapolith umgewandelt ist, treten in den zentralen Bereichen der Skapolithmasse Spinellwürmchen mehr oder weniger radialstrahlig auf.

Die Plagioklasreste sind zonar und haben den höchsten An-Gehalt in den zentralen Bereichen. Der höchste An-Gehalt, der in den Plagioklasresten gefunden wurde, war 72 % An. In zonaren Plagioklasen — wie den oben genannten — steigt der An-Gehalt nach den zentralen Bereichen der Plagioklasindividuen zu. Die Zusammensetzung des Spinells liegt im Bereich zwischen 100 % $MgAl_2O_4$ und 100 % $FeAl_2O_4$. In Spinell, Skapolith und Plagioklas geht lediglich Al_2O_3 in nennenswerten Mengen in alle drei Mineralien ein. Darum scheint die Annahme natürlich, dass, wo die Spinellwürmchen auftreten, der Al_2O_3 -Gehalt des Plagioklases zu gross gewesen sein muss, um ihn völlig zur Skapolithbildung zu verbrauchen. Der Al_2O_3 -Überschuss musste an ein anderes Mineral gebunden werden, in diesem Fall Spinell. Weiter scheint es natürlich zu vermuten, dass in den äusseren, spinelfreien Zonen der Skapolithmasse der Al_2O_3 -Gehalt des ursprünglichen Plagioklases nicht höher war, als dass alles Al_2O_3 zur Skapolithbildung verbraucht werden konnte.

Spinell mit einer Zusammensetzung wie in diesem Gestein muss unter den physikalisch-chemischen Bedingungen während der Skapolithbildung stabil gewesen sein.

Albitgesteine.

Diese Gesteine wurden in 4 Gruppen eingeteilt, und diese sind in die Karten eingezeichnet. Diese Gruppen sind:

- I. Albit-Amphibolgestein, meistens mit etwas Rutil und oft auch Titanit.
- II. Talkgestein mit Schachbrettalbit; titanitführend.
- III. Albit-Talkgestein. Das Gestein hat Hämatit und Rutil, und der Albit hat keine Schachbrettstruktur.
- IV. Albit-Amphibol-Quarzgestein.

Die Gesteine in Gruppe II sind in den meisten Fällen durch Umwandlung aus den Gesteinen der Gruppe I entstanden. Darum findet man diese Gesteine gewöhnlich in der Nähe voneinander. Die Albitgesteine in den Gruppen I und II treten meistens als Grundmasse in oft langgestreckten Brekzien auf. Diese Gesteine kann man auch als feine

Durchwebung mit Albitadern in anderen Gesteinen finden, in grösseren Gebieten besonders in den Quarz-Phlogopit-Hämatit-Schiefern.

Die Gesteinsgruppe III tritt auf eine ähnliche, doch mehr lokale Weise als die Gruppen I und II auf.

Die Gesteinsgruppe IV tritt meistens in grösseren und voneinander getrennten Gebieten und oft in naher Verbindung zu den Amphiboliten auf.

Die Minerale in Gesteinsgruppe I sind 35–75 % Albit, 2–3 % akzessorische Minerale (Phlogopit, Titanit, Hämatit, Rutil und Apatit), und der Rest des Gesteins ist ein graugrüner oder blaugrüner Amphibol, der oft zonargebaut ist (Photo 34). Der Albit hat oft ein Aussehen wie in Photo 35, kann aber auch fast nur die Albitlamellen entwickelt haben. Der Albit hat eine Zusammensetzung von 0–4 % An. In den meisten Gesteinen der Gruppe I ist der Albit teils Schachbrettalbit mit fast 100 % Ab, der den gewöhnlichen Albit verdrängt (Photo 36). Der Schachbrettalbit im kartierten Gebiet verdankt seine Entstehung einem sehr umfassenden metasomatischen Prozess, der in der nachfolgenden Beschreibung Schachbrettalbitisierung genannt wird.

Der Schachbrettalbit enthält fast immer wechselnde Mengen staubähnlicher Einschlüsse, deren Zusammensetzung ich nicht bestimmen konnte. Diese Einschlüsse gelangten wahrscheinlich während der Schachbrettalbitisierung an ihre jetzige Stelle, da die Albitkristalle, die nur zum Teil von Schachbrettalbit verdrängt sind, diese Einschlüsse nur in den Teilen enthalten, die Schachbrettstruktur haben. Photo 37 und 38 zeigen Schachbrettalbit, der bei gekreuzten Nicols bzw. mit nur einem Nicol photographiert wurde. In Photo 38 sieht man deutlich den eingeschlossenen staubähnlichen Stoff.

Die Gesteinsgruppe II unterscheidet sich von der Gesteinsgruppe I dadurch, dass der Amphibol vollständig oder grösstenteils in Talk umgewandelt ist — oft als Pseudomorphosen nach Amphibol —, und alle Gesteine in Gruppe II haben fast nur Schachbrettalbit mit nur sehr kleinen Albitresten mit normalen Albitlamellen.

Die Gesteine der Gruppe II enthalten immer Titanit in oft verhältnismässig grossen Mengen, Hämatit, Kiesminerale — besonders Schwefelkies — und in einigen Bereichen ein opakes Mineral, das wahrscheinlich Graphit ist.

Die Gesteine in Gruppe III sind in Aussehen und Mineralzusammensetzung einander sehr ähnlich. Der Albit ist nie Schachbrettalbit, sondern hat ein Aussehen wie in Photo 35. Der Albit in diesen Gesteinen

hat 2–6 % An und ist vermutlich in einem schon brekzierten quarzischen Gestein auskristallisiert. Photo 39 zeigt einen grossen idiomorphen Albitkristall in einem kataklastischen quarzischen Gestein der Gruppe III.

Die Gesteine der Gruppe III enthalten alle etwas Hämatit und Rutil; Titanit und Kiesminerale wurden nicht beobachtet. Geringe Turmalinhalte sind verbreitet. Die Talkindividuen treten immer als wohldefinierte, bis zu 3 oder 4 mm grosse Kristalle auf, die nie Pseudomorphosen nach Amphibol ähneln.

Die Gesteine in Gruppe IV ähneln etwas denen der Gruppe I, sie enthalten aber auch Reste von einem diopsidischen Pyroxen, die teils in einen blassgrünen Amphibol umgewandelt sind. Die Amphibolkristalle treten oft in grossen Rosetten oder als Einzelkristalle auf, und sie kommen oft in einer Grundmasse von weissem oder blass rötlichem Albit und oft mit grobkristallinem Quarz zusammen vor.

Die Zusammensetzung des Albits ist etwa wie in den Gruppen I und II. An einigen Stellen hat der Albit fast nur Schachbrettstruktur, an anderen hat er normale Albitlamellen. In dem schachbrettalbitisierten Teil eines Gesteins der Gruppe IV wurden Titanite mit Kernen aus Rutil beobachtet.

In den Gesteinen der Gruppe IV, in denen der Albit nicht schachbrettalbitisiert ist, tritt Rutil auf, aber nicht Titanit.

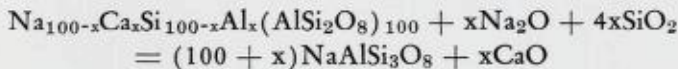
Wenn man alle Gesteine der Gruppen I–IV studiert, ist es auffallend, dass Titanit vorzugsweise in intensiv schachbrettalbitisierten Gesteinen und als idiomorphe oder hypidiomorphe Kristalle vorkommt, während Rutil in Gesteinen ohne oder mit nur wenig Schachbrettalbit auftritt.

Die Gesteine der Gruppe I, die hauptsächlich aus Amphibol und Abreichem Albit bestehen, ähneln oft einem albitisierten Amphibolit, treten aber oft als Grundmasse in brekzierten Gesteinen auf, die teils ziemlich reine Quarzite sein können. Zur Bildung des Zements in den Quarzitbrekzien muss der grössere Teil des Na und Al, teils auch des Fe und Ti zugeführt worden sein. Man muss darum annehmen, dass die Gesteine der Gruppe I grösstenteils durch hydrothermale Prozesse gebildet wurden.

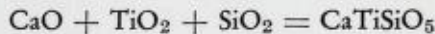
In einem Drusenraum in einem Gestein der Gruppe I wurde Schachbrettalbit als Pseudomorphose nach einem Mineral gefunden, das als Iksitetraeder kristallisiert ist. Es ist wahrscheinlich, dass Schachbrettalbit hier Pseudomorphosen nach dem hydrothermalen Mineral Analcim bildet.

Wie früher genannt, wird Albit mit normalen Albitlamellen von Schachbrettalbit verdrängt, und der Schachbrettalbit hat immer einen niedrigeren An-gehalt als der Albit, der verdrängt wird. Bei der Schachbrettalbitisierung wird das letzte Ca des Albits entfernt. Etwas Na ist wahrscheinlich zugeführt worden und hat mit dem freigesetzten Al und dem anwesenden Quarz reagiert, so dass noch mehr Albit gebildet wurde.

Der Reaktionsprozess muss derart verlaufen sein, dass Plagioklas mit x% An nach folgender Gleichung albitisiert wurde:



Das freigesetzte Ca kann nach der folgenden Reaktion mit Rutil und Quarz vollständig oder teilweise an Titanit gebunden worden sein:



Bei beiden Prozessen wird SiO_2 verbraucht, und es ist sehr wahrscheinlich, dass dieses SiO_2 dem vorhandenen Quarz entnommen wird, da die Quarzitbruchstücke und einige Quarzkristalle in der Schachbrettalbitmasse sowohl makroskopisch als mikroskopisch deutlich abgerundet sind (Photo 40).

Diese Albitisierungsprozesse, die Schachbrettalbit erzeugt haben, haben die Gruppen I und IV teilweise und die Gruppe II stark beeinflusst.

Die Entstehung des Talks kann weder eine Folge der Schachbrettalbitisierung noch gleichzeitig mit ihr geschehen sein, weil die Gesteine in den Gruppen I und IV an mehreren Orten viel Schachbrettalbit und nicht umgewandelte Hornblende und wenig oder keinen Talk enthalten.

In den Gesteinen, wo aller Amphibol in Talk umgewandelt ist, ist der Talk grösstenteils so stark umkristallisiert, dass er nicht als Pseudomorphose nach Amphibol auftritt, und er hat dann oft ein Aussehen wie in den Gesteinen der Gruppe III. Es ist möglich, dass die Gesteine in Gruppe III aus den gleichen Albit-Amphibolgesteinen wie die der Gruppe I entstanden sind, wobei der Amphibol in Talk umgewandelt wurde. Weiter ist anzunehmen, dass die Gesteine nach der Entstehung des Albits nicht brekziiert und darum vielleicht nicht der Schachbrettalbitisierung ausgesetzt wurden. Ein Hinweis darauf, dass keine Schachbrettalbitisierung stattgefunden hat, ist die Tatsache, dass die Gesteine der Gruppe III immer Rutil, aber nie Titanit enthalten.

Die Gesteine der Gruppe IV können durch hydrothermale Umbildung von mehr oder weniger zerbrochenen Teilen von Gabbro- oder Amphibolitmassiven entstanden sein, da die Gesteine der Gruppe IV oft am Aussenrand der Amphibolitmassive auftreten, und sie zeigen oft stufenlose Übergänge in Amphibolit.

In den Gesteinen in Gruppe IV muss Quarz während der Entstehung dieser Gesteinsgruppe auskristallisiert haben. In den Gesteinen der Gruppen I–III muss aber der schon vorhandene Quarz durch die Albitisierungsprozesse teilweise resorbiert worden sein.

Wie im Abschnitt über die Pegmatite genannt wurde, ist der Plagioklas in mehreren der Pegmatite in den albitisierten Bereichen teils vom Schachbrettalbit verdrängt worden (Photo 19).

Auch andere Gesteine sind von der Albitisierung beeinflusst. In einem Sillimanitgranit, etwa 100 m von dem albitisierten Teil eines Amphibolitkörpers entfernt, sieht man, wie Mikroklin teils von Schachbrettalbit verdrängt ist. Dieser Verdrängungsprozess war zum Teil von den Albit- und Periklinzwillingen des Mikroklin abhängig, da Mikroklinreste in einem Quadratmuster nach dem Zwillingsgitter des Mikroklin in der Schachbrettalbitmasse übrig geblieben sind (Photo 41). Der Schachbrettalbit hat auch hier die typischen staubförmigen Einschlüsse. In diesem Sillimanitgranit ist Titanit in den am stärksten schachbrettalbitisierten Teilen verhältnismässig häufig und kommt in den wenig schachbrettalbitisierten Teilen in deutlich niedrigeren Gehalten vor. Nur der Mikroklin wurde vom Schachbrettalbit verdrängt.

In einem schmalen Band von Sillimanitglimmerschiefer, der in nur wenigen Metern Abstand dem Sillimanitgranit folgt, waren keine Spuren von Schachbrettalbitisierung oder anderen, vermutlich gleichzeitigen Verdrängungen zu sehen.

An der Westgrenze einer albitisierten Brekzie etwa 60 m östlich von Svarttjern in Snarum kann man ein schmales Band von Sillimanitglimmerschiefer in der Streichrichtung in das albitisierte Gebiet verfolgen. Im Sillimanitglimmerschiefer, in 1,2 m streichendem Abstand vom Ende der Brekzie, wo die Grundmasse aus Albit und Talk besteht, ist die Verdrängung eines schmalen Randes der Biotitkristalle durch Albit mit etwa 2 % An das einzige Zeichen von Albitisierung (Photo 42). Die Albitkörner sind zu klein, um eine eventuelle Schachbrettstruktur zu zeigen. Staubbörmige Einschlüsse im Albit waren nicht zu sehen. Ausserdem enthielt das Gestein Quarz-Sillimanitlinsen in einer

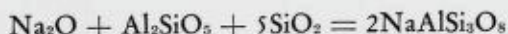
Grundmasse von Quarz, hellbraunem Biotit, einigen Plagioklaskristallen und ganz wenig Muskovit und Erz.

In 0,2 m Abstand von der Albit und Talk führenden Brekzienzone ist der Sillimanitglimmerschiefer völlig verändert. Makroskopisch ist die typische Linsenstruktur fast ausgewischt. Das mikroskopische Bild ist das eines Gesteins mit fast nur Albit und Talk sowie etwa 0,2 % Titanit in idiomorphen und hypidiomorphen Kristallen. Der Albit enthält keine staubförmigen Einschlüsse und hat auch keine Schachbrettstruktur. Er hat etwa 1 % An. Biotit, Quarz und Sillimanit liegen in sehr kleinen Resten vor. An einigen Stellen treten kurze, braungelbe Nadeln auf, die wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Sillimanit sind. Diese Nadeln liegen in einer Grundmasse von Albit.

Die Sillimanitreste liegen ebenfalls in einer Grundmasse von Albit. Entweder sind die Sillimanitreste »gepanzerter Relikte« oder Al muss bei der Albitisierung an diesen Stellen im Überschuss vorhanden gewesen sein. Zur Stützung der letzten Hypothese dient die Tatsache, dass Quarz nie in der Nähe der Sillimanitreste gefunden wurde, nur kleine Biotitreste liegen entlang den Kanten der ehemaligen Sillimanitbündel.

In der Verlängerung der Reste der Sillimanitbündel findet sich ein langgestreckter Bereich, der fast nur aus Albit und sehr wenig Talk besteht. Dieser Albitbereich keilt allmählich aus und wird durch eine Mischung von etwa gleichgrossen Mengen Talk und Albit ersetzt. Im Mikroskop wurden solche linsenförmigen Albitgebiete beobachtet, und es ist wahrscheinlich, dass dies ehemalige Quarz-Sillimanitlinsen sind.

Dieses Gestein ist fast quarzfrei, und dies wird verständlich, wenn man sich die Reaktionsgleichung zwischen dem zugeführten Na_2O und dem im Sillimanitglimmerschiefer schon anwesenden Sillimanit und Quarz ansieht:



Der Quarz im Sillimanitglimmerschiefer wurde wahrscheinlich zwecks Bildung von Albit vollständig verbraucht.

Ich habe keine Beobachtungen oder Analysen, die erläutern können, ob der Mg-Gehalt des Talks vom Biotit und Muskovit im Sillimanitglimmerschiefer herrührt oder ob das Magnesium bei den metasomatischen Prozessen, die den Sillimanitglimmerschiefer in Albit-Talkgestein umwandelten, zugeführt wurde.

Der hohe Titanitgehalt deutet darauf, dass das Titan von aussen zugeführt wurde, weil der nicht umgewandelte Sillimanitglimmerschiefer

fast kein Erz enthält. Es besteht aber eine schwache Möglichkeit, dass der Biotit einen geringen Ti-Gehalt hat. Dieser ist aber nicht bestimmt worden.

Der Albit der Grundmasse in der Brekzie, die diesen Sillimanitglimmerschiefer abschneidet, hat keine Schachbrettstruktur in der Nähe vom Sillimanitglimmerschiefer, aber im Brekzienbereich hat der Albit die typische Schachbrettstruktur.

Schachbrettalbitisierung kann man oft in Sillimanitgraniten und Sillimanitglimmerschiefern weit entfernt von den Schachbrettalbit-Talkgebieten beobachten. An einem Ort etwa 100 m von einem solchen Gebiet entfernt ist ein Sillimanitglimmerschiefer derart umgewandelt, dass Schachbrettalbit den Sillimanit vollständig, den Quarz und den Mikroklin stark und den Muskovit, den Biotit und möglicherweise den Chlorit ein wenig verdrängt hat.

Der Turmalin bildet idiomorphe Kristalle sowohl in stark als auch in schwach und nicht schachbrettalbitisierten Gesteinen. Dies muss dahingehend gedeutet werden, dass der Turmalin vor der Schachbrettalbitisierung an seinen Platz im Gestein gekommen ist und unter den physikalisch-chemischen Verhältnissen während der Schachbrettalbitisierung stabil war.

Magnesit- und Serpentinegesteine.

Im Kartierungsgebiet gibt es eine ganze Reihe kleiner Lagerstätten von Ophimagnesit, in denen Magnesit und Serpentin die Hauptminerale sind. Von ca. 1900 bis etwa 1960 wurden die grössten dieser Lagerstätten auf Magnesit und eine auch auf Serpentin abgebaut. Seit etwa 1961 wird eine Lagerstätte auf Ophimagnesit und Serpentin für Edelbeton gebaut.

Die meisten Magnesit- und Serpentinlagerstätten haben Lagerform mit abwechselnden Lagen von Ophimagnesit und mehr oder weniger unreinem Serpentin. Das gesamte Magnesit- und Serpentinlager keilt in den meisten dieser Lagerstätten im Streichen aus, und das Einfallen ist meistens ziemlich steil. Einige Lager keilen nach der Tiefe zu deutlich aus. In anderen sind aber Hangendes und Liegendes parallel.

Die Mächtigkeit der Magnesit-Serpentinlager liegt im Bereich zwischen 2–3 m für die kleinsten bis zu 18–20 m für die grössten. Im Streichen kann man die grössten bis zu etwa 100 m verfolgen; die meisten dieser Lagerstätten sind aber im Streichen kürzer als 30–40 m.

Der Magnesit tritt an den meisten Stellen als typischer Ophimagnesit auf, d. h. als zuckerkörniger oder ein wenig grober, körniger Magnesit, worin gewöhnlich unregelmässige, grüne Serpentin-«Klumpen» mehr oder weniger gleichmässig verstreut liegen. In einigen der Lagerstätten tritt aber der Serpentin im Ophimagnesit auch als deutliche Pseudomorphose nach anderen Mineralen auf. In der nördlichen Dypingdalsgrube tritt Antigorit zum Teil als Pseudomorphose nach Forsterit auf. Diese Pseudomorphosen können grösser als 10 cm sein, und im Inneren der grössten finden sich noch Forsteritreste.

Grobkristalliner Magnesit mit bis zu 20 cm langen Spaltflächen — der sogenannte »edle Magnesit« — ist aus den meisten dieser Lagerstätten bekannt.

Ausser im Ophimagnesit tritt der Serpentin auch als mehr oder weniger reine Lager auf, die parallel den Ophimagnesitlagern liegen. An einigen Stellen wurden auch grössere Serpentinmassen gefunden, wo kein Magnesit in der Nähe bekannt ist.

In der nördlichen und der südlichen Dypingdalsgrube wurden folgende Mineralien gefunden: Magnesit, Dolomit, Kalkspat, Aragonit, weisser und blauer Hydrotalkit, Manasseit, Antigorit, Antigorit als Pseudomorphose nach Forsterit, Forsterit (nur im Inneren der grössten Pseudomorphosen nach Forsterit), Chrysotil (zum Teil als »kubisch spaltender Serpentin«), Talk, Brucit, Anomit, Leuchtenbergit, Diaspor, Spinell, Magnetit, Hämatit, Ilmenit (nur mikroskopisch in Hämatit), Magnesioferrit, Schwefelkies, Kupferkies, Szajbelyit und Rutil (Einzelkristalle und als Pseudomorphosen nach Hämatit). In den meisten dieser Lagerstätten und Vorkommen treten aber nicht alle diese Mineralien auf. In zwei Vorkommen wurde auch Apatit gefunden.

In der südlichen Dypingdalsgrube tritt Szajbelyit zum Teil als Spaltfüllung in Magnesit auf. Dies muss man als eine Bor-Zufuhr nach der Entstehung des Magnesits deuten.

Dolomit tritt oft in Spalten in Magnesit auf und bildet mit Serpentin in Zerrüttungszonen Mylonitlagen, die immer Verschiebungsflächen mit Harnischen aufweisen.

Die Teile der Magnesit-Serpentinkörper, die nicht von Zerrüttungszonen durchsetzt sind, enthalten fast keinen Dolomit. Man muss darum vermuten, dass gleichzeitig oder nach diesen Zerrüttungen Ca-haltige Lösungen eindrangen und mit Magnesit reagierten, wobei der Dolomit entstand.

Kalkspat wurde als Überzug auf Serpentinbruchstücken in einer Zer-

rüttungszone in der nördlichen Dypingdalsgrube gefunden. Aragonit kommt nur sehr selten und nur in den Dypingdalsgruben vor.

Hämatit kommt oft in Form idiomorpher, bis zu dm-grosser Kristalle vor. Besonders bekannt sind die Kristalle, die aus der nördlichen Dypingdalsgrube stammen. In der Overengrube sind in den Hämatitkristallen Druckzwillinge nach (1011) sehr häufig.

Am Kontakt mit den Nebengesteinen haben die Magnesit-Serpentinkörper fast immer eine dünne Talkschicht, und in den nächsten Dezimetern sind die Nebengesteine immer etwas talkhaltig.

Es ist auffallend, wie oft das Nebengestein auf der einen Seite der Magnesit-Serpentinlager aus anthophyllithaltigem Quarzit besteht. Der Anthophyllit ist vom Mg-reichen Typus, der den Namen Snarumit führt.

Gabbroide und dioritische Ganggesteine.

Diabasgänge und feinkristalline, dioritische Ganggesteine kann man im kartierten Gebiet oftmals finden. In deutlich schiefrigen Gesteinen verlaufen die Gänge meistens parallel der Schieferigkeit der umgebenden Gesteine. In massiven, unfoliierten Gesteinen sind die Ganggesteine seltener. In solchen Gesteinen haben die Gänge Richtungen, die oft von der Streichrichtung oder den Grenzen der umgebenden Gesteine stark abweichen können.

Die untersuchten Ganggesteine kann man in Diabasgänge und dioritische Gänge einteilen.

In den dioritischen Ganggesteinen ist der Plagioklas ein Andesin mit bis zu 35 % An. Der Plagioklas ist nicht oder nur schwach zonarggebaut und ist gewöhnlich stark saussuritisiert und zum Teil serizitisiert.

Einige der dioritischen Ganggesteine enthalten Plagioklasporphyroblasten. Die Porphyroblasten sind aber so stark umgewandelt, dass die Zusammensetzung des Plagioklases sich nicht bestimmen liess. Die Porphyroblasten können Querschnitte über 1 cm haben.

Die dioritischen Ganggesteine enthalten ausser Plagioklas ein wenig braune Hornblende und Reste eines monoklinen, farblosen Pyroxens, der zum Teil mehr oder weniger chloritisiert sein kann. Epidot und Erz sind häufig, und Drusenräume mit sekundären Mineralen, wie Quarz, Kalkspat und Zeolith (Thomsonit oder Heulandit), kommen in diesen Gesteinen vor.

Die Diabasgänge haben zonare Plagioklase, in denen die inneren und

meist basischen Teile aus Labrador mit 60–70 % An bestehen. Der Plagioklas in den Diabasgängen ist meistens weniger umgewandelt als in den dioritischen Gängen. Ausser Plagioklas gibt es in den Diabasgängen ein wenig rotbraunen Biotit, ein wenig diopsidischen Pyroxen, der zum Teil serizitisiert ist, und etwas Erz. Schwefelkieskörner kommen in diesen Diabasen häufig vor. Als sekundäre Minerale treten ein wenig Quarz, Kalkspat und Chlorit auf.

Im Felde konnte ich die Diabasgänge nicht von den dioritischen Gängen trennen. Deshalb wurden die beiden Typen mit den gleichen Zeichen in die Karten eingetragen. Ich erhielt aber den Eindruck, dass die Minerale in den Dioritgängen mehr umgewandelt waren als in den Diabasgängen.

Es wird allgemein angenommen, dass die Diabasgänge im Grundgebirge in der Umgebung des Oslogebietes permischen Alters sind, d. h. von gleichem Alter wie die Diabasgänge im Oslogebiet. Die Beobachtungen zeigten, dass die schachbrettalbitisierten Gesteine zu den jüngeren Gesteinen von etwas grösserer Ausdehnung gehören müssen. In Dypingdalen sieht man aber, wie ein Schachbrettalbitgestein von einem etwa 15 cm dicken Diabasgang durchsetzt wird. Die Diabasgänge müssen deshalb zu den jüngsten Gesteinen im Kartierungsgebiet gehören. Der Diabas ist vielleicht das allerjüngste Gestein in diesem Gebiet.

Störungen und Brekzien.

Bei der Beschreibung der Albitgesteine wurde bereits genannt, dass ein grosser Teil der Bereiche mit Albitgesteinen der Gruppe I brekziiert sind. Weiter sind fast alle Bereiche mit Albitgesteinen der Gruppen II und III und ausserdem noch einige der Gruppe IV brekziiert. Diese Brekzien sind in die Karten nur mit den Zeichen der Albitgesteine eingetragen.

Die grösste dieser Brekzien kann man einigermassen zusammenhängend von nördlich von Svartfjell auf dem nördlichen Kartenblatt bis in die südlichsten kartierten Bereiche auf dem südlichen Kartenblatt verfolgen. Diese Brekzie bildet eine mehr oder weniger plattenförmige Zone mit Streichen etwa N–S und östlichem Einfallen, das etwa 1 km südlich von Svartfjell 25–30° beträgt, und das südwärts auf dem südlichen Kartenblatt etwas flacher wird.

Entlang dieser grossen Brekzie müssen mehrfach Brekziierungen stattgefunden haben. Wahrscheinlich nach der letzten Brekzierung wurden

Quarz und Kalkspat stellenweise zwischen den Bruchstücken abgesetzt. Bei einer späten Störungsbewegung auf dieser Brekzienzone wurde die östliche Gebirgsscholle in östlicher und möglicherweise etwas nördlicher Richtung abgesenkt.

Das Brekziengebiet mit der Albitgesteinsgruppe II in Dypingdalen bildet wahrscheinlich eine Überschiebungsfläche mit schwach östlichem Einfallen.

Ausser diesen albitisierten Brekzien gibt es auch einige andere Störungen, entlang welchen grössere oder kleinere Verschiebungen stattgefunden haben. Diese sind in die Karten nur dort eingezeichnet, wo sie als deutliche Brekzien beobachtet wurden.

Nachdem die Arbeit im Felde beendet und die Karten fertig gezeichnet waren, bekam ich die Gelegenheit, das ganze Gebiet auf Luftbildern stereoskopisch zu studieren. Auf diesen Luftbildern treten wahrscheinliche Störungen und Zerrüttungszonen als schmale, aber deutliche und oft langgestreckte Klüfte oder Senken hervor. Diese sind in Fig. 9 eingezeichnet.

Diese Klüfte haben drei Hauptrichtungen: etwa NO-SW, etwa N-S und etwa NNW-SSO.

Mehrere skapolithisierte Bereiche liegen deutlich in einigen dieser wahrscheinlichen Störungen oder Zerrüttungszonen, besonders in denen, die etwa NO-SW verlaufen.

Die Senken mit den Hauptrichtungen etwa N-S und NNW-SSO sind unsichere Störungen oder Zerrüttungszonen, da diese grösstenteils parallel dem Streichen der Gesteine verlaufen. Sie können deshalb tiefer erodierte, weniger widerstandsfähige Gesteine enthalten.

Die albitisierten Brekzien treten auf den Luftbildern nicht deutlich hervor. Dies rührt zum Teil wahrscheinlich daher, dass sie oft über verhältnismässig grosse Bereiche auftreten, und deshalb nicht so leicht zu schmalen und abgrenzten Senken erodiert wurden.

Faltentektonik und Stratigraphie.

Auf Grund des geologischen Kartenbildes und der Messungen von Streichen und Fallen ist es möglich, einige mehr oder weniger sichere Faltungen zu konstruieren.

Ebenso scheint es, dass man für einige der wahrscheinlich ursprünglich sedimentären Gesteine eine gewisse Stratigraphie aufstellen kann.

Die markanteste Faltung im Kartierungsgebiet ist die deutliche Umbiegung, die man in Quarzit und Sillimanitgranit am Südhang des Fotstå auf dem nördlichen Kartenblatt verfolgen kann. Die Faltenachse konnte allerdings nicht eingemessen werden. Möglicherweise steht sie ziemlich steil.

Die übrigen grösseren Falten sind weniger sicher. Das geologische Kartenbild im Gebiet Högtesåsen—Sperråsen—Damtjern im Westteil von Snarum deutet darauf, dass die gebänderten Gneise, die Sillimanitglimmerschiefer und die Sillimanitgranite in diesem Gebiet in einer Falte liegen, deren Flügel nach Norden zu divergieren. Die Falte ist wahrscheinlich eine Synklinale mit nördlichem Achsenfallen.

Im kartierten Gebiet sind Spezialfalten selten. Quarz-Sillimanitlinsen, die diskorant gegen die Bänderung der Sillimanitgranite und der Sillimanitglimmerschiefer stossen, wie die Photos 6, 7 und 8 zeigen, sind häufiger. Wenn diese diskordanten Quarz-Sillimanitlinsen auf eine ähnliche Weise wie die Spezialfalten zu tektonischen Analysen — wie es in der Beschreibung von Photo 8 angedeutet ist — benutzt werden, unterstützen sie ohne Ausnahme die Falten, die auf Grund des geologischen Kartenbildes und der Messungen von Streichen und Fallen abgeleitet wurden.

Für den Versuch eine Stratigraphie der Gesteine aufzustellen, stelle ich mir ein vereinfachtes Kartenbild vor, in dem alle Gesteine, die wahrscheinlich nicht sedimentär sind, entfernt wurden. Diese Gesteine sind die Amphibolite, die Gabbros und die Pegmatite. Da Glimmerschiefer und Quarzite oft stufenlose Übergänge ineinander zeigen — sowohl im Streichen der Gesteine als senkrecht dazu —, sind sie unter der Bezeichnung Quarzite zusammengefasst.

Sillimanitglimmerschiefer und Sillimanitgranit wurden zusammengefasst und als Sillimanitglimmerschiefer bezeichnet, weil Sillimanitgranit wahrscheinlich aus plagioklashaltigen Sillimanitglimmerschiefern bei Kaliummetasomatose entstanden ist.

Alle Gesteine in den Gebieten der gebänderten Gneise sind unter der Bezeichnung gebänderte Gneise zusammengefasst.

Ost—West verlaufende Profile, die auf diese Weise vereinfacht sind, sind in Fig. 10 eingetragen. Profil 2 verläuft durch Fotstå, und die Falte in Fotstå, die unter dem Profil angedeutet ist, ist ein wichtiger Schlüssel zu einem Teil der Stratigraphie im Kartierungsgebiet.

Wie bereits in der Beschreibung der Magnesit- und Serpentinegesteine genannt wurde, scheint es, als ob diese Gesteine in einem bestimmten

stratigraphischen Horizont liegen, weil sehr oft ein Cordieritgestein mit rhombischem Amphibol auf der einen Seite der Magnesit-Serpentinkörper liegt. Dies Gestein geht allmählich in Quarzit über, indem der Gehalt an rhombischem Amphibol bei zunehmendem Abstand vom Magnesit-Serpentinkörper abnimmt.

Auf dem südlichen Kartenblatt steht auffallend häufig Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer auf der anderen Seite des Magnesit-Serpentinkörpers an. Auf dem nördlichen Kartenblatt ist das Vorhandensein des Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefers am Rande des Magnesit-Serpentinkörpers zweifelhafter, oft weil das Gebiet von quartären Ablagerungen bedeckt ist.

Profil 1 in Fig. 10 schneidet Dypingdal, und es scheint, als ob die Gesteine hier in der Falte liegen, deren Flügel von Fotstå nach Norden divergieren (Profil 2).

Auf Grund des Vergleichs sämtlicher Profile in Fig. 10 wurde folgende stratigraphische Gesteinsserie aufgestellt, in der die kursiv gedruckten Gesteine den sichersten Teil der Stratigraphie darstellen:

Sillimanitglimmerschiefer
 Quarzit
Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer
Magnesit-Serpentingesteine
Cordieritgesteine mit rhombischem Amphibol
 Quarzit
 Sillimanitglimmerschiefer (mit westlichem Fahlband)
 Quarzit
 Sillimanitglimmerschiefer
 Gebänderte Gneise.

Ich habe keine Anhaltspunkte dafür gefunden, wo bei der Gesteinsserie unten und oben ist.

Meine Beobachtungen deuten bis jetzt darauf, dass die Magnesit- und Serpentinegesteine aus dolomitischen Gesteinen entstanden sind. Die bor- und eisenreichen Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer deuten auf marine Sedimente. Die Quarzite und die Sillimanitglimmerschiefer enthalten ebenfalls verhältnismässig viel Bor (in Turmalin).

In Fig. 11 sind die Profile 8, 9, 10 und 11 aus Fig. 10 zusammengefasst, auch die gebänderten Gneise am weitesten östlich im kartierten Gebiet auf dem südlichen Kartenblatt sind enthalten. Dies alles wurde

zusammengefasst, um eine schematische und noch sehr unsichere Hypothese der Faltung im Gebiet darzustellen.

Die Profile in Fig. 10 und die daraus abgeleitete Gesteinsfolge, zusammen mit der Hypothese der Gesteinsfalten in Fig. 11, deuten darauf, dass das östliche und das westliche Fahlband in verschiedenen stratigraphischen Niveaus liegen.

Anvendt litteratur.

- Andersen, Olaf*, 1928. The Genesis of some Types of Feldspars from Granite Pegmatites. N.G.T., bd. 10.
- Barth, Tom. F. W.*, 1951. Theoretical Petrology. A Textbook on the Origin and the Evolution of Rocks.
- 1956. Studies in Gneiss and Granites I & II. Vid.-Akad. Skr., Mat.-Naturv. kl., No. 1.
- Billings, Marland P.*, 1955. Structural Geology. II. utg.
- Brügger, W. C.*, 1933. On Several Archæan Rocks from the South Coast of Norway. I. Nodular Granites from the Environs of Kragerø. Vid.-Akad. Skr., Mat.-Naturv. kl. No. 8.
- 1934. On Several Archæan Rocks from the South Coast of Norway. II. The South Norwegian Hyperites and their Metamorphism. Vid.-Akad. Skr., Mat.-Naturv. kl. No. 1.
- Bugge, Arne*, 1922. Et forsøk paa inndeling av det syd-norske grunnfjeld. N.G.U. Nr. 95.
- 1928. En forkastning i det syd-norske grunnfjell. N.G.U. Nr. 130.
- 1929. Oversikt over inndelingen av Det Sydnorske grunnfjell samt om Fahlbåndene i Kongsberg ertsdistrikt. N.G.U. Nr. 133.
- 1936. Kongsberg—Bambleformasjonen. N.G.U. Nr. 146.
- 1937. Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskarter F.35 Ø og F.35 V. N.G.U. Nr. 143.
- Bugge, Carl*, 1917. Kongsbergfeltets geologi. Med kart og plancher. N.G.U. Nr. 82.
- Bugge, Jens A. W.*, 1943. Geological and Petrographical Investigations in the Kongsberg—Bamble Formation. N.G.U. Nr. 160.
- Carstens, Harald*, 1955. On the Clouding of Plagioclase in coronited Metadolerites. N.G.T., bd. 35.
- Drescher-Kaden, F. K.*, 1948. Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen. Erster Band.
- Forbes, David*, 1857. Geologiske Undersøgelser over det metamorfiske Territorium ved Norges Sydkyst. Nyt Mag. f. Naturvid., bd. 9, h. 2.
- Gates, Robert M.*, 1953. Petrogenic Significance of Perthite. Selected petrogenic Relationships of Plagioclase, Chapter 5. Geol. Soc. Am. Memoir 52.
- Geology of Norway*, 1960. Redaktør Olaf Holtedahl. N.G.U. Nr. 208.
- Hofseth, Brit*, 1942. Geologiske undersøkelser ved Kragerø, i Holleia og Troms. N.G.U. Nr. 157.

- Holtedahl, Olaf*, 1953. Norges geologi, bd. I. N.G.U. Nr. 164.
- Jøsang, Ottar*, 1963. Om koronadannelser i en olivingabbro. Sammenfatning av foredrag holdt i Det V. Nordiske Geologiske Vintermøte i Århus (januar 1962). Medd. Dansk Geol. Foren., bd. 15, h. 2.
- Kjerulf, Tb. og T. Dabll*, 1861. Om jernertsenes forekomst ved Arendal, Næs og Kragerø. Nyt Mag. f. Naturvid., bd. 11, h. 4.
- Oftedal, Ivar*, 1957. Mineralogi. Sammendrag av forelesninger for studerende i mineralogi og petrografi ved Universitetet i Oslo.
- Osborn, E. F. og D. B. Tait*, 1952. The System Diopside-Forsterite-Anorthite. Am. Jour. Sci., Bowen Vol.
- Rosenqvist, Ivan Tb.*, 1948. Noen observasjoner og refleksjoner omkring Modum koboltgruber (nedl.). I. Fahlbåndene. N.G.T., bd. 27.
- 1952. The Metamorphic Facies and the Feldspar Minerals. Universitetet. Årbok 1952. Naturv. rekke. No. 4.
- Sobral, José M.*, 1913. Contributions to the Geology of the Nordingrå Region. Uppsala.
- Tröger, W. E.*, 1952. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenen Minerale.
- Törnebohm, A. E.*, 1877. Om Sveriges viktigare Diabas- och Gabbro-Arter. Kungl. Svenska Vetenskaps. Handl. B. 14, No. 13.

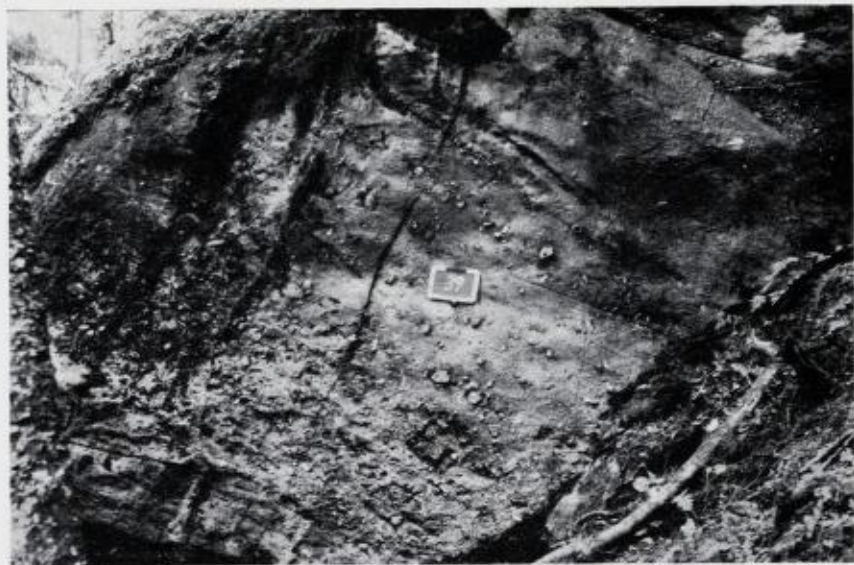


Foto nr. 1. Lagene av plagioklasporfyroblaster i nordsida av Knatten på Snarum.
Lagen von Plagioklasporphyroblasten im nördlichen Abhang des Knatten in Snarum.



Foto nr. 2. Nærbilde av plagioklasporfyroblastene i Knatten.
Nabaufnahme der Plagioklasporphyroblasten vom Knatten.

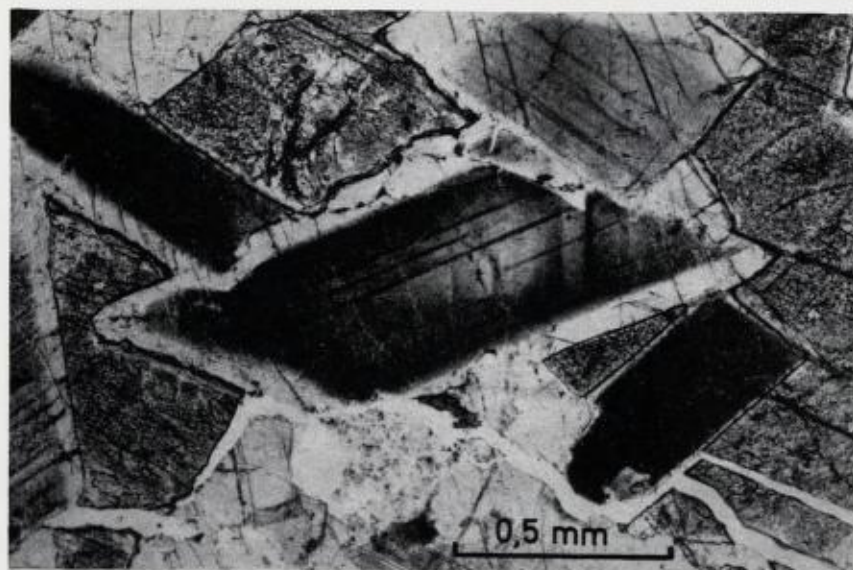


Foto nr. 3. «Tåke» av spinell i plagioklas. Mineralet med høyt relieff er diopsid. 1 nicoll.
 Fra olivinhyperitten like vest for Asketjern på Snarum.
Spinell-«Nebel» in Plagioklas. Das Mineral mit bobem Relief ist Diopsid. Ein Nicol.
Aus dem Olivinhyperit gleich westlich des Asketjern in Snarum.

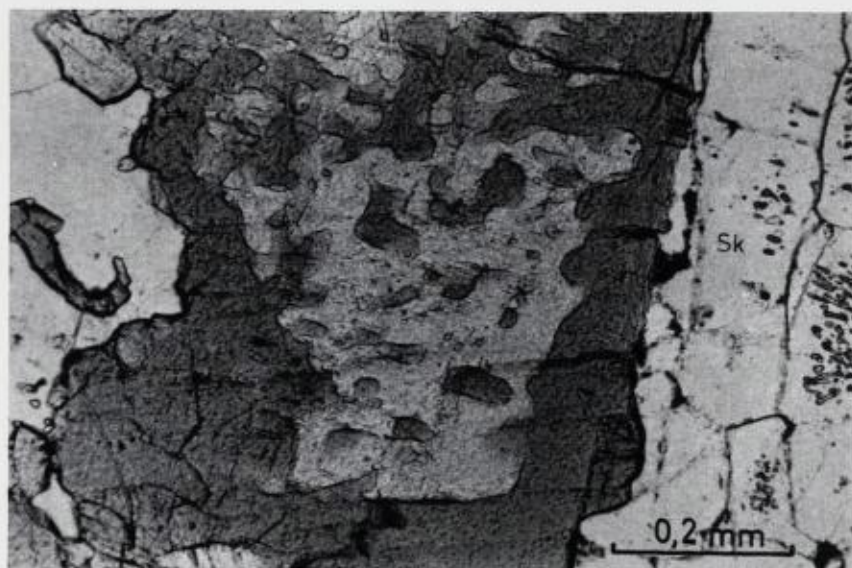


Foto nr. 4. Flekker av blek grønnfarget amfibol i mørkere grønn amfibol.
 Sk er skapolit. 1 nicoll.
 Fra en delvis amfibolittisert og skapolittisert noritt ca. 300 m SV for Skarstjern.
Flecken von blassgrünem Amphibol in dunkler grünem Amphibol. Sk: Skapolith. Ein Nicol.
Aus dem uralitisierten und etwas skapolithisierten Norit etwa 300 m SW des Skarstjern.



Foto nr. 5. Diopsid (lyst) som flekkevis er omdannet til hornblende (mørkt). Inneslutninger av kvartskorn. X nicoller. Fra en delvis amfibolittisert og skapolittisert gabbro ca. 200 m SØ for Bingsås.

Diopsid (hell), der fleckenweise in Hornblende (dunkel) umgewandelt ist. Einschlüsse von Quarzkörnern. Nicols gekreuzt. Aus dem uralitisierten und etwas skapolithisierten Gabbro etwa 200 m SO von Bingsås.



Foto nr. 6. Skråttstilte kvarts-sillimanitlinser og et sammenhengende, tynt lag av kvarts og sillimanit parallelt med sillimanitgranittens bånding.

Ved utløpet fra Damtjern på Snarums vestside.

Schräggestellte Quarz-Sillimanitlinsen und eine zusammenhängende, dünne Schicht von sillimanithaltigem Quarz parallel der Bänderung des Sillimanitgranits.

Beim Auslauf aus dem Damtjern im westlichen Teil von Snarum.



Foto nr. 7. Kvarts-sillimanitlinser som står diskordant mot sillimanitgranittens bånding.

Samme lokalitet som foto nr. 6 er fra.

Quarz-Sillimanitlinsen, die diskordant gegen die Bänderung des Sillimanitgranits stossen. Dieselbe Lokalität wie Photo Nr. 6.



Foto nr. 8. Skråttstilt kvarts-sillimanitlinse (L) i båndet i sillimanitgranitt.
 Fra Sperråsen på Snarum.
*Schräggestellte Quarz-Sillimanitlinse (L) in gebändertem Sillimanitgranit.
 Auf dem Sperråsen in Snarum.*

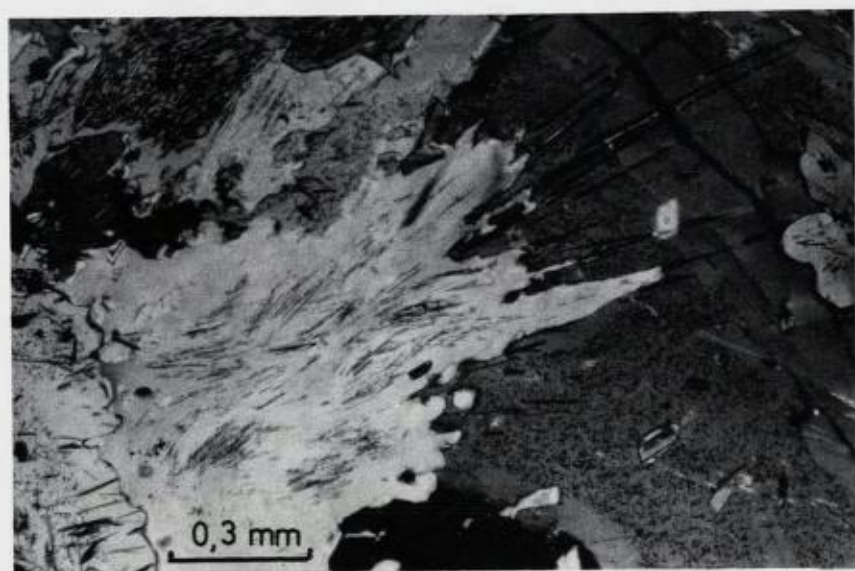


Foto nr. 9. Muskovit som har vokst på bekostning av bl. a. sillimanit. X nicoller.
 Fra sillimanitgranitt like vest for Bøensmoen.
*Muskovit, der auf Kosten u. a. des Sillimanits gewachsen ist. Nicols gekreuzt.
 Vom Sillimanitgranit gleich westlich von Bøensmoen.*

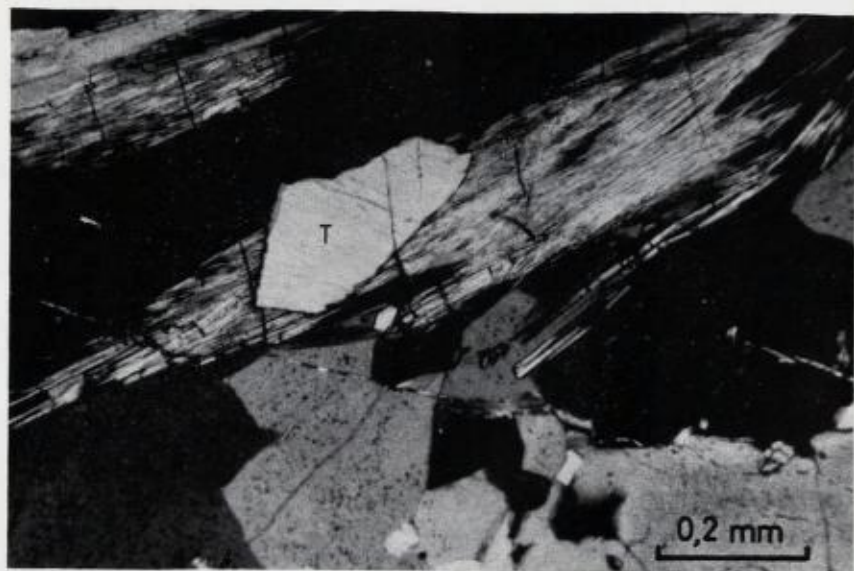


Foto nr. 10. Turmalin (T) som «avskjærer» en sillimanitbunt. X nicoller.

Fra sillimanitglimmerskifer ca. 450 m SØ for Skuterudtjern.

Turmalin (T), der ein Sillimanitbündel abschneidet. Nicols gekreuzt.

Vom Sillimanitglimmerschiefer ca. 450 m SO von Skuterudtjern.

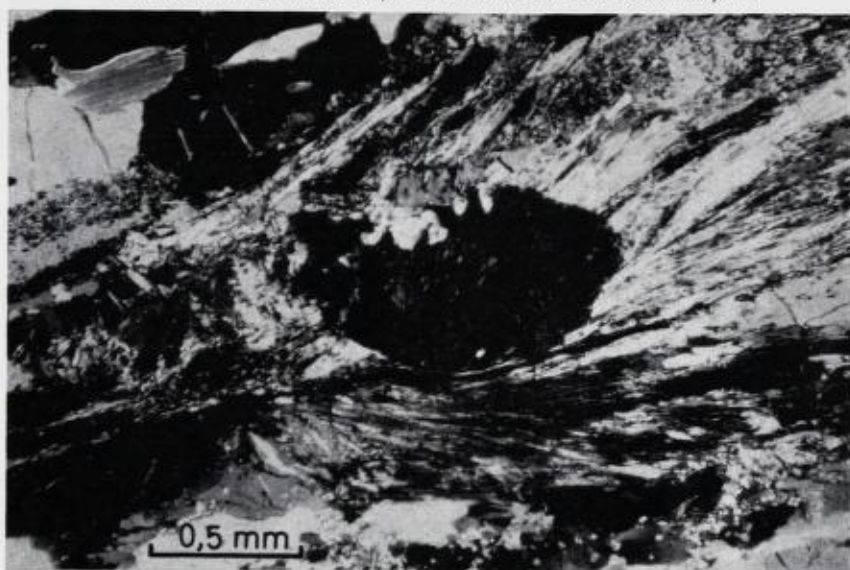


Foto nr. 11. Turmalin med innesluttet sillimanit. Turmalinen ligger i utsløkningsstilling, mens sillimanitnålene i dens indre lyser opp. X nicoller.

Fra sillimanitglimmerskifer ca. 300 m NØ for gruvene på Middagskollen.

Turmalin mit eingeschlossenem Sillimanit. Der Turmalin befindet sich in Auslöschungsstellung, während die Sillimanitnadeln im Inneren des Turmalins hell sind. Nicols gekreuzt.

Vom Sillimanitglimmerschiefer ca. 300 m NO der Gruben auf dem Middagskollen.

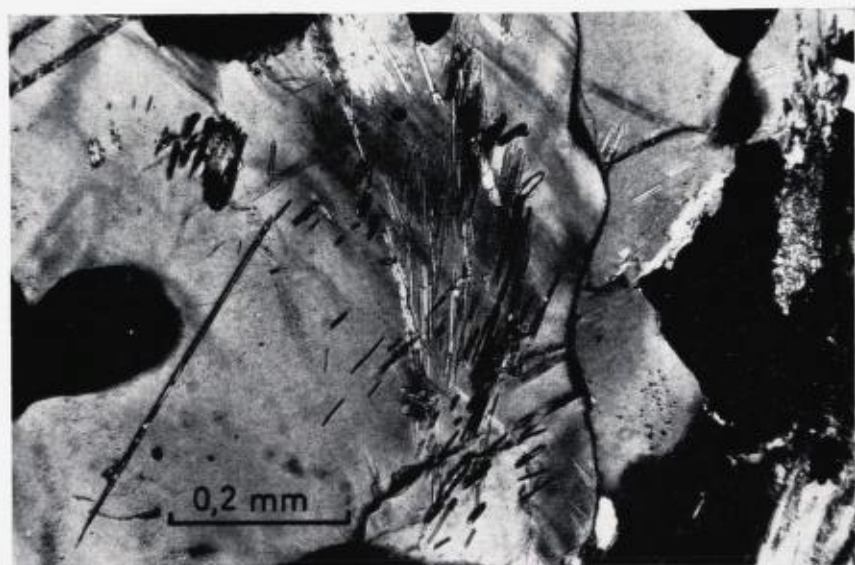


Foto nr. 12. Sillimanitnåler i mikroklin. X nicoller.
 Fra sillimanitgranitt på Fotstå på Snarum.
Sillimanitnadeln in Mikroklin. Nicols gekreuzt.
Vom Sillimanitgranit auf dem Fotstå in Snarum.

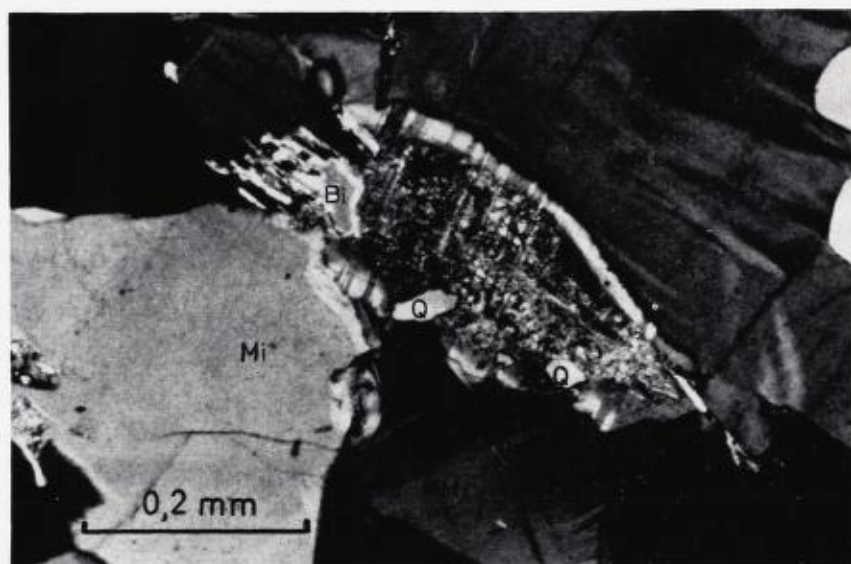


Foto nr. 13. Plagioklas med utlutningsrand mot mikroklin (Mi).
 Q betegner kvarts. X nicoller.
 Fra sillimanitgranitt 1 km NNV for V. Spone kapell.
Plagioklas mit Ab-reicherem Rand gegen Mikroklin (Mi). Q: Quarz. Nicols gekreuzt.
Vom Sillimanitgranit 1 km NNW von V. Spone Kapelle.

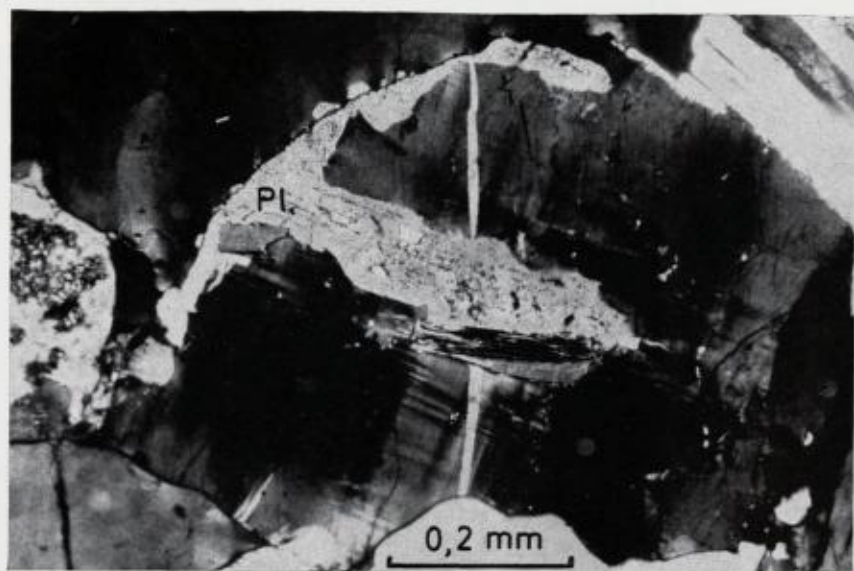


Foto nr. 14. Korrodert plagioklas (Pl) i mikroklin. X nicoller.
 Fra sillimanitgranitt ved utløpet fra Damtjern på Snarum.
*Korrodiertes Plagioklas (Pl) in Mikroklin. Nicols gekreuzt. Vom Sillimanitgranit
 beim Auslauf aus dem Damtjern im westlichen Teil von Snarum.*

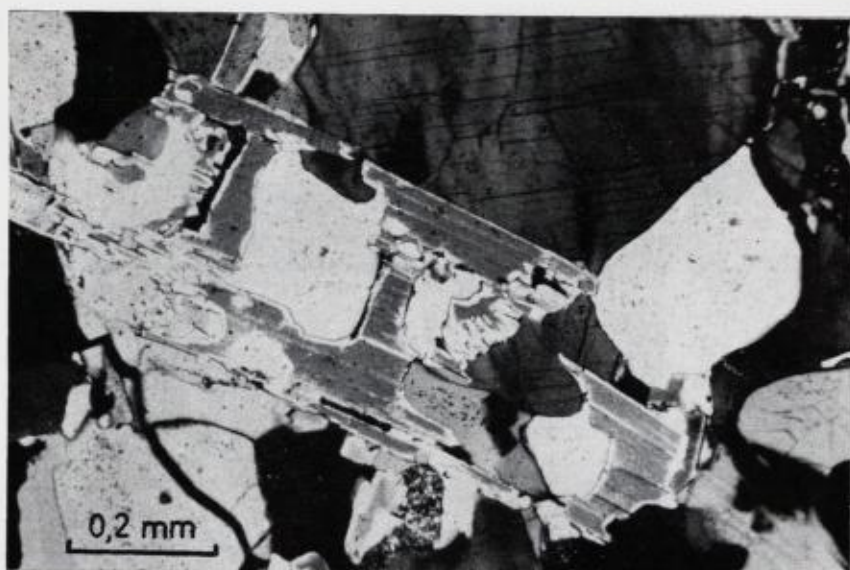


Foto nr. 15. Korrodert muskovit. De derved dannede hulrom er fylt av kvarts
 og mikroklin. X nicoller.
 Fra sillimanitgranitten like vest for serpentinegruven syd for Tingelstادتjern.
*Korrodiertes Muskovit. Die dabei entstandenen Löcher sind mit Quarz und Mikroklin
 gefüllt. Nicols gekreuzt. Vom Sillimanitgranit gleich westlich der Serpentinegrube
 am Südense des Tingelstادتjern.*

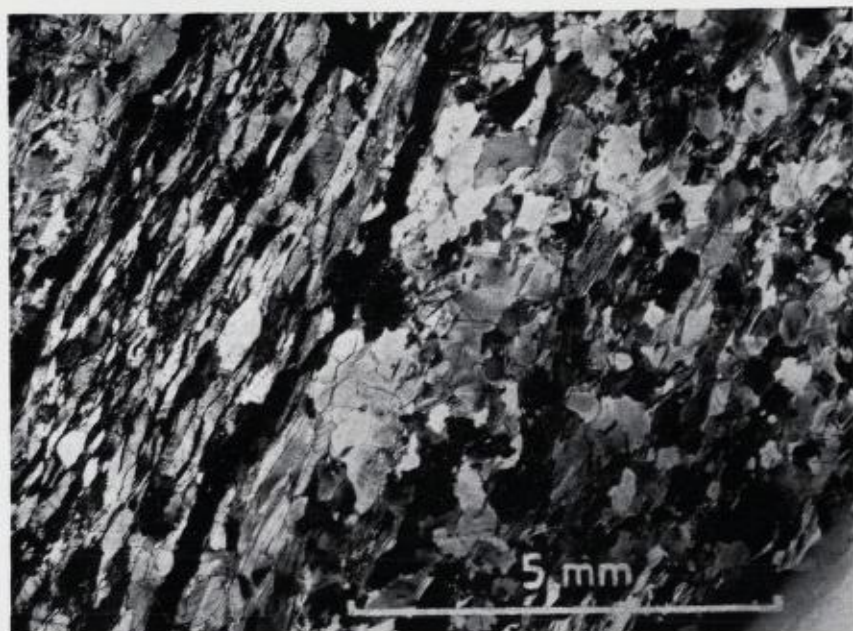


Foto nr. 16. Presset kvarts-sillimanitlinse i upresset granittisk grunnmasse. X nicoller.
 Fra en sillimanitgranitt ca. 1,2 km N for Bergandammen.
*Gepresste Quarz-Sillimanitlinse in ungepresster granitischer Grundmasse.
 Nicols gekreuzt. Von einem Sillimanitgranit ca. 1,2 km nördlich von Bergandammen.*

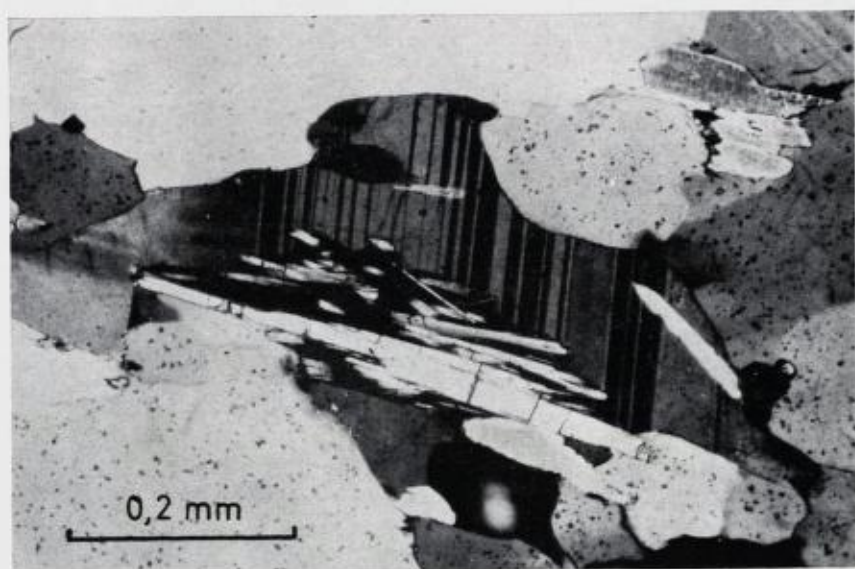


Foto nr. 17. Sillimanitnåler omgitt av kvarts i plagioklas. X nicoller. I kvartsitt
 80 m V for Dypingen på Snarum.
*Sillimanitnadeln in Plagioklas. Am Kontakt zum Sillimanit eine ganz dünne Haut von
 Quarz. Nicols gekreuzt. In Quarzit 80 m westlich von Dypingen in Snarum.*

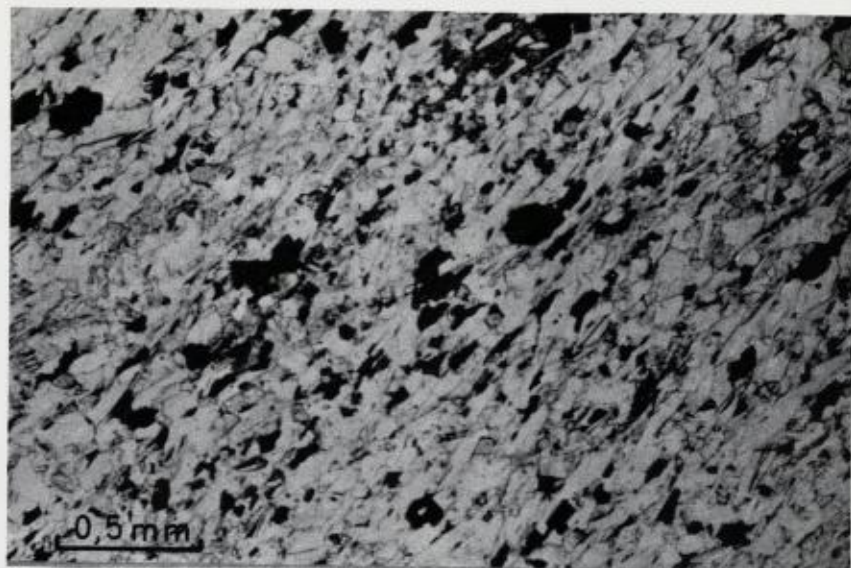


Foto nr. 18. Kvarts-flogopit-hematitskifer. 1 nicoll.
 Ca. 700 m S for Hulebak magnesitgruve.
Quarz-Pblogopit-Hämatitschiefer. Ein Nicol.
 Ca. 700 m südlich der Magnesitgrube Hulebak.

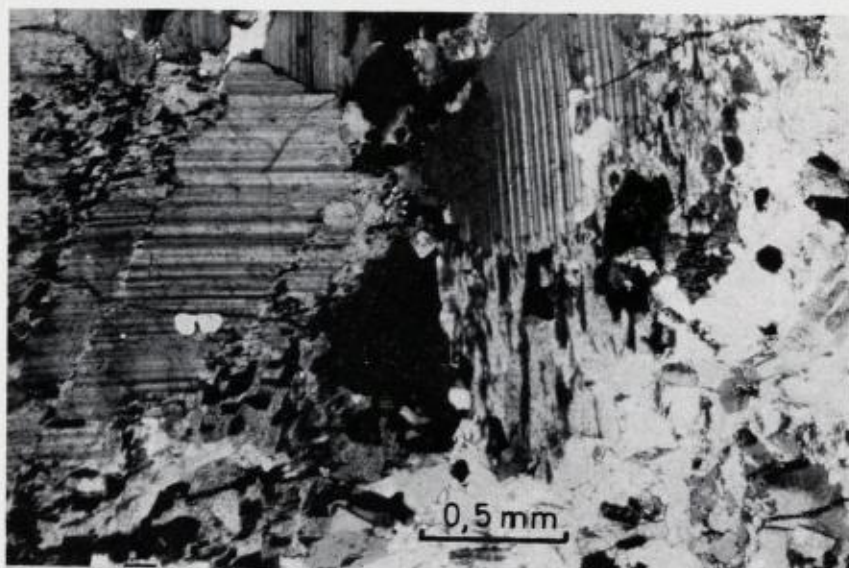


Foto nr. 19. Kontakt mellom pegmatitt og sjakkbrettalbitisert brekksje. X nicoller.
 Ca. 200 m V for Hovdekollen på Snarum.
Kontakt zwischen Pegmatit und schakkbrettalbitisierter Brekzie. Nicols gekreuzt.
 Ca. 200 m westlich des Hovdekollen in Snarum.

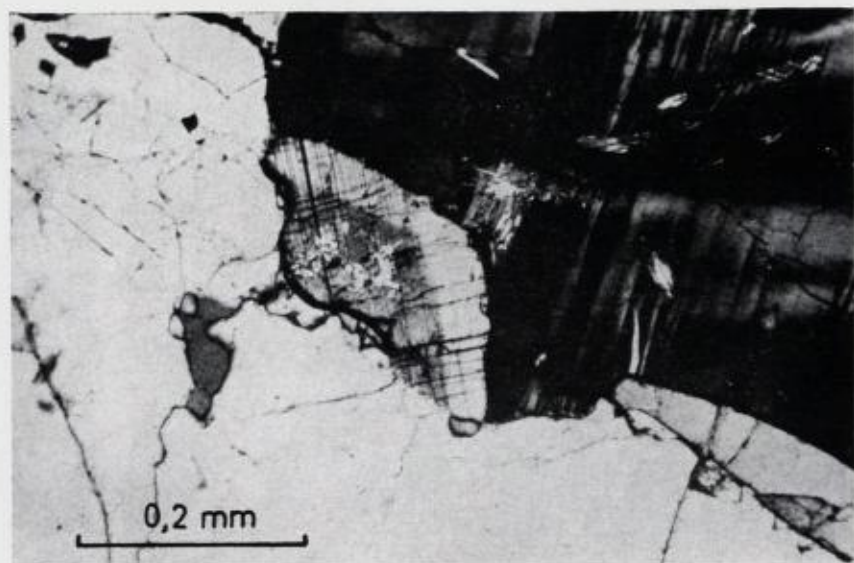


Foto nr. 20. Plagioklas i snitt loddrett (001) og (010) med utlutningsrand mot mikroklin, men ikke mot kvarts. X nicoller.
 Fra en aplittlinse i pegmatitt som gjennomsetter sillimanitgranitten ved utløpet fra Damtjern på Snarum.

Plagioklas im Schnitt senkrecht (001) und (010) mit albitreicherem Rand gegen Mikroklin, aber nicht gegen Quarz. Nicols gekreuzt. Aus einer Aplittlinse in Pegmatit, der den Sillimanitgranit beim Auslauf aus dem Damtjern in Snarum durchsetzt.

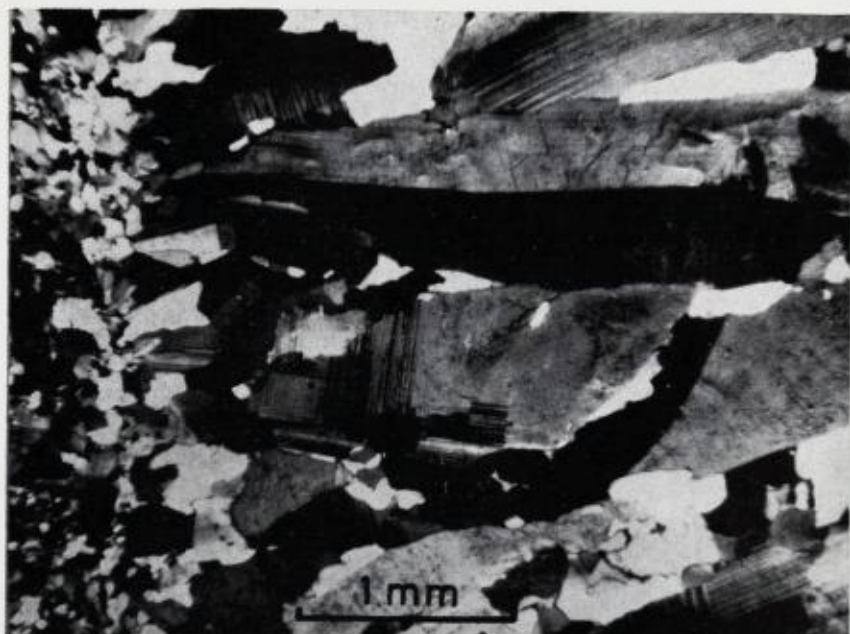


Foto nr. 21. Kontakt mellom pegmatitt (til høyre) og kvarts-flogopit-hematitskifer (til venstre). X nicoller. På sydsida av Overentjern.

Kontakt zwischen Pegmatit (rechts) und Quarz-Phlogopit-Hämatitschiefer (links). Nicols gekreuzt. An der Südseite des Overentjern.

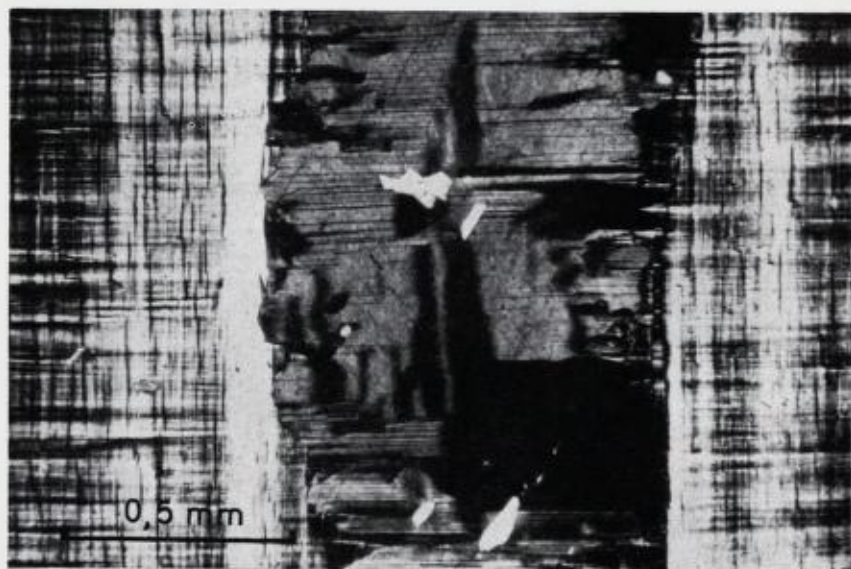


Foto nr. 22. Albit- og periklintvillinger i årepertitt i mikroklin. X nicoller.

Fra pegmatitt ca. 50 m NØ for Harpentjern på Snarum.

Albit- und Periklinzwillinge in «ein perthites» in Mikroclin. Nicols gekreuzt. Von einem Pegmatit ca. 50 m NO des Harpentjern in Snarum.

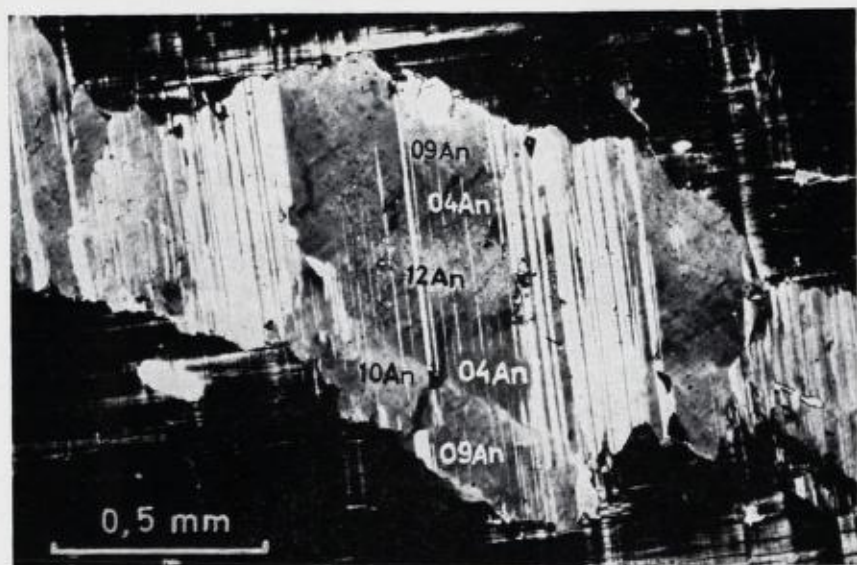


Foto nr. 23. Uregelmessig sonar årepertitt. Snitt parallelt (001). X nicoller.
 Fra pegmatitt ca. 50 m NØ for Harpentjern på Snarum.
*Unregelmässig zonarer «vein pertbite». Schnitt parallel (001).
 Vom Pegmatit ca. 50 m NO des Harpentjern in Snarum.*



Foto nr. 24. En uregelmessig sonar og to regelmessig sonare årepertitter.
 Snitt parallelt (001). X nicoller.
 Fra en pegmatitt ca. 100 m N for Lyaråsen.
*Ein unregelmässig zonarer und zwei regelmässig zonare «vein pertbites». Schnitt
 parallel (001). Nicols gekrenzt. Von einem Pegmatit ca. 100 m nördlich des Lyaråsen.*

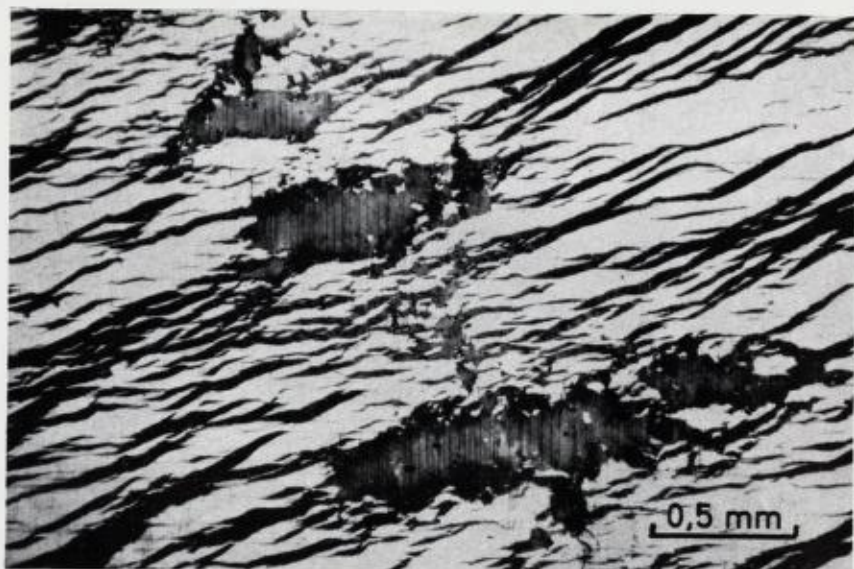


Foto nr. 25. Sonare flekkpermitter. Snitt parallelt (001). X nicoller.
 Fra pegmatitten ca. 100 m N for Lyaråsen.
 Zonare «patch perthites». Schnitt parallel (001). Nicols gekreuzt.
 Vom Pegmatit ca. 100 m nördlich des Lyaråsen.

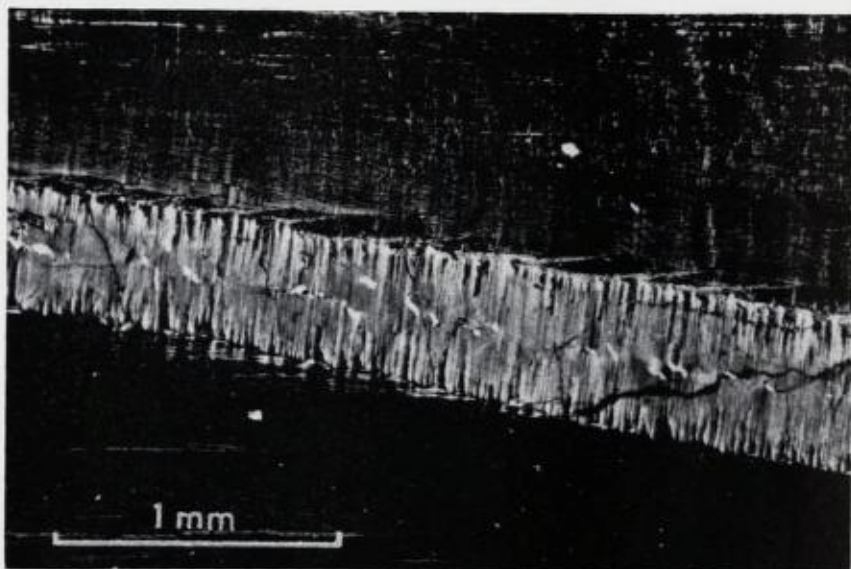


Foto nr. 26. Äreperitt med en rad av kvartskorn langs midten.
 Snitt parallelt (001). X nicoller.
 Fra en pegmatitt 100 m N for Harpentjern på Snarum.
 «Vein perthites» mit einer kleinen Reihe Quarzkörner entlang der Mitte. Schnitt parallel (001). Nicols gekreuzt. Von einem Pegmatit 100 m nördlich des Harpentjern in Snarum.

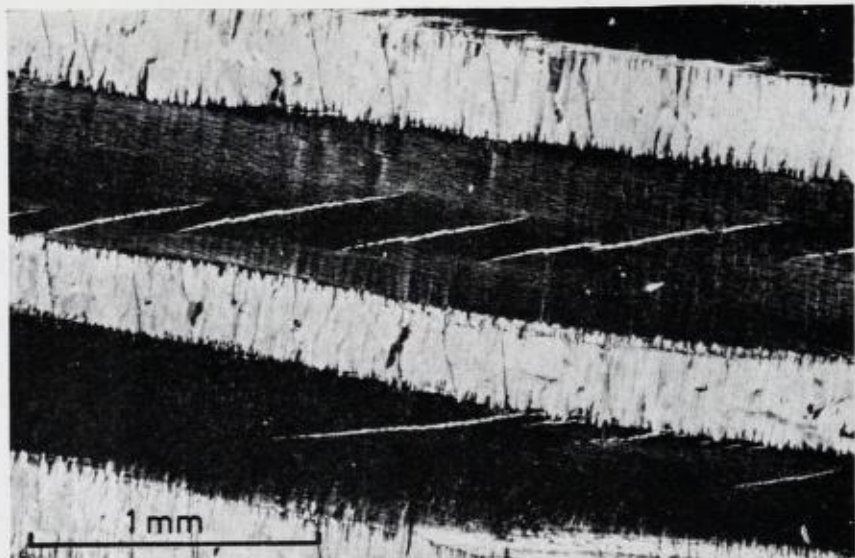


Foto nr. 27. Tynne årepertitter mellom brede årepertitter. Snitt parallelt (001).
 X nicoller. Fra pegmatitten 100 m N for Harpentjern på Snarum.
 Dünne «vein perthites» zwischen breiten «vein perthites». Schnitt parallel (001).
 Nicols gekreuzt. Vom Pegmatit 100 m nördlich des Harpentjern in Snarum.

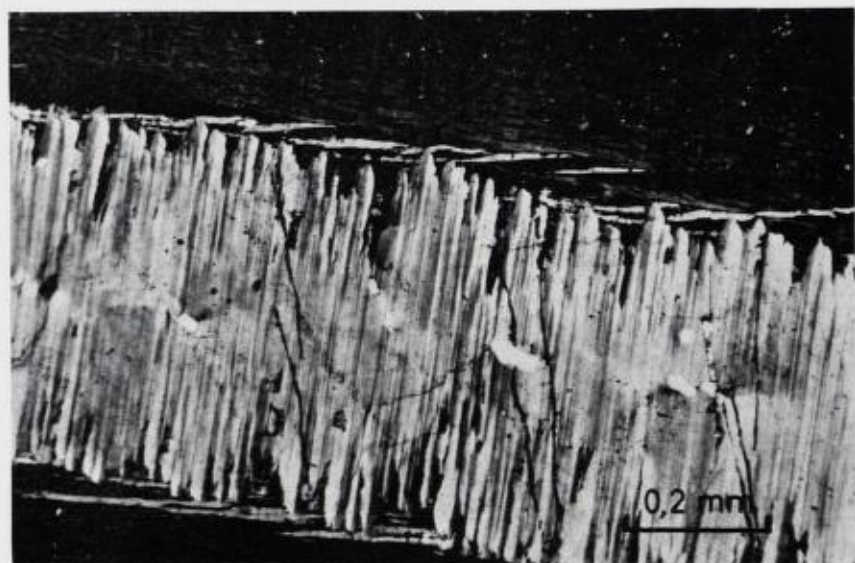


Foto nr. 28. «Tunger» fra en bred årepertitt trenger gjennom tynne filmpertitter.
 Snitt parallelt (001). X nicoller.
 Fra pegmatitten 100 m N for Harpentjern på Snarum.
 «Zungen» vom Rand eines breiten Perthits aus, die die dünneren Perthite durch-
 dringen. Schnitt parallel (001). Nicols gekreuzt.
 Vom Pegmatit 100 m nördlich des Harpentjern in Snarum.

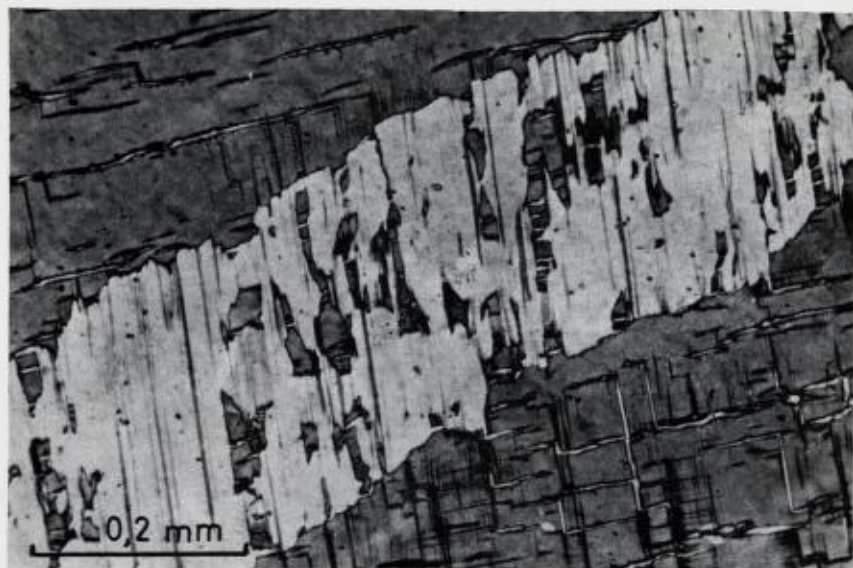


Foto nr. 29. Inneslutninger av mikroklin med filmpertitter i en bred, «shullet»
årepertitt. Snitt parallelt (001). X nicoller.

Fra en pegmatitt ca. 600 m NV for Tingelstadjern.

*Einschlüsse von Mikroklin mit «film perthites» in Löchern in einem breiten «ein
perthite». Schnitt parallel (001). Nicols gekreuzt.*

Von einem Pegmatit ca. 600 m NW des Tingelstadjern.



Foto nr. 30. Sedimentærstrukturer (?) i kvartsitt.

Ca. 400 m VNV for s. Overen.

Sedimentstrukturen (?) in Quarzit.

Ca. 400 m WNW von s. Overen.

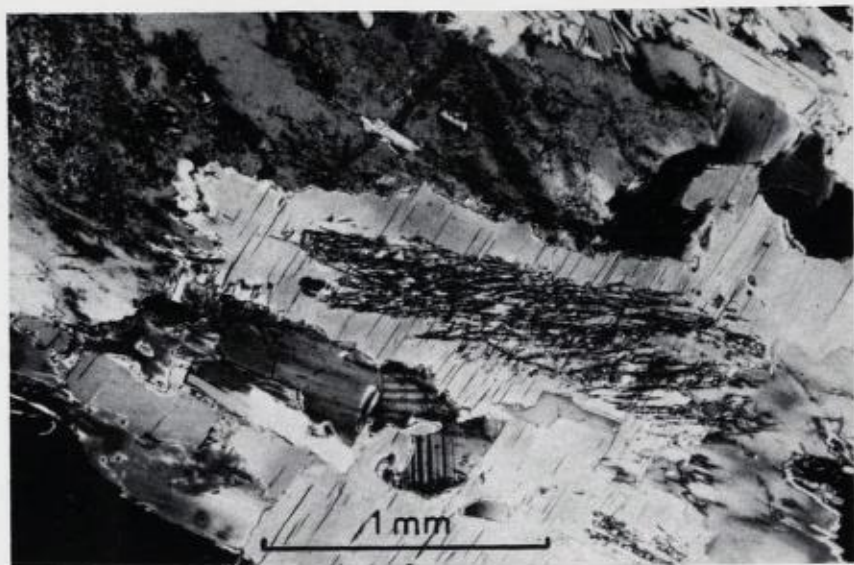


Foto nr. 31. Muskovit med sillimanitrester. X nicoller.
 Fra en sillimanitførende diorittisk gneis SØ for Fotstå på Snarum.
 Muskovit mit Sillimanitresten. Nicols gekreuzt.

Von einem sillimanithaltigen dioritischen Gneis südöstlich von Fotstå in Snarum.

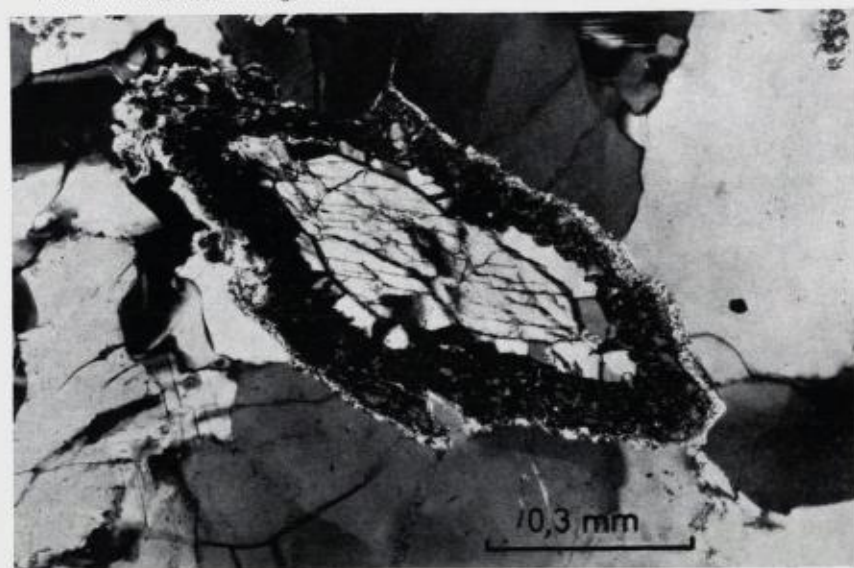


Foto nr. 32. Anthofyllitkrystall omgitt innerst av en smal albitrand og ytterst av en
 rand av bronzit som delvis er omdannet til muskovit. X nicoller.

Fra en anthofyllit-cordierit-plagioklasbergart ca. 300 m SSV for Harpentjern på Snarum.

*Anthofyllitkrystall, der direkt am Kontakt von einem schmalen Albitrand und da-
 nach von einem teils in Muskovit umgebildeten Bronzitrant umgeben ist. Nicols ge-
 kreuzt. Von einem Anthofyllit-Cordierit-Plagioklasgestein ca. 300 m SSW des
 Harpentjern in Snarum.*

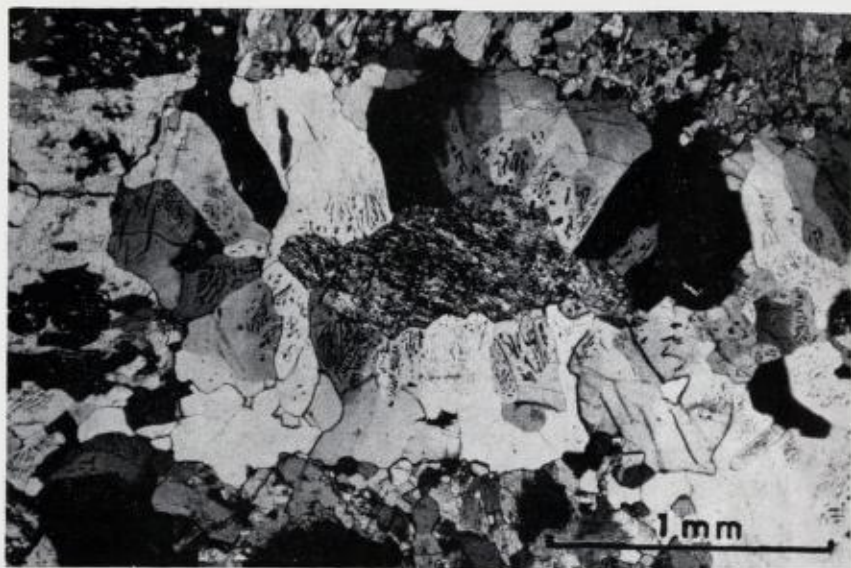


Foto nr. 33. Spinell-«ormer» i skapolit rundt restene av en plagioklaskrystall.
X nicoller.

Fra en delvis amfibolitisert og skapolitisert noritt ca. 300 m SV for Skarstjern.
*Spinell-«Würmchen» in Skapolitb, die um die Plagioklasreste herum liegen. Nicols ge-
kreuzt. Von einem uraltisierten und etwas skapolitbisierten Norit ca. 300 m SW
des Skarstjern.*

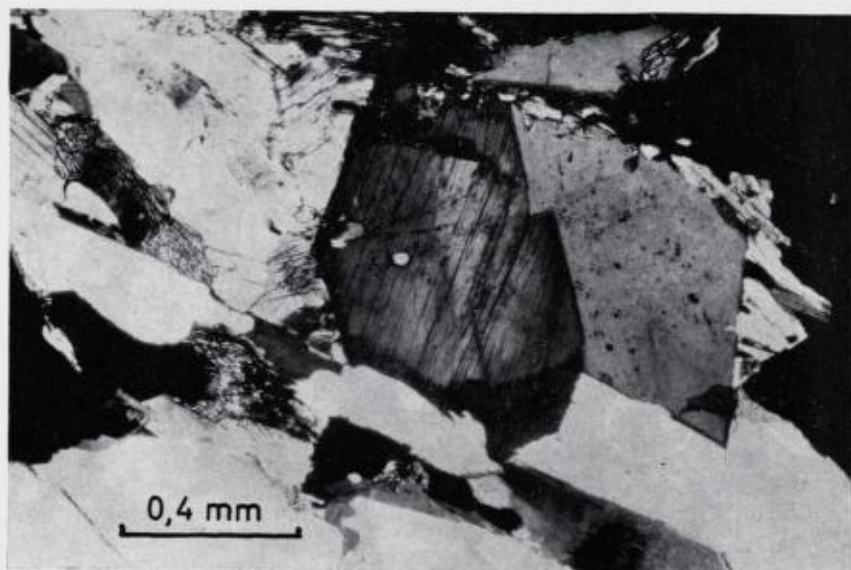


Foto nr. 34. Sonar hornblende. X nicoller.

Fra en albit-amfibolbergart ca. 80 m NNV for magnesitforekomsten syd for Skreia.
*Zonare Hornblende. Nicols gekreuzt. Von einem Albit-Amfibolgestein ca. 80 m
NNW vom Magnesitvorkommen südlich von Skreia.*

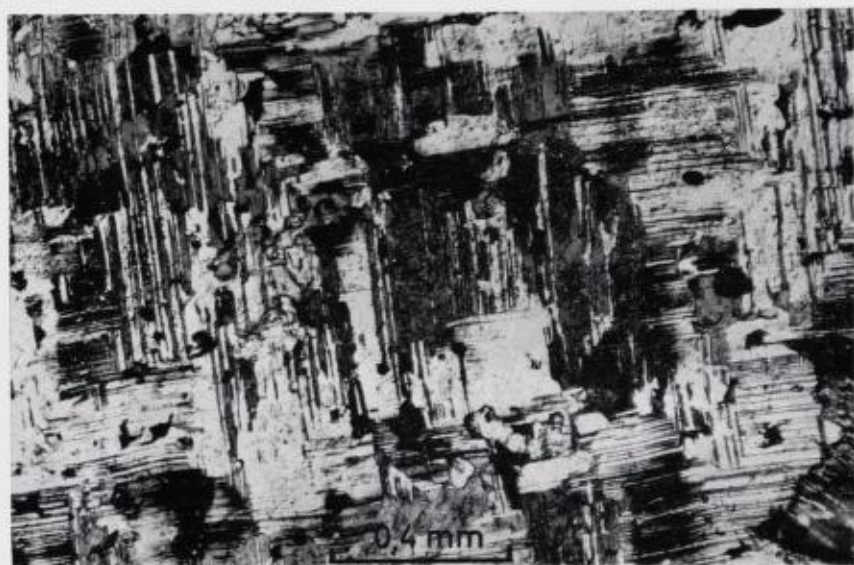


Foto nr. 35. Albit med albit- og periklintvillinger i et sjakkbrettalbitliknende mønster.

X nicoller. Fra en albit-amfibolbergart like øst for Døvikollen på Snarum.

Albit mit Albit- und Periklinzwillingen mit einem Muster ähnlich dem des Schachbrettalbits. Nicols gekreuzt. Von einem Albit-Amphibolgestein gleich östlich des Døvikollen in Snarum.

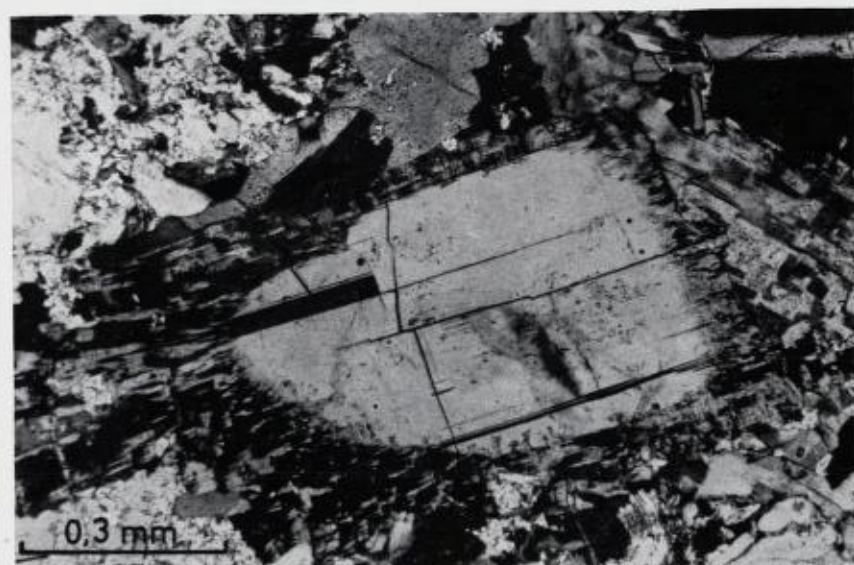


Foto nr. 36. Vanlig albit fortrennes av sjakkbrettalbit. X nicoller.

Fra en delvis sjakkbrettalbitisert albit-amfibolbergart ved bekken fra Tingelstadjern.

Gewöhnlicher Albit wird von Schachbrettalbit vedrängt. Nicols gekreuzt. Von einem zum Teil schachbrettalbitisierten Albit-Amphibolgestein am Bach, der vom Tingelstadjern kommt.

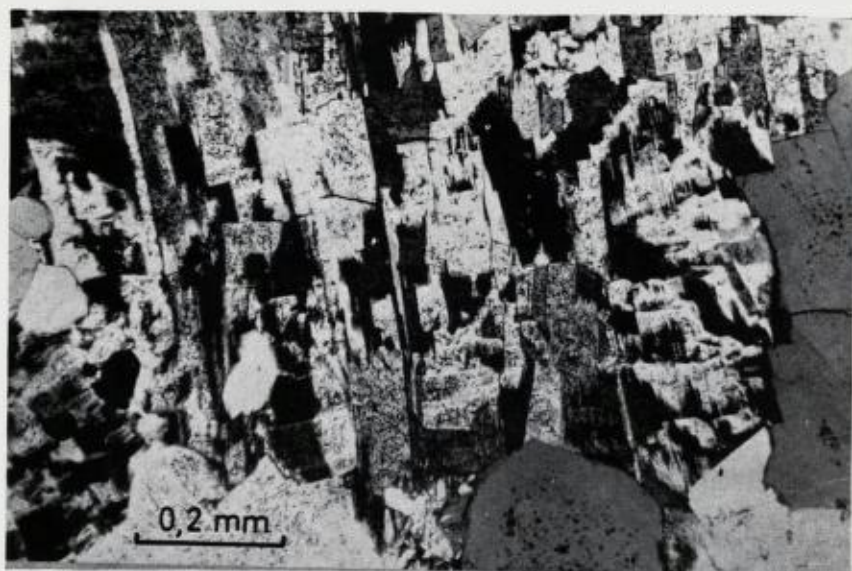


Foto nr. 37. Sjakkbrettalbit og kvarts. X nicoller
 Fra en sjakkbrettalbit-talkbergart ved vejen ca. 500 m N for Knatten.
 Schakkbrettalbit und Quarz. Nicols gekreuzt. Von einem Schakkbrettalbit-Talkgestein
 am Wege ca. 500 m nördlich von Knatten.

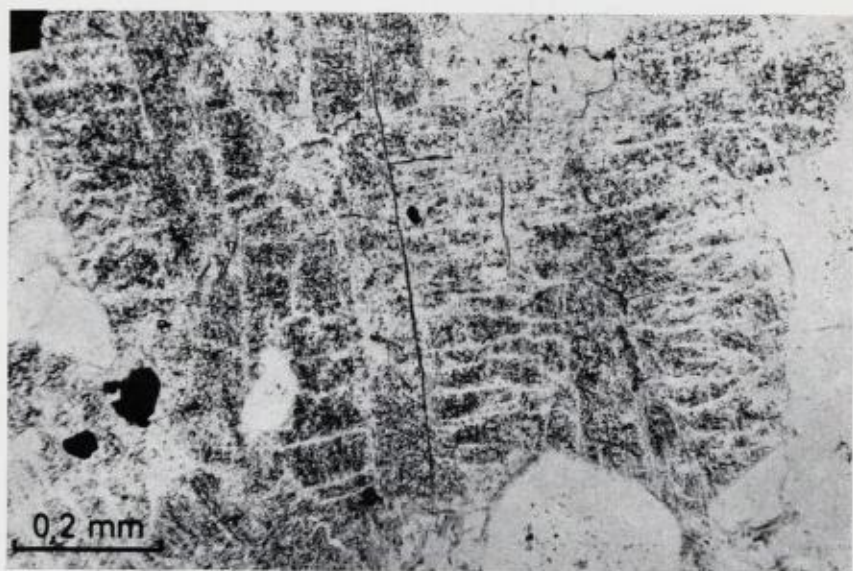


Foto nr. 38. Sjakkbrettalbit (samme motiv som foto nr. 37, men med 1 nicoll).
 Fotoet viser de støvformete, mørke inneslutningene i sjakkbrettalbit.
 Dasselbe Motiv wie in Photo Nr. 37, aber mit nur einem Nicol. Das Photo zeigt die
 staubförmigen schwarzen Einschlüsse im Schakkbrettalbit.

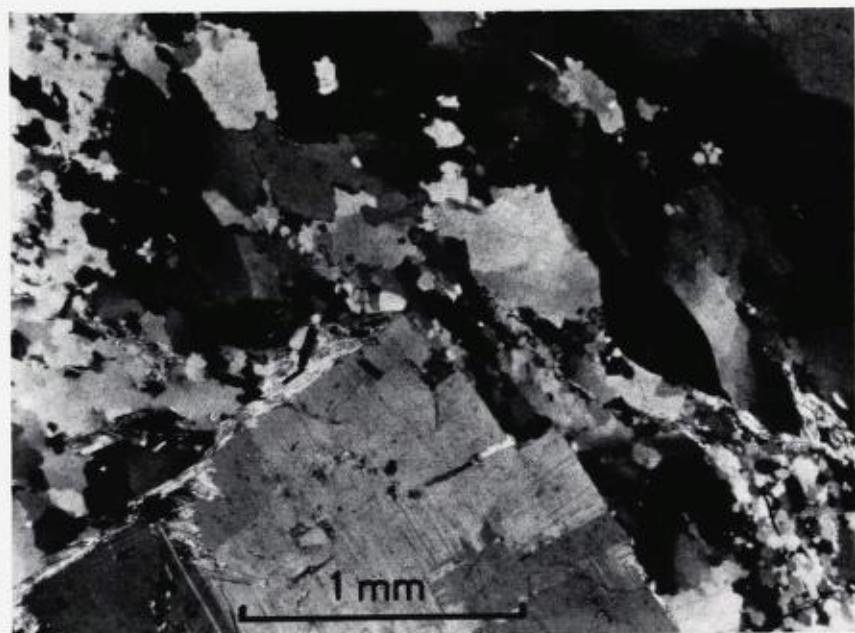


Foto nr. 39. Albitkrystall i kataklastisk kvartsitt. X nicoller.
Fra en albit-talkbergart ved Malmvegen øst for Overentjern.

*Albitkrystall in kataklastischem Quarzit. Nicols gekreuzt. Von einem Albit-Talkgestein
bei Malmvegen östlich des Overentjern.*

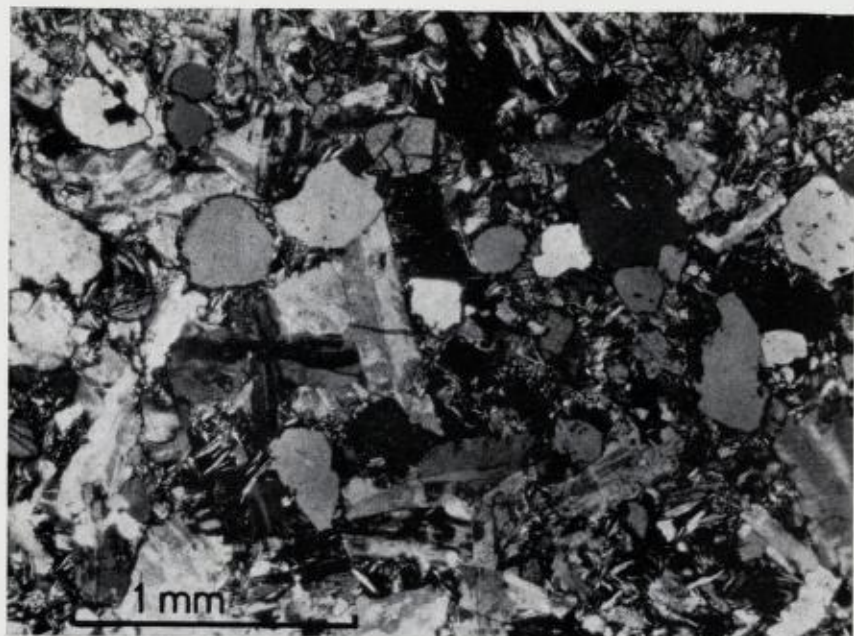


Foto nr. 40. Avrundete kvartskorn i en sjakkbrettalbitisert bergart. Dessuten sees sjakkbrettalbit, talk og titanit. X nicoller.

Fra en sjakkbrettalbit-talkbergart like syd for Svartfjell på Snarum.

Gerundete Quarzkörner in einem schachbrettalbitisierten Gestein. Weiter sieht man Schachbrettalbit, Talk und Titanit. Nicols gekreuzt. Von einem Schachbrettalbit-Talkgestein gleich südlich von Svartfjell in Snarum.

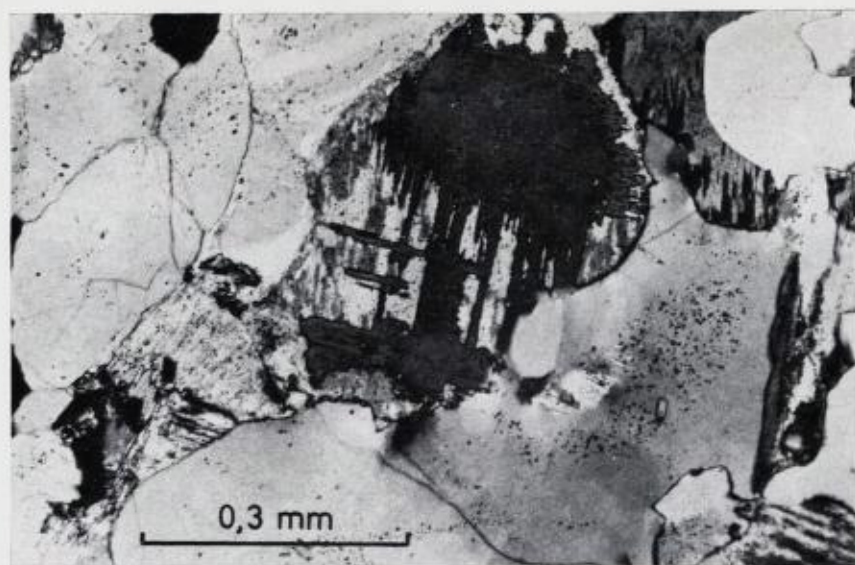


Foto nr. 41. Sjakkbrettalbit fortrenger mikroklin. X nicoller.

Fra sillimanitgranitten 150 m SSØ for Svarttjern vest for Högås.

Schachbrettalbit verdrängt Mikroklin. Nicols gekreuzt. Vom Sillimanitgranit 150 m SSO des Svarttjern westlich von Högås.

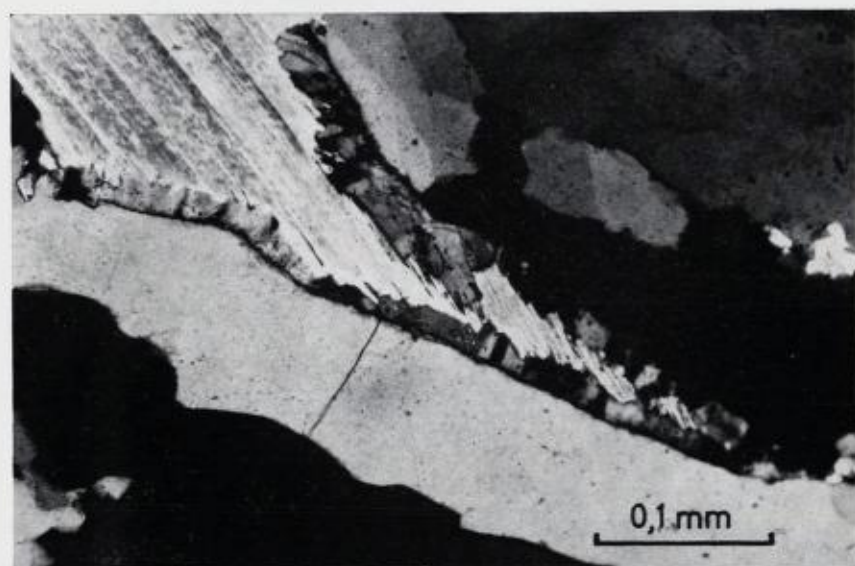
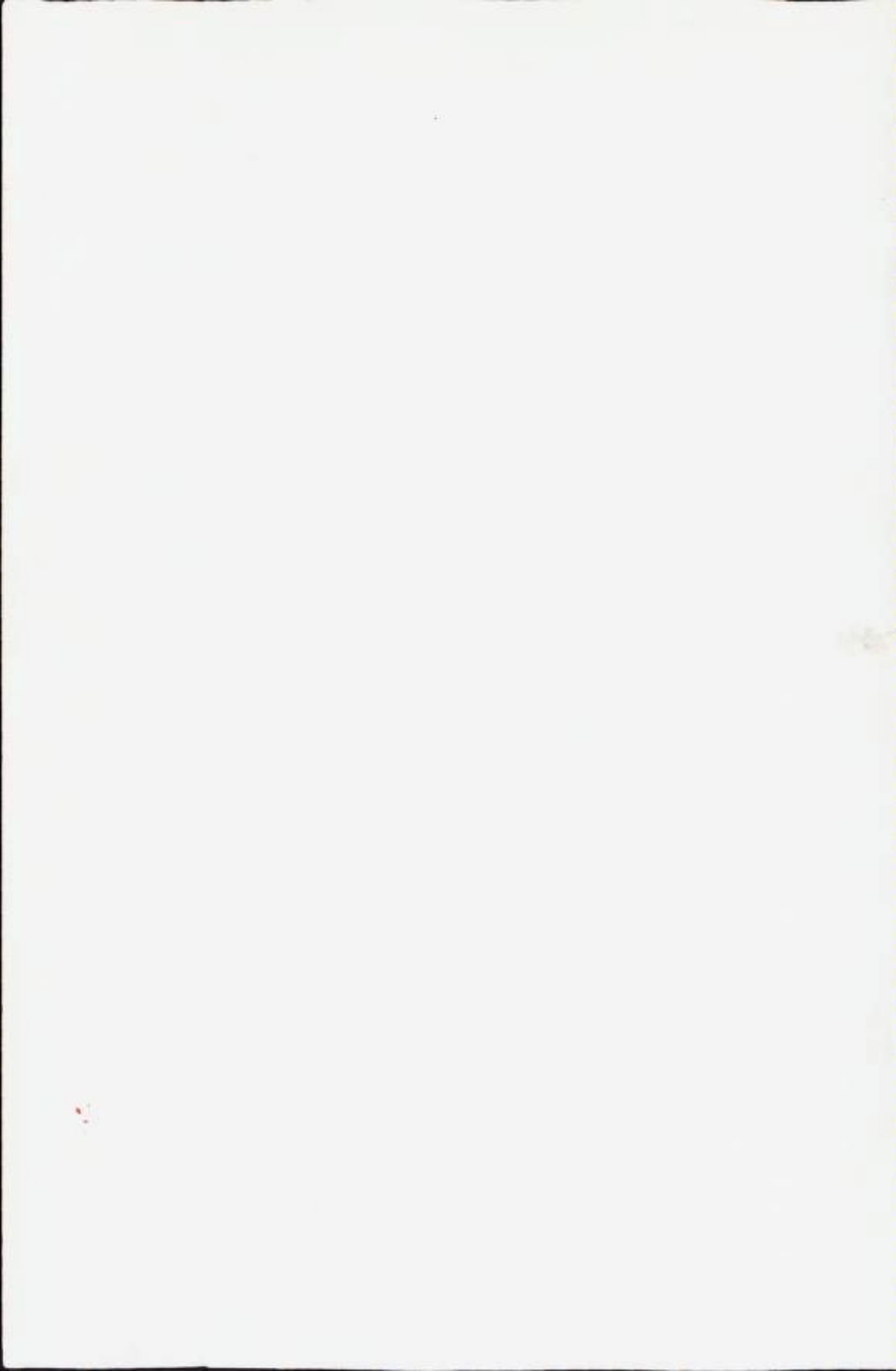
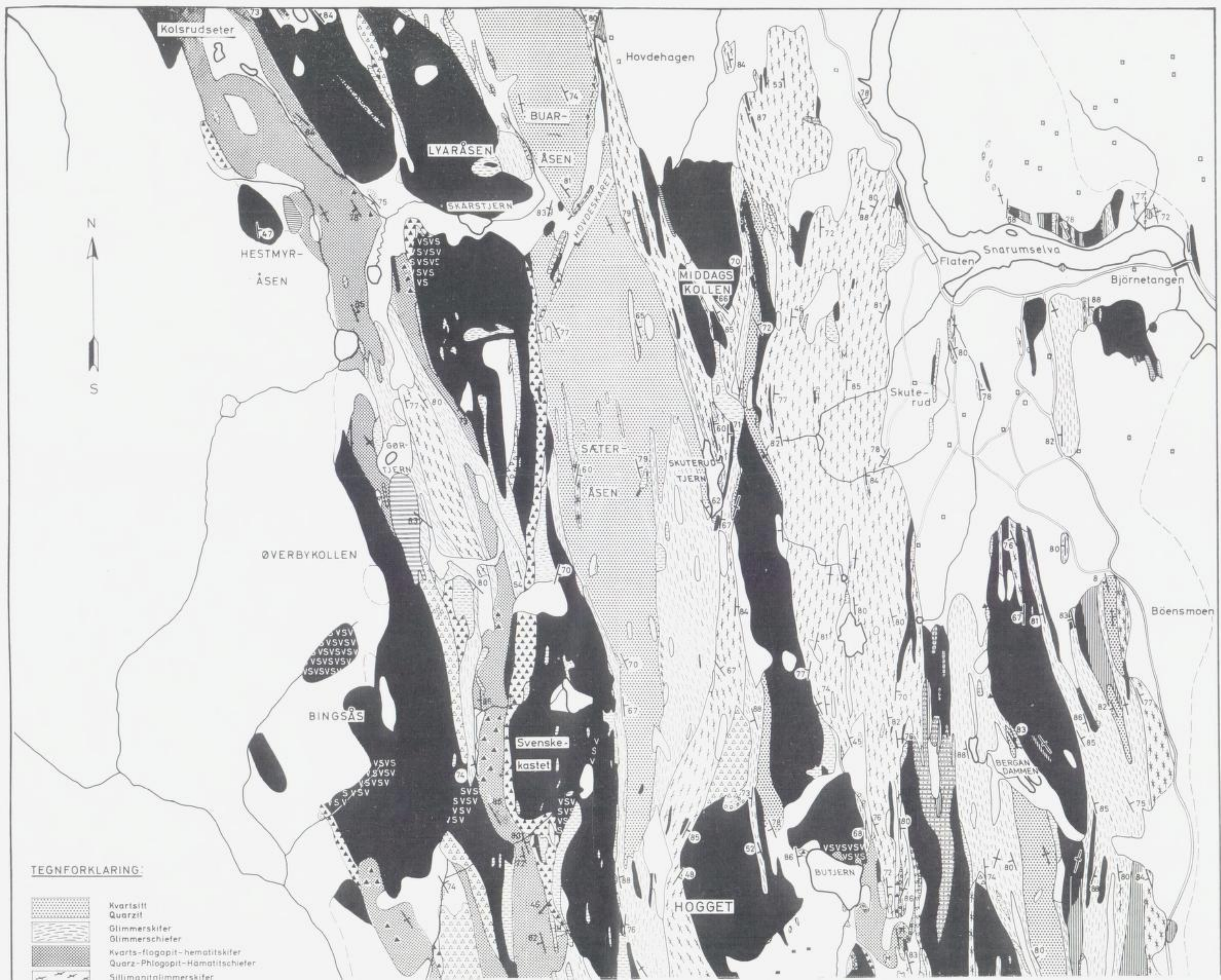






Foto nr. 42. Biotit fortrenses langs randen av albit. X nicoller. Fra en sillimanitglimmerskifer 1,2 m fra en sjakkbrettalbitisert breksje 60 m Ø for Svarttjern ved Högås.

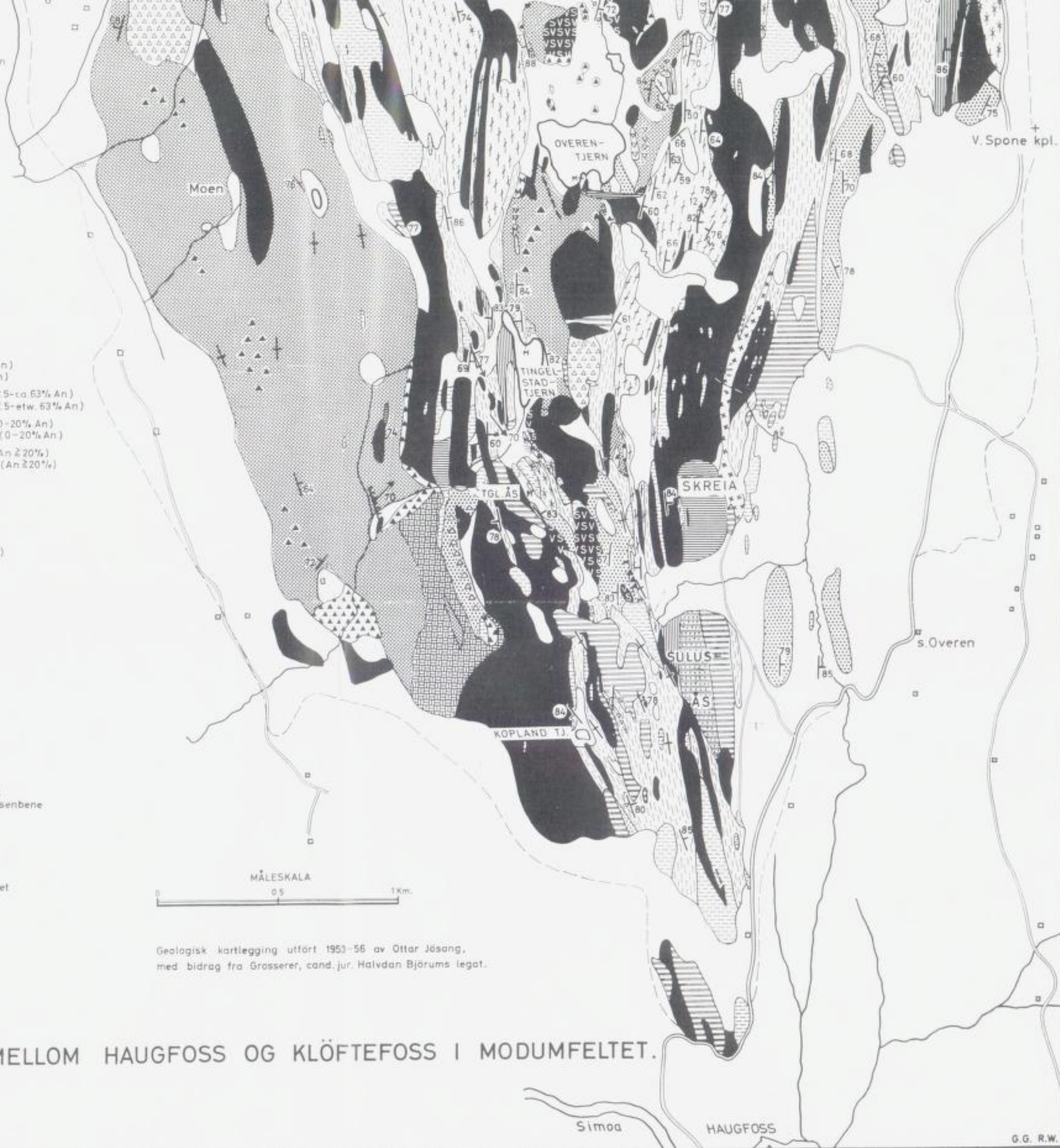
Biotit wird am Rand von Albit verdrängt. Nicols gekreuzt. In einem Sillimanitglimmerschiefer, 1,2 m von einer schachbrettalbitisierten Breksie, 60 m östlich des Svarttjern bei Högås.





TEGNFORKLARING:

-  Kvartsitt
Quarzit
-  Glimmerskifer
Glimmerschiefer
-  Kvarts-flagopit-hematiskifer
Quarz-Phlogopit-Hematitschiefer
-  Sillimanitalimnerskifer






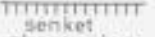



FJELLGRUNNEN I OMRÅDET MELLOM HAUGFOSS OG KLØFTEFOSS I MODUMFELTET.

Sørlige del.

FJELLGRUNNEN I OMRÅDET MELLOM HAUGFOSS OG KLÖTFEFOSS I MODUMFELTET. Nordlige del.

TEGNFORKLARING:

-  Kvartsitt
Quarzit
-  Glimmerskifer
Glimmerschiefer
-  Kvarts-flogopit-hematitskifer
Quarz-Phlogopit-Hematitschiefer
-  Sillimanitglimmerskifer
Sillimanitglimmerschiefer
-  Sillimanitgranitt
Sillimanitgranit
-  Finkrystallinsk granitt uten kvarts-sillimatlinser
Feinkristalliner Granit ohne Quarz-Sillimatlinser
-  Båndgneiser
Gebänderte Gneise
-  Diorittiske og kvartsdiorittiske gneiser
Dioritische und quartsdioritische Gneise
-  Granodiorittiske gneiser
Granodioritische Gneise
-  Granodiorittiske gneiser med mikroklinøyner
Granodioritische Gneise mit Mikroklinaugen
-  Granatgneiser
Granatgneise
-  Rombisk amfibol-cordieritbergarter
Cordieritgesteine mit rhombischem Amphibol
-  Gabbro
Gabbro
-  Olivinggabbro
Olivinggabbro
-  Amfibolitt
Amphibolit
-  Magnesit- og serpentinbergarter
Magnesit- und Serpentinesteine
-  Kvarts-albitpegmatitt uten mikroklin (0-10% An)
Quarz-Albitpegmatit ohne Mikroklin (0-10% An)
-  Kvarts-plagioklaspegmatitt uten mikroklin (27.5-ca.63% An)
Quarz-Plagioklaspegmatit ohne Mikroklin (27.5-ca. 63% An)
-  Mikroklinførende kvarts-plagioklaspegmatitt (0-20% An)
Mikroklinführender Quarz-Plagioklaspegmatit (0-20% An)
-  Mikroklinførende kvarts-plagioklaspegmatitt (An ≥ 20%)
Mikroklinführender Quarz-Plagioklaspegmatit (An ≥ 20%)
-  Ikke undersøkte pegmatitter
Nicht untersuchte Pegmatite
-  Albit-amfibolbergart (Gruppe I)
Albit-Amphibolgestein (Gruppe I)
-  Sjakkbrettalbit-talkbergart (Gruppe II)
Talkgestein mit Schachbrettalbit (Gruppe II)
-  Albit-talkbergart (Gruppe III)
Albit-Talkgestein (Gruppe III)
-  Albit-amfibol-kvartsbergart (Gruppe IV)
Albit-Amphibol-Quarzgestein (Gruppe IV)
-  Skapolittisering
Skapolithisierung
-  Gabbroide og diorittiske gangbergarter
Gabbroide und dioritische Ganggesteine
-  Overdekket
Bedeckt

-  Strøk og fall
Streichen und Fallen
 -  Faldingsakse
Faltenachse
 -  Faldingsakse med strøk og fall for akseplanet
Faltenachse mit Streichen und Fallen der Achsenbene
- FORKASTNINGER (STÖRUNGEN)**
-  Forkastning med vertikalbevegelse inntegnet
Störung mit Vertikalbewegung
 -  Forkastning med horisontalbevegelser inntegnet
Störung mit Horizontalbewegung
 -  Usikker forkastning
Unsichere Störung
 -  Strøk og fall for forkastningsplan
Streichen und Fallen der Störungsfläche



Geologisk kartlegging utført 1953-56 av Ottar Jösang, med bidrag fra Grosserer, cand. jur. Halvdan Bjørums legat.



