

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 158

**GEOLOGISKE OG PETROGRAFISKE
UNDERSØKELSER I OMRÅDET
TYNSET—FEMUNDEN**

AV
PER HOLMSEN

MED 26 TEKSTFIGURER OG SUMMARY



OSLO 1943

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

8 V 9 3/22

Innholdsfortegnelse.

	Side
Innledning	5
Tidligere geologiske undersøkelser i området	6
Beskrivelse av bergartene	6
A. Grunnfjellet	10
1. De eldre grønnstensbergarter	10
2. Den almindelige granitttype	11
3. Andre granittyper	14
4. Yngre doleriter	16
5. Grunnfjellsbergarter av ukjent lokalitet	20
6. Om grunnfjellsbergartenes geologiske alder	21
B. De autoktone sedimentbergarter	22
1. Tilliten	23
2. Arkoseoverganger	27
3. Kvartskonglomerater, kvartsiter, grafitiskifer m. m.	30
C. De alloktone sedimentbergarter	31
1. De pressete sparagmiter	31
2. „Sålekinnabergartene“	33
3. De pegmatitiske linser av kvarts og feldspat etc.	35
4. Fylliter og kvarts-glimmerskifer	36
D. Øiegneis langs grensen mellom de overskjøvede sparagmiter og hornblendeskifer	38
E. Omvandlete basiske eruptiver	39
1. Klettenes og Brydalens hornblendeskifer	41
2. Nørendalens og Hodalens grønnstensbergarter	42
3. Tronfjells eruptivbergarter	43
F. Trondhjemitene	46
G. Hummelfjellets diabas	46
Tektonikken.	
1. Overskyvninger og forskyvninger	47
2. Relasjonen mellom „Kvitvola-etasjonen“, „Synnfjellsand-stenen“ og de overskjøvede sparagmiter innen Tynsetområdet	52
3. Forkastninger	53
Metamorfofen sett i lys av mineralfaciesprinsippet	55
Morfologiske trekk	57

	Side
Summary	58
Introduction	58
A. The pre-sparagmitean	58
B. The autochthonous sparagmites	59
C—E Allochthonous rocks	59
F, G. Younger eruptives	60
Tectonics	60
1. Thrusts	60
2. Faults	61
The metamorphism	62
The mineral-facies-principle applied to the rocks of the Tynset region	62
Litteratur	64

Innledning.

Dette arbeide omfatter resultatene av mine geologiske undersøkelser innen kartbladet Tynset og de tilstøtende deler av nabokartbladene Nordre og Søndre Femund og Øvre Rendal.

Egentlig hadde det vært meningen å publicere resultatene som en utførlig beskrivelse til det geologiske rektangelblad; men da det ikke ser ut til at kartet kan bli trykt innen en nogenlunde nær fremtid, har jeg foretrukket å meddele de av mine resultater som jeg mener har videnskapelig interesse, i en egen publikasjon; det er dels fordi mitt arbeide, som har ligget ferdig siden 1940, står i fare for å bli foreldet, og dels fordi jeg mener at mine resultater kan komme til å ha en viss betydning for den nyere fjellkjedeforskning i vårt land.

Jeg ønsker ved denne anledning å uttale min beste takk til min far, statsgeolog dr. Gunnar Holmsen, som har lært mig de elementære ting ved det geologiske feltarbeide nettop i de trakter jeg har studert. Dernest vil jeg uttale min takk til mine lærere ved Universitetet, professorene Olaf Holtedahl og Tom Barth, for den interesse de har vist for mitt arbeide og de gode råd de har gitt mig med hensyn til mine geologiske studier.

Kartleggingen av den faste fjellgrunn innen kartbladet Tynset blev utført i løpet av omtrent 16 uker i tiden 1936—40. En del av mine iakttagelser gav stoff til min hovedoppgave til realeksamen. I denne publikasjon er dessuten meddelt en hel del nyere iakttagelser.

Tidligere geologiske undersøkelser i området.

Av tidligere geologisk litteratur om bergbygningen i dette område må nevnes:

Th. Kjerulf: Udsigt over det sydlige Norges geologi. 1879. (30.)

A. E. Törnebohm: Några notiser om Sålekinnen och dess nærmaste omgifning. 1892. (40.)

A. E. Törnebohm: Grunddragen af det centrala Skandina-
vians bergbyggnad. 1896. (41.)

J. Schetelig: Sparagmitgrensen i nordvest. (Avsnitt i dr.
G. Holmsen: Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen—
Femundstrøket. N. G. U. Nr. 74.) 1915.

J. Schetelig: Dagbøker fra reiser i Nordre Østerdalen 1905,
1906 og 1908.

Kjerulf nevner gabbroene i Tronfjell og de pressete sparag-
miter i fjellene sydover.

Törnebohm omtaler grunnfjellsområdet øst for Brydalen og
Finstaddalen, og beskriver nærmere flere profiler, bl. a. et vest—
øst gående profil over Storbekkefatet—Sålekinna—Nørendalen.

Schetelig omtaler grunnfjellsområdet øst for Brydalen og
Finstaddalen, samt overgangen fra dette grunnfjellsområde til
hornblendeskifrene i Klettene nordenfor. Dessuten inneholder
dagbøkene tallrike observasjoner over bergbygningen i disse
trakter, som har vært til stor nytte under den feltgeologiske kart-
legging.

Beskrivelse av bergartene.

Innen kartbladet Tynset går grensen mellom det store
sydøstnorske sparagmitområde og Trondhjemsfeltets kambro-
siluriske bergarter. I isolerte partier stikker den presparag-
mitiske berggrunn, i det følgende for korthets skyld kalt grunn-
fjell, frem gjennom de yngre bergarter. Langs kanten av disse

»grunnfjellsvinduer« forekommer bergarter som gir opplysning om dette områdes historie i eokambrisk tid. Det er kun de yngste ledd av sparagmitavdelingen som er avsatt i disse trakter. De bergarter som i lagrekken ligger over dette eokambrium, består av andre sparagmitbergarter, glimmerskifre, hornblendeskifre o. lign. De er alle sterkt presset, og det gjøres i denne avhandling gjeldende at de er skjøvet fra nord-vest og er kommet på sin nåværende plass under den kaledonske fjellkjedefoldnings tid.

I den nord-vestlige del av kartområdet forekommer trondhjemiter som er intrudert i den metamorfe kambrosilur. I Hummelfjellet i nord er ennu yngre eruptiver trengt opp gjennom de pressete bergarter.

Fig. 1 a fremstiller skjematisk aldersrekkefølgen av bergartene innen dette område, og fig. 1 b er et forenklet berggrunnskart.

Det gjøres videre gjeldende at grunnen til at vi i nutiden finner så dype snitt i lagrekken som ned til grunnfjellet, må søkes blandt annet i den omstendighet at grunnfjellsvinduene er blitt relativt hevet opp i forhold til de omgivende bergarter ved postkaledoniske forkastninger.

I den følgende fremstilling må leseren hele tiden holde for øiet i hvilken sterk grad berggrunnen er overdekket i disse strøk av landet. De flekker hvor det faste fjell stikker frem gjennom bregruaset, er ikke store og det kan være langt mellom dem. Man hindres derved i å gjøre mange ønskelige observasjoner, og kartleggeren må nøie sig med de få og spredte iakttagelser som det gis anledning til ved en enkel befarings av landet.



Postilurisk.
 Hummelfjellefs diabas.

Kambrosilur.
 Trondhjemit.

Alloktion.
 Tronffjells gabbro og peridotit.
 Hornblendeskifer.

Sålekinnabergarter.
 Grov øiegneis.

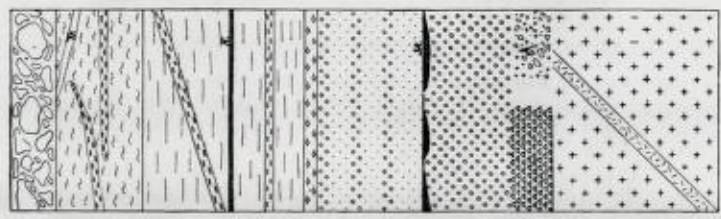
Fylliter av Rørosgruppen (med kvarzilimmerskifer).
 Kalksten.

Sparagmit (= „kvitvola kvartsetage“ = „synnffjell-sandsten“⁶⁵).
Autokton.
 Autoktone rester av Kambrosilur.

Eokambrium.
 Kvarzit, kvartskonglomerat.

Forvittringsarkose.
 Tillit.

Grunnfjell.
 Dolerit.
 Granit.
 Forkastning.
 Skyveplan.



Kvarter.

Fylliter av Rørosgruppen.
 Sjønnesøttar (med kvartit
 hornblendeskifer og grunn-
 steinar (for Sjønnesøttgruppen?))

Kvarzilimmerskifer, øyde
 sjønnesøttar og hornblendes-
 kifer etc.

Grov øiegneis.

Pevulite sparagmiter,
 underdelen fyllit rød.
 ("Fotivola kvartsetage",
 "synnffjellsandsteinen")
 Skyveplan.

Kvartskonglomerat,
 ("Kvartskonglomerat")

Tillit Forvittringsarkose.
 Diabas (Johann)

Granit, øiegranit med
 innestrukturer av
 eldre grunnfjellbergarter.

Alloktion

Autokton

Alloktion

Grunnfjell

Fig. 1 a. Aldersrekkefølgen.

Tegnforklaring til fig. 1 b.



Fig. 1b

A. Grunnfjellet.

Som før antydnet finner forfatteren det hensiktsmessig å betegne alle bergarter innen det område som her skal beskrives som er eldre enn sparagmitavdelingen, for grunnfjell.

Grunnfjellsbergartene omfatter eldre grønnstener, graniter med sine apliter, øiegraniter samt yngre grønnstener og friskere doleriter.

Grunnfjellsbergartene forekommer over et større område øst for Brydalen og Finstaddalen, omkring Spekedalen, som er omtalt av Törnebohm og Schetelig (36 og 41). Området begrenses i vest av Brydalen og dens fortsettelse mot syd, Finstaddalen. Det faller inn under de over liggende sedimentbergarter i nord og øst så vel som i syd så langt som til Undset i Øvre Rendal.

Dessuten forekommer grunnfjellsgraniter i tre mindre områder, nemlig i bunnen av Holøydalen, i bunnen av Øversjødalen og i Nørendalen ved foten av Sålekinna på østsiden av dette fjell.

Dette område strekker sig inn på nabokartbladet Nordre Femund. Ennu lenger øst har vi det lille grunnfjellsområde i Tufsingdalen (24). Disse steder ligger grunnfjellet under de eldste sedimentære bergarter på stedet.

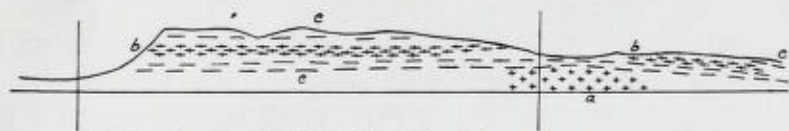
På kartbladet Søndre Femund forekommer også grunnfjellsbergarter, men her er de overskjøvet sammen med sparagmitbergartene. (25.)

1. De eldre grønnstensbergarter.

De eldste grunnfjellsbergarter er grønnstener som hittil kun er iaktatt som inneslutninger i granit og øiegranit. I almindelighet sees en ubetydelig diabasstruktur eller antydning til en porfyritisk tekstur. De enkelte mineraler er omvandlet, plagioklasen til saussurit, pyroxenen til hornblende og klorit. Der finnes også typer hvor diabasstrukturen er vel bevart, men de enkelte mineraler er omvandlet. Denne omvandling står i alle fall for en del i forbindelse med granitens eller øiegranitens kontaktvirkning under erupsjonen av disse. Der er således flere steder iaktatt store svermer av grønnstensinneslutninger i granit. (Under arkoseovergangen i Brydalen, omkring Skarvedalen øst for Finstad o. s. v.) Slike steder er det almindelig at grønnstensbruddstykkene er halvt »fordøiet« av graniten, som på sin



Fig. 1 c. Fotografi av Sålekinna. (G. Holmsens fot.)



Sålekinna sett fra øst. Efter Törnebohm.

a. granitt. b. "forskifret granitt" c. -sparagmittskifer.

side er blitt rikere på mørke mineraler. Der er med andre ord opstått en migmatit.

Denne kontaktvirkning er senere blitt noget utvisket under den samme lav-temperatur-metamorfose som alle grunnfjellsbergartene har gjennomgått.

2. Den almindelige granitttype.

Korte beskrivelser av bergartene i Spekedalens grunnfjellsområde er gitt av Schetelig og Törnebohm. (36 og 41.)

Den almindelige type av granit, slik som den forekommer i Holøydalen og som man kan se i tallrike løse blokker i Øversjødalen, likesåvel som på begge sider av Spekedalen, er en grovkornig, lys type. Makroskopisk har bergarten bevart sine eruptive kjennetegn godt. Kvartsen forekommer gjerne i svakt blå-

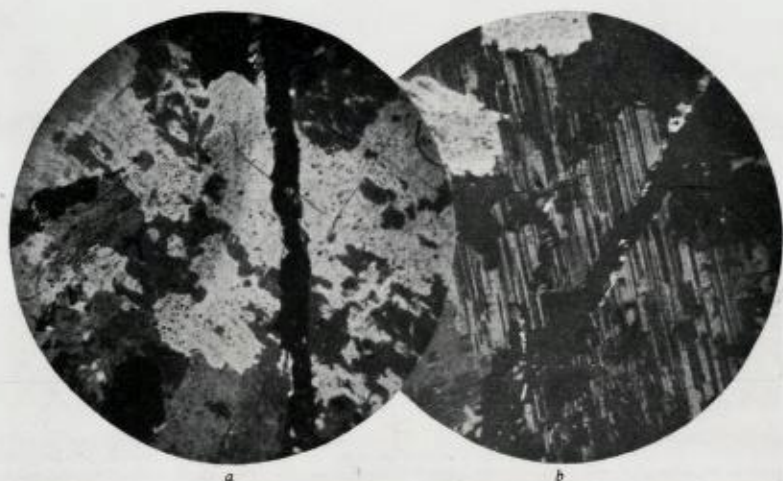


Fig. 2. Sjakkbrettalbit fra Spekedalens granit.

- a. Relikter av kalifeldspat (mørk) i en krystall av albit (lys). Albiten i stilling for lik belysning av begge sett tvilling lameller. + nik. 19 ×.
- b. Objektbordet dreiet en vinkel hvorved det ene sett tvillinglameller slukkes ut. + nik. 19 ×.

fiolette opaliserende korn. Feldspaten ser meget frisk ut; kun de få plagioklaskorn viser den grønnlige farve som skyldes sericitisering. Kun få steder viser graniten ytre tegn til tektoniske forstyrrelser, således nord for Vakkerfjell, i Storbekken som renner ned i Finstadåen (se side 54), hvor der forekommer pressete, helt skifrige varieteter, og i et lite granitflak ved Langsjøen i Øversjødalen, hvor man kan se at feldspatens spalteflater er bøiet. På dette siste sted er da også graniten overskjøvet.

I nogen motsetning til det ytre friske utseende står det man kan se ved den mikroskopiske undersøkelse. All kvarts viser undulerende utslukning. Kvarts og feldspat forekommer i flere generasjoner. Særlig er kvartsen granulert med hoper av små krystaller omkring de store, tydende på omkrystallasjon. Sprekkefylninger av albit og kvarts er almindelige.

Feldspaten består utelukkende av alkalifeldspat. De få oprinnelige plagioklaser er omdannet til aggregater av albit, klinozoisit eller jernfattig epidot, samt sericit. Den almindelige feldspat er en eiendommelig mikropertit hvor mengdeforholdet mellom kali- og natronfeldspaten varierer betydelig fra korn til korn. De uregelmessige pertitlameller består meget ofte av den



Fig. 3. Granit, Øybekken, Spekedalen. Til venstre pertitisk sjakkbrettalbit. Til høyre nær beslektet „patch pertite“. + nik. 36 ×.

eiendommelig tvillinglamellerte albit som i litteraturen går under navn av sjakkbrettalbit, eller den består av en nær beslektet pertit. De har stor likhet med de av Olaf Andersen betegnede »patch pertite« (1), som antas å ha den samme oprinnelse som sjakkbrettalbit, nemlig at den er dannet ved at albit fortrenger kalifeldspat metasomatisk. Albiten i disse pertiter er funnet å være ren albit.

Den type av granit som her er beskrevet, inneholder lite mørke mineraler. Litt biotit forekommer almindelig ved siden av litt ertsmineraler, undertiden også litt grønn hornblende.

I graniten langs Holas østre bredd forekommer grønn biotit, pleokroitisk fra lysebrun til mørkegrønn, svakt toakset. Lignende biotit forekommer også i omtrent alle andre undersøkte preparater av granit.

I enkelte preparater fra Holøidalen og Spekedalen forekommer grønn klorit som pseudomorfoser etter biotit.

Enkelte korn av epidot forekommer nesten alltid, så vel i graniten som i alle de øvrige bergarter innen området, hvis der da i det hele tatt finnes mørke mineraler. For det meste er det en svakt gul-grønn, sterkt dobbeltbrytende epidot med anormale

interferensfarver, og skulde således være en almindelig jernholdig epidot. Den forekommer også som større aggregater, da muligens som omvandlingsprodukt av plagioklas. Hornblende forekommer i granitene syd for Spekedalen. Det er en almindelig grønn hornblende.

De almindelige accessoriske mineraler forekommer også, som titanit, mest i form av leukoxenlignende, finkornige aggregater. Dessuten små zirkonkrystaller i biotit.

I enkelte granittyper forekommer der øiensynlig ikke andre mørke mineraler enn litt erts. Et preparat fra Øibekken i Spekedalen er endog helt fritt for mørke mineraler.

3. Andre granittyper.

Under arkoseovergangen i Brydalen forekommer en mere normal mikroklinggranit. Sjakkbrettalbit eller lignende pertittisk albit mangler. Feldspaten er i stedet en vanlig mikropertit. Almindelig er sericitaggregater med en del epidotmineraler i kjernen. Det ser således ut til at det har vært en del plagioklas til stede. Både grovkornige og finkornige typer forekommer, likeså vakre, røde, halvporfyriske varieteter.

Lignende granittyper, men med mere mørke mineraler forekommer i Vakkertjell nord for Firkanthøgda. Nederst i Brydalen er graniten full av inneslutninger av eldre grønnstener, som kan bli så tallrike at man som ovenfor nevnt vil kalle bergarten en migmatit. De mørke mineraler er de samme som de andre steder, nemlig biotit, grønn hornblende (kan mangle), og jernrik epidot, samt ertsmineraler.

Ved gården Sørgård i Øversjødalen forekommer en tilsynelatende ganske frisk granit, som imidlertid under mikroskopet viser sig å være omvandlet slik at all feldspat er gått over til sericit, kvarts og kalkspat.

Den forenklede reaksjonsligning kan tenkes slik:

- 1) $3\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} = (\text{OH})_2\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)_2\text{O}_{10} + \text{K}_2\text{O} + \text{SiO}_2$
- 2) $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = 2(\text{OH})_2\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)_2\text{O}_{10} + 3\text{CaCO}_3$

I Storbekken som renner ut i Finstaddalen, er der et meget godt snitt gjennom grunnfjellsbergartene, idet en stor flom for noen år siden førte med sig en mengde løsmateriale som skurte elveleiet rent for lav og mose. Samtidig bys det en god anled-

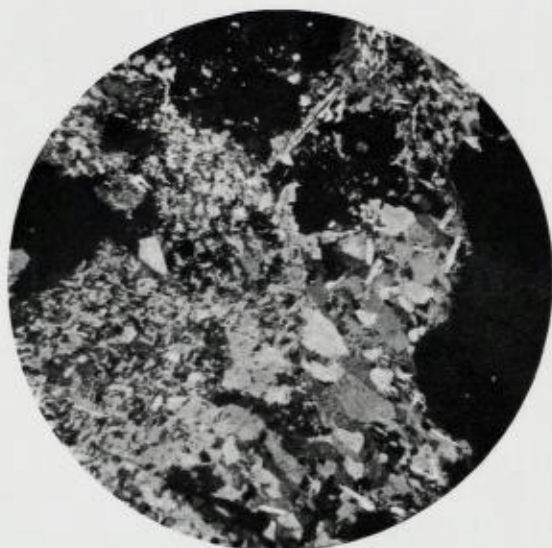


Fig. 4. Granit, Sørgård.

Øvre venstre halvdel sericitaggregat omkring albitiske rester av en alkali-feldspat (sort). Til høyre stort kvartskorn (nesten sort). I der undre høyre halvpart sees en rekke middels store korn av kalkspat (grå og hvite).

ning til å studere et rikholdig utvalg av løse blokker, som likeledes er fri for mose. Hovedbergarten i elveleiet er en rød mikroklinggranit med tallrike inneslutninger av eldre grønnstensbergarter. Øverst i den blottede del av elveleiet består bergarten av en 8—10 m bred aplitisk gang, der er ganske av samme beskaffenhet som de mindre aplitganger som hører til stedets granit. Den store aplitgang inneholder også inneslutninger av en grønnstensbergart, og dessuten store flak av en vakker øiegranit, den samme øiegranit som er meget utbredt på kartbladet Øvre Rendal langs Finstaddalen. Øinene, der er ca. 1 cm store, består av en mikroklinmikropertit av samme type som i graniten samme sted, likeså er den øvrige mineralbestand den samme som i graniten.

Øiegraniten er en eruptivbergart som selv har inneslutninger av lignende grønnstensbergarter som graniten i Storbekken. Siden den finnes som bruddstykker i aplit som må antas å stamme fra graniten, kan aldersforholdet tolkes slik at øiegraniten er noe eldre enn graniten.



Fig. 5. Dolerit, Brurhøgda. Oftisk tekstur. Stor titanaugit som omslutter plagioklaslister. Til venstre oprinnelig zonarbygget plagioklas hvor kjernen nu er saussuritiseret. + nik. 36 ×.

Der forekommer som nevnt side 11 enkelte pressete varietetter av granit. Ved Langsjøen er graniten blitt sterkt deformert og har bøiete krystaller. I mikroskopet ser man disse bøininger ennå bedre, pertitlamellene er intenst bøiet. Feldspaten ser ut til å ha vært en ortoklasmikropertit(?).

I graniten nord for Vakkerfjell og i den nettop omtalte aplit i Storbekken sees tegn til tektoniske forstyrrelser, idet bergarten på disse steder er presset til mylloniter. Retningen av skiffrigheten i disse tyder på at de står i forbindelse med Brydalsforkastningen (se side 54).

Innledningsvis side 10 er nevnt at granit forekommer øst for Sålekinna og i Tufsingdalen. Det er graniter av den samme type som er beskrevet fra Holøydalen og Spekedalen.

4. Yngre doleriter.

Foruten de allerede nevnte inneslutninger i graniten og øiegraniten av eldre grunnstensbergarter, forekommer der inne i Spekedalens grunnfjellsområde yngre basiske eruptivbergarter. Allerede Törnebohm omtaler dem som ganger av olivindiabas.



Fig. 6. Dolerit, „Schetelig's gang“, høide 992. Frisk titanaugit som omslutter plagioklas og litt erts. Pyroxenen er skåret omtrent loddrett på c-aksen. + nik. 19 ×.

Det er hypabyssiske bergarter med utpreget ofitisk tekstur og til dels meget grovkornige. I regelen er de lite omvandlet.

På nabokartbladet Øvre Rendal finnes det også mere omvandlete typiske diabasganger som også er yngre enn granitene, idet de gjennomsetter disse. Slike diabaser er dog ikke sett innen kartbladet Tynset.

De yngre doleriter optrer innen Tynsetbladet omkring Spekedalen som store ganger av uregelmessig form der gjennomsetter graniten. De gjennomsetter ikke sparagmitene.

Makroskopisk ser bergarten frisk ut over hele området. Gangene tiltrekker sig oppmerksomheten i marken på grunn av at de gjerne fremtrer som rygger, da de er mere motstandsdyktige mot erosjon enn de omgivende bergarter. Ved grensen av en gang er bergarten finkornig til tett. I tynnslip av kontaktstykke av grensen mellem en doleritgang og den omgivende granit fra Svarthammeren (bemerkt navnet) vest for Vakkerfjell sees doleritens grensefacies å være glassaktig tett: i en glassaktig grunnmasse der senere er devitrificert, ligger små feno-

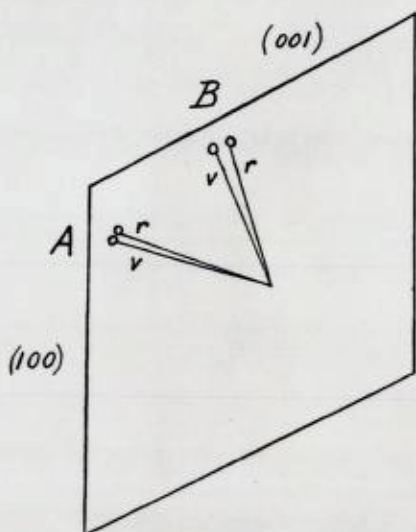


Fig. 7 a. Aksedispersjonen hos augit fra doleriten i Spekedalsområdet.

krystaller av saussuritisert plagioklas. I grunnmassen ser man mikroliter, antagelig av plagioklas, og så er der utskilt tett med små ertskorn der gjør bergarten nesten fullstendig opak. Dette skulde da være en helt avgjørende observasjon, der bestemmer doleriten som yngre enn graniten.

Mikroskopisk er bergarten forskjellig fra sted til sted, alt etter som den er mere eller mindre hydrotermalomvandlet.

I de friskeste typer er den ofitiske tekstur utpreget med store augitkrystaller som omslutter plagioklaslistene. Bergarten er så grovkornig at det ikke blir plass til mange snitt av pyroxen i det

enkelte preparat. Mineralene er: erts, pyroxen, store aggregater av hornblende, klorit og serpentinmineraler, samt plagioklas. Av disse mineraler er pyroxenen en særlig bemerkelsesverdig titanaugit.

Farven er svakt fiolett med svak pleokroisme. Utslukningsdispersjonen er tydelig. De optiske data fremgår av følgende:

$$\gamma = 1,731,$$

$$\beta = 1,705 \text{ (antagelig litt for høi),}$$

$$\alpha = 1,688,$$

$$c: \gamma = 40^\circ - 44^\circ,$$

$$2V\gamma = 38^\circ - 40^\circ \text{ målt i kjernen,}$$

$$2V\gamma = \text{ca. } 56^\circ \text{ målt det ytre hulle,}$$

alt sammen målt i natriumlys. I hvitt lys er aksedispersjonen tydelig med $r > v$, ca. 4° . Det er særlig den kristallografiske B-akse som er dispergert. Fig. 7 a viser hvordan aksene er dispergert. De optiske data stemmer således overens med titanaugitene.

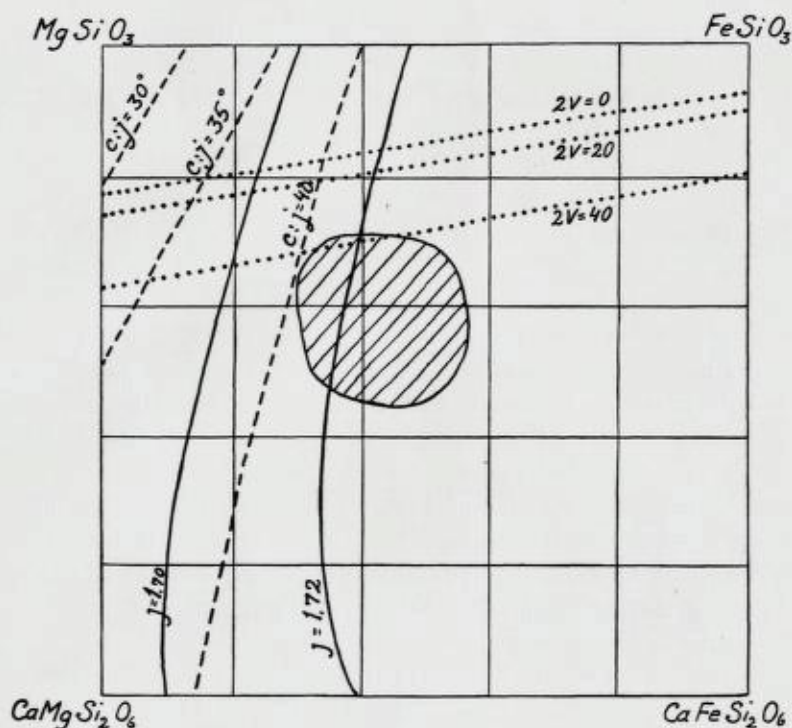


Fig. 7b. Variasjonsdiagram over kjemisk sammensetning og optiske egenskaper i systemet klistoenstatit-diopsid-hedenbergit. Efter Winchell. Det skrafferte område angir den omtrentlige beliggenhet av titanaugiter fra dole-ritene i Spekedalens grunnfjellsområde.

Augiten har oftest holdt sig temmelig frisk. Dog kan man se en begynnende omvandling til hornblende- og serpentinminer-aler. Uralit-hornblender er almindelig. Det er en svakt farvet aktinolitisk hornblende.

De ovenfor nevnte aggregater av hornblende, klorit og serpentinminer-aler antas å være pseudomorfoser efter olivin. Frisk olivin er over hodet ikke iaktatt i bergarter fra Tynset-bladet, men i professor dr. Olaf Høltedahls preparatsamling fra kartbladet Engerdal finnes tynnslip av lignende dole-ritene (i Trysilsandstenen) hvor olivin kun er delvis omvandlet, og da nettop omvandlet til slike aggregater som er almindelige i dole-

riter fra Tynsetområdet. Fig. 8 viser et sådant zonarbygget aggregat fra doleritgangen som skjærer Spekedalen.

Fra Øvre Rendal har cand. real. Chr. Oftedahl vist mig et slip som inneholdt nesten frisk olivin.

Feldspaten i doleritene er så godt som aldri helt frisk, men viser en mere eller mindre fremskreden grad av saussuritisering. I plagioklaslistene, der som regel er sterkt zonabygget, optrer »skyer« av klinozoisit eller jernfattig epidot. Hvor saussuritisingen er langt fremskreden, gir zonarbygningen av den oprinnelige plagioklas sig til kjenne ved at saussuritaggregatet er tettest i midten, tynnere ut mot kanten av krystallen.

I de friske plagioklaser, som er relativt sjeldne, er zonarbygningen normal med variasjonsområde fra An_{60} i kjernen i en krystall til An_{20} i det ytre hylle i en annen. Variasjonene er temmelig uregelmessige fra en krystall til en annen. Sammensetningen av den først utskilte plagioklas er derfor vanskelig å avgjøre. Det antas dog at zonarbygningen helt overveiende er primær og skriver sig fra størkningen av bergarten.

Jeg har gått ut fra at den omvandling vi iakttar, f. eks. av olivin, skyldes en senere hydrotermal omvandling som ikke står i forbindelse med bergartens størkning. Denne antagelse står i overensstemmelse med at granitene er omvandlet på en lignende måte, samt at doleritenes finkornige grensefacies har gjennomgått de samme forandringer.

5. Grunnfjellsbergarter av ukjent lokalitet.

Fra Spekedalens grunnfjellsområde skriver sig også en eien-dommelig »melafyr« som hittil kun er iaktatt i løse blokker i områdets vestlige del. Bergarten består for størstedelen av ca. $\frac{1}{2}$ cm store isometriske korn av grønn hornblende. Det er en uralit, idet man kan finne friske rester av pyroxen i kjernen av en slik hornblende. I overensstemmelse hermed vil jeg derfor kalle bergarten for en uralitmelafor.

Pyroxenen (de friske rester) har følgende optiske egenskaper: $2V\gamma = 59^\circ$, $c : \gamma = 40^\circ$. Farveløs.

Hornblendens har de tilsvarende egenskaper:

$2V\alpha = 80^\circ$, $c : \gamma = 17^\circ$. Pleokroisme: $\gamma =$ blågrønn, $\beta =$ lyst blågrønn, $\alpha =$ lysebrun. Absorpsjon: $\gamma > \beta > \alpha$.

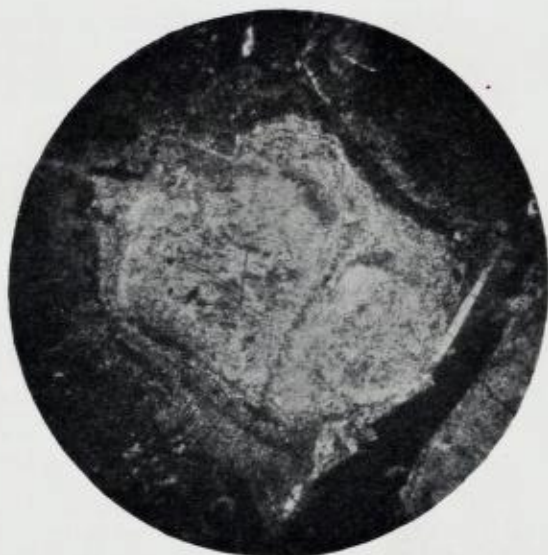


Fig. 8. Pseudomorfose efter Olivin i dolerit like syd for Spekedalen. I midten aggregat av hornblende. Utenom først en sone med serpentin-mineraler og andre. Derpå en markert rand av klorit (mørk).

Omkring pseudomorfofen omvandlet plagioklas, erts og apatit. + nik. 19 ×.

De enkelte uraliter ligger i en grunnmasse av sericit, kvarts (disse to mineraler ansees for å være sekundære), samt de for en vanlig gabbrobergart karakteristiske accessoriske mineraler.

Der er også funnet bergarter med den samme mineralbestand, men uten den vakre melafyrstruktur. Det kan muligens være bergarter av denne type som Törnebohm omtaler som diorit.

6. Om grunnfjellsbergartenes geologiske alder.

Av alle bergarter som forekommer innen Tynsetbladets grunnfjellsområder, er doleritene de som egner sig best for en sammenligning med bergarter fra andre områder. Det er da først å bemerke at følgende sammenligning med de jotniske doleriter av Åsbytypen, som er så godt beskrevet fra mange trakter i Sverige, kun skjer på petrografisk grunnlag, idet bergarten på norsk side er så vidt omvandlet at man ikke kan gå

ut fra at en sammenligning på kjemisk grunnlag vil være verdi-fullere.

Jeg har allerede antydnet likheten mellom doleritene innen Tynsetbladet og de jotniske diabaser i Trysilsandstenen innen kartbladet Engerdalen.

Det er da først og fremst den karakteristiske grovkornige utvikling så snart bergarten forekommer i større masser, samt den karakteristiske titanaugit som bringer tanken hen på likheten med de svenske (og finske) doleriter av Åsbytypen. Men også feltgeologisk er der stor likhet, nemlig forekomstmåten som store ganger eller lagerganger av op til mange kilometers lengde og hundrer av meters bredde. Dimensjonene av mange svenske ganger kan være ennu større. Den store gang som skjærer Spekedalen mellom nordre og søndre Spekesjø kan sammenlignes med de svenske.

I Sverige har v. Eckermann kunnet skjelne jotniske doleriter av noget forskjellig alder. På norsk side er det ikke lyktes å gjennomføre en tilsvarende inndeling i forskjellige erupsjonstrin, dertil er der alt for liten anledning til å gjøre observasjoner.

Om likheten mellom de andre grunnfjellsbergarter som her er beskrevet, og grunnfjellsbergarter andre steder vil jeg intet ha uttalt. Det eneste jeg vil gjøre opmerksom på er at den karakteristiske granitttype med sjakkbrettalbit som bl. a. danner fjellgrunnen på begge sider av Spekedalen, øiensynlig anstår over et meget stort område over Nørendalen helt op til Vigelen øst for Røragen, idet løse blokker stammende herfra synes å være identisk lik de som er strødd utover store deler av kartbladet Tynset. Også de karakteristiske doleriter finnes blandt blokkene fra Vigelens grunnfjellsområde, slik som jeg har hatt anledning til å erfare under en ekskursion til Røragenfeltet. Likheten mellom granittypen innen Tynsetområdet, Nørendalen og Vigelen er allerede påvist av Schetelig (36, side 11).

B. De autoktone sedimentbergarter.

Overgangen mellom den presparagmitiske berggrunn i grunnfjellsvinduene og de derpå hvilende sedimentbergarter er kun blottet på noen få steder. Det er to forskjellige utviklinger av denne overgang.

1. Tilliten.

På de fleste steder hvor overgangen mellom grunnfjellet og de yngre bergarter er iaktatt, utgjøres den av et karakteristisk konglomerat som skal beskrives i det følgende.

Det sted hvor konglomeratet best kan studeres, og hvor bergarten har gått mest fri for tektoniske forstyrrelser, er langs østsiden av Øversjøen i Øversjødalen.

Langs vannets østre bredd og et kort stykke nord- og sydover er konglomeratet blottet på en rekke steder, og i morenehaugene finnes tallrike løse blokker som letter studiet av konglomeratets petrografiske natur. For det meste er bergarten også her noget presset, men der finnes løse blokker hvor enhver antydning av skifrihet mangler.

Knollenes størrelse er høist forskjellig, fra knoller med en meters tverrmål til de minste partikler i grunnmassen. Der er oftest ingen antydning til lagdeling. I noen blokker kan der være knoller av omtrent hodestørrelse uten nevneverdig mellommasse, i andre kan der være nesten bare finbestanddeler med en og annen riktig stor knolle.

Det er flere slags bergarter som inngår som knoller i dette konglomerat. Innen de iaktatte lokaliteter på kartbladet Tynset består de fleste knoller av en blå-grønn, finkornig kvartsitisk sandsten. Jeg vet ikke hvor disse kvartsitknoller opprinnelig er kommet fra, da jeg ikke har sett noen sådan bergart i fast fjell i denne del av landet.

Nest etter kvartsitknollene kommer i hyppighet knoller av granit. Makroskopisk kan bergarten i disse knoller ikke skilles fra den granit som står i fast fjell innen området. Den blå-fiolette, opaliserende kvarts er typisk. Heller ikke under mikroskopet kan der sees noen videre forskjell fra den faste granit. Jeg slutter herav at disse knoller skriver sig fra underlaget.

Andre knoller enn de her nevnte er langt sjeldnere. Man kan finne knoller av en sterkt omvandlet basisk eruptivbergart med magnetitkrystaller i en kloritisk grunnmasse. Videre er iaktatt knoller av en rødlig kvartsit, meget lik knollene i den røde sparagmit som finnes i området sønnenfor.



Fig. 9. Stor flyttblokk av upresset tillit. Øversjøen gård.
Skriver sig fra området øst for Øversjøen. Man ser den usorterte karakter.
Til høire en stor kvarsitknolle, omkring midten
flere små knoller av granit.

Man skulde vente å finne knoller av dolerit, men sådanne har jeg ennu ikke sett ved nogen av de studerte lokaliteter innen kartbladet Tynset. Men i et konglomerat av tilsvarende stratigrafisk stilling som forekommer innen kartbladet Søndre Femund, har man tallrike knoller av dolerit av Åsbytypen. Det ser ut til at doleritknoller er lokalt sjeldne, akkurat som det er tilfelle med flyttblokkene av dolerit i nutiden.

Heller ikke har jeg funnet knoller av dolerit eller kalksten, noget som pleier å finnes mange steder i den eokambriske tillit andre steder i verden (14).

Forsøker man nemlig å parallellisere de autoktone ledd av sparagmitavdelingen på dette sted med det klassiske profil på Ringsaker, er det rimelig å anta, efter konglomeratets usorterte og polymikte karakter å dømme, samt efter de over tilliten forekommende kvartskonglomerater, kvartsiter etc., at det tilsvarende Moelvkonglomeratet øverst i den røde sparagmit. Det skulde således være den fra eokambriske avsetninger i Finnmarken og andre steder i verden så vel kjente tillit vi har for oss.



Fig. 10. Flyttblokk av svakt presset tillit. Øversjøen gård.
Skriver sig også fra området øst for Øversjøen. Denne blokk består mere av finmateriale. Midten til høire stor kvartsitknolle. Op og til venstre for denne en mindre knolle av granit.

Føyn (14) har funnet to vel adskilte tillithorisonter i området omkring Tana. Noget lignende har jeg ikke kunnet finne i det av mig studerte område.

Grensen mot den under liggende granit, med hvilken granitknollene i tilliten har så stor likhet, er iaktatt ved Kristoffer-tjern, ca. 1 km syd for Øversjøen. Det er kun et ganske lite skjær av fast fjell som anstår her, men man kan se graniten anstå vestligst. Så kommer en zone på et par meter hvor bergarten er tvilsom og overdekket. Derover kommer tilliten med knoller av kvartsit og granit. Grensen, som faller mot øst, gir ikke inntrykk av å være tektonisk forstyrret, men må ansees å være primær.

Ved Langsjøen forekommer tilliten også, men her i en mere presset form. Kvartsitknollene er presset ut til kvartslinser og granitknollene til linser av kvarts og feldspat, uten at det går an å si at det har vært oprinnelige knoller i et konglomerat. Men inne i forekomsten fantes der et lite parti hvor bergarten hadde undgått den ellers så sterke deformasjon, og her forekom knollene

av granit og kvartsit i nesten upresset tilstand. Forekomsten ligger med løsmateriale på alle kanter, men like østenfor står granit i fast fjell. Graniten må her være overskjøvet, idet tillitens skifrihet faller inn under graniten.

Et tynnslip av en granitknolle fra denne lokalitet viser en bergart som er meget lik den samme karakteristiske type (en type noget avvikende fra den vanlige innen området) som anstår like i nærheten.

I forbindelse med Spekedalens grunnfjellsområde forekommer tilliten på en rekke steder.

Over graniten ved dennes begrensning mot sydøst forekommer den i et drag fra ca. 1 km syd for søndre Spekesjøen til Slåttbekken. Den er her meget skifrig og kan nærmest karakteriseres som en fyllit med flate linser av kvarts og feldspat. Fallet er konstant, ca. 10° mot sydøst. Denne skråning har også selve grunnfjellsoverflaten. Enkelte steder hvor bergarten er mindre presset, viser linsene sig å være flatpressete knoller av kvartsit og granit. Et sted var der et større linseformet parti som hadde undgått den sterke deformasjon, og her forekom knollene til dels nesten upresset. Jeg kunde konstatere at konglomeratet her hadde den samme usorterte karakter som i Øversjødalen. Tillitens samlede mektighet på dette sted er henimot 100 m. Direkte over tilliten kommer lyse, pressete sparagmiter.

Dette drag av tilliten fortsetter både sydover og nordover. Sydover er det overdekket et langt stykke, men finnes igjen på kartbladet Øvre Rendal et stykke syd for kartgrensen, hvor presset tillit står over en lengere strekning langs Storbekken som renner til Neka. Over den pressete tillit, som her har et østlig fall, kommer kvartsitisk, grovkornig sandsten og finkornig konglomerat.

På nordsiden av Spekedalen kan tilliten iakttas i den lille bekk Øibekkenes nederste del. Bergartens skifrihet faller også her ca. 10° mot syøst, slik at man finner de underste lag øverst i bekkeleiet. Granit av den vanlige type står i fast fjell hele veien nedover inntil de nederste stryk, hvor den overleires av tilliten. Grensen er blottet. Overgangen utgjøres av en tvilsom bergart på omtrent 1 m tykkelse. Først herover optrer

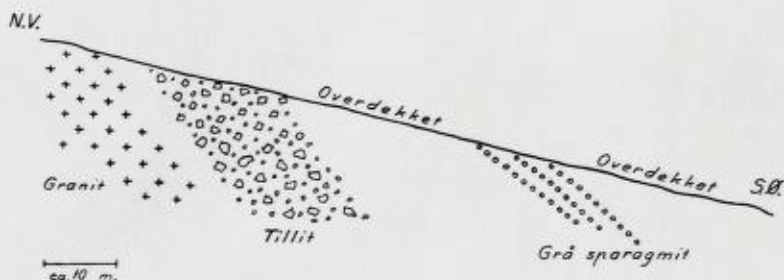


Fig. 11. Skjematisk profil av overgangen fra granit til grå sparagmit. Øibekken, Spekedalen. Fallet sterkt overdreuet.

kjennelige knoller av kvartsit og granit med den for tilliten karakteristiske usorterte anordning. Over tilliten kommer nederst i bekken en grå, sparagmitisk sandsten med optil ertestore korn. Denne overgang er ikke blottet, og tillitens samlede mektighet på dette sted kan ikke avgjøres; den overstiger imidlertid neppe 20—30 m.

Videre er tilliten blottet et par steder nord for Spekedalen. I Storbekkfattet nord for Brurhøgda står den i fast fjell i et lite skjær, og omkring ligger løse blokker som til dels er lite presset. Det er grunn til å tro at den hviler direkte på granit, da denne anstår like sønnenfor. På dette sted er granitoverflatens fall nordlig.

Opunder toppen 1280 av Brurhøgda sees tilliten i sterkt presset tilstand, overleiret av lys, tykkbenket sparagmit. Fallet er svakt østlig. Til tross for dette fall, kan man i marken tydelig se at tilliten ligger over den østenfor anstående granit. At det på dette sted er uklare tektoniske forhold, sees av det varierende strøk og fall som bergartene har.

2. Arkoseoverganger.

Langs østsiden av Brydalen er overgangen fra grunnfjell til sparagmit blottet tallrike steder over en lengere strekning; på kartet er grensen tegnet sammenhengende. Fra en mikroklin-granit av den tidligere beskrevete type kommer man gjennom en arkoseartet overgang op i småknollet kvartskonglomerat og mørke sandstener som veksler lagvis. Nær grensen er graniten av et råttent utseende inntil man i løpet av et par meter kan

skjelne klastiske korn av kvarts og feldspat. Uten tvil representerer arkoseovergangen den gamle forvitringsoverflate av graniten.

Selve overgangen er her temmelig uforstyrret av tektoniske bevegelser. Men allerede kort op i lagrekken viser konglomeratet og sandstenen tektonisk skifrihet, og etter ca. 100 m mektighet kommer man op i de lyse, overskjøvete sparagmiter.

På høide 1207 øst for Storbekkfatet finnes en lignende overgang fra granit av den for Spekedalen velkjente type gjennom en nogen få meter mektig arkosedannelse op i et kvartskonglomerat med uttrukket knoller, og som således allerede like over grunnfjellet viser sig tektonisk påvirket. Over konglomeratet, der har omkring nøttestore til valnøttstore knoller, ligger kvartsit og over der igjen bergarter som hører til de pressete sparagmiter. Se profil side 29.

Törnebohm nevner (41 side 43) at der ved østre kant av granitområdet vest for Glommen, ved Aursjøbekkseteren, ligger en lignende forvitningsarkose på grunnfjellet. Derpå hviler rød sparagmit.

I tilknytning til tillitforekomstene som ovenfor er omtalt, vil jeg nevne nogen forekomster innen nabokartbladene, hvor de stratigrafiske forhold er analoge til dem vi nettop har hørt om fra kartbladet Tynset.

I bygden Finstad på kartbladet Øvre Rendal, ca. 2 km syd for kartgrensen finner vi tilliten igjen i bunnen av dalen. Den er her forkastet relativt ned i forhold til grunnfjellsbergartene like østenfor (se fig. 25, side 55). Over en øiegranit av den under grunnfjellsbergartene side 15 beskrevete type forekommer, der hvor Finstadåen danner nogen fosser, tilliten i en sterkt presset tilstand. Øiegraniten under er også presset av de samme tektoniske bevegelser som presset tilliten, men ingen av bergartene er verre medfaret enn at øiegranitens karakter som sådan kan gjenkjennes, eller at man i tilliten kan gjenkjenne knoller av den for tilliten vanlige kvartsit samt granit, i tillitens nederste lag også knoller av øiegranit, den samme type som tilliten hviler på. Tillitens mektighet på dette sted kan anslæes til minst 30 m (den øvre grense er ikke blottet). I den øvre del av det som er

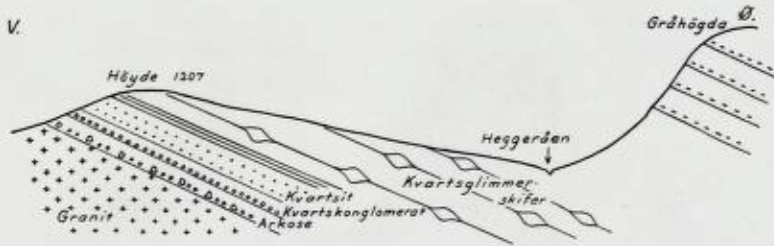


Fig. 12. Skjematisk profil av arkoseovergangen ved høide 1207 øst for Storbekkfatet. Fallet sterkt overdrevet.

blottet er der et lag på 3—4 m tykkelse som synes å være helt fri for knoller av enhver art. Dette lag fremtrer i lavmetamorf drakt som en almindelig finkornig fyllit. Se fig. 25, side 55.

Törnebohm beskriver i sin omtale av Sålekinna et profil på østsiden av dette fjell. I Nørendalen fant han granit stående i fast fjell i bunnen av dalen. Over graniten beskriver han en zone med løse blokker av et grovt konglomerat med hodestore knoller, bl. a. av »lys sparagmit«. Av beskrivelsen fremgår det at det efter all sannsynlighet er tilliten han har sett, så meget mere som den anstår kun en mil lenger øst, i Tufsingdalen (24, side 9—10), i kartbeskrivelsen til Nordre Femund omtalt som basalkonglomerat. Det er imidlertid ingen tvil om at basalkonglomeratet er det samme som tilliten.

Törnebohm beskriver flere steder i »Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad« konglomerater som synes å ha en tillitlignende karakter. Således beskrives side 39 et konglomerat fra Snødøla som neppe kan være annet enn tilliten. Side 28—29 beskriver han konglomerater som også kan synes å være tillitlignende fra Åmottrakten. Det er særlig den overmåte polymikte karakter som synes å være tillitlignende. Konglomeratene parallelliseres med Biskopåsens (Ringsaker). Side 31 nevnes »koppangskiferen«, av Bjørlykke (5) kalt »den koppangske konglomeratskifer« som med sin usorterte karakter med knoller av bl. a. granit og dolomit minner om en tillit. Bjørlykke har besøkt mange av de samme lokaliteter som Törnebohm, foruten mange andre hvor der også forekommer usorterte konglomerater.



Fig. 13. Skjematiske profil over Rausjötangen—Brurhøgda.
Fallet er sterkt overdrevet.

Da jeg selv dessverre ikke har sett nogen av disse steder, må jeg her nøie mig med å gjøre oppmerksom på at der tallrike steder i det sydlige Norge forekommer polymikte og usorterte konglomerater, både hvilende på grunnfjellet og hvilende på eldre spargmiter, og vil her bare antyde muligheten av at enkelte av disse kan være det eokambriske morenekonglomerat.

O. Høltedahl nevner (27, side 30—32) forekomsten av tillitlignende konglomerater både hvilende på grunnfjell og på den røde spargmit innen kartbladet Engerdalen.

G. Holmsen (25, side 19) og N. Zenzen (46) omtaler fra kartbladet Søndre Femund et konglomerat av grunnfjellsbergarter hvilende direkte på grunnfjellet og overskjøvet sammen med dette. Den stratigrafiske stilling er den samme som for tilliten på Tynsetbladet og andre, og det er sterke grunner for å parallellisere disse to konglomerater, til tross for at konglomeratet fra Søndre Femund ikke egentlig er tillitlignende.

3. Kvartskonglomerater, kvartssiter, grafitkifer m. m.

Som nevnt side 24 parallelliserer jeg tilliten i Nordre Østerdalen med Moelvkonglomeratet på Ringsaker. Forvittringsarkosene på høide 1207 øst for Storbekkkfatet og over grunnfjellet i Brydalen synes å være yngre siden tilliten mangler på begge disse steder. Kvartskonglomeratene, kvartssitene og de kvartssitiske sandstener som overleirer forvittringsarkosene og tilliten de fleste steder vil jeg parallellisere med kvartssandstenetagen i Ringsakerprofilet, og de små flak av grafitkifer og kvartsglimmerskifer som er iaktatt over kvartssiten i Storbekken nord for Brurhøgda og nord for høide 1207 i Storbekkkfatet antas å være rester av den undre del av kambro-siluren, som over-skyvningene ikke har greiet å fjerne fullstendig.

Vi ser at innen kartbladet Tynset og tilstøtende trakter synes den eldre del av sparagmitavdelingen å mangle som autoktont ledd. Enten har de eldre ledd aldri vært avsatt, eller de er fjernet av erosjon igjen i den tid som gikk forut for Moelv-konglomeratet. Først med dette finner en avsetning sted av de aller yngste ledd av sparagmitavdelingen.

C. De alloktone sedimentbergarter.

Det er allerede omtalt hvordan bergartene like over grunnfjellet er presset, enkelte steder er endog grunnfjellet presset (Finstad) og til og med overskjøvet (Langsjøen og særlig innen området øst for Femunden). Kommer man noen ti-tall meter op i sedimentrekken over grunnfjellet, er bergartene i almindelighet så sterkt presset at den tektoniske skifrihet er helt dominerende. Som regel er der lite igjen av de primære strukturer, og for det meste er bergartene også sterkt omkrystallisert, kun med relikter av de tidligere texturer. Dette gjelder allerede de bergarter som kommer nærmest over kvartskonglomeratene og kvartsitene, nemlig de pressete sparagmiter.

1. De pressete sparagmiter.

De høie fjell i den sydøstre del av kartbladet Tynset, således Elgepiggen, Gråhøgda, Gløføken, Sålekinna m. fl. består helt op til toppen av denne ensartete bergartstype som skal beskrives nedenfor.

Makroskopisk er bergarten en lys, skifrig, glimmerførende kvarts-feldspatbergart. Almindelig kan sees enkelte korn av rød kalifeldspat, som i almindelighet kan tolkes som rester av primære klastiske korn. Som følge herav har bergarten i almindelighet et rødlig stenk. Mellom skifrihetsflatene, der stort sett synes å falle sammen med den primære lagdeling, er der ofte uregelmessige linser av kvarts, feldspat og litt jernglans. Disse dannelser er sekundære og kan som regel ikke forveksles med pressete konglomerater.

Avvikende kan der ganske sjelden forekomme tynne kalkstenslag i disse sparagmiter (Gløføken) eller glimmerskifre (Rausjøpiggen). For enkelte av disse avvikelser fra den vanlige

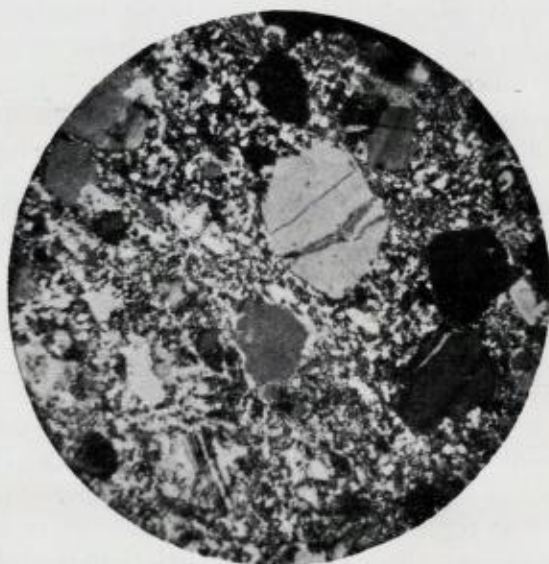


Fig. 14. Lys presset sparagmit. Toppen av Sålekinna øst for skaret. Man ser relikter av klastiske korn av kvarts, mikroklin og albit i en mørtelmasse av de samme mineraler. Dessuten litt sericit.

bergart er vel forklaringen den at det dreier sig om primære faciesforskjelligheter. For andre av disse skiferpartier som optrer inne i de pressete sparagmiter er forklaringen sikkert en annen, nemlig at de er medrevet i forskyvningene og at det er kambrosiluriske skifre.

Under mikroskopet viser de pressete sparagmiter sig å ha en tydelig mørtelstruktur med kun relikter av klastiske korn av kvarts og feldspat (mikroklin). Omkring og mellom disse primære korn ligger mørtelmassen av de samme mineraler. Glimmeren er sekundær og det er denne som gir bergarten dens skifrihet.

Disse ytre og indre tegn til tektoniske forstyrrelser står i overensstemmelse med teorien om at disse bergarter er overskjøvet eller forskjøvet.

Om alderen av disse overskjøvede eller forskjøvede sparagmiter har nærværende forfatter den opfatning at de svarer til den røde sparagmit. I regelen mangler konglomeratene som

ellers er ganske almindelige i den røde sparagmit, men bare litt syd for kartgrensen, på Fonnåsfjellet mellem Finstaddalen og Tyldalen finner vi slike konglomerater i presset tilstand som ellers er vanlig for denne avdeling. De veksler her med sparagmiter av den samme type som er vanlig innen Tynsetbladet.

2. „Sålekinnabergartene“.

Vekslende med de her beskrevete lyse sparagmiter optrer der en rekke steder i området noget mørkere bergartstyper. Går man f. eks. opover Sålekinnas sydskråning, kommer man fra kvartskonglomerat med steil lagstilling op i Hammerens lyse, pressete sparagmiter med et ganske annet tektonisk strøk. Østenfor Hammeren står en mørk, gneisaktig bergart med samme strøk som i Hammeren. For det blotte øie ser det ut som om den inneholder meget mørke mineraler, men i mikroskopet ser man at mineralselskapet slutter sig nær til de pressete sparagmiter: rikelig kvarts, kalifeldspat, sericit, en del almindelig epidot, biotit og klorit samt litt sekundær albit og litt ertsmineraler. Det er den relativt underordnede mengde av mørke mineraler som gir bergarten dens mørke farve. Går man videre opover Sålekinnas sydskråning, blir bergarten mere og mere lys efter som man kommer nærmere toppen, beroende på at de mørke mineraler forsvinner efter hvert. Overgangen er jevn uten nogen bergartsgrense. Det samme profil finnes på østsiden av fjellet, kun at her optrer presset øiegneis i høide med de mørke bergarter på sydsiden. Mineralselskapet i disse og øiegneisen er det samme, kun med den forskjell at i øiegneisen er kalifeldspaten krystallisert i centimeterstore porfyroblaster. Opover forsvinner øinene, og profilet er det samme som på sydsiden.

Til tross for at det ikke lar sig gjøre å skille disse mørke bergarter stratigrafisk fra de pressete sparagmiter, vil jeg gi dem et eget navn, »Sålekinnabergarter«.

Det var disse bergarter Törnebohm i sin tid antok var overskjøvete grunnfjellsgraniter. Tross iherdig leting har det dog ikke lyktes mig å finne noget som kunde ligne en presset granit. Som bekjent finnes det overskjøvete graniter o. a. i vel opbevart tilstand innen kartbladet Søndre Femund, og man skulde da i tilfelle vente å finne partier som hadde undgått den sterke deforma-



Fig. 15. „Sålekinnabergart“, Heggeråen. Parallelt lys. 25 ×.
Man ser krystaller av epidot (høit relief) i en finkornet grunnmasse av serisit.
Hvit: kvarts, sterkt undulerende. Sort: erts. Dessuten biotit.

sjon hvis bergartene på Sålekinna hadde vært pressete graniter. Det gjør man imidlertid ikke her, men derimot nede ved Langsjøen, hvor grunnfjellet virkelig er overskjøvet. På grunn av dette samt at sålekinnabergartene hverken stratigrafisk eller tektonisk lar sig skille fra de pressete sparagmiter, antar jeg at de hører med til de overskjøvede sparagmiter og representerer primære faciesforskjelligheter fra disse. Der finnes også ganske lyse bergarter av Sålekinntypen, nemlig nordligst på Sålekinna, hvor der forekommer ganske lyse øiegneiser. Disse oppfatter jeg som helt omkrystalliserte lyse sparagmiter.

Øinene i øiegneisene er dels presset, dels upresset. Særlig er øiegneisene fra Orvendalen lite presset. De centimeterstore porfyroblaster av kalifeldspat består i regelen av en krystall som har inneslutninger i sig av bergartens almindelige mineraler. Omkring er der gjerne rikelig med sericit. Undertiden består et øie av en karlsbadertvilling. Aldri er der iaktatt mikroklin- eller andre polysyntetiske tvillinger.



Fig. 16. „Sålekinnabergart“, Heggeråen. + nik. ca. 19 ×. Man ser et „øiet“ av kalifeldspat som er poikilitisk gjennomhullet av kvarts (lys) biotit (mørk), epidot (høit relief); dessuten er der inneslutninger av serisit, apatit, kalkspat samt litt albit. Man ser videre hvordan serisiten er bøiet til side omkring „øiet“.

Bergarter av Sålekinnatypen forekommer flere steder innen kartområdet, således først og fremst på Sålekinna, dernest i Nørefjellet og over mot Tønsetbekken, videre i Orvendalen og i vesthellingen av Store Glophøgda. Nede i Øversjødalen forekommer de også, men lendet er mest overdekket. På nabokartbladet Nordre Femund består fjellene Gråhøgda, Langkletten, Digerkletten og Blåkletten av bergarter av Sålekinnatypen.

3. De pegmatitiske linser av kvarts og feldspat etc.

De før omtalte uregelmessige linser av kvarts og feldspat og litt jernglans fortjener en særskilt omtale. De kan opnå en tykkelse av flere meter. Feldspaten er en mikroklin, men uten pertitlameller. Er der albit til stede, finnes den i selvstendige korn. Kvartsen har undulerende utslukning. De største av linsene minner om pegmatiter, men der er aldri iaktatt vakre krystaller, og det antas at de er nær kyttet til den metamorfose

vi iakttar hos området bergarter for øvrig, nemlig at de er avsatt av relativt kolde oppløsninger, muligens ved utlutning fra sidestenen. I så fall skulde man riktignok vente å finne sjeldnere mineraler på disse forekomster, i likhet med de alpine mineralganger, idet mineralene vil oppløses etter sitt oppløselighetsprodukt og ikke etter sitt mengdeforhold. Hvis de derfor er avsatt ved utlutning fra sidestenen, må de oppløsninger hvorav de er utfelt, ha vært mettet på kvarts, feldspat og jernglans, men derimot ikke på sjeldnere mineraler. Dette er også ganske rimelig å tenke sig når sidestenen består utelukkende av en så ensartet bergart som lys sparagmit.

Den eiendommeligste opptreden av denne slags »pegmatit-lignende linser« er iaktatt i Heggeråens nederste del. Der hvor denne sterkt eroderende bekk kommer nedover dalsiden, har den gravet sig et dypt gjel i en mørk bergart av sålekinnatypen. I den nederste foss sees en lysere granitgang å gjennomsette bergarten. Gangen er omkring $1\frac{1}{2}$ m bred og kan følges i nesten 50 m's lengde før den blir overdekket. Den står frem som en jevntykk, bøiet plate fra de omgivende løsere bergarter. Ser man imidlertid nærmere på gangen, ser man snart at det ikke er nogen normal granitgang, idet der ikke er nogen finkornig grensefacies mot sidestenen, uaktet grensen er skarp. Mineralbestanden er kvarts, mikroklin, albit, sericit, kalkspat og litt epidot. Altså de samme mineraler som i sidebergarten. Den eneste forskjell er det innbyrdes mengdeforhold.

Jeg fremsetter den antagelse at gangen er avsatt av vandige oppløsninger i likhet med hvad jeg har antatt for de almindelige kvarts-feldspatlinser.

4. Fylliter og kvarts-glimmerskifre.

På Norges Geologiske Undersøkelsses oversiktskart over Østerdalen—Femundstrøket i 1 : 400 000 er Rørosgruppens fylliter tegnet å ligge over zonen med hornblendeskifre. Dette er også stort sett riktig, men forholdet er i virkeligheten adskillig mere komplisert, idet hornblendeskifre og kvartsglimmerskifre forekommer i veksling med fyllitene. Berggrunnen innen mange områder består nettop av en stadig veksling av disse bergarter,

således i Nørendalen, Hodalen, Brydalen og Tyldalen. Men også nordvest for Glommendalen sees lagerganger av grønnstensbergarter i fylliten. Forekomstmåten av de fleste av disse grønnstensbergarter tyder på at de er intrudert i fyllitene og senere presset sammen med dem.

Fyllitene er alle sammen foldet. Det er imidlertid ikke bare ett bestemt foldningssystem, men foldningsaksene peker i nær sagt alle retninger. Der er iaktatt fylliter med flere sett skifriheter, således i Tronsjøbekken ved den nye hovedveien. Her er der utviklet to tydelige sett skifriheter og en eller flere mindre tydelige. Skifrihetene holder sig ikke konstant over nogen lengere strekning, når undtas hovedskifriheten som faller 30° — 40° inn mot Tronfjell.

Skifrenes petrografiske natur er i almindelighet kvartsmuskovit-klorit-fylliter. Omkring Tronfjell forekommer granatglimmerskifer, men deres optreden antas å stå i forbindelse med kontaktvirkningen fra Tronfjells eruptiver. En karakteristisk bergartstype i dette kompleks er kvartsglimmerskifrene, som hovedsakelig består av kvarts, litt lys feldspat og lys glimmer. Feldspatmengden kan bli så stor at bergarten minner sterkt om en presset sparagmit, ja det er tvilsomt om det i alle tilfeller over hodet kan avgjøres om det er det ene eller det andre. Strukturen er helt krystalloblastisk uten relikter av primære korn.

Kvartsglimmerskifrene forekommer i et drag som stort sett ligger over hornblendeskifrene, men forholdene er en del uregelmessige. I Storvola mellom Tyldalen og Værådalen med dens fortsettelse Aumdalen ligger kvartsglimmerskifrene (som til dels veksler med hornblendeskifer) over den grove øiegneis som skal beskrives i neste avsnitt. På fjellene mellom Klettene og Hodalen ligger kvartsglimmerskifrene (som også her veksler med hornblendeskifer) over de store masser av hornblendeskifer i Klettene. I Nørendalen og Hodalen veksler kvartsglimmerskifer med både hornblendeskifer og ekte fylliter.

Jeg antar for opprinnelsen til iallfall en del av disse kvartsglimmerskifer at de er kambro-siluriske sandstener med litt leirmateriale som er blitt presset under overskyvningene sammen med fyllitene og hornblendeskifrene.

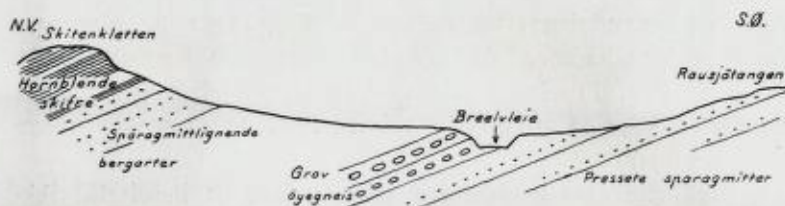


Fig. 17. Skjematisk profil Skitenkletten—Rausjøtangen.

D. Øiegneis langs grensen mellem de overskjøvete sparagmitter og hornblendeskifre.

Et NV—SO-profil over Brurhøgda—Rausjøpiggen—Skitenkletten er beskrevet av Schetelig i N. G. U. Nr. 74. Over grunnfjellet kommer konglomerat (tilliten eller kvartskonglomerat eller begge deler), derover blåkvarts, grafitskifer, og pressete sparagmitter (i Rausjøtangen og Rausjøpiggen). I Skitenketten og de andre Klettene er det hornblendeskifre. Imellem kommer en zone av en grov øiegneis som kun skal gis en kort omtale.

I et strøk fra Firkanttjern nord for Rausjøen mot SV over Kvitkuen og fortsettende på den annen side av Brydalen helt til på vestsiden av Værådalen forekommer et sammenhengende drag av øiegneis med grove, optil nevestore øiner av kalifeldspat. Øinene består av enkeltkrystaller eller karlsbadertvillinger. Kun enkelte steder er øiegneisen upresset. Se fig. 17. De fleste steder forekommer der sammen med øiegneisen mylloniter bestående av kvarts og sericit. Farven er sterkt rød, og det samme er grunnmassen i øiegneisen. I fortsettelsen av øiegneisdraget i retning mot Tyldalen finnes en forekomst av denne myllonit. Øiegneisen ser en ikke noget til her, men min overbevisning er at disse to bergarter har en nøie sammenheng med hverandre, og jeg har avsatt dem med samme tegn på kartet.

Øiegneisen danner ikke nogen nøiaktig grense mellem sparagmitavdelingen og hornblendeskifrene, men forekommer vest for Værådalen mellem bergarter som hører til de pressete sparagmitter. Mellom Værådalen og Brydalen forekommer den mellom fylliter og kalkstener under, og hornblendeskifre og kvartsglimmerskifre over.



Fig. 18. Løs blokk av grov øyegneis. Brydalen.

Om øyegneisens opprinnelse vil jeg intet ha uttalt utover det at det ikke dreier sig om nogen eruptivbergart i vanlig forstand. Øinene er dannet som porfyroblaster, og der er ingen steder antydning til noget som kan tydes som relikter av granit eller lignende. Efter min mening må øinene være vokset mens bergarten befant sig i fast tilstand.

E. Omvandlete basiske eruptiver.

Nord for det nettop beskrevete drag av øyegneis kommer hornblendeskifre og grønnstensbergarter, hvis petrografiske natur, som skal beskrives nedenfor, tyder på at de er basiske intrusivbergarter, hvis opprinnelige porfyritiske tekstur er blitt ødelagt ved at bergartene har deltatt i forskyvningene sammen med kvartsglimmerskifrene og fyllitene. Sikre dagbergarter blandt dem er ikke iaktatt, men der finnes ganske tynne benker av finkornige grønnstensbergarter mellom benker av sedimentbergarter, alt sammen presset, slik at det ikke kan ansees utelukket at der også forekommer dagbergarter i denne avdeling. Et sted er der iaktatt en bergart som har stor likhet med en



Fig. 19. Hornblendeskifre, sterkt presset. Storbekken nord for Brydal kapel.

»pillow-lava« i presset tilstand. Det er i bekken Grøtåen SO for Tronfjell der hvor den renner ut over kanten av fjellet ned mot Tyldalen. Selv om det ikke finnes dagbergarter, tyder den fin-kornige porfyritiske tekstur de steder hvor en sådan er opbevart, på at eruptivene er intrudert i et nivå ikke meget langt fra overflaten.

Angående intrusjonsnivået for disse bergarter, så må det med en gang bemerkes at hornblendeskifer forekommer både i sparagmitavdelingen og blandt fylliter og glimmerskifre av Rørosgruppen. Intrusivformen er helt overveiende som lagerganger. Det er dog iaktatt gjennomsettende ganger, således på Prestli-knausen øst for Holøydalen, hvor en amfibolitgang setter igjen sparagmit. Noget lignende er iaktatt på Knausen NV for Teldalsvola. Likeså er der svakt diskordante lakkolitiske masser av saussuritgabbroer omkring Narbuvoll. Det er iaktatt hornblendeskifre kun oppe i de forskjøvete bergartskomplekser, aldri gjennomsettende grunnfjellet og heller ikke de autoktone sedimentbergarter.



Fig. 20. Liten lagergang av grønsten med rester av porfyritisk tekstur (til venstre for hammeren) intrudert i en bergart som ligner en presset sparagmit. Brydalen.

1. Klettens og Brydalens hornblendeskifre.

I Klettene og på begge sider av Brydalen forekommer store masser av hornblendeskifre. Det er sjelden å finne upressete bergarter blandt dem. Det er da finkornige diabasbergarter med rester av porfyritisk tekstur. Plagioklasen er omvandlet til albit og epidot, pyroxenen til hornblende og klorit o.s.v.

I almindelighet er disse hornblendeskifre mørke, sterkt pressete og har intet igjen av sine oprinnelige eruptive kjennetegn. Hornblendenålene ligger parallellordnet med striper imellem av epidot, albit, biotit eller grønn korit og undertiden kvarts samt andre mineraler som titanit, apatit og ertsmineraler. Enkelte spredte steder finnes rikelig granat, således i Kvitkuen og i Storbekken nord for Brydal kapel. Der finnes både lineær og plan skifrihet, og oftest begge deler samtidig.

Hornblenden er oftest en almindelig hornblende med pleokroisme fra blågrønn til lyst gulgrønn. Epidot kan mangle, men er oftest til stede og er da en almindelig epidot. Feldspaten er

uten tvillinger, sammensetningen er oftest ren albit, men den kan undertiden ha en svak anortitgehalt, så den nærmest blir å betegne som en sur oligoklas. De vanlige accessoriske mineraler er til stede.

2. Nørendalens og Hodalens grønnstensbergarter.

Nordover i Hodalen og særlig i Nørendalen er der utbredt mange typer av hornblendebergarter. Det er dels lignende mørke bergarter som i Klettene og Brydalen, dels er det lysere skifre hvis mineralinnhold representerer en mere fremskredet grad av diafforetisk omvandling. Mens der i Klettene hornblendeskifre fantes almindelig hornblende og sur plagioklas, er hornblenden i Nørendalens grønnstener oftest en aktinolitisk hornblende, og feldspaten er alltid ren albit.

Der forekommer også i Nørendalen upressete hornblendebergarter, til dels som vakre, grovkornige saussuritgabbroer med det nettopp beskrevete mineralinnhold. I marken kan man undertiden se hvordan små upressete, linseformete partier av slik bergart utover mot kanten blir mere og mere presset og går over i de mest pressete grønnskifre. Hornblendebergartene veksler med sandstener, kvarts-glimmerskifre og fylliter på en slik måte at man for saussuritgabbroene må anta at de er intrudert som lagerganger, mens man for bergartene på Harrbekkfjellet tvinges til å anta at de er sedimentære med en oprinnelig materialtilførsel fra basiske bergarter; her veksler nemlig de mørke bergarter med tydelige sandstener der har litt mørke mineraler, og med bergarter der har meget mørke mineraler. Der finnes alle overganger. Man skulde tro at der hadde funnet sted en materialtilførsel fra basiske dagbergarter, siden de eneste kjente basiske bergarter som kan være eldre enn sedimentene er de grønnstensbergarter som dette avsnitt handler om.

I Storbekken vest for Telneset finnes grønnstensbenker vekslende med fylliter av Rørosgruppen. Det er porfyriter med tilsynelatende frisk plagioklas. Imidlertid består feldspatlistene (karlsbad- og albittvillinger) av ren albit. Feldspatlistene har tydelig parallell anordning. De mørke mineraler er biotit, hornblende og en del støvete mineraler som kan være epidot. Der er meget mineraler av kalkspatgruppen. Denne omvandling er typisk for de bergarter som går under navn av spliter.

3. Tronfjells eruptivbergarter.

I tilknytning til hornblendeskifrene må omtales Tronfjells gabbromassiv. Dette massiv, som lenge har vært kjent av geologer, utgjør i grove trekk en stor fakolit som ligger i glimmerskifre og hornblendeskifre. Rundt om faller skifrene inn mot Tronfjell. Fallet er gjennomsnittlig ca. 30° . På undersiden av det store massiv ligger en rekke mindre lagerganger av forskjellig art injisert i fyllitene.

Omkring Tronfjell viser bergartene tegn til en høiere metamorfosegrad enn i området for øvrig. I Tronkalven forekommer således granatglimmerskifer, noget som ikke er iaktatt andre steder i området uten rent lokalt. Det ser ut til at Tronfjellmassivet omgir sig med en slags kontaktzone. Imidlertid har de diaforetiske omvandlinger utslettet de fleste spor etter en slik høiere metamorfosegrad.

Selve Tronfjells gabbrobergarter er oftest friske uten diaforetiske omvandlinger.

Det ser ut til at bergartsmassen i denne store fakolit har nådd en viss magmatisk differentiasjon før den størknet. Man finner nemlig ledd fra peridotiter til normale gabbroer. Etter siste sommers undersøkelser (1940) forekommer også anortositer. Om der forekommer sure ledd har jeg ikke nok materiale til å bedømme, men der er enkelte kvartsutsondringer som kan tydes som restløsninger.

Gabbrobergartene finnes over hele Tronfjell, både innen Tynsetbladet og nabokartbladet Foldal. De basiske differentiasjonsledd, olivinstener, finnes spredt over vestsiden, nordsiden og østsiden av fjellet i form av små partier eller som uregelmessige ganger i gabbroen. Syd for Tronkalven er der en lagergangformet masse av omvandlet olivinsten. Ellers er olivinen for det meste frisk med aksevinkel $2V\gamma = 89^\circ - 94^\circ$, svarende til en sammensetning av omkring 10 % Fa.

Sommeren 1940 kom jeg på en tur over Tronfjell til et parti på sydskråningen av fjellet hvor der lå en del løse blokker av temmelig ren anortosit. Den var middels- til grovkornig, omtrent som olivingabbroen samme sted, og på forvitret overflate er der liten forskjell å se. Men på friskt brudd ser man at bergarten

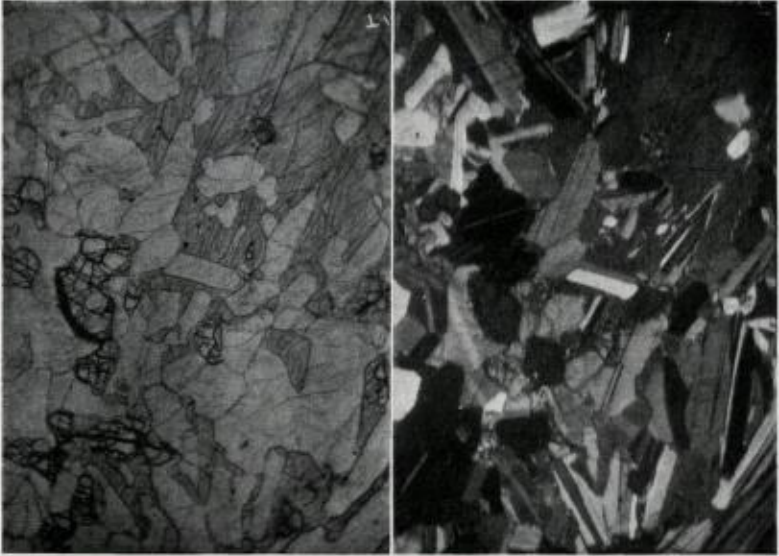


Fig. 21. Olivingabbro, Tronfjell. Olivin, augit og plagioklas.

overveiende består av plagioklas. Andre mineraler er klorit og hornblende, i alt ca. 10 % av bergarten.

Denne bergart er ikke iaktatt annet enn i løse blokker. Hele sydsiden av fjellet består av frostsprengt ur som ligger nogenlunde in situ, og det var blandt disse blokker jeg fant den omtalte anortosit. I nærheten stakk der frem litt fast fjell bestående av en gabbrobergart med påfallende lite mørke mineraler.

Olivingabbroene på Tronfjell består av en lignende olivin som i olivinstenene, monoklin pyroxen og plagioklas. Pyroxenens egenskaper i optisk henseende er: $2V\gamma = 46^\circ - 56^\circ$, varierende slik at aksevinkelen er størst i det ytre hylle. $C : \gamma = 40^\circ \pm 2^\circ$. Plagioklasen har sammensetningen An_{83} til An_{70} , normalt zonarbygget. I de mindre krystaller kan anortitgehalten gå lavere ned, men de små krystaller er mindre vel egnet til måling av de optiske data.

Texturen i olivingabbroene er meget ofte som i hyperitter, men der finnes også sådanne med normal dypbergartsstruktur.

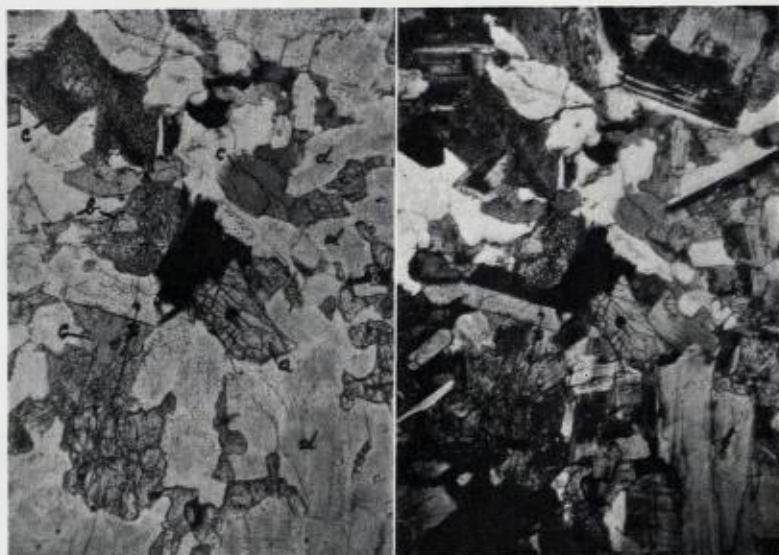


Fig. 22. Gabbro med rombisk pyroxen (norit), Tronfjell. Rombisk pyroxen (a), augit (b), hornblende (c) og plagioklas (d).

En eiendommelighet ved olivingabbroene er at de er gjennemsatt av sprekker som er fylt med prehnit. Sprekkene er hvite av farge og kan være flere centimeter tykke.

De normale gabbroer forekommer sammen med olivin-gabbroene og adskiller sig ikke fra disse på annen måte enn ved at olivin mangler. Der finnes også i mindre mengde omvandlede gabbroer og olivingabbroer, der nærmest blir å betegne som saussuritgabbroer.

Der finnes også en annen type av gabbrobergarter som ikke fører olivin, men som har rombisk pyroxen ved siden av monoklin pyroxen. Olivin og rombisk pyroxen er ikke iaktatt å forekomme sammen. Disse gabbroer er gjerne mere finkornige enn de andre og mørkere av farge. Deres forekomst synes å være begrenset til den undre del av fakoliten.

Mengden av rombisk pyroxen er for liten til at bergarten kan kalles en norit. Den rombiske pyroxen har egenskapene: $2V$ varierende fra 62 til 48, slik at den negative aksevinkel er

mindst i det ytre hylle. Plagioklasen er sterkt zonarbygget med et variasjonsområde fra An_{85} til An_{45} . I mange individer er der en tydelig »recurrens«, slik at kjernen er litt surere enn det nærmest følgende skall. De almindelige tvillinglover er her som i de andre Tronfjell-gabbroer albit-, karlsbader- og periklin-, mest som kombinasjons-tvillinger. Den monokline pyroxen er den samme som i olivingabbroene.

Alle disse målinger av aksevinkel er utført med universalbord. Plagioklasen er bestemt ved den maksimale utsluknings-skjevhet i zonen (010). Den petrografiske beskrivelse er for lite grunnlag til å bedømme hvilken bergartsstamme Tronfjells bergarter hører til, men etter de iakttagelser som er gjort over forekomstmåten, er det rimelig å anta at de hører nøie sammen med de øvrige grønnstensbergarter innen det samme område, og at de alle sammen hører til stammen av grønne lavaer, men at de fleste er blitt sterkt presset under skyvningen.

F. Trondhjemitene.

I den nordvestlige del av kartområdet forekommer trondhjemiter som setter igjennem fyllitene og grønnskifrene. Formen av disse trondhjemitforekomster synes å være lagerganger som føier sig nøiaktig etter de øvrige bergarters skifrihet.

Trondhjemitene er mindre presset enn de andre bergarter, men kan dog fremvise tegn til ytre trykk, idet der sees slirer med sericit.

Mineralbestanden er: kvarts i varierende mengde, kan ha svakt undulerende utslukning. Plagioklas av sammensetning omkring An_{20} , klorit og en del kalkspat. Der er ikke antipertitiske lameller i plagioklasen, men derimot tallrike sericitskjell. Det ser således ut til at kalifeldspatkomponenten er hydrolysert.

G. Hummelfjellets diabas.

Allerede Törnbohm iakttok på Hummelfjellet en mørk diabasbergart som tydeligvis ikke hadde noget å gjøre med Trondhjemsfeltets grønnstener. Etter bergartens måte å optre på og det petrografiske utseende sammenlignet han den med Ottfjällets diabas i Jämtland og Herjedalen, uten at dens alder derved blev nøiere angitt.

Det som adskiller den mest fra grønskifrene, er at diabasen så godt som aldri viser tegn til ytre press, dermed skulde dens alder være yngre enn fjellkjedefoldningen. Törnebohm antar en postsilurisk alder.

Forekomstmåten er gangform, idet hele Hummelfjellet med dets utposter består av svermer av ganger med kvartsglimmer-skifer imellem. Gangene er både steiltstående og liggende, i det hele uten nogen bestemt hovedretning. Men innen et mindre område er de nogenlunde parallelle. De er iaktatt både som lager-ganger og gjennomsettende. Tykkelsen av dem varierer fra $1\frac{1}{2}$ m eller mindre til minst 100 m. Det er mulig at hele den høieste rygg av Hummelfjellet som kalles Domhø består av en eneste stor diabasgang.

Makroskopisk er bergarten finkornig og som oftest mørk. Det er ikke sjelden å se en utpreget porfyritisk tekstur med optil 1 cm store fenokrystaller av plagioklas.

Mikroskopisk kan man finne hydrotermalomvandlede stykker like så vel som helt friske. Fra Brattangen blev samlet et stykke med små fenokrystaller av plagioklas og pyroxen, vel også av hornblende. Grunnmassen er overordentlig finkornig. Plagioklasen er sterkt zonarbygget, eksempelvis med sammensetning fra An_{80} i kjernen til An_{40} i det ytre hylle. Pyroxenen er farveløs. Aksevinkelen er middels, $2E = ca. 65^\circ - 70^\circ$, akse-dispersjon tydelig $r > v$, utslukningsskjevhet $c : \gamma = ca. 36^\circ$. Hornblendens synes å være primær, da den finnes som fenokrystaller uten at disse synes å være pseudomorfoser etter andre mineraler.

I almindelighet er ikke diabasen så frisk. Der finnes aktinolitisk hornblende og klorit samt epidotmineraler. Plagioklasen er også da surere.

Tektonikken.

1. Overskyvninger og forskyvninger.

Det er i beskrivelsen av de enkelte bergarter flere ganger nevnt hvordan de skifrige bergarter som kommer over tilliten og kvartskonglomeratene antas å være overskjøvet i forhold til underlaget. Denne antagelse står i strid med hvad Carstens og andre har uttalt, men slutter sig til Törnebohms teori. Den

støtter sig dessuten til en rekke feltgeologiske iakttagelser, hvorav nogen få skal bli omtalt nedenfor.

Hele komplekset av pressete sparagmiter, kvartsglimmerskifre, hornblendeskifre samt overskjøvete grunnfjellseruptiver blev av Törnebohm (41) slått sammen til *Sevegruppen*, hvorav igjen de krystalline bergarter, hornblendeskifrene og glimmerskifrene samt visse »gneiser« utgjorde *Åreskifrene*. I praksis vil det si at Sevegruppen er det hele kompleks. Åreskifrene er de overskjøvete ekvivalenter til de autoktone ledd. Disse navn kunde godt benyttes for Tynset-områdets vedkommende, når man bare er oppmerksom på at nesten alt sammen vilde høre med til Åreskifrene. Törnebohm regnet ikke med at de små rester av grafitskifer o. l. som enkelte steder ligger på toppen av kvartskonglomeratene kunde være kambro-silur. Han antok at de tilhørte den eldre del av sparagmitavdelingen, noget som nærværende forfatter finner mindre sannsynlig efter de siste iakttagelser over tilliten og kvartskonglomeratene. Derved blir alle de pressete sparagmiter som i lagfølgen ligger over kvartskonglomeratene (kvartssandstenen) overskjøvet, og skulde da henregnes til Åreskifrene om man bruker Törnebohms nomenklatur.

Betegnelsen blir også misvisende for de fylliter og glimmerskifres vedkommende som veksler med hornblendeskifre og de andre grønnstensbergarter. Disse fylliter inngår nemlig i Rørosgruppen, således fyllitene i Glommendalen, Aumdalen og fjellene omkring. De må være overskjøvet sammen med hornblendeskifrene og de pressete sparagmiter og skulde derfor henregnes til Åreskifrene. Imidlertid er Rørosgruppen det navn som er brukt av norske geologer på de eldste av Trondhjemsfeltets fylliter og dette navn mener jeg bør beholdes. Det korrekte billede blir da efter min teori om overskyvningene, at kun grunnfjellsbergartene med de derpå hvilende sedimentbergarter som tilliten, arkoseovergangene, kvartskonglomeratene og kvartsitene samt de små rester av grafitskifer m. m. har ligget i ro. Alle de øvrige bergarter innen området undtatt Hummelfjellets diabas som er yngre, har deltatt i overskyvninger eller forskyvninger.

Om disse overskyvningers natur gir kartbeskrivelsen til Søndre Femund adskillig opplysning. Der omtales særlig den

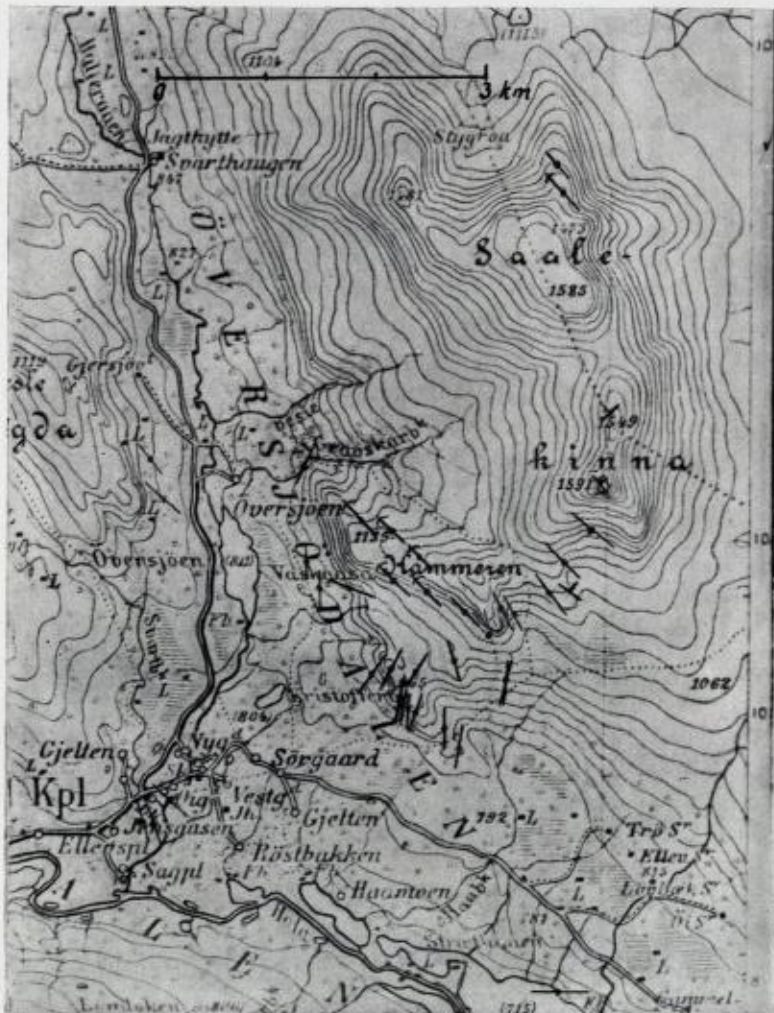


Fig. 23. Tektonisk kart over den sydlige del av Såløkinna med Hammeren. Syd for Hammeren er lagstillingen steil til loddrett.

- ↘ Tegn for horisontal foldningsakse eller strøk ved steil lagstilling.
- ↙ Almindelig strøk — og falltegn.
- ↗ Tegn for foldningsakse som faller mot den konvekse side av buen.

skjellformige overskyvning av grunnfjellsbergartene. Dessuten vil jeg i det følgende gi en beskrivelse av noen viktige profiler innen Tynset-bladet, som også støtter denne teori om overskyvninger.

Et av de mest interessante profiler innen Tynsetbladet er profilet over Sålekinna som omtales av Törnebohm. Jeg har forsøkt å gjengi en rekke observasjoner over strøk og fall og foldningsakser over den sydlige avhelling av fjellet, særlig er der gjort mange observasjoner omkring Hammeren, hvorav kun noen få kan gjengis på kartskissen. Av skissen (fig. 23 og 24) fremgår det at kvartskonglomeratet under Hammeren har en steil lagstilling med knollene utpresset i strøkretningen som er N til N 20° Ø. Oppe i Hammeren, bare 40—60 m høiere op (det mellemliggende er overdekket) er strøket et ganske annet, idet den lyse sparagmit her er foldet med en foldningsakse som faller svakt (optil 15°) mot NV (egentlig N 30°—40° V). Foldene kan være ganske krappe. Man innser herav at der foreligger en tektonisk diskordans mellom kvartskonglomeratet og Hammerens lyse, pressete sparagmiter. Lenger opover mot toppen av Sålekinna blir foldene mindre utpreget, men holder sig et stykke. Til slutt er der kun plan skifrihet eller svakt bølgende skifrihetsflater.

Man fester sig ved den eiendommelighet at foldningsaksene ligger parallelt med hovedskyveretningen. Dette er ikke noget isolert tilfelle. Lignende har man også andre steder langs randen av den kaledonske fjellkjede, ja det er i virkeligheten det almindelige langs randen av overskyvningene. Således er forholdene f. eks. i stavkonglomeratet ved Bygdin og de yngre sparagmiter her. Dette tektoniske strøk er fremkalt av krefter som opstod under skyvebevegelsene og virket loddrett på dennes retning. (5, side 739.) At dette strøk forekommer ved Sålekinna, kan tas som et indisiebevis på at her har foregått overskyvninger.

Et annet sted hvor overskyvninger er påvist, er den lille forekomst av tillit ved Langsjøen. Tillitens skifrihet faller her inn under granit således at man må tenke sig begge bergarter revet med i overskyvningene. Antagelsen bestyrkes deri at graniten her viser tydelige tegn til press. Dislokasjonene behøver dog ikke å være særlig store.

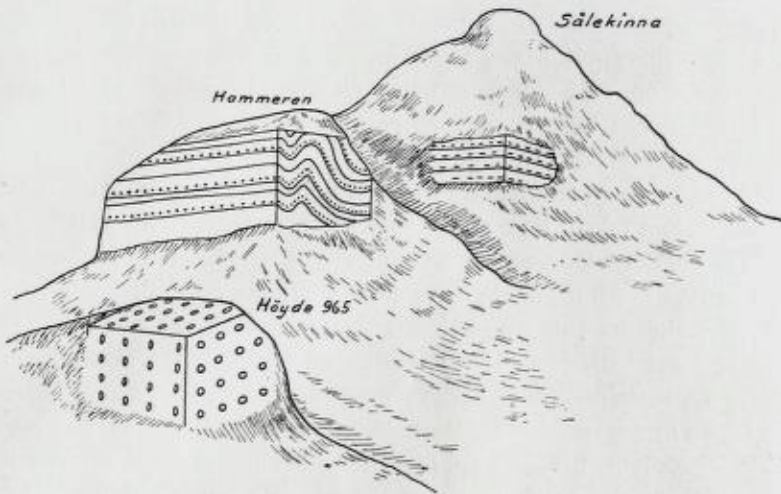


Fig. 24. Sammensatt blokkdiagram over sydskråningen av Sålekinnå.

På Gloføken er der iaktatt mindre forskyvninger som kan tydes som folde-forkastninger. Videre har jeg her sett rivningsbreccier.

Det er ikke sannsynlig at de overskjøvete eller forskjøvete bergartskomplekser tilhører ett bestemt skyveplan. Tvert imot, de nettop omtalte iakttagelser tyder på en mere skjellformig overskyvning, i likhet med hvad som så tydelig er påvist innen kartbladet Søndre Femund i fjellene Båthusfjellet, Lillesjøberget, Storsloggen og mange andre (se 25). Den fra Engerdals-trakten beskrevete »Kvitvola kvartsetage« (Schjøtz og senere forfattere) kan ikke følges sammenhengende lenger nordover enn til traktene omkring den søndre del av Femundsjøen.

Jeg vil føie til noen bemerkninger om den regionale forskifring av et bergartskompleks i sin almindelighet, og da særlig angående de tilfeller da den tektoniske skifrihet faller sammen med den primære lagdeling. Th. Vogt begrunner dette fenomen i sin avdeling om Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. Folder som er opstått under et tidlig stadium av overskyvningen vil bli utpresset til isoklinalfolder eftersom bevegelsen skrider frem. Fremdeles vil den tektoniske skifrihet falle sammen med den primære. Eller der skjer brudd og de skjellformige overskyv-

ninger oppstår. Er der opstått en sekundær skifriighet vil den eftersom bevegelsen skrider frem, mere og mere nærme sig den primære, og i alle disse tilfeller vil man i marken ikke kunne opdage noget bestemt skyveplan til tross for at hele bergarts-komplekset er overskjøvet.

Jeg har en mistanke om at den tilsynelatende konformitet som vi kan iaktta hos Tynset-området bergarter, er opstått på denne måte. Derved vil mange ellers uforklarlige fenomener få sin forklaring, f. eks. »sålekinnabergartenes« tilsynelatende konformitet med de pressete sparagmiter. Man kan nemlig følge disse mørke bergarter fra østsiden av fjellet langs skifriheten over på vestsiden inntil man er midt inne i lyse bergarter. Overgangen utgjøres av en rekke mellemtyper. På vestsiden har man altså helt lyse, pressete sparagmiter i samme skifrihetshorisonnt som de mørke sålekinnabergarter på østsiden av fjellet. Avstanden er for liten til at det her kan være talt om en primær faciesveksling fra det ene sted til det annet.

2. Relasjonen mellom „Kvitvola-etasje“, „Synnfjellsandstenen“ og de overskjøvete sparagmiter innen Tynsetområdet.

Under diskursjonen av overskjøvete sparagmiter kan man ikke undlate å komme inn på to eldre betegnelser på overskjøvete sparagmitkomplekser fra nærliggende deler av landet. Den første er den av Schiøtz opstilte betegnelse »Kvitvola kvartsetage«, på en lagrekke av sparagmitbergarter som ligger over fossilførende kambro-silur innen kartbladet Engerdalen. Törnebohm og Bjørlykke forklarer forholdet slik at det er ekte sparagmitbergarter som er skjøvet over kambro-siluren. Denne opfatning deler også O. Holtedahl som har undersøkt »kvitvola-avdelingen« nøiere. Denne avdeling av pressete sparagmitbergarter, kvartseter o. a. med lag av dolomit og kalksten har karakteren av et sammenhengende skyvedekke. Hittil har det ikke lyktes å følge det lenger nordover enn til sydenden av Femundsjøen. Man har inntrykk av at sparagmitene lenger nord oppfatter et helt kompleks av overskyvninger med skjellstruktur uten at relasjonen til »kvitvola-etasje« er blitt nøiere klarlagt.

De overskjøvete sparagmitbergarter innen Tynsetbladet har adskillig likhet med »kvitvola-etasje« både rent petrografisk

og i tektonisk henseende, og det kunde være fristende å parallelisere de to komplekser. Men vi mangler innen Tynsetbladet for det meste de karbonatholdige zoner som er så karakteristiske for »kvitvola-etasjonen«. Som tidligere nevnt anser jeg sparagmitene i de høie fjell innen Tynsetbladet for å tilhøre den røde sparagmit, og så lenge vi ikke vet mere om hvilke stratigrafiske ledd som inngår i de forskjellige komplekser, mener jeg at vi foreløbig må skille mellom Tynsetområdet pressete sparagmiter og »kvitvola-avdelingen«.

Det annet overskjøvete sparagmitkompleks i det sydlige Norge er »Synnfjellsandstenen«, betegnelsen oppstillet av T. Strand i 1938 for de feldspatførende sandstener og kvartsiter innen Nordre Etnedal og omkringliggende trakter. Komplekset er overskjøvet over kambriske lag og oppfattes av Strand som den yngste del av sparagmitformasjonen, nemlig kvartssandstenen, der er overskjøvet langveis fra. Der er den forskjell fra de overskjøvete sparagmiter innen Tynsetområdet at de siste vesentlig omfatter feldspatsandstener, mens Synnfjellsandstenen vesentlig omfatter kvartsiter. I tektonisk henseende synes disse to komplekser å stå hverandre meget nær.

3. Forkastninger.

Under avsnittet om grunnfjellet er nevnt den store forkastning langs Brydalen. Denne er allerede omtalt av Kjerulf. Schetelig omtaler bergartene på begge sider av Brydalen.

Ved forkastningen er den østre side hevet i forhold til vestsiden. Forkastningen kan følges fra Storsjøen i Rendalen gjennom Undsetbygden, Finstaddalen, Brydalen og Gammeldalen ved de morfologiske trekk: steile dalsider med flat, gjenfylt dalbunn. Videre mot nord forsvinner disse trekk. Antagelig kiler forkastningen ut.

Forholdene innen Tynsetbladet sier lite om forkastningens alder og spranghøide. Man kunde vesentlig gjette sig til at alderen var yngre enn kaledonisk tid. Men et par kilometer syd for kartgrensen, er det på side 28 omtalte profil ved Finstaddallet, hvor der underst står øiegranit; derover kommer tilliten. Begge er sterkt presset, og skifriheten er den samme som ellers innen området, nemlig med østlig fall og med friksjonsstriper

mot sydøst. Denne observasjon er avgjørende for aldersforholdet. Forkastningen er yngre enn skyvebevegelsene.

Forkastningene har foregått mellom dette sted og den bratte dalside med granit og øiegranit like østenfor. Friksjonsstriper som må antas å stå i forbindelse med forkastningsbevegelsene er iaktatt i Storbekken som renner ned i Finstadåen et par km nordenfor, hvor der er mylloniter med glidespeil. Friksjonsstripen faller omkring 70° mot vest. Lignende mylloniter finnes nord for Vakkertjell. (Se side 16.)

Hvor stor spranghøyden av Brydalsforkastningen er kan man få et begrep om ved å betrakte et profil Ø—V over Finstadfallet—Langkletten—Storbekken (den som renner ut i Neka). Ved Finstadfallet og ved Storbekken står tilliten med østlig skifrihetsfall. Tar vi minimumsbeløpet av fallvinkelen som er ca. 10° , som utgangspunkt for hvad som har vært det oprinnelige nivå for tilliten vest for forkastningen, og regner vi med at der har foregått en skrå innsynkning, får vi at spranghøyden må være minst 1300 m. Det er god grunn til å tro at der nettop har foregått en slik skrå innsynkning.

Der er stor likhet mellom Brydalsforkastningen og Engerdalsforkastningen. Begge er av postkaledonisk alder, og begge steder er østsiden hevet i forhold til vestsiden. Grunnfjellet når frem i dagen på østsiden mens vestsiden består av store mektigheter pressete sparagmiter. Videre er der stor likhet deri at hele den undre del av sparagmitavdelingen mangler som autoktont ledd på østsiden av disse forkastninger. Holtedahl forklarer forekomsten av den røde sparagmit i stor mektighet vest for Engerdalen, mens den mangler på østsiden, derved at der har eksistert en forkastning noget vest for selve Engerdalen i gammel sparagmitisk tid. Noget lignende kan være tilfelle for Brydalsforkastningens vedkommende; således forekommer, efter stud. real. Chr. Oftedahls undersøkelser sommeren 1939, tillit hvilende primært på eldre sparagmiter langs sydvestsiden av Fonnåsfjellet, mens som bekjent tilliten hviler direkte på grunnfjellet øst for Brydalen og dens fortsettelse sydover. Profilet ved Fonnåsfjellet krever imidlertid en nærmere undersøkelse.

En lignende N—S gående forkastning må forekomme langs Holøydalen og dens fortsettelse mot syd gjennom Orvendalen.

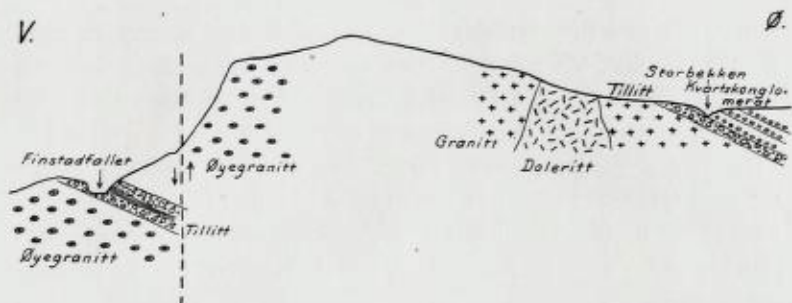


Fig. 25. Brydalsforkastningen ved Finstad. Skjematisk.

Langs Holas østre bredd står grunnfjellsgranit med derover kvartskonglomerat og sålekinnabergarter (grensene er overdekket), mens vi på vestsiden har vanlig presset sparagmit i tilsvarende høide. Orvendalens morfologi tyder også på at der går en forkastning. Om spranghøiden kan intet sikkert sies.

Ganske samme forhold finner vi i Øversjødalen; syd for Øversjøen har vi granit med tillitt og kvartskonglomerat, mens der kun finnes bergarter av sålekinnatypen vest for vassdraget. Heller ikke her kan noe sies om spranghøiden. Begge de sist nevnte forkastninger kan ha foregått som skrå innsynkninger i postkaledonsk tid.

Metamorfosen sett i lys av mineralfacies-prinsippet.

Ved det mikroskopiske studium av bergartene blir man snart opmerksom på den store forskjell som er på bergarter tilhørende grunnfjellet og de overskjøvete eruptiver. Det er riktignok stort sett de samme mineraler som er nydannet i begge tilfeller, men i grunnfjellsbergartene har reaksjonene øiensynlig ikke kommet ordentlig i gang. De overskjøvete bergarter derimot synes å ha oppnådd en mere fullstendig kjemisk-mineralogisk likevekt under metamorfosen, til tross for at diaforetiske omvandlinger har utvisket meget av de primære trekk.

De omvandlinger vi iakttar er typiske for epizonens metamorfose efter Grubenmanns inndeling, hvor lave temperaturer og høit stress er de dominerende faktorer. De overskjøvete

bergarter frembyr typiske eksempler på dynamometamorfose, mens jo grunnfjellsbergartene for det meste har undgått deformasjonene. Forsøker vi å anvende Eskolas mineralfaciesprinsipp på bergartene, frembyr der sig større vanskeligheter for grunnfjellsbergartenes vedkommende, idet de er fulle av primære relikter og med sikkerhet ikke har vært under kjemisk likevekt. Derimot skulde vi kunne si adskillig om grønnstensbergartenes metamorfosegrad, idet vi som oftest kan bortse fra de diafotoretiske omvandlinger.

Med grønnskiferfacies mener Eskola den tilstand hvorunder en bergart har fått en kjemisk-mineralogisk likevekt karakterisert ved at hornblende går over til klorit og epidot, og at de typiske mineraler i en basisk bergart er klorit, epidot, albit samt eventuelt sericit og karbonater. Stresset har vært dominerende, og det er sjelden at man finner bergarter som har oppnådd fullstendig likevekt i denne facies. De bergarter som jeg i det foregående har kalt grønnstener, hører ikke egentlig til denne facies, og navnet må opfattes i en videre betydning. I Tynsetområdets omvandlete basiske eruptivbergarter er der alltid en amfibol til stede. Fra Sulitjelmafeltet, hvor lignende bergarter forekommer, inndeler Th. Vogt (42) de metamorfe basiske bergarter i amfiboliter, epidotamfiboliter, grønnstener med almindelig hornblende, grønnstener med aktinolitisk hornblende og grønnstener uten hornblende. Det er nærmest til denne nomenklatur jeg har støttet mig når jeg har omtalt bergartene som grønnstensbergarter.

De mineralfacies som synes å være representert innen Tynsetbladet, er epidotamfibolitifacies, grønnstener med almindelig hornblende og grønnstener med aktinolitisk hornblende. Eskola oppfatter denne facies (Vogts aktinolit-grønnstensfacies) som en underavdeling av epidotamfibolitifacies. Grønnstener uten amfiboler er ikke iaktatt innen Tynsetområdet, men det ser ut som om amfibolen i enkelte av bergartene har vært under en begynnende omvandling til klorit, og at det altså har foregått diafotoretiske omvandlinger som nærmer sig den egentlige grønnstensfacies.

En korrelasjon med Sulitjelmafeltets bergarter lar sig neppe gjennomføre. Her skal bare antydes at man også innen Tynset-

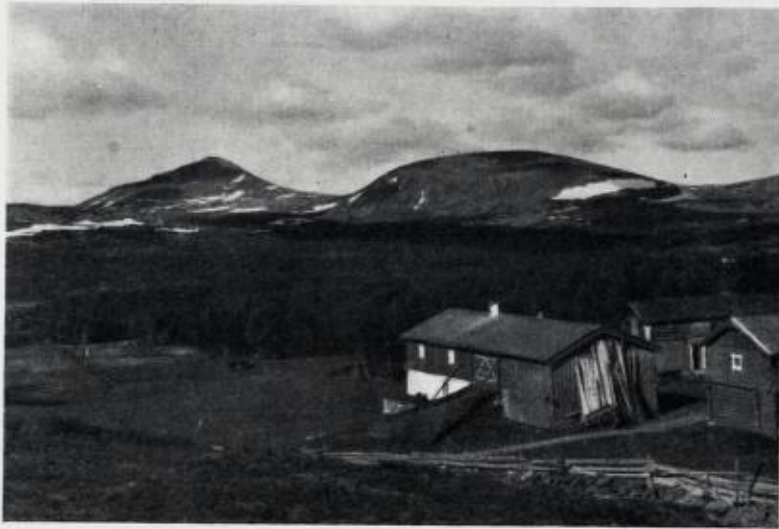


Fig. 26. Elgepiggen og Gråhøgda fotografert fra Sörgård i Øversjødalen. Billedet viser landskapsformene av de store sparagmitfjell.

området har spor av to faciesrekker, en sedimentær og en eruptiv. Eruptivrekken har altså som det mest lavmetamorfe ledd en aktinolit-grønnstensfacies. Sedimenttrekkens høiest metamorfe ledd synes å være en granat-epidot-muskovit-klorit-skiferfacies (representert i »kontaktzonen« omkring Tronfjell). Jeg kan ikke gå nærmere inn på spørsmålet om disse to metamorfe rekker, da der ikke er analyser av områdets bergarter.

Morfologiske trekk.

Dalene Brydalen, Holøydalen med Orvendalen, muligens også Øversjødalen, er som det vil ha fremgått av det foregående, betinget av de forkastninger som går gjennom dalene.

Derimot er Hodalen og særlig Nørendalen lengdedeler som er betinget av bergartenes strøk. Disse daler er erodert ut etter de løsere skifre av Rørosgruppen som her ligger foldet med det karakteristiske strøk. Ser man på det topografiske kart nord for Nørendalen, mellom denne og Korssjøene, ser man en rekke små vassdrag som løper langs strøkretningen. I dette område består

bergartene som tidligere omtalt av foldete lag av grønnskifre, sandstener med mellomtyper vekslende med fylliter. Erosjonen har fortrinsvis fjernet fyllitlagene, så man i dalsenkningene nu nesten bare ser opstikkende rygger av sandstener og grønnstener, mens resten er dekket av morenemateriale og myr.

Også innen områdene med kun sparagmit ser man daler som er betinget av det tektoniske strøk. Svartdalen løper i strøkretningen. Likeledes må man anta at Spekedalens retning er betinget av strøket av de bergarter som engang har ligget over grunnfjellsgranitene, men som nu for lengst er fjernet av erosjonen.

De hardeste bergarter står igjen og danner de høieste fjell innen kartområdet. Elgepiggen, Gråhøgda, Sålekinna, Gloføken, Svartdalsfjellene og flere andre består av hårde, pressete sparagmiter. Det høieste av dem alle, Tronfjell, består av seige gabbrobergarter.

Summary.

Introduction.

The present paper is a description of the geology and petrology of the map quadrangle 38 C, Tynset, in southern Norway.

Among the previous literature on the geology of this region, Törnebohm's publications: "Några notiser om Sålekinnen och dess närmaste omgivning" and "Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad" are the most important.

The geological field work was conducted by the present writer during the summers 1936—40.

Within the map Tynset we find the border between the large S.E.-Norwegian sparagmite area and the Cambrian and Silurian rocks of the "Trondhjemsfeltet".

A. The pre-Sparagmitean.

In isolated areas, pre-Sparagmitean rocks appear. They are of igneous habit and do not throw much light upon the archean of this region, which is mostly composed of red granites. The granites can be divided into two groups; in one of them chess-board albite is very common; the other consists of regular

microcline granites. However, the youngest among the pre-Sparagmitean rocks are coarse-grained dolerites, very similar to the Jotnian dolerites of Sweden and Finland, with which they are correlated by the present writer.

B. The autochthonous sparagmites.

Upon the probable Archean and Jotnian lies a thin autochthonous series of Sparagmitean age. The oldest autochthonous member of this series seems to be a tillite-bearing horizon, well-known from many parts of the Caledonian range. The tillite is most strongly deformed by Caledonian movements, but it nevertheless displays easily recognisable large boulders of granite of the same type as that which is found within the pre-Sparagmitean areas of the Tynset map, as well as boulders of a quartzite unknown to any neighbouring area in southern Norway. Several other rock types, although less abundant, are represented among the tillite boulders.

In some lokalities the tillite is lacking, and the transitional layer between Jotnian and Sparagmitean is an arkose, representing the old weathering surface.

Blue quartzites and quartz konglomerates of variable thickness overlie the tillite and arkose. There are reasons to believe that these deposits correspond to the so-called quartz-sandstone, the youngest member of the Eocambrium.

C—E. Allochthonous rocks.

Above the quartzites lie allochthonous Caledonian masses, viz: large thicknesses of over-thrusted sparagmites, augengneisses, amphibolites, and phyllites of the Røros group of the "Trondhjemsfeltet". Tronfjell, S. of Tynset, is an isolated, partly differentiated gabbroic phacolite with local variations from peridotite and anorthosite to common gabbro. In addition over-thrusted pre-Sparagmitean rocks occur. The amphibolites are regarded as metamorphic derivatives of the "Bymark group" and may be compared with the well-known green schists of the Caledonian range. Since no fossils are found, no exact age determination can be given for any of the sedimentary and

eruptive rock complexes within the Tynset map. The phyllite group of Tynset is correlated with the "Røros group", where fossils have been found by I. H. L. Vogt.

A detailed description of the various rock types is given in the Norwegian text, but the limited space available for the paper does not permit its being incorporated in the present summary.

F, G. Younger eruptives.

NW of Tynset, younger igneous rocks belonging to the Opdalite — Trondhemite series also occur. The trondhemites have not been deformed by the Caledonian movements, and are therefore regarded as post-orogenic, and do not belong to the over-thrust rocks.

A special type of post-Silurian diabase is found in Hummelfjellet in the northern part of the investigated area. The diabases occur as swarms of sub-parallel dikes. Their petrography and mode of occurrence is closely related to some Swedish diabases, the "Ottfjället diabase", described by Törnebohm. The diabase of Hummelfjellet is also mentioned by him. The exact age of these diabases is not known.

Tectonics.

The most interesting geological field-problems encountered in this region, is connected with the tectonical movements.

1. Thrusts.

It is assumed that the Caledonian movements in this area generally have resulted in large over-thrustings, the evidence of which is found on the S slope of the mountain Sålekinna, where a distinct tectonical discordance occurs (see fig. 1, 23 and 24).

As mentioned, we find the strongly deformed, tillite-bearing formation resting on the pre-Sparagmitean. The over-thrust rocks usually exhibit no primary macroscopic structures, except in a few localities. With the microscope, however, several primary textures are recognized, for instance primary relics of clastic material in the over-thrust sparagmites.

Among the over-thrust pre-Sparagmitean rocks, which is mostly found within the maps E and SE of Tynset, N and S Femund, quite undeformed granites and dolerites have been described by G. Holmsen. They have also been studied in the field and with the microscope by the present writer.

A correlation has been made by the present writer between the over-thrust sparagmites of the Tynset district, the "Kvitvola kvartsetage" (Schjøtz) of the Engerdal district, and the "Synnfjell sandstone" (T. Strand) of the map Nordre Etnedal.

The writer's conclusion is that they are tectonically closely related, but that they represent different stratigraphic membres of the sparagmite division. In the writer's opinion, the over-thrust sparagmites of Tynset are mostly equivalents of the "red sparagmite" (the Moelv sparagmite), the "Kvitvola kvartsetage" contains calcareous zones with dolomite, which are unknown from Tynset, and thus do not represent the same stratigraphic strata. "The Synnfjell sandstone" is an equivalent of the youngest member of the sparagmite division, the quartz sandstone.

2. Faults.

The tectonical problems of the pre-Sparagmiten areas are of a special interest. The fact that pre-Sparagmitean rocks are encountered on level with over-thrust sparagmites is due to great faults combined with anticlinal elevations of the pre-Sparagmitean relative to the surrounding rocks.

We may for instance study the granite and dolerite area E of Brydalen and its continuation on the map Øvre Rendal, S of the map Tynset, where it is called Finstaddalen. The strike and dip N, E, and S of this pre-sparagmitean area indicate an elevation of the whole area relative to the surrounding sparagmites. Along the western boundary, the area is faulted with E side elevated. A profile at Finstad, S of Brydalen on the map Øvre Rendal, is shown by fig. 25, pag. 55. The vertical distance is at least 800 m, probably 2000 m.

The age of this great fault is post-Caledonian, for the tillite and shale at Finstadvallet are deformed parallel to tectonical strike of the Caledonian range.

The metamorphism.

The pre-Sparagmitean rocks have not suffered any noticeable deformation. They have only been subjected to a low-grade hydro-thermal metamorphism, most easily studied in the dolerites, characterized by the alteration of olivine into actinolite and chlorite, the partly alteration of pyroxene into hornblende, and the partly saussuritisation of the basic plagioclase. In the granites the plagioclase is altered into albite and muscovite and in a few localities into calcite. The dark minerals are converted into epidote, chlorite and biotite.

It is a question whether the chess-board albite mentioned was formed during the Caledonian period or at a previous time. The writer suggests that it was formed simultaneous with the alteration of the plagioclase in such a way that the recrystallized albite in turn was able to replace the orthoclase, and thus produce a chess-board albite (see fig. 2—3). The replaced orthoclase may have been transformed into muscovite. In this way the writer tentatively explains the abundant aggregates of muscovite pseudomorphous after plagioclase.

The allochthonous rocks have suffered a high degree of deformation as distinct from the pre-Sparagmitean rocks. They are typical examples of orogenic-metamorphic rocks belonging to the epi-zone of Grubenmann's system.

The mineral-facies-principle applied to the rocks of the Tynset region.

Since the pre-Sparagmitean rocks were subjected to a hydro-thermal alteration without attaining any chemical-mineralogical equilibrium, the mineral-facies-principle of Eskola cannot be applied to them. The allochthonous rocks, however, especially the amphibolites, exhibit well-defined equilibria after the phase-rule, and therefore can be placed into distinct mineral facies. The amphibolites of Tynset can be divided into several different facies.

Th. Vogt has described a gabbro series from the Sulitjelma district of northern Norway, closely resembling the rocks of

Tynset. Vogt states the following different mineral associations: amphibolite facies, epidote-amphibolite facies, green schist facies with common hornblende, green schist facies with actinolite, green schist facies without hornblende.

Among the Tynset rocks the epidote-amphibolite-facies, the green schist facies with common hornblende, and that with actinolite are represented. In Tronfjell quite fresh gabbros and peridotites are found as well as saussurite gabbros and serpentinized olivine rocks.

Among the surrounding schists are found garnet-phyllites, indicating a higher degree of metamorphism. This gives us a hint of another metamorphic series, namely the sedimentary, and thus the similarity with the Sulitelma district is most remarkable.

Diaphoretic alterations are very important in the Tynset rocks. Thus, in the biotite-phyllite we often find biotite changed into chlorite, and among the rocks from Tronfjell all transitions can be found between fresh gabbro, partly altered gabbro, and totally altered rocks, representing a lower mineral facies.

Litteratur.

1. ANDERSEN, O.: The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. N. G. T. Bd. 10.
2. ASKLUND, B.: Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland nebst einer Übersicht der geologischen Stellung der Bruchspalten Südostschwedens. Geol. För. Förhandl. 45. 1923 side 249—285.
3. — och THORSLUND, P.: Fjällkjederandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermannland. S. G. U. Årsbov 28. 1934.
4. — Stratigrafin inom södra Lapplands kvartsit-sparagmitbildningar. S. G. U. Årsbok 29. 1935.
5. BALK, R.: Geologic structures of sedimentary rocks. Bull. of Geol. Soc. of Am. Vol. 47. No. 5. 1936.
6. RJØRLYKKE, K. O.: Det centrale Norges fjeldbygning. N. G. U. Nr. 39. 1905.
7. BARTH T.: Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. Part 2: Petrology and metamorphism of the paleozoic rocks. Papers from the geophysical laboratory, Carnegie Inst. of Washington, No. 905.
8. BUGGE, C.: Rennebu. N. G. U. Nr. 56. 1910.
9. CARSTENS, C. W.: Oversikt over Trondhjemsfeltets bergbygning. Vidensk. selsk. skr. 1919 nr. 1.
10. — Av Trondhjemsfeltets geologi. Nyere undersøkelser. N. G. T. Bd. 7. 1922—23.
11. — Ein aus Rapakiwigesteinen umgewandelter Augengneis. N. G. T. Bd. 8. 1624—25.
12. ECKERMANN, H. von: The Loos—Hamra region. Geol. För. Förhandl. Bd. 58, 2. 1936.
13. — The Jotnian formation. Geol. För. Förhandl. Bd. 59. 1937.
14. FØYN, S.: The eo-cambrian series of the Tana district, northern Norway. N. G. T. 17. 1937.
15. ESKOLA, P.: The mineral facies of rocks. N. G. T. 6. 1922.
16. — The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia Bd. 45. No. 19. 1925.
17. GOLDSCHMIDT, V. M.: Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsen. N. G. U. Nr. 49. Årbok 1908.
18. — Das Devongebiet am Røragen bei Røros. Vidensk. selsk. skr. 1913 No. 9.

19. GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet.
20. — Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge Norwegens.
21. GRUBENMANN: Die kristallinen Schiefer.
22. HARKER, A.: Metamorphism.
23. HOLMSEN, G.: Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen—Femundstrøket. N. G. U. Nr. 74. 1915.
24. — Nordre Femund. N. G. U. Nr. 144. 1935.
25. — Søndre Femund. N. G. U. Nr. 148. 1937.
26. HOLTEDAHL, O.: Bidrag til Finmarkens geologi. N. G. U. Nr. 84. 1918.
27. — Engerdalen. N. G. U. Nr. 89. 1921.
28. — A tillite-like conglomerate in the „eo-cambrian“ sparagmite of southern Norway. Am. Journ. of Science. Ser. 5, 4. pp. 165—173. 1922.
29. — Additional observations on the rock formations of Finmarken, northern Norway. N. G. T. 11. 1931.
30. KJERULF, TH.: Udsigt over det sydlige Norges geologi. 1879.
31. KROKSTRØM, T.: The Breven dolerite dike. Bull. geol. Inst. Uppsala. Vol. 23. 1932.
32. — The Hällefors dolerite dike and some problems of basaltic rocks. Bull. — Uppsala. Vol. 26. 1937.
33. LOOSTRÖM: Åsbydiabasens feltgeologi. Geol. För. 55. 1933.
34. NOLL, W.: Hydrothermale synthese des Muskovits. Ein Beitrag zur Frage der Sericitbildung in Tonschiefern. Nachr. von der Ges. der Wissensch. zu Göttingen. Matem. Physikal. Kl. 4. Mineralogie u. Geologie. Sitzg. v. 11. marts 1932. Vorgelegt von V. M. Goldschmidt.
35. — Hydrothermalsynthese von Muskovit Naturw. 20. 1932
36. SCHETELIG, J.: Sparagmitgrensen i nordvest. (Avsnitt i G. Holmsen: Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen—Femundstrøket. N. G. U. Nr. 74.).
37. — Dagbøker fra reiser i nordre Østerdalen 1905, 1906 og 1908.
38. THORSLUND, P. och ASKLUND, B.: Stratigrafiska och tektoniska studier inom Fällingeområdet i Jämtland. S. G. U. Årsbok 29. 1935. No. 3.
39. TÖRNEBOHM, A. E.: Om Sveriges viktigaste diabas- och gabbro-bergarter. K. Sv. Vet. Handl. Bd. 14. No. 13. 1877.
40. — Några notiser om Sålekinnen och dess närmaste omgivning. Geol. För. Förhandl. Bd. 14, 1. 1892.
41. — Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. 1896.
42. VOGT, TH.: Sulitelmafeltets geologi og petrografi, N. G. U. Nr. 121.
43. — Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjøsen. N. G. T. Bd. 7. 1923.
44. WINCHELL, A. N.: The elements of optic mineralogy. 2. 1930.
45. — Further studies in the pyroxene group. The Am. Min. Vol. 20. No. 8. side 562—568.
46. ZENZEN, N.: Om de äldsta geologiska undersökningarna inom området öster om Femunden. Geol. För. Förhandl. Nov—Dec. 1930.