

28604

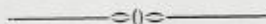
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 163

**GEOLOGISKE UNDERSØKELSER
I ESPEDALEN**

**GRADTEIG VINSTRA OG TILGRESENDE
HØIFJELL**

AV
BRYNJULF DIETRICHSON

MED 14 FIGURER I TEKSTEN



OSLO 1945

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.



Innhold.

	Side
Forord	5
Topografiske hovedtrekk	6
Tidligere undersøkelser	7
Oversikt over bergbygningen	9
I. De kambrisk-ordovisiske basissedimenter	13
a. Kambrisk sandstensskifer med alunskifer	13
b. Fyllitavdelingen	14
c. Mellsennavdelingen	15
II. Skyvedekkenene	16
II a—b. Det underste dekke av anortosit- og gabbrobergarter av Bergen-Jotunstammen	16
II a. Grønstensunderlaget	16
II b. Anortositdekket	19
II c. Gneisflaket	29
III. Valdressparagmitflaket i Ruten- og Valdressparagmiten for øvrig på kartbladet Vinstra	32
Mindre eruptivflak over Valdressparagmit	38
Essexitganger i Espedalen	39
Summary	40
Litteraturliste	45
Illustrasjonsliste	46

(Kart, 3 profiler og 12 fotografier.)

Forord.

Norges Geologiske Undersøkelse har bekostet feltarbeidet og et stort antall tyunnslip, som danner grunnlaget for disse meddelelser. Bearbeidelsen har foregått ved Geologisk-Minera-logisk Museum, hvor prøver og preparater foreløbig opbevares. Jeg takker herr direktør dr. C. Bugge og herr professor dr. V. M. Goldschmidt som har stilt disse institusjoners hjelpemidler til rådighet, og takker for veiledning og velvillig imøtekommenhet fra deres og personalenes side.

A/S Norsk Varekrigsforsikrings Fond takker jeg for økonomisk støtte, som har muliggjort arbeidet i to krigsvintre, likeledes Sulitjelmafondet, som har ydet mig bidrag så det har kunnet fortsette til sommerens feltarbeide kunde begynne.

Nærværende meddelelser trer istedenfor referat av mitt foredrag i Norsk Geologisk Forening 28. mai 1942, og er komplettert ved feltundersøkelser og materiale fra sommeren 1942. Da hadde jeg i 14 dagers tid den glede å følge herr professor dr. W. Weren-skiold i tilgrensende deler til det av mig detaljundersøkte område, på gradteigbladene Vinstra og Sjødalen, som for det meste foreligger kartlagt i manuskript av ham. Herunder fikk jeg anledning til å utvide mitt kjennskap til det knuteområde i det syd-norske høifjell som nordre Gudbrandsdalen danner, og som han kjenner bedre enn noen annen norsk geolog, og fremfører herfor min beste takk.

Ønskeligheten av å gjøre nye observasjoner tilgjengelige for den almindelige diskusjon av de mange vanskelige tektoniske og petrografiske spørsmål som fremdeles knytter sig til høifjells-problemet, skulde da berettige disse foreløbige meddelelser, i påvente av kartbladsbeskrivelsene. —

Topografiske hovedtrekk.

Fjellpartiet som her skal beskrives nærmere, ligger mellom Svatsum i Vestre Gausdal og Skåbu i Nordre Fron på gradteigkartet F30V Vinstra, og danner en av Jotunheimens fremskutte forposter mot SE. —Det er adskilt fra den direkte sammenheng med dettes hovedmassiv ved nedre Vinstras dypt nedskårne dalføre i løsere bergarter gjennom Skåbu, som på strekningen fra Olstappen til Kvikne har hovedretning SW—NE. Retningen av fjellryggene på begge sider av Espedalsvassdraget er NW—SE, og dette følger så å si rettlinjert denne retning i ca. 30 km lengde, regnet fra inngangen av Espedalen til Slangens øvre ende — i høide fra 720—650 m o. h. Som kjent har Espedalsvassdraget sitt avløp til Vinstra, mot før gjennembrytningen av bre- eller morenedemning under isens avsmeltning, til Vestre Gausdal (jfr. Werenskiold 1943, ss. 223 og 236).

Ruten hever sig til vel 1500 m og kiler sig mellom og mot Espedals-Gråhøenes rygg og fjellryggen Stølsfjell—Fagerlifjell, som har sin sydøstlige spiss i Elgsletkampen i Svatsum. Denne gjennomskjæres i N—S-retningen av Gausa, som også har skåret sig ned i underlagets bløtere bergarter.

De to retninger NW—SE og SW—NE gjør sig i iøinefallende grad gjeldende i landskapsformene fra de største til de minste, og det kan allerede her nevnes at de representerer de to tektoniske hovedretninger som fjellmassene blev preget med under den endelige deformasjon ved fjellkjededannelsen. Fjelltoppenes forholdsvis bratte avhald mot SE, og slake, gjerne morenedekede skråning mot NW, danner i sammenheng hermed et tredje, og for øvrig velkjent trekk fra fjellkjedens østside. —

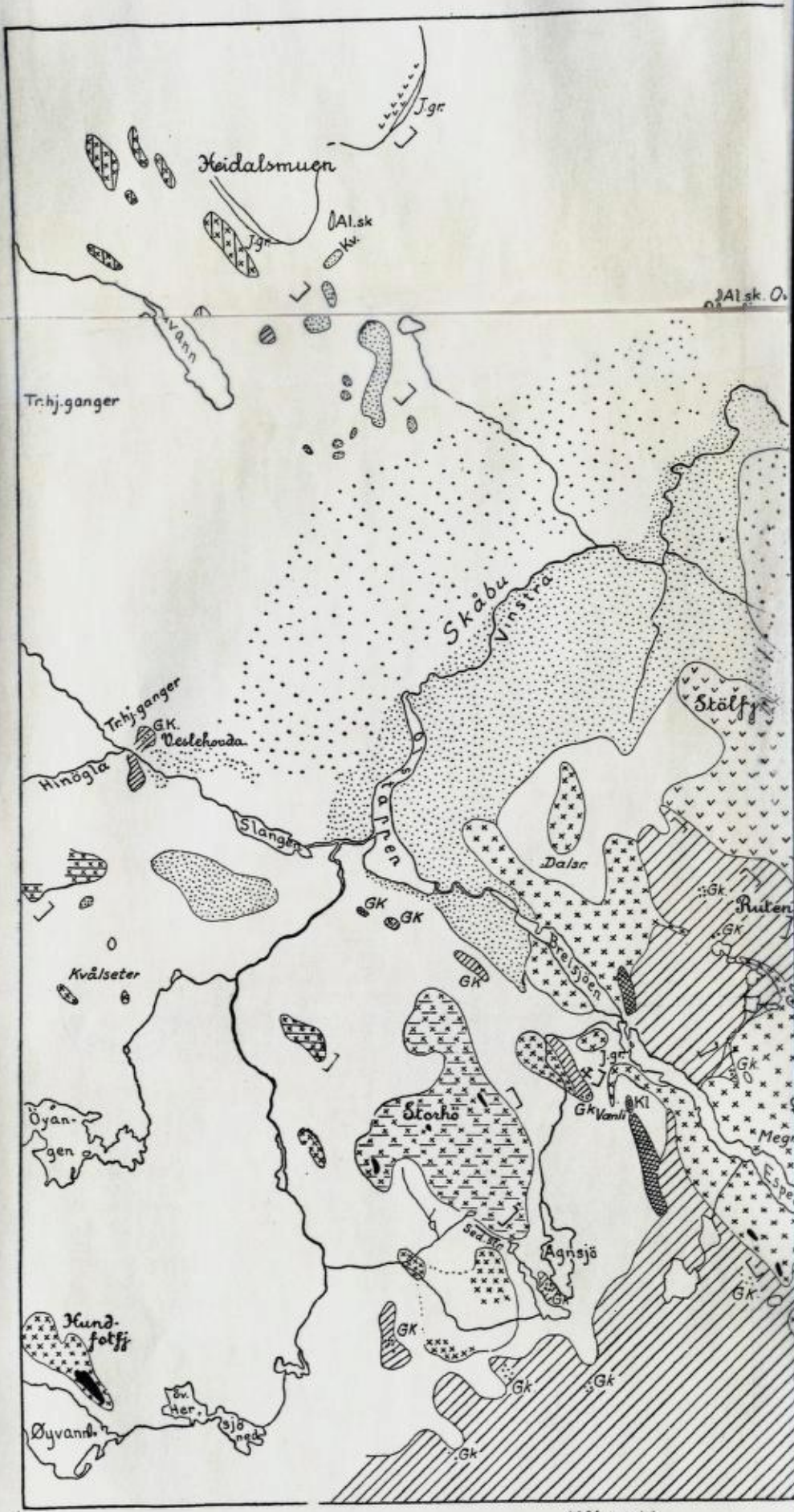


Fig. 1.

et kambro-ordovisium

Kvikne

Alsk
GK

Feforvann

Golavann

Kv

Fagerliff

Bærk V.

Sed. str. Elygr

Gryttj.

Nesett ar. ff.

Dalbk.

Alsk

Agg. j. Hell

GK

Svatsum

Gradteig Vinstra. Berggrunnskart

av
B. Dietrichson.

Tegnforklaring.

- Löse avleiringer
- Essexitganger (Perm)
- Valdressparagmit
- GK med gabbrokonglomerat
- Sedimentstriper V.sp^r på anortosit
- Trondhjemit
- Gneisflaket
- Kvartsit i gneisflaket
- Overliggende jotungabbro
- Störhömassivets — " —
- Jotunggranit
- Anortosit (Labr-norit)
- Pyroxenit
- Sausuritgabbro-grönsten
- Kl Kleberstensforekomst
- Mellsennavdeling
- Fyllitavdeling
- Alsk. Alunskifer i kambrisk sandstensskifer
- ♀ Nikkelgruver
- x Skiferbrudd

10 km

Tidligere undersøkelser.

Ganske detaljerte undersøkelser blev utført av K. O. Bjørlykke for 50 år siden. I en kortere avhandling (1894) gir han et oversiktskart over dette og sønnenforliggende områder. Hvad vårt fjellparti angår skilte han der mellom »Rutenfjellets yngre gneis« og to forskjellige gabbrobergarter, omgitt i NW, NE og SE av graptolitskifer og sandstensskifer, i S av »Dokfjeldstrøkets sparagmit og konglomerat«. Supplerende beskrivelser finnes i samme forfatters store arbeide (1905), hvor geologiske grenser er inntegnet på utsnitt av de gamle amtskart. Som kjent er dette arbeide preget av et annet grunnsyn på de geologiske forhold, idet Bjørlykke her stilte sig i skarp opposisjon til Törnebohms overskyvningshypoteser. Disse må nå ansees anerkjent i modifisert form, og det moderne syn på den kaledonske fjellkjededannelse, og dermed på det lille utsnitt som her foreligger, har fått sin generelle fremstilling i Bailey og Holtedahls »Caledonides« (1938), som bygger på det gjennom årrekkene tilveiebragte skandinaviske og britiske materiale, i tilslutning til de forestillinger om fjellkjededannelse som knytter sig til C. E. Wegmanns navn.

I noen av V. M. Goldschmidts grunnleggende arbeider fra det sydnorske høifjell (1916 A og 1916 B) er hentet adskillig materiale fra Espedalen og omgivende strøk. På oversiktskartene til disse arbeider er vårt fjellparti i sin helhet betegnet som bestående av »Labradorfels, jotunnorit m. m. av Bergen—Jotunstammen«, idet Bjørlykke i sine senere arbeider synes å ha lagt mindre vekt på utskillelsen av »Rutens yngre gneis«.

De senere års kartlegninger med beskrivelser fra de nærliggende høifjellsstrøk i S og SW av T. Strand (1938) og C. Bugge (1939) har klarlagt stratigrafiske og tektoniske hovedtrekk i denne del av fjellkjeden. Av særlig interesse for dette arbeide er antagelsen i disse av et øvre og et undre skyvedekke.

C. Bugge (1939, s. 70) anfører fra Gol og Hemsedal at: »Der kan således med nogenlunde sikkerhet holdes fra hverandre to skyvedekker, et undre bestående av kvartssandsten (tilhørende sparagmitformasjonen) og et øvre bestående av eruptiver, men det er meget mulig at der er flere og det er også tenkelig at der

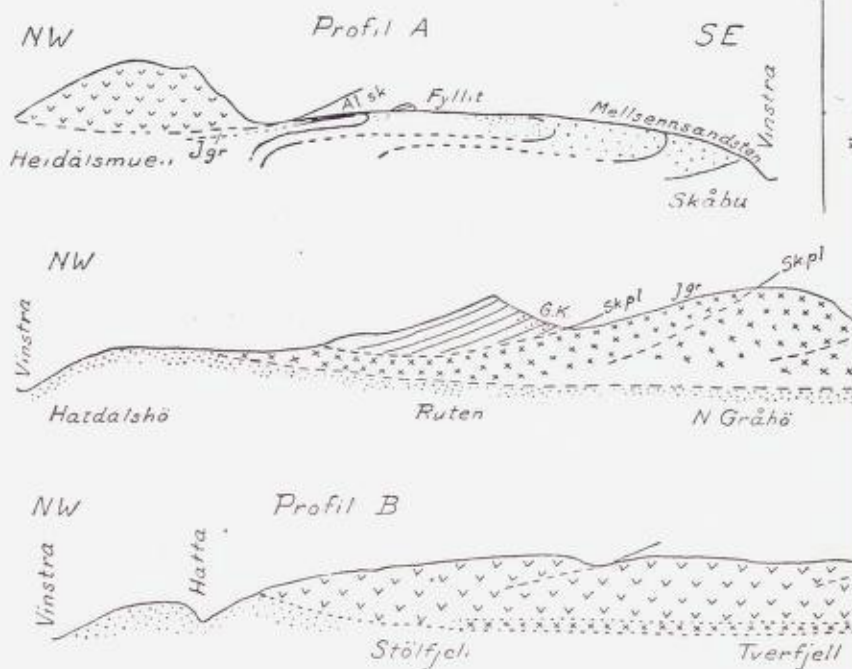


Fig. 2.

foreligger liggende folder (recumbant folds) hvorved lagene tårnes op over hverandre.« Av stor interesse er Bugges bemerkning om (ss. 70, 71) at hans inntrykk er at metamorfosen er sterkest omkring det øvre skyveplan.

Vårt fjellparti ligger midt på den kartskisse som følger referatet av Strands foredrag i Norsk geologisk Forening (1940). Strand resymerer her hovedtrekkene i fjellbygningen i knuteområdet i nordre Gudbrandsdalen således »at der over den østlige autoktone eller relativt autoktone lagrekke ligger to skyvedekker av prekambriske krystalline skifrer og eruptivbergarter i tid og rom skilt ved Valdressparagmiten. Det underste av de to skyvedekker bærer på ryggen en lagrekke som i faciesutvikling stemmer overens med Trondheimsfeltets.« Vårt fjellparti er her betegnet som tilhørende det undre skyvedekke.

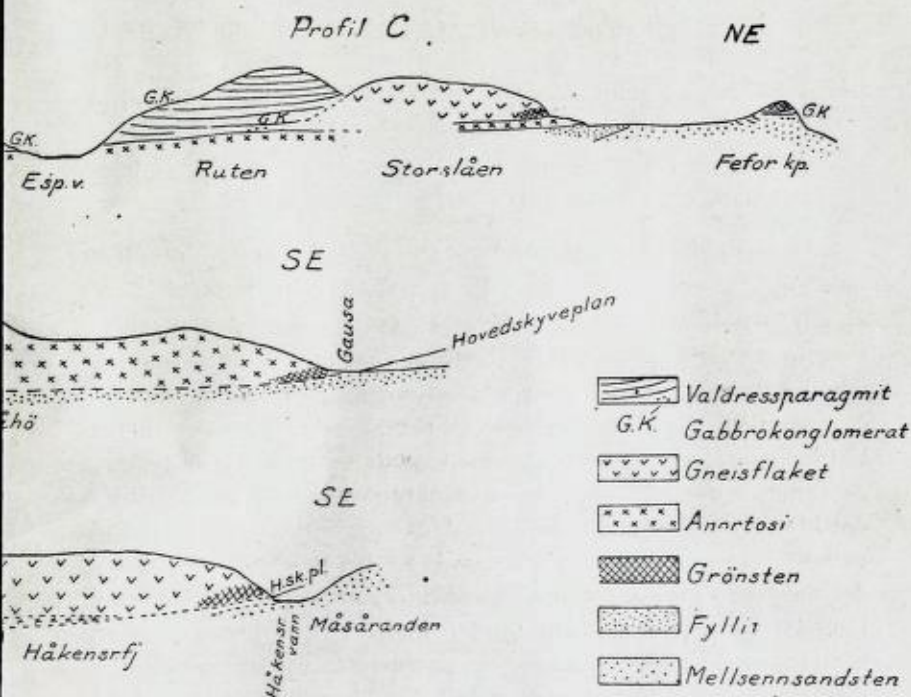


Fig. 2.

Oversikt over bergbygningen.

Der henvises til den geologiske kartskisse Fig. 1, med profilene Fig. 2, hvorav A og B er lengdeprofiler NW—SE og C tverrprofil SW—NE.

Der skilles mellem:

- I. De kambrisk-ordovisiske basissedimenter.
- II. Skyvedekket, bestående av:
 - a. Grønstensunderlag.
 - b. Anortositdekket. (Espedals-Gråhøene m. v.)
 - c. Gneisflaket (fjellryggen Stølsfjell—Fagerlifjell—Elgsletkampen. Dette hviler for en del på underlag av II a og II b, og består for en vesentlig del av omkrystalliserte sedimenter. Hvorvidt det er skjøvet frem parallelt og samtidig med II a og II b har ikke kunnet avgjøres.

Sikkert er at begge blev sterkt influert under fremskyvningen av

- III. Valdressparagmitflaket i Ruten (Bjørlykkes »Rutens yngre gneis«) som ligger som en kile mellom II a og II c, og dekker den første (anortosit-grønsten), men ikke den siste (gneisflaket).

Over Valdressparagmiten finnes flere steder mindre eruptivflak, som må ansees som overfoldede partier av underlaget.

II—III blev da på de geologiske oversiktskarter slått sammen under fellesbetegnelsen gabbrobergarter. Valdressparagmiten i Ruten erkjentes på spredte funn av gabbrokonglomerat, og i tynnslip, utpresningsgraden er nemlig adskillig større enn i Valdressparagmitområdet SW for Espedalsvannet. Dette henger da sammen med det store Valdressparagmitområde på N. Etne-dalsbladet, som der er nøie kartlagt og beskrevet av Strand (1938). Det må straks nevnes, at II a—b (anortosit etc.) langs det meste av grensen mot Valdressparagmiten på SW-siden av Espedalsvannet er skjøvet *oppå* denne. Det opfattes som en kortere forskyvning, samtidig med Rutenflakets fremskyvning. Den uniformerende virkning denne siste bevegelse har hatt på samtlige ledd i bergbygningen er allerede antydnet i den topografiske oversikt, og gjelder også i petrografisk henseende, så ovenstående inndeling II—III for en stor del beror på mikroskopundersøkelser. Da det er denne uniformering som karakteriserer vårt felt, har jeg i det følgende forsøkt å resymere hvilket grunnlag den her kan tenkes å ha.

Samtlige geologiske enheter (I—II—III) har altså i denne forholdsvis tynne utløper av skyvedekket et tektonisk fellespreg, hvortil nøie knytter sig dislokasjonsmetamorfose og mylonitisering, som de må antas å ha fått i ikke særlig stor dybde under jordoverflaten, idet det synorogene (eller interorogene?) sediment Valdressparagmiten er innbefattet. Følgende synspunkter utgående fra en felles årsak, et øvre skyvedekkes fremtrengen fra NW mot SE, skal tas med her.

Kraftvirkningen fra et sådant på de underliggende masser tenker jeg mig representert ved resultatanten av det bevegende fjellkjedetrykk, rettet tangentialt til jordoverflaten, (horisontalt), og massenes vekt (vertikalt) — altså rettet fremad i bevegelses-



Fig. 3. Parallelepipedopsprekning i Valdressedparagmit. Leppekampen, Espedalen. Sett mot nord. (B. Dietrichson fot.)

retningen (i ca. 45° vinkel med horisontalplanet).¹ Når bergartenes fasthet overskrides, vil de massive bergarter (masseformede sandstener) bryte etter et skjærflatepar under ca. 90° vinkel: der oppstår en flattliggende *hovedkløiv* (oftest fallende mot NW) og en steiltstående *tverrkløiv* SW—NE. I milde bergarter (fylliter) vil derimot oppstå imbrikasjonsstruktur — eventuelt flattliggende overfoldninger med foldningsakseretning SW—NE. Hovedkløiven forekommer i alle størrelsesordener, fra »differensialforskyvninger«, lagflateforskyvninger, underordnede skyveplan (minor thrusts) til *hovedskyveplanet*, som dannes hvor kohejsjonen og friksjonen mellom de tilstøtende lag er minst.

Oprinnelsen til sideforskyvninger i bevegelsesretningen NW—SE, som det uten videre fremgår av det geologiske kart spiller en stor rolle i disse strøk, er vel især å søke i ujevnheter i underlaget. Massive bergartsblokker kan da antas å virke som kiler, med mangedobbelt omsetning av fjellkjedetrykket til to-sidig stress, virkende omtrent tvers på bevegelsesretningen. Stresskraften kan på lignende måte som ovennevnte resultant tenkes som årsaken til et skjærflatepar, hvor hovedkløiven danner den ene og *lengdekløiv* (i vårt felt steiltstående oftast NE-lig

¹ Jeg håper senere å få anledning til å komme nærmere inn på det mekaniske grunnlag for denne antagelse.

fall) i bevegelsesretningen NW—SE den annen avløsningsflate. Lokalt opnår stresskraften så store verdier, at bergartene kommer over flytegrensen (linealformig utpresning av konglomeratboller).

De massivere bergarter — i særdeleshet sandstener — viser da en tydelig parallelepipedopsprekning etter hoved-, lengde- og tverrkløv, som vist på fotografi fig. 3. Denne parallelepipedopdeling av bergmassene finnes også igjen i større dimensjoner, efter hoved- og lengdekløv har skyvningen hatt mylonitisering til følge, naturligvis i størst grad efter hovedskyveplanet (resp. sideforskyvningsplaner), mens innenfor enkelte massive blokker de primære strukturer kan være bedre bevart. Herved kunde den karakteristiske variasjon i metamorfosegraden på nærliggende lokaliteter forklares.

På grunn av den utstrakte mylonitisering i vårt område, har jeg følt behovet for en mere eksakt nomenklatur, og hitsetter efter A. C. Waters og Ch. Campbell (1935) nedenstående klassifikasjon, noe modifisert, og delvis med P. Quensels (1916) betegnelser:

Kataklastiske bergarter (myloniter) inndelt efter kornstørrelse, dannelsesprosesser og temperatur og trykk under disse.

Fremherskende prosess:

	Knusning	OmkrySTALLISASJON	Smeltning
Økende kornstørrelse.	På dypet (noen tusen m under overflaten). Materialet sammenhengende efter opknusning. — Trykket moderat til sterkt. Temp. lav.	Opknusning foregår under tilstrekkelig trykk og høi nok temperatur til å bevirke betydelig omkrySTALLISASJON.	Temperaturen høi nok til å resultere i delvis eller hel smeltning.
	Ultramylonit. En del „Flinty-crush rock“.	Hårdskifer.	Pseudotachylit. En del „Flinty-crush rock“.
	Mylonit. Protomylonit. (= Kakirit)	Blastomylonit. Mylonitgneis.	

Økende temperatur og trykk. →

Som det sees er klassifikasjonen foretatt etter økende kornstørrelse (vertikalt) og økende temperatur og trykk (horisontalt), som *lokalt* kan nå meget høie verdier selv i de forholdsvis tynne skyvedekker nær jordoverflaten vi her har å gjøre med. Alle de opførte mylonitttyper er nemlig representert i vårt felt, og synes ved siden av eksempler på lokal nykrystallisasjon av granat, øiegneisdannelse o. lign. (jfr. Rosenqvist 1942) å støtte opfatningen av at vidtgående metamorfose kan finne sted i høitliggende deler av jordskorpen under fjellkjedefoldninger, — ved kataklase, friksjonsopphetning og sirkulasjon av poreløsninger.

I. De kambrisk-ordovisiske basissedimenter.

Da disse i nærheten av skyveplanet er meget sterkt utvalset og opdelt i flak, og der ikke finnes fossiler, er det vanskelig å identifisere de forskjellige avdelinger i vårt felt.

a. Kambrisk sandstensskifer med alunskifer —

den eldste avdeling, er sannsynligvis representert i Svatsum, hvor der ved Finntjern står grønn, sandig skifer med strøk NW og 30° mot NE, som litt lenger NE overleires av lag med fottykkte benker av sandsten vekslende med tynne skiferlag. Tynnslip av disse bergarter viser godt rundede kvartskorn og korn av turmalin, 0,1 mm i tverrsnitt, og passer likeledes godt med beskrivelser av denne avdeling (Strand 1938). Hertil kommer at der på ca. 1,5 km fra denne lokalitet i strøkretningen NW på Neset gård finnes et alunskiferflak, hvis utgående følges 1 km nordover, vesentlig på sine karakteristiske forvittringsprodukter. I frisk, men sterkt opknust tilstand er den funnet ved brønningraving. Herr ingeniør A. Kvalheim ved Statens Råstofflaboratorium foretok velvillig en spektrografisk bestemmelse av vanadium og molybdeninnholdet i denne og noen andre svarte skifere, som optrer i mindre flak andre steder på Vinstrabladet, der tilsynelatende overfoldet over yngre avdelinger. Der hitsettes resultatene i følgende tabell:

Lokalitet	Anmerkning	V %	Mo
Neset, Svatsum	Sikker alunskifer med svovl- kissboller, like under skyvepl.	0,1	0,01—0,02
Huskelisetet (N. f. Feforkampen)	Sikker alunskifer med svovl- kissboller, på sandsten av Mellsennavdelingen.	0,1	0,01—0,02
Olasfjell, NW for Kvikne	Svart skifer (skiferbrudd) med utvalset svovlkis, vekslende hvit kvartsit, over fyllit.	0,1	ikke påvist
Heidalsmuens SE' tre fot	Svart skifer, ubetydelig blottet, på kvartsit, over fyllit- avdelingen.	0,1	0,002—0,003

Innholdet av V og for de to første av Mo er det vanlige for alunskifer.

b. Fyllitavdelingen.

Over små rester av svart, tynnbladet skifer ved Gausa nord for Svatsum står utpresset, kvartslinseførende fyllit med svevende til flatt NE-lig fall langs skyveplanet utgående ved elven så langt nord som til Håkensetervann. Fyllit danner videre underlaget for skyvedekket langs Fagerlivann, hvor Bjørlykke fant tvilsomme graptolitrester (1894, s. 64). Den danner her en voll av småhøider foran skyveplanet utgående, og har yderst vekslende lagstilling, og følges videre langs skyvedekket nordøst- og nordgrense, hvor et større område mellom Hatdalen, Skåbu og Olstappen inntas av nokså ensartet, noen steder mere sandig fyllit, med meget kvartslinser nær skyveplanet, og overalt opknust og utvalset, tilsynelatende overfoldet med flattliggende lag. I Elbjørnshaugen ved Olstappen er der foldninger og til dels steiltstående lag, ved nordenden av Breisjøen forsvinner den under skyvedekket. Kvartslinsene og årene kan langs skyveplanet utgjøre en betydelig del av bergarten, og viser at utfelling av poreløsninger spiller en kvantitativt stor rolle.

Fyllitavdelingen regnes tilsvarende de ordovisiske avdelinger 3 b—4 a i Oslofeltet (Strand 1938). De nærmeste fossilfunn er Bjørlykkes ved Bratland i Vestre Gausdal.

c. Mellsennavdelingen

har Strand benevnt avdelingen over fyllitavdelingen efter typeområdet i Mellene i Valdres (1938, s. 25—28), hvor det er funnet ubestembare fossilfragmenter, men hvor han på grunnlag av den geologiske posisjon kan angi, at det ikke er nødvendig å anta at avdelingen som helhet er yngre enn avdeling 4 a i Oslofeltet. I vårt felt antas den identisk med Bjørlykkes »Gausdal sandstensskifer«, og vesentlig utviklet som en sandstensavdeling, til dels nokså grovklastisk med enkelte tynne, svarte skiferlag. Den er best representert omkring Feforvannet, og i Feforkampen finnes også bevart avdelingens øvre lag med noen meter tykke kvartsiter og grønne skifere. Det er på likheten mellem profilet derfra (Bjørlykke 1905, s. 189) og typeområdet, samt i petrografi og geologisk posisjon, jeg har funnet å kunne anvende samme benevnelse. Ellers foreligger der ikke her, som på N. Etnedalsbladet noen fare for forveksling med den kambriske sandstensskifer, da avdelingen ser ut til å bli mere grovklastisk og tykkbenket her i NE. Mellem Fagerlivann og Feforvann ligger benkene flatt til dels i bølger, men lagstillingen er nok bare tilsynelatende autokton, de ovennevnte svarte skiferlag er revet i stykker og ligger som små filler i sandstenen. Den langstrakte år Måsaranden langs Håkenseter-vannets østside er bygget op av takstensformig sammenskjøvne benker av sandsten med den samme typiske rustforvitring som i Fefortraktene. Den i oversikten over bergbygningen beskrevne parallelepiped-opdeling er godt utviklet, med NW-lig strøk av hoved- og lengdekløiv, som tydelig sees på det topografiske kart. Flere steder iakttas hvordan parallelepipedblokkene er vridd under skyvningen. I det hele ser det ut som den stivere sandstenspakke er skjøvet henover fyllitten. I Feforkampen er fallet av hovedkløiven ensidig mot NE. Mektigheten av sandstenen kan her dreie sig om 250 m.

Den samme sandsten danner fjellgrunnen i Skåbu, og står typisk i den høie veiskjæring i Tverrbygden, hvor fyllit står under i Vinstras gjel, men i Skåbyggjas gjel sees sandsten helt fra utløpet i Vinstra, så lagpakken må der være sammenskjøvet.

I Tjernfjellet nord for Skåbu står igjen flatt utpresset fyllit, og opunder Heidalsmuen og på Olasfjell i Kvikne fantes formodet alunskifer, så sannsynligvis er der her en hel overfoldning av basissedimentene.

II. Skyvedekken.

IIa—b. Det underste dekke av anortosit- og gabbro-berarter av Bergen-Jotunstammen.

V. M. Goldschmidt anvendte betegnelsen »Labradorfels, jotunorit m. m. av Bergen-Jotunstammen« for differentiasjons-serien i Espedals-Gråhøene. Denne strekker sig da fra helt lys labradorfels til pyroxenit-peridotit (med nikkelmagnetkis). Da betegnelsen anortosit er anvendt om mere metamorfe forekomster av nærbeslektede bergartsflak underst i skyvedekket lenger nord (T. Gjelsvik, T. Strand), og slike flak også konstateres flere steder på Vinstrabladet benyttes den også her. Det er sannsynlig at anortosittfeltet i Espedalen blir å betrakte som utløper av et større dekke som knytter sammenhengen med de store felter i Sogn.

II a. Grønnstensunderlaget.

Underst i anortositmassene finnes i Espedalen et dekke av finkornige *grønnstener*, som slutter sig til en forekomst av mere grovkrystallinsk *saussuritgabbro*, og ikke uten videre kan innpasses i anortositserien. Disse bergarter skal derfor omtales først. Det er for øvrig bare i kartets sydøstre grense ved Ongsjøbekken de tette grønne forskifrede bergarter er mere dekkeformig utviklet og danner en terskel mellom fyllit og overliggende lys labradorfels, i Espedalen sees flere steder store flak tektonisk innesluttet i labradorfels, f. eks. ved broen like ved Dalbakken. Bergarten er sterkt opstøkket og fører en del mm-store svovelkisterner. Tynnslip viser saussuritisert basisk plagioklas, nydannet albit, titanjern med leukoxenrand, epidot, klorit samt brun hornblende, som langs randen viser mere eller mindre omvandling til blågrønn. Denne brune oxyhornblende ved siden av mangelen på klastisk kvarts er tatt som kriterium på den eruptive opprinnelse, i marken er det ikke mulig å avgjøre om det

er et oprinnelig sediment eller en eruptivbergart en har for sig. Det er antagelig er slikt flak ved Roaseter på Espedalens sydside som Bjørlykke (1905, s. 446) oppfattet som diabasgang i labradorfels.

På nordsiden langs kjøreveien til Nesetseter er der mere amfibolitiserte flak i underkant av labradorfelsesmassene. I Grytbekken gjel, der hvor den munner ut i Gausa og i grensen av anortositflaket ved Gryttjernet stikker grønnsten svarende til ovenstående tynnslipbeskrivelse frem. Sammenskjøvnede masser av grønnsten, noe mer grovkrystallinsk, finnes langs gneisflakets glintrand i Lebbafjell og Håkenseterfjell (Fagerlifjellets fortsettelse mot SE) og formidler overgangen til gabbrobergarten i Nesetseterfjell, som likeledes er skjøvet frem i fronten av gneisflaket, mot labradorfels i Nesetrona.

Bergarten i Nesetseterfjell er en kataklastisk saussuritgabbro. I tynnslip fantes enkelte brukbare MP-snitt i plagioklas, hvor der bestemtes 45 % anortit. Videre såes albit i klare korn, bastitisert rombisk pyroxen og noe friskere monoklin pyroxen, meget titanjern med runde korn av apatit. Så vel rundt pyroxenkornene som rundt ilmenit-apatitsammenvoksningene er der granatkorona. Granatene viser sig lite opknust sammenlignet med bergarten for øvrig og har til dels svak dobbeltbrytning. Det antas derfor at granatkoronaen ikke er autometamorf, men dannet under tektoniseringens siste fase — i likhet med granatdannelsen i sedimentstripen et par km lenger NW, som skal omtales senere.

Mineralselskapet i Nesetsetergabbroen og de tette grønnstener slutter sig nærmere til Bergen-Jotunstammens gabbroide ledd, som de er beskrevet fra Røsjøkollene-Fukhammerfeltet ca. 20 km lenger syd (Goldschmidt 1916 B, Strand 1938), enn til anortositserien, og de kunde opfattes som rester av et mere utbredt dekke av grønne gabbrobergarter, foran og under anortositmassene. Det er som kjent slike bergarter som i stor utstrekning har avgitt detritus til Valdressparagmiten og dens gabbrokonglomerater.

De tette grønnstener finnes i skyvegrensen under gneisflaket i Fagerlifjell og videre nordvestover i ca. 15 km lengde, for det meste som en smal, utvalset stripe, som i flatere partier

er blottet i noen hundre meters bredde. Over lengere strekninger er den i sine øvre partier valset sammen med lys labradorfelseskifer til en grønn- og hvitstripet bergart, som gir et sedimentært inntrykk, men altså er en *hårdskifer*. Den får i mere opsvulmede partier karakteren av en *protomylonit* — en tektonisk breksje med grønne og hvite bruddstykker, presset inntil bergartenes flytegrense.

Langs anortositflakets sydvestre grense mot det store Valdresparagmitområde stikker der også frem tette grønnstener, som noen steder så vidt kunde skjønnes er av eruptiv opprinnelse, men er her vanskelig å skille fra Valdresparagmitens grønne arkoser, som de forekommer sammen med. Begge har vært underkastet samme uniformende tektonisering og metamorfose i skyvegrensen.

Ved Espedalsvannets nordende i Gulliksbekkens leie er blottet et vindu ned til grønnstensunderlaget, som der er ekstremt sterkt forskifret, med lag av vekslende kornstørrelse, hvorav noen tufflignende tette ultramytonitlag. Tynnslip viser imidlertid et mineralselskap overensstemmende med det tidligere beskrevne, med tillegg av en god del biotit. Det siste tyder på spesielle metamorfoseforhold, fremkalt under tektoniseringen, da det nær overliggende gabbroflak i Vænhø viser samme forhold, og en tilknyttet liten kleberstensforekomst 1 km sønnenfor tydes i retning av metasomatiske omsetninger langs skyveplanet.

Grønnstensskiferen overleires ikke her av anortositmasser, men av et lite, mylonitisert flak av granitisk bergart av Bergen-Jotunstammen, som skal omtales her, da det illustrerer tektoniseringen. I et tilløp til Gulliksbekken hvilende på grønnsten fantes lag av porfyroklastisk øiegneis med opptil 3 cm store fennokrystaller av rødlig feltspat i småfoldet, grå grunnmasse, vekslende med ca. $\frac{1}{2}$ m mektige lyse lag av mylonit, som igjen veksler med tynne, mørke, flintlignende lag: en »flinty-crush rock«. Av denne er vist et mikrofotografi fig. 4, hvor der sees rundede korn av den karakteristiske jotunpertit, med anortitrik plagioklas i dråpeform i kalifeltspat (Sml. Goldschmidt 1916 B, pl. III). Der sees dessuten rundede korn av ikke særlig omvandlet hypersthen. Den finkornige grunnmasse består for det meste av kvarts, der sees også noen nydannede (idiomorfe og dobbeltbrytende) granater. I den ovennevnte øiegneis og lyse



Fig. 4. »Flinty-crush rock«-mylonitisert hypersthen-granit med jotunpertit. Skyveplan ved Gulliksbekken, Espedalsvann. \times n,50 g.
(B. Mauritz fot.)

mylonit erkjennes også jotunpertit, om ikke så tydelig som i flintmyloniten. Vi har altså for oss et (makroskopisk) til ukjennelighet omvandlet flak av hypersthen-granit av Bergen-Jotunstammen, opdelt i flere mylonitlag, på lignende måte som grønnstenen var opdelt i mylonitlag. Når dertil kommer at der ca. 800 m lenger vest er et nedlagt taksiferbrudd, hvor bergarten lar sig identifisere som sterkt presset Valdressparagmit (se for øvrig III a), forstås at vi her på et lite område har hatt en særlig sterkt utpresning og mylonitisering efter hovedkløiven, hos samtlige optrædende bergarter. I skiferbruddet er også tverrkløiv og lengdekløiv utviklet til fullkommenhet.

II b. Anortositdekket.

• Labradorfelsen i Espedalen med tilhørende differentiasjons-serie er inngående beskrevet av Goldschmidt (1916 B, analyse, s. 32) som da fortrinnsvis behandlet eruptivbergartenes primære

trekk. Disse er imidlertid bare untagelsesvis bevart, idet det karakteristiske er forskifringen efter de i oversikten over bergbygningen nevnte kløvretninger, som deler op bergmassene i parallelepipedblokker av alle størrelser, under vidtdreven mylonitisering.

Egentlig monomineralsk labradorfels er sjelden, og såes bare i noen metertykke flak, som regel er der en større eller mindre tilblending av mørke mineraler med overgang til mørke noriter. Særlig i den nordre, høieste Gråhø står grovkrystallinske varieteter, med utpressede desimeterlange slirer av pyroxenkrystaller i en mere opknust grunnmasse av labrador. Denne bergart har hvit forvitringsoverflate, og slik er det også med de mindre grovkrystallinske, mens de mere finkornige virker mørkere i marken, og formidler overgangene til noriter. Det lar sig ikke gjøre å trekke noen skarp grense mellom disse bergarter på kartet, men stort sett er det slik, at der omkring Espedalsvannet er mest av de lyse anortositer, mens der langs flakets nordøstre grense er mørke, finkornige noriter. Ganger av finkornig norit finnes også på sydvestsiden og ved Breisjøen, hvor blokker av den grovkrystallinske bergart med store, bedre bevarte pyroxenkrystaller fantes innesluttet. I norit i bergfestene ved inngangen til Evansgruben fantes også stabbestenstore blokker av lys labradorfels, så her er primære trekk som vidner om at den grovkrystallinske, lyse anortosit krystalliserte før den finkornige norit. Tilsynelatende ganger av grovkrystallinsk labradorfels, som sees flere steder, blir vel således å opfatte som rester av smale flak, innesluttet i norit.

Pyroxenitene danner slirer på noen hundre meters lengde. Der går et drag fra SE for S. Gråhø, langs dennes SW-side, og det fortsetter i en tektonisk breksje, som omtales nedenfor, E for N. Gråhø og på dennes NE-side. Sydligst er der jevn overgang til norit, men de begrenses ofte av skyveflater med glidespeil med riper, idet materialforskjellen fra sidestenen kan ha betinget forskyvninger. Ved siden av monoklin og rombisk pyroxen fører de lite olivin. Langs dette drag har det vært skjærpet på en rekke steder, på ubetydelige impregnasjoner av magnetkis og kobberkis, mest ved de sydøstligste »Andreasberg-

gruver«, hvor der er anlagt flere synker på en glidesleppe med strøkretning NW—SE og steilt NE-lig fall.

De større Espedalens nikkelgruver, som ligger i de nordlige Gråhøers heldning mot SW mot Espedalsvannet, op til 1200 m o. h., er ikke knyttet til noe tydelig pyroxenitdrag. Gruvene blev drevet i 8—10 år for ca. 100 år siden,¹ og blev optatt en kortere tid i 1870-årene. Etter berghallene å dømme har det ikke vært større produksjonsdrift, gruveåpningene er nu for det meste igjenrast og vannfylte, så der er lite å se. Ved den sydligste og største, Evangsgruven, dannes sålen ytterst av flattfallende glidespeil, hvorpå iakttokes kryssende riper i retningene N 65 W og N 15 W, vidnende om variasjoner i bergartsflakenes relative stilling under skyvningene. Der sees også vertikaltstående glidespeil med strøk NW—SE (lengdekløivretning). Ved de nordligste, Stangs og Nicoline gruver, danner to parallelle glide-speil liggflater i synkene, med strøk E—W og steilt nordlig fall. På sydvestsiden av Espedalsvannet er der skjærpet i »Veslegruben« på nikkelmagnetkisførende pyroxenit i en knaus, som avskjæres av en skyveflate med flatt fall mot NE, og således begrenser forekomsten. En prøve av uttatt malm som lå igjen på gruvebakken viste ca. 1 % Ni og 0,75 % Cu. Som det fremgår av ovenstående er opdelingen av bergmassene i forholdsvis små flak et forhold av avgjørende betydning for bedømmelse av malmbeforekomstene i skyveflak.

Større interesse enn de på foregående sider resymerte forhold ved anortositdekket antas beskrivelsen av de dette påhvilende fremmede bergartsflak ved Espedalsanortositenes nordøstgrense å ha, fordi den sone som de optrer på, kan fortolkes som levninger av en erosionsoverflate i anortositdekket, som Valdressparagmiten blev avleiret på. Denne overflate blev riktignok i så stor utstrekning skyveflate under Valdressparagmiten at mylonitisering har ødelagt den primære kornstruktur i arkosebergarter.

Som det sees av det geologiske kart stikker anortositbergartene frem igjen NW for Rutens Valdressparagmitflak i et for-

¹ Historikk for Espedalgrubene finnes i H. Reusch, N. G. U., nr. 47, 1908, s. 25—28.



holdsvis flatt område i ca. 1000 m h. o. h. omkring Dalseter. På den store fjellvidde omkring øvre Vinstra stikker lyse anortositbergarter frem mange steder i tilsvarende høide, således syd og vest for Storhø—Agnsjøhø-massivet, som består av nær beslektede bergarter, i og ved Hundfotfjell ved Vinstervannene, i og omkring Falkfangerfjell ved Kvålseter. Vestover på Sjudalsbladet mener jeg å ha konstatert dem i tilsvarende posisjon og høide på Valdresflyen ved den nye vei øst for Fagerdalen og ved Flybekken syd for øvre Heimdalsvanns østende (under Valdresparagmit), men av prøvene herfra har jeg ikke tynnslip. I hvilken grad det av T. Gjelsvik beskrevne anortosittfelt i Heidal, og de av T. Strand (begge i Norsk Geol. For.) omtalte anortositforekomster i nærheten av Høvringen kan bringes i relasjon til et slikt underliggende dekke tør jeg ikke komme nærmere inn på i disse meddelelser, men bare nevne muligheten, og også nevne at den av Werenskiold (1914) beskrevne bytownittfelsesgang ved Sulseter NE for Vinstra st. petrografisk viser stor likhet med Espedalsanortositene.

På grunn av større motstandsdyktighet mot erøsionen, blev Espedals-Gråhøene stående som en opragende fremskutt forpost av et mere utbredt anortositdekke. Henover erosjonsflaten skulde da Valdresparagmit være utvalset og flak av dennes og også andre bergarter være skjøvet under det øvre skyvedekkes fremrykning, og da flakene støtte mot de opragende masser blev de i særlig grad utpresset på NW-siden — således Valdresparagmiten i Rutenflaket, mens noe av overflaten blev bedre bevart på le-siden. Selv om dislokasjonsmetamorfose og mylonitisering også her var intens, fikk den en spesiell natur som jeg skal forsøke å beskrive.

De bergarter som er funnet påhvilende anortositdekket fra vest for Gryttjernan og NW-over, er på den ene side jotungranitt, som selv om den hører til samme bergartsstamme står anortositserien så fjernt i genetisk henseende at den må være bragt på sin plass ved skyvning (i lignende posisjon på et underliggende dekke og under Valdresparagmit som det foran omtalte flak av jotungranitt ved Gulliksbekken); på den annen side en ca. 3 km lang, smal steiltstående sedimentstripe av kvartsit og noen meter sandig fyllit (med stykkevis parallelldrag), som

opfattes som faciesdannelse av Valdressparagmit, autokton i forhold til anortositdekket.

For å forklare den nuværende beliggenhet og metamorfose av disse forekomstene må sies litt om forskifringen av anortositflaket. Som utviklet i oversikten over bergbygningen, tenkes den flattfallende hovedskifrihet — hovedkløiven — opstått først parallell hovedskyveplanet. Der konstatertes også underordnede skyveplan, nemlig mellom Søndre og Nordre Gråhø, hvor der fantes flattliggende lag av »flinty-crush rock«, og hvor den vide, flate dal mellom disse fjell synes dannet etter et sådant, og nord for Nordre Gråhø, hvor der er en tydelig overskjøvet glintrand likeledes i tverretningen NE—SW. Mens hovedskifriheten i de sydvestre deler av anortositfeltet for det meste faller flatt mot NE, er den langs NE-grensen steilt NE til nesten loddrett, og faller i de nordlige partier inn under Valdressparagmitflaket i N og NW.

Det ser da ut som trykk tvers på skyveretningen fra nabo-flaket har reist lagene steilt langs grensen, senere har der vært bevegelser i skyveretningen etter de nevnte underordnede skyve-så de grovkrystallinske anortositmasser i nordre Gråhø har lagt sig over, under dannelse av en tektonisk breksje i de steiltstående lag. Denne er meget iøinefallende i Nordre Gråhøs helling mot syd, mot dalen mellom Gråhøene i tre markerte høider.

I den vestligste av disse står da hvit jotungranitt, i den mellomste en noen meter mektig sandig fyllit overleiret av en lys, båndet kvartsit og i den østligste norit med pyroxenit nordenfor, og grensen mellom disse er breksjiert, så der sees stabbestensstore pyroxenitblokker i noritten. I noritgrunnmassen fantes pseudotachylit.

Granitflaket har ved foten av høiden en bredde på over 100 m, med granitbruddstykker langs grensen, men kniper sig inn til 8—10 m i toppen og dekkes tilsynelatende av anortositmasser, men på nord-øst-siden av Nordre Gråhø, er der et større område med sterkt mylonitiserte granitbergarter, som likeledes kunde identifiseres som jotungranit. Fig. 5 viser tynnslip av bergarten i det sydlige granitflak. Som det sees er den sterkt kataklastisk med opknust, undulerende kvarts, men de

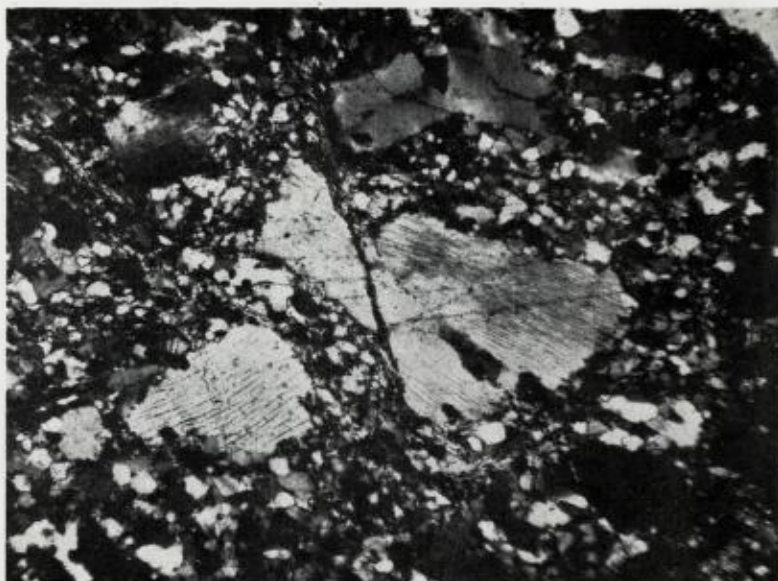


Fig. 5. Jotungranit-mylonit med mikroklinperthit. Skyveplansbreksje mellom Gråhøene, Espedalen. + n,50 b. (B. Mauritz fot.)

større bruddstykker består av typisk jotunmikroklinperthit med fine spindler av plagioklas i kalifeltspat (jfr. Goldschmidt 1916 B, pl. III). Der sees videre opknust, sur plagioklas og sericit på sprekkene.

Ved den omtalte »glintrand« nord for Nordre Gråhø, fantes en mylonit med jotunperthit og kvarts ledsaget av kvarsit og arkose. Lengst NE i anortositflaket er der et ennu mere mylonitisert område, hvorfra der i tynnslip konstateres jotunperthit i porfyroklastiske øiegneiser — med stenglig utvalset feltspat — og i flinty-crush rock, også her med mikroskopiske, idiomorfe, dobbeltbrytende granater — altså lignende forekomsten ved Gulliksbekken. Hvilende på det større granitflak i Nordre Gråhøs sydhelling med steilt NE-lig fall, såes i den midterste av de tre høider en noen meter mektig oppliset, grå sandig fyllit. Den overleires av en 5 à 6 m lys, båndet kvarsit, gjennemsatt av rustsprekker, og med for øiet synlige gule og lakserøde små granater.

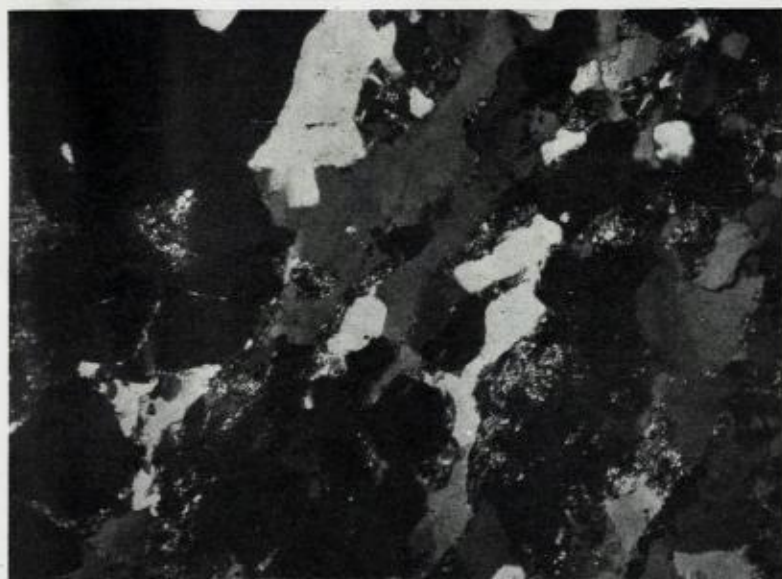


Fig. 6. Kvartsit med granater — antatt Valdresparagmittfacies på anortosit. Skyveplansbreksje mellom Gråhøene, Espedalen. + n,50 g.
(B. Mauritz fot.)

Tynnslip av fylliten her viser ikke granater, slik som i hoveddraget lenger NE, men er ellers identisk med denne med ganske godt rundede korn. Fylliten kan ikke følges videre NW-over i feltretningen her. Tynnslip av kvartsiten er vist i fig. 6, den inneholder meget klastisk kvarts og også en del sur plagioklas, dessuten sees rikelig granat. Andre tynnslip av kvartsiten inneholder rester av pertit, som ligner jotunpertit med plagioklas i dråpeform.¹ Tynnslip fig. 7 viser mere basisk plagioklas,¹ en hel del kvarts og adskillig ortit og sirkon foruten nydannet granat, og antas å høre med til kvartsitene, idet lignende bergarter med bedre bevart arkosestruktur følger granitiske jotunbergarter (med jotunpertit i dråpeform) lenger NW i Nordre Gråhø.

Hoveddraget av sedimentene på anortositunderlag begynner i en høide W for Gryttjernene . Her er der også en noen meter

¹ Viste sig å være sikre klastiske jotunpertiter resp. labrador. Se fotografier i forf. arbeide innlevert til trykning i N. G. T. Bd. 25.



Fig. 7. Mylonit med labrador, kvarts og granater. Antatt opr. Valdres-sparagmitfacies på anortosit. Skyveplansbreksje mellem Gråhøene. Espedalen. + n,50 g. (B. Mauritz fot.)

mektig oppliset fyllit med kvartsit på begge sider, så den samlede mektighet blir ca. 50 m. Fallet er også her steilt mot NE. Kvartsitene er her mere finkornige og mørkfarvede. Tynnslip av disse bergarter viser en noenlunde godt bevart kornstruktur med rundede kvartskorn, men også en del sur albit og fører klastisk sirkon og ortit. Alle prøver viser mere og mindre mikroskopiske granater, som undtagelsesvis har opknusningssprekker. Den mørke kvartsit er enkelte steder så granatrik at den kunde betegnes som granattfels, og strukturen hos sedimentene kunde betegnes som »brolegningsstruktur« i kontaktbergarter.

Sedimentstripen følges så videre NW-over ca. 500 m fra anortositfeltets grense (foten av Gråhøene) mot den flate, overdekkede Børkdalen. Eruptivbergarten er her en nokså mørk, finkornig norit. Fig. 8 viser tynnslip av en prøve av blågrå fyllit, som stikker frem hvor den tversgående dal mellem Gråhøene heller ned mot Børkdalen. Som det sees er kornene ganske godt rundet. Der sees meget granat og enkelte sirkoner.

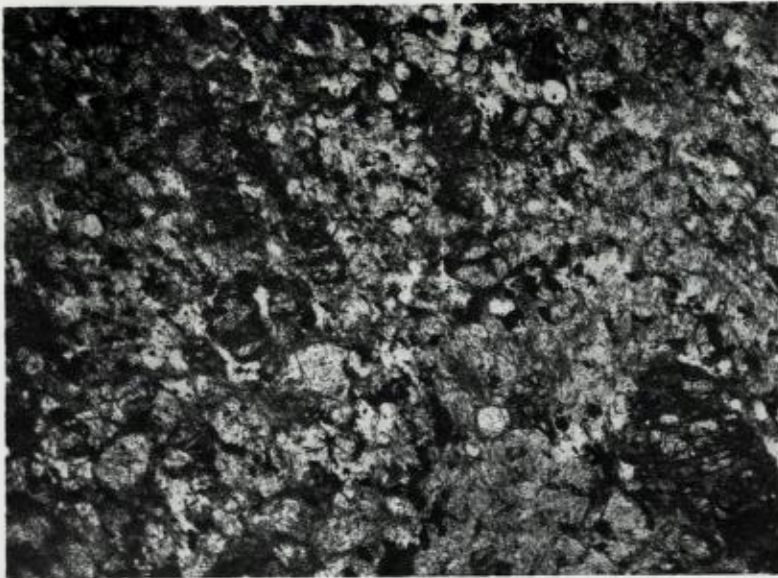


Fig. 8. Sandig fyllit med sirkon etc. og granater. Antatt Valdressedressparagmit-facies. Skyveplan mellom Gråhøene, Espedalen. + n,50 g.
(B. Mauritz fot.)

Så fulgtes sedimentene med avbrytelser videre NW-over i en antydning til høiderygg, frem til en liten høide NW for vestre Børkdalsvann. Prøvene NW for dalen mellom Gråhøene var imidlertid ikke granatførende, derimot noe karbonatholdige, og på den sistnevnte lokalitet var fylliten grønnaktig, ikke gråblå som på de sydlige.

Som nevnt er lengden av dette nordøstlige sedimentdrag ca. 3 km. Den nordligste del ligger 1 km fra de utpressede utløpere av Valdressedressparagmiten i Ruten, og påminner i sin grønne farve om de der forekommende albitarkoser, som snart skal omtales. Man kunde kanskje anta at hele sedimentstripen er en rest av overskjøvet Valdressedressparagmit. Mot dette taler den avvikende petrografiske karakter. En lignende sedimentstripe med mørk, sandig fyllit og lys kvartsit, som kunde identifiseres som Valdressedressparagmit har jeg funnet ved Svarttjernhullet feleger SW for Agnsjøhø, også her hvilende på eruptivunderlag. Jeg er derfor blitt stående ved å forklare disse sedimenter som frem-

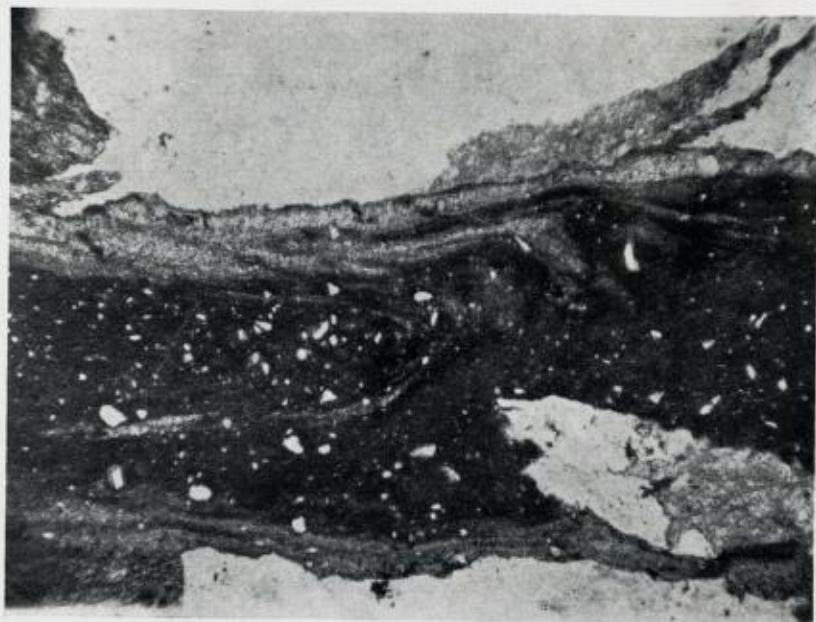


Fig. 9. Pseudotachylit(glassgang) i noritmylonit. Skyveplansbreksje mellom Gråhøene, Espedalen. \pm lys, 52 g. (B. Mauritz fot.)

skutte, lokale facies av Valdresparagmiten, mere og mindre metamorfosert under fremskyvningen av bakenforliggende masser av Valdresparagmit og andre bergarter.

Hvilken grad metamorfosen lokalt kan nå, danner da den tektoniske breksje mellom Gråhøene eksempel på. Som nevnt fantes i den østligste av de tre markerte høider breksjert pyroxenit i norit, og i noriten fantes noen millimetertykke årer av et sort, blankt stoff, som i tynnslip viste sig å være glass — se mikrofotografi fig. 9.

Den isomorfe grunnmasse viser tydelig strømningsstruktur og apofyser inn i sidestenen, og medrevne biter fra denne. Det kan ikke være tvil om at bergarten lokalt har nådd smeltetemperaturer — over 1100°C — og vi har for oss en *pseudotachylit*. Det er sannsynlig at den sterke ophetning skyldes friksjonen under tektoniseringen i den grove breksje,¹ som finnes både om-

¹ Jfr. Goldschmidt: Om friksjonsglass i fjellkjeden (1943).

øieformige aggregater av sur albit, ennu høiere sees megaskopisk millimeterstore innsprengninger av rødlig feltspat i den grønne grunnmasse. Det viser sig å være gittermikroclin, dessuten optrer også her sur albit. Ved videre opstigning går de øieformige innsprengninger over til årer, og i toppen av Fagerlifjell og i Tverrfjell finnes alminnelig op til 1 m mektige »lagerganger« av en tilsynelatende »granit« — der optrer nemlig også kvarts — som tydeligvis har samme oprinnelse som »øinene« og årene lenger nede. Graniten er sterkt kataklastisk. Foruten sur albit og gittermikroclin sees i tynnslip også pertit og en eiendommelig skjakkbrettalbit i forholdsvis store individer. Det er imidlertid ikke bare i de nevnte former det granitiske materiale forekommer i gneisflaket.

I Grytingshø og Storslåen, ved Nesetsetrene og i Elgsletkampen forekommer mindre partier (6—8 m) så grovkrystallinske masser av det samme materiale, at de kunde kalles pegmatitganger. På den sistnevnte lokalitet forekommer også porfyroblastisk øiegneis med op til 10×5 cm store øine av den samme rødlig mikroclin. Dessuten er porfyroblaster av hvit albit utbredt både her og nordvestover i gneisflaket, som således for en del kan sies å bestå av blastomyloniter. Det må videre nevnes at »granitgangene« alminnelig veksler med smale amfibolitganger, og at forholdsvis grovkrystallinske amfibolitaggregater stadig finnes sammen med de »granittiske« årer. På en lokalitet såes også desimetertykke lag av kvartsit vekslende med lignende amfibolittlag av samme dimensjoner. At albit, mikroclin og kvarts i de her forekommende øiegneiser, årer og »ganger« kunde forklares som utfelt av poreløsninger i det kataklastiske bergartsflak er vel ikke urimelig, amfiboliddannelsen forekommer det mig vanskeligere å antyde noen forklaring til. Den samme kombinasjon: mikroclin og amfibolit fantes i lignende bergart i Kvithø NW for Heidalsmuen, hvor gneisflaket etter skyvetretningen kunde ha sine røtter.

I likhet med anortositflaket er også gneisflaket gjennemsatt av underordnede skyveplan, som har betinget de NE—SW-gående skar mellom toppene, og veksling i bergartens karakter. Nordvestligst, i Stølfjell, optrer således en grunnfjellslignende, rødlig båndet gneisbergart. I denne forekommer opknuste gra-

kring pyroxeniten og omkring granitflaket. Det ligger også nær å tilskrive den rikelige nydannelse av granater i bergartene i denne skyveplans-breksje ophetning og trykkøkningen i denne. De tidligere nevnte tilsynelatende nydannede granater i flinty-crush rock og som korona i saussuritgabbro kunde da også ansees for skyveplansdannelser. Undersøkelse av noen dobbeltbrytende granater fra skyveplanet under gneisflaket antyder at man der har lokalt termometamorfe og ikke regionalmetamorfe dannelser for sig.

II c. Gneisflaket.

Som det sees av det geologiske kart er den ca. 25 km lange fjellrygg fra Stølsfjell over Fagerlifjell—Håkenseterfjell betegnet som gneisflaket. Det har en temmelig heterogen sammensetning, og bergartene er så omkrystallisert at de er vanskelige å definere. Som omtalt under II ab (anortosit-grønnstensdekket) finnes disse dekkers bergarter utvalset som hårdskifre og protomyloniter i bunnen av gneisflaket langs dettes NE-grense, og dessuten finnes opstuede masser av eruptive grønnstener i de bratte fjell på Håkensetervanns vestside. Ved Gausa ved Enden øverst i Svatsum står lys, forskifret labradorfels, overliret av en grønn bergart som danner grov ur. Den fører avbrutte kvartsitlag, og tynnslip viser en mere og mindre tydelig klastisk struktur. Disse grønne bergarter ledsaget av avbrutte kvartsitlag følges så vel SE-over i Elgsletkampen, som NW-over forbi Børkdalssetrene og videre til Storslåkampen. Det må altså være betydelige deler av et sedimentkompleks.

Ved Fjellbekken ved Grasliseter (nær Fagerlivann) er der også funnet sikre sedimenter over anortosit-grønnstens-dekket.

Går en imidlertid op profilet i Fagerlifjells bratte, trappe-trinsbyggede skråning mot NE, er mylonitiseringen i de tette, helleskifrige bergarter over anortosit-grønnstens-hårdskiferen så vidtgående, at der ikke sees avgjørende bevis for den sedimentære opprinnelse. Bergarten ser ut til å være gjennomtrukket av albit, der sees mylonitrundede albitkorn og alminnelig er epidot med ortitkjerne. Høiere oppe i dette profil i bergarter som ser ut som forskifrede saussuritgabbroer, finnes under mikroskopet



Fig. 10. Utgående av skyveplan under gneisflaket ved nordenden av vestre Børkdalsvann, sett mot NE. (B. Dietrichson fot.)

nater og utydelige, relikte jotunpertiter,¹ der skulde altså det granitiske materiale ikke skyldes pøreløsninger. En lignende, rødlig stripet gneisbergart, likeledes med utydelige jotunpertiter, forekommer i Massingdalen N for Børkdalsvann, hvor hovedskyveplanet under gneisflaket (se fotografi fig. 10) synes å ha sitt utgående, og markeres ved en sone grov ur i terrenget. En kile av steiltstående, sterkt forskifret Valdresparagmit støter imidlertid til, om underlaget også her er anortositbergarter er ikke synlig, da Børkdalen er dekket av løse masser og myr, så forholdet er ikke helt klart. Tynnslip av den rødlig gneisbergart fra denne skyveplanssone viser den rødlig feltspat (jotunpertit?) utpresset i strimler, nydannet albit, kvarts, epidot, titanit og magnetit og dessuten noen få, sterkt gulfarvede idiomorfe granater, som viste anomal dobbeltbrytning med tydelig feltinndeling, og derfor opfattes som termometamorf dannelse in situ. Granatene var bare 0,1—0,2 mm i tverrsnitt, men efter forslag av professor Goldschmidt lykkedes det en ung assistent ved Geologisk Museum, Ola Olstad, å isolere ca. 1,5 mg som blev undersøkt

¹ Viste sig å være **sikre** jotunpertiter. Se fotografi i forf. arbeide innlevert til trykning i N. G. T. Bd. 25.

optisk-spektrografisk av ingeniør A. Kvalheim ved Statens Råstoflaboratorium. Der viste sig å foreligge en blanding av grossular og spessartin, med ca. 9 % MnO.

De her nevnte rødlige, båndede gneisbergarter fra gneisflaket viser en påfallende likhet med prøver av granuliter fra Bilbeinsbreksjen i Heidal i Geologisk Museums samling tatt av W. C. Brøgger 1898. Blandt disse foreligger for øvrig granatførende eruptivbergarter, hvorav noen er trondhjemiter med de for disse typiske sonarbyggede plagioklaser, og andre er jotungraniter med typiske jotunpertiter. Det er de sistnevnte som også er representert i vårt gneisflak. I de brune granater i den jotunpertitførende granulit fra Bilbeinsbreksjen fant hr. Kvalheim spektrografisk 5—6 % MnO, og deres brytningsindeks bestemte jeg til 1,78—1,80.

Over Bilbeinsbreksjen i Heidal ligger (Bjørlykke 1905, s. 240—42) et kompleks av grønne bergarter, som efter beskrivelsen synes å ha adskillig likhet med den grønne blastomylonit i vårt gneisflak. I forbindelse med de foran nevnte forekomster i Kvithø NW for Heidalsmuen, danner de her fremholdte likhetspunkter i petrografisk henseende en bekreftelse på, at vårt gneisflak synes å ha sine røtter i NW, hvor Vinstra-bladet, Sjødalsbladet og Selsbladet støter sammen. Efter all sannsynlighet er det en fremskutt del av et større kompleks, som der kan studeres i mindre metamorf form.

III. Valdressparagmitflaket i Ruten og Valdressparagmiten for øvrig på kartbladet Vinstra.

Forskjellen i den tektoniske stilling mellom Rutenflaket og det store Valdressparagmitområde i SW, og betydningen herav er allerede nevnt i oversikten over bergbygningen: Mens det sistnevnte overleires tektonisk av anortositdekket langs SW-siden av Espedalsvann, er Rutenflaket skjøvet over anortositdekket, kanskje ligger der i bunnen rester av autoktont påhvilende facies av Valdressparagmit, idet der noen steder er funnet en finkornig, grønn arkosebergart, med ganske godt bevart kornstruktur (fig.

12). Disse rester kunde da ansees som tilsvarende den foran nevnte sedimentstripe i anortositdekket. Når en kommer et stykke fra grensen i Valdressparagmitområdet i SW, svarer beskrivelsen av bergartene til den som en gitt av Strand på Nordre Etnedalsbladet og kornstruktur kan delvis ses med blotte øie, men i Rutenflaket er gneiskarakteren nesten enerådende. Enkelte steder kan den sedimentære oprinnelse såvidt erkjennes megaskopisk — bergarten kan betegnes som kvartsglimmerskifer, således i prøve hvorav tynnslip (fig. 13). Foruten kvarts sees i dette store krystaller av sur plagioklas, meget epidot og store muskovittavler, og viser sig da under mikroskopet som en tydelig metamorf sandsten, som synes å ha hatt karakteren av et konglomerat. Men efter hvert som en kommer høiere op mot Rutens topp, blir gneisomdannelsen mere og mere intens, inntil utpresningen i toppen kan betegnes som pygmatisk.

Det blir da konglomeratfunn en har å støtte sig til under arbeidet i marken. Valdressparagmiten med sine konglomerater danner jo den eneste ledeforrasjon i skyvedekkenene (jfr. Goldschmidt 1916 A) og at Rutenflaket nu kan identifiseres som Valdressparagmit forsøkes utnyttet til forklaring av forholdene. På kartet er forekomstene av gabbrokonglomerater betegnet med G. K. Som det sees er der en rekke i fjellryggen Ongsjøfjellet — Leppekampen — parallell grensen mot anortositflaket, som her er skjøvet over Valdressparagmiten. Konglomeratene er her sterkt presset. Efter samme NW—SE-lige strøkretning parallell Espedalsvassdraget finnes de igjen i en rekke flak helt til Veslehovda NW for Slangen, flak som i større og mindre grad er å opfatte som alloktone, mens de nordvestligste hviler på fyllit ligger de sydøstligste på anortosit. Det siste er også tilfellet med de isolerte flak NW for grensen av det store paragmitområde, nemlig mellom Agnsjøene og i Veslehø lenger SW. Disse flak danner da paralleller til Rutenflaket — av mindre dimensjoner.

Av det geologisk kart sees også at denne grense av det store paragmitområdet (som i virkeligheten markeres av en fjellrekke) løper i retningen SW—NE til NNE og Ruten og Feforkampen (med G. K.) ligger på samme linje, som markerer en skyvefront av Valdressparagmit parallell med skyvefronten av det øvre



Fig. 11. Gabbrokonglomerat i Valdressparagmit, syd for Grimstjern ovenfor Megrunn, Espedalen. (B. Dietrichson fot.)

skyvedekkes Jotuneruptiver som den står igjen i fjellrekken fra Vinstervann til Heidalsmuen.

Rutenflaket antas da som før nevnt å ha fått sin høje grad av presning, ved at det har støtt mot Espedalsgråhøenes oppragende anortositmasser, og skjøvet oppå disse. En viss forbindelse er der imidlertid med hovedfeltet SW for Espedalsvannet, idet Valdressparagmitlagpakken — eller en del av den — i en propellbladaktig omvridning fra å stikke under anortositflaket legger sig over dette også et stykke på Espedalsvannets SW-side.

På NE-siden av Espedalsvannet fantes gabbrokonglomeratet i en knaus syd for Grimstjern etter ca. 300 m opstigning fra Megrunn-grenden ved vannet, over sterkt forskifret lys anortosit. Fig. 11 viser et bilde fra denne lokalitet, hvor enkelte lyse rullesten er ganske godt bevart, mens tilsynelatende tilsvarende lag et par hundrede meter lenger syd er presset kileformig ned i anortositunderlaget, så rullestenene er blitt til meterlange, lyse strimler. Videre fantes gabbrokonglomeratet ved Bingstjern og i Rytas leie i 1100 m o. h. W for Rutens topp, ved råkets overgang over Heståen E for Ruten, og endelig noe rikeligere E for den østlige gruppe av Sprentjernene. Oppover Rutens temmelig

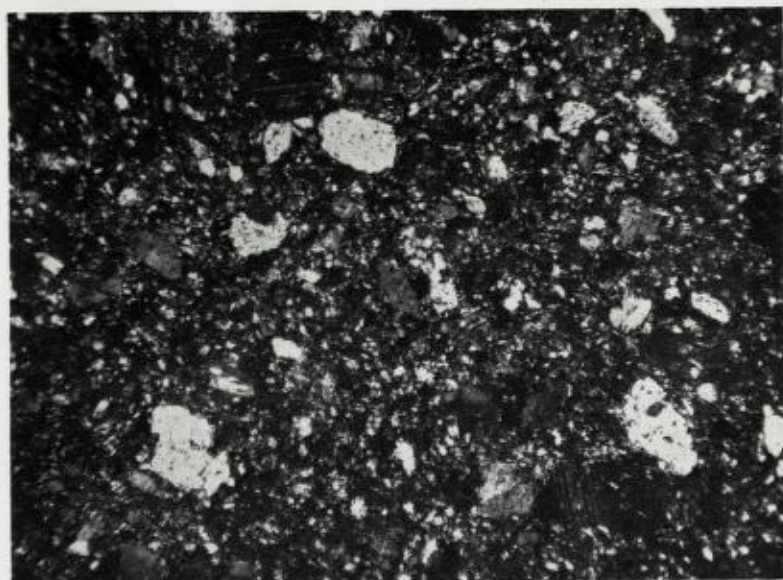


Fig. 12. Valdresparagmit. Albitarkose med godt bevart kornstruktur. Syd for Grimstjern ovenfor Megrunn, Espedalen. + n,50 g. (B. Mauritz fot.)

bratte SE-skråning står sterkt pressede sparagmitbergarter og konglomerat, som erkjennes ved tynnslip, men like ved toppen blir utpresningen som nevnt så intens at den kan karakteriseres som ptygmatiske i sin småfoldning.

Syd for den førstnevnte konglomeratforekomst ved Grimstjern, i utkanten av Valdresparagmitflaket og muligens hvilende på anortositunderlaget, fantes en tett grønn bergart, som tiltrakk sig oppmerksomheten ved sit forvittringsgrus. Tynnslip av denne bergart (fig. 12) viste en temmelig godt oppbevart kornstruktur — og det er en finkornet, forholdsvis upresset albitarkose tilhørende Valdresparagmitens underste lag vi her har for oss, muligvis en facies av autokton karakter, oppbevart i en fordypning av anortositunderlaget. Albitarkosen her skulde altså være av lignende art som sedimentstripene med arkoser i Gråhøene og syd for Agnsjøhø. Den samme bergart, men mere presset finnes i dalen mellom Ruten og Sprenttjern, også her like over anortositunderlaget.





Fig. 13. Kvartsglimmerskifer — presset Valdressedparagmit — NW og ovenfor Megrunn, Espedalen. + n,50 g. (B. Mauritz fot.)

I alminnelighet finnes Valdressedparagmiten i Rutenflaket som en kvartsglimmerskifer, og kan først identifiseres i tynnslip, på opknuste, rundede kvartskorn, som fig. 13 danner et eksempel på.

I Feforkampens sydside nær toppen finnes også noen små rester av Valdressedparagmitens gabbrokonglomerat, og der meget bedre opbevart enn i Rutenflaket. Det beror kanskje på et de tilsammen noen meter mektige lag av grønn skifrig bergart og konglomerat hviler på sterkt sammenkrøllet fyllit som på en pute — ovenpå sandstensbenker av Mellsennavdelingen. Et ca. $\frac{1}{2}$ m mektig lag med optil knyttnevestore rullesten følger ca. 30 m på nordøstsiden av toppen. Grunnmassen er kalkspattholdig. På sydsiden er der et mere utpresset konglomeratlag, med optil stabbestensstore blokker, hvorav en er vist i fotografi fig. 14. Den består av en bergart sterkt presset og forvitret før innleiringen i konglomeratet, med muskovit som en vesentlig bestanddel. Samme bergart såes også i mindre rullestener fra



Fig. 14. Stor blokk i Valdressparagmitens gabbrokonglomerat, Feforkampen.

det førstnevne lag i tynnslip jeg fikk utlånt av direktør C. Bugge. Undersøkelse av tynnslip av lyse rullestener herfra og fra Rutenflaket førte ikke til typer som lett kunde identifiseres. De må nærmest karakteriseres som kvartsdioriter, enkelte granatførende minner mest om grunnfjellsbergarter.

Over konglomeratene i Ruten ligger da i Feforkampens sydlige topp en grågrønn gabbrobergart, mens de nordøstlige topper for det meste består av kvartsiter, tilhørende Mellensandstenen.

Ennu et isolert flak av Valdressparagmit, men uten konglomerat må nevnes, nemlig i Allishaugen ved Bosbekkseter NE for Muvannets sydende. Det hviler på og er omgitt av fyllit. Både dette og Feforkampens flak, sammenholdt med de spredte alunskiferforekomster her i det nordøstlige område, karakteriserer den høie grad av overfoldning man her har hatt, den er forsøkt fremstillet i profil A fra Heidalsmuen og sydøstover.

Et par steder på Vinstrabladet er der forsøkt takskiferdrift på utpresset, finkornig Valdressparagmit. Det er for det første det førnevnte skiferbrudd NW for Vænlien seter, hvor der er tatt ut en del tykk, grov grønnfarvet sten, som i noen grad er anvendt



til lokal bebyggelse. De flattliggende lag veksler med lyse hellelag, som viser en fullkommen parallellepipedopsprekning efter hoved-lengde- og tverrickløiv, og de viser sig for den vesentligste del å bestå av albit, som også gjennemtrekker den grønne taksifer. Bergarten kan betegnes som en forskifret blastomylonit. Det annet sted er på Hinøgla sydside ved foten av Veslehovda, hvor der er tatt ut litt lignende tykk, grønn skifer, som her falt i mindre heller enn ved Vænlien, på grunn av foldninger. På begge steder blir det altfor meget avfall for lønnsom drift selv til lokalt bruk.

Mindre eruptivflak over Valdressparagmit.

Det største av disse finnes i Vænhø ved Espedalsvannet nordende, og består av en nokså grovkrystallinsk, svart- og hvitflekket saussuritgabbro, tilhørende Bergen-Jotunstammen. Den fører en del biotit. Til dette synes knyttet en smuldrende, mørk, glimmerførende bergart, hvori der er en liten kleberstensforekomst med dolomit-, eventuelt magnetitklumper. (Jfr. Bjørlykke 1905, s. 442.) Kleberforekomsten viser steiltstående opsprekning N—S, og er så opsprukket at forsøk på å utvinne brukbare blokker er opgitt. Ellers har den svart-hvitflekkede gabbro flattliggende hovedskifrihet, hvor den hviler på Valdressparagmit, og det ser ut som det er i skyveplanet under dennes masser at den sterke utpresning med omvandlinger i bergartene ved Gulliksbekken og i skiferbruddet ved Vænlien har funnet sted. Den samme bergart fortsetter et stykke på NE-siden av Espedalsvannet ovenfor Verket, og hviler også her på Valdressparagmit.

Litt lenger N ved stien mellem Dalseter og Sprenttjernene sees isolerte knauser av en mørk gabbrobergart og også av lys, kataklastisk anortosit ovenpå Valdressparagmit. Disse flak må da i likhet med »gabbrokalotten« i Feforkampen betraktes som overfoldingsrester fra underlaget.

Essexitganger i Espedalen.

Til slutt skal beskrives noen små forekomster av eruptiver tilhørende Oslofeltets permiske erupsjonsserie, som gjennomsetter skyvedekket.

Bjørlykke omtaler (1905, s. 444) fra Erlandshusum (Visknuts plass) i nærheten av Dalbakken en 5—6 m mektig diabasgang i skifrig labradorfels »lidet opsprukken omtrent som Kristianiatraktens diabasganger, man kunde fristes til at formode, at denne gangbergart ikke har deltaget i fjeldkjededannelsen, men er yngre end denne«. Jeg fant en lignende bergart ved dette sted, men kunde ikke se at gangen her hadde så stor mektighet. Under et besøk ved Landbrukshøgskolen fikk jeg velvillig utlånt Bjørlykkes prøve med tilhørende preparat, som var blitt igjen der, mens hans øvrige materiale med preparater fra hans undersøkelser i det centrale Norge er overført til Geologisk Museum. Man ser lett at det er samme bergart, men mitt tynnslip er av mindre forvitret materiale, og viser iøinefallende likhet med Oslofeltets essexitbergarter. Den er helt upresset med tavleformig plagioklas i intersertalsstruktur, augit, hvoriblandt de for essexitene der typiske titanaugiter med timeglasstruktur og ertsmineraler.

Goldschmidt nevner (1916 B, s. 53) ganger av »bemerkelsesverdige friskhet« mellom Vassenden (ved Espedalsvannet) og Melgårdsseter, ca. 3 km vest for forannevnte lokalitet. Gangene »minner om neo-vulkanske basaltganger« og er bare 5—6 cm mektige, så jeg fant dem ikke i marken, men prøver og preparat opbevart ved Geologisk Museum viser en lignende, mere fin-kornig essexitbergart (med titanaugiter) i skifrig labradorfels.

Siden den store gang ved Tonsåsen blev beskrevet (Goldschmidt 1909) og yderligere undersøkt (se Brøgger 1933), og dessuten nord-syd strykende essexitganger er funnet i Nordre Etnedalen (Strand 1938) vel 30 km lenger syd er forekomstene her ikke uventet. Det er dog verd å notere at permiske ganger her gjennomsetter de fremskjøvne høifjellseruptiver, og at de nord-sydgående spalter i grunnfjellsplaten strekker sig så langt.

Werenskiolds antydning av (1931) at der kan spores sprekke-systemer NNE—SSW i Gudbrandsdalen, samtidig med Oslo-feltets innsynkning, synes å bekrefte ved essexitgangenes op-treden så langt nord.

Summary.

This paper deals with a group of mountains situated in Espedalen between Vestre Gausdal and Skåbu on the map quadrangle F 30 V, Vinstra (Fig. 1 with profiles Figs. 2, A—B—C). The field work was conducted by the author during the summers 1941—42, and —43.

This mountain group must be regarded as the fore-land of the Jotunheim massif; it is built up of thrust masses that in a high level of the earth's crust as rather thin nappes have been thrust forward from NW towards SE on the southern side of the Jotunheim syncline.

The direction of strike, which coincides with the direction of the movement, NW—SE, makes itself evident in the topography (the drainage system of the Espedalen Valley, the chief direction of the mountain ridges); but also the cross direction, NE—SW, is marked by the course of tributary rivers, passes, and cross valleys.

The massive rocks of the area (sandstones and igneous rocks) typically break up in parallelepipeds; it is suggested that this is due to the effect of shearing forces during the final stages of the Caledonian orogeny. The three faces defining the parallelepiped seem to correspond to: (1) an almost horizontal plane parallel to the thrust planes; (2) an almost vertical plane in the direction NE—SW; (3) another rather vertical plane in the direction NW—SE. The planes (1) and (2) are supposed to have developed in response to the resulting tangential force during the thrust movements from NW to SE; and the planes (1) and (3) may be regarded as another pair of planes accompanying the tangential forces caused by side thrusting. As already mentioned these three directions, corresponding to the so-called S-planes of Sander, are reflected in the topography of the area.

Previous work: About 50 years ago K. O. Bjørlykke did a rather detailed survey of the present area. In 1916 V. M. Goldschmidt published a paper of great importance for the interpretation of the geology of these parts. C. Bugge and T. Strand have surveyed and mapped contiguous areas, and thus greatly contributed to the understanding of the stratigraphical and tectonical features; they have contrived to demonstrate an upper and a lower thrust plane within their several areas. A general survey and modern interpretation of the Caledonian mountain chain have recently been rendered by Bailey and Holte-dahl. Professor W. Werenskiold has kindly furnished me with several unpublished field observations, partly demonstrated for me on excursions in neighbouring areas.

Various types of mylonites have been met with in the present area. They have been classified according to the scheme of A. C. Waters and C. D. Campbell; the nomenclature of P. Quensel has partly been used.

The geological units of the present area are as follows:

- I. Basal sediments of Cambro-Ordovician age.
- II. Thrust masses of igneous rocks of the Bergen-Jotun series with their accompaniment of crystalline schists.
- III. The Valdres sparagmite, which is a Caledonian synorogene or interorogene flysch formation, that has been subjected to thrusting and recrystallization.

I. Basal sediments. The mylonitisation in the neighbourhood of the thrust planes and the dearth of fossils make the stratigraphical division of the basal sediments very difficult; secondary movement among the sediments have enhanced the difficulties. However, certain areas among the sedimentary rocks undoubtedly belong to the division of »Cambrian Sandstone Schists with Alum Schists«. The Phyllite division, corresponding to the Ordovician strata 3b—4a in the Oslo region, usually forms the base of the thrust masses. Above comes the "Gausdal Sandstone Schist" (Bjørlykke's designation), which tentatively has been compared to the Mellsehn division of T. Strand on the map N. Etnedal. This division is well exposed in the surroundings of Fefor and Skåbu.

II. Thrust nappes. (a) Undermost is a sheet of greenstone accompanied by saussurite gabbros which petrographically is more closely related to the rocks of the Bergen-Jotun series as occurring at Røsjøkollene—Fukhammeren about 20 km farther to the south than to the anorthosite rock types in the next higher sheet.

The anorthositic rocks, cropping out in the Espedalsgråhøene, form a thrust sheet that tectonically overlies the greenstones. The rock types are white labradorite anorthosite; coarse-grained anorthosite with large phenocrysts of deformed, flattened pyroxenes; fine-grained dark norites, and finally pyroxenites to which the nickeliferous pyrrhotite deposits of Espedalen are genetically associated. Above come thrust sheets of Jotun granites and sediments. These sheets are quantitatively negligible but are interesting since they thus far have been unknown, and because they may support certain conclusions regarding the existence of different orogenic cycles during the Caledonian mountain folding.

The Jotun granites (see Figs. 4 and 5) are characterized by the typical microcline perthites which are well preserved even in the flinty-crushed rocks. The Jotun granite as well as the sediments are found associated with minor thrust planes in the anorthosites. A tectonical breccia (protomylonite) and a pseudotachylite (Fig. 9) in norite have been observed in the same position. The sediments, which consist of sandy phyllite and quartzite (and arkose?), are present in the tectonical breccia which also carries much garnet (Figs. 6, 7, and 8), and furthermore they crop out in a narrow stripe about 3 km long; they are regarded as facies of the Valdres sparagmite, autochthonously deposited on the thrust anorthositic layers.

The anorthositic rocks of the Espedalsgråhøene are supposed to form part of a larger sheet that may have been connected with the extensive anorthosite areas in Sogn. During the sedimentation of the Valdres sparagmite the anorthosite area had already been leveled to a plane; along this erosion plane the Valdres sparagmite and other rocks were thrust. The propelling force came from the enormous masses of the Jotun eruptives pushing forth from the synclinal abyss in the northwest.

(c) Sheets of gneiss. The mountain ridges NE of Espedalsgråhøene are petrographically rather heterogeneous. They are composed of strongly recrystallized rocks different from the anorthosite series; resting on protomylonitic or schistous layers of IIa and IIb. A great part of the recrystallized rocks represents original sediments. Grey and green gneissic rocks may be called *blastomylonites*; they carry insets of a reddish potash feldspar which at the bottom attain a size of a few millimeters and with gradual transition towards the top develop into dikes measuring up to one meter across. These dikes carry quartz also. Augen gneisses occur carrying porphyroblasts of potash feldspar as well as albite, accompanied by coarsely crystalline masses of pegmatite. Amphibolites alternate with quartzites and granitic dikes. The gneiss also contains dubious relics of Jotun perthites. Birefringent garnets have been observed in banded gneisses that are believed to represent original Jotun granites pyrometamorphically altered in a thrust zone. Similar garnets occur in a thrust zone in the anorthositic rocks.

It is contended that the thrust gneisses come from Heidal and an area NW of Heidalsmuen where similar gneisses have been observed.

III. The Valdres sparagmite. The sparagmite on the SW side of Espedalsvann is a part of the large area of Valdres sparagmite found on the map sheet N. Etnedal. It corresponds to the description given by T. Strand. Here it is tectonically overlain by the anorthosite layer; but the Valdres sparagmite of the *Ruten layer* has been thrust on top of the anorthositic layer. At the bottom of the anorthositic layer one sees remnants of a dense green arkose (Fig. 12) which has been interpreted as a certain facies of the Valdres sparagmite that autochthonously overlies the anorthosite. Otherwise the Valdres sparagmite of the Ruten layer is gneisseous, and its sandstone character is only perceptible under the microscope. In the Ruten peak ptygmatic veins have been observed. Occurrences of gabbro conglomerate made it possible to identify the Ruten layer as a Valdres sparagmite (G. K. on the map). It is noteworthy that Feforkampen (Fig. 14) and Ruten lie in the same mountain chain running NE—SW and consisting of Valdres sparagmite and

conglomerate which may be followed farther towards the SW, thus being parallel with the thrust plane of the Jotun massive. Thus it is allochthonous Valdres sparagmite layers we here find. In this connection are mentioned small eruptive layers which are thrust over the Valdres sparagmite in Feforkampen and the NW slope of Ruten.

Essexite dikes in the Espedal. There are two occurrences of unpressed dikes near the southern end of Espedalsvann, from where specimens previously have been gathered by K. O. Bjørlykke and V. M. Goldschmidt. Samples taken by the author place the dikes as Permian essexites of the Oslo region. The dikes here cut the thrust planes, and are parallel to the usual N—S fracture system which is much in evidence farther to the south. This fracture system also cuts the pre-Cambrian basement rocks.

Litteraturliste.

- Bailey E. B. og O. Holtedahl: Northwestern Europe, Caledonides. 1938.
(Regionale Geologie der Erde) II—2.
- Bjørlykke, K. O.: Høifjeldskvartsens nordøstligste utbredelse. N. G. U.,
nr. 14, 1894.
- Det centrale Norges fjeldbygning. N. G. U. nr. 39, 1905.
- Brøgger, W. C.: Essexitrekens erupsjoner. N. G. U. nr. 121, 1933.
- Bugge, C.: Hemsedal og Gol. N. G. U. nr. 153, 1939.
- Goldschmidt, V. M.: Geologiske iagttagelser fra Tonsaasen i Valdres.
N. G. U. årb. 1909.
- Konglomeratene inden Høifjeldskvartsen. N. G. U. nr. 77, 1916 A.
- Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Vid.selsk. skr. I Mat.-naturv. kl. 1916, Nr. 2. (IV. Übersicht der Eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem) 1916 B.
- Om friksjonsglass i fjellkjeden. Geol. För. Förh. Bd. 65, s. 83, 1943.
- Quensel, Percy: Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet. Bull. Geol. Inst. Uppsala. Vol. XV, 1916.
- Rosenqvist, Ivan Th.: Om øiegneisdannelser i fjellkjeder. Norsk geol. Tidsskr. Bd. XXI, 1942.
- Strand, T.: Nordre Etnedal. N. G. U. nr. 152, 1938.
- Oversikt over fjellbygningen i Nordre Gudbrandsdalen. Norsk geol. Tidsskr. Bd. XX, 1941.
- Waters, A. C. & C. D. Campbell: Mylonites from the San Andreas Fault Zone. Am. Journ. of Science. Bd. 129, 1935.
- Werenskiöld, W.: Et par gangbergarter fra strøket om Otta. Norsk geol. Tidsskr. Bd. III, 1914, s. 56.
- Et sprekkesystem i Gudbrandsdalen. Norsk geol. Tidsskr. Bd. XII, 1931.
- Fysisk Geografi II, 1943.

Illustrasjonsliste.

- Fig. 1. Gradteig Vinstra. Geologisk kartskisse.
- Fig. 2. Profil A. Heidalsmuen—Skåbu—Ruten—Espedals-Gråhøer—Gausa.
- » B. Skåbu—Stølsfjell—Tverrfjell—Håkenseterfjell—Måsåranden.
- » C. Espedalsvann—Ruten—Storslåen—Feforkampen.
- Fig. 3. Parallelepipedopsprekning i Valdressparagmit. Leppekampen, Espedalen. Sett mot nord.
- Fig. 4. »Flinty-crush rock«, mylonisert hypersthen-granit med jotunpertit. Skyveplan ved Gulliksbekken, Espedalsvann. + n,50 g.
- Fig. 5. Jotungranit-mylonit med mikroklinpertit. Skyveplansbreksje mellom Gråhøene, Espedalen. + n,50 g.
- Fig. 6. Kvartsit med granater — antatt Valdressparagmitfacies på anortosit. Skyveplansbreksje mellom Gråhøene, Espedalen. + n,50 g.
- Fig. 7. Mylonit med labrador, kvarts og granater. Antatt opr. Valdressparagmitfacies på anortosit. Skyveplansbreksje mellom Gråhøene, Espedalen. + n,50 g.
- Fig. 8. Sandig fyllit med sirkon etc. og granater. Antatt Valdressparagmitfacies. Skyveplan mellom Gråhøene, Espedalen. + n,50 g.
- Fig. 9. Pseudotachylit (glassgang) i noritmylonit. Skyveplansbreksje mellom Gråhøene, Espedalen. lys, 52 g.
- Fig. 10. Utgående av skyveplan under gneisflaket ved nordenden av vestre Børkdalsvann, sett mot NE.
- Fig. 11. Gabbrokonglomerat i Valdressparagmit, syd for Grimstjern ovenfor Megrunn, Espedalen.
- Fig. 12. Valdressparagmit. Albitarkose med godt bevart kornstruktur. Syd for Grimstjern ovenfor Megrunn, Espedalen. + n,50 g.
- Fig. 13. Kvartsglimmerskifer — presset Valdressparagmit i NW og ovenfor Megrunn, Espedalen. + n,50 g.
- Fig. 14. Stor blokk i Valdressparagmitens gabbrokonglomerat, Feforkampen.