

I.

**FJELDSTRØKET MELLEM  
LYSTER OG BØVERDALEN**

AV

**J. REKSTAD**

MED ET KART, 5 PLANCHER OG  
ENGLISH SUMMARY

## Indhold.

---

	Side
Indledning . . . . .	5
Overflaten . . . . .	6
Berggrunden . . . . .	10
Grundfjeldet . . . . .	10
Fyllitavdelingen . . . . .	15
Gneisavdelingen . . . . .	24
Eruptiverne over gneisavdelingen . . . . .	26
Tektoniken . . . . .	30
De løse jordlag . . . . .	34
Moræner . . . . .	34
Elveavleiringer . . . . .	38
Havavleiringer . . . . .	39
Sne- og isbræer . . . . .	41
English Summary . . . . .	42

---

---

For 6—7 aar siden hadde jeg anledning til at kartlægge geologisk en del av strøket mellem Sognefjord og Bøverdalen, særlig med hensyn til utbredelsen av fylliten (lerglimmerskiferen) inden denne egn. Det var dengang min hensigt at faa fortsætte dette arbeide østover til Gudbrandsdalen og vestover paa nordsiden av Sognefjord. Der er imidlertid altid kommet hindringer i veien for utførelsen av denne plan. Nu finder jeg, disse iagttagelser ikke bør ligge længere ubenyttet. Ti uagtet de ikke er avsluttet og fuldført efter planen, tror jeg dog, de vil være av nytte for kjendskabet til de geologiske forhold inden dette omraade. De vil i ikke uvæsentlig grad forbedre det geologiske kart for denne egn.

Grænsen mellem grundfjeldet og de overliggende skifre er paa KEILHAUS kart, fra 1849, fremstillet i sine hovedtræk mellem Skjolden og Bøverdalen. Paa Kjerulfs kart fra 1879 er denne grænse noget mer detaljert avlagt, og her sondres der mellem lerglimmerskiferen og høifjeldskvartsen. Utbredelsen av Jotunfjeldenes gabbro er betydelig rigtigere avsat paa Kjerulfs end paa Keilhaus kart.

Det omraade vi her skal beskæftige os med, støter til nordsiden av det felt, som jeg har beskrevet i *Fra Indre*

*Sogn* (N. G. U. No. 57). Det her omhandlede omraade danner nordgrænsen for det store felt av basiske eruptiver, som i en bue strækker sig fra Gudbrandsdalen til Hardanger. Langs grænsen av disse eruptiver har man mot den underliggende fyllitformation gneis-bergarter, som dels bestaar av sterkt pressede og utvalsede utløpere fra de basiske eruptiver og dels av meget omvandlede sedimentære bergarter. Nylig har V. M. GOLDSCHMIDT i et interessant arbeide paavist, at der i denne avdeling ogsaa maa indgaa grundfjeldsbergarter. Efter hans opfatning har der, da de vældige basiske eruptivmasser her brøt frem, efter den lange brudzone under bergkjedefoldningen, ogsaa fundet mindre overskyvninger sted til begge sider fra den indsinkne grøft.

TH. MÜNSTER har paa sine reiser for N. G. U. somrene 1882, 83, 84 og 85 gjort ekskursioner ind paa dette omraade. Dagboken fra reisen i 1882 er trykt i *Nyt Mag. f. Naturv.*, b. 28. Iagttagelserne fra hans øvrige reiser her foreligger kun som dagboksoptegnelser i N. G. U.s arkiv.

REUSCH kom paa reiser i 1877 og i 1899 ind i dette omraade. I N. G. U. No. 32 har han beskrevet overflatformer ved Lysterfjorden, i Fortun og i Turtegrødalen. I det centrale Norges fjeldbygning, N. G. U. No. 39, s. 425—430 har BJØRLYKKE en beskrivelse av forholdene langs fjeldovergangen mellem Bøverdalen og Fortun.

### Overflaten.

Denne del av vort land har høie fjeld og dype daler. Fjeldene her er ofte spidse pigger. Mest navnkundig er Horungernes gruppe. Blandt disse naar store Skagastølstind op til 2404 m. o. h. Et stort tal av fjeldene her naar op over

snegrænsen, som i denne egn ligger i en høide av omtrent 1600—1800 m, o. h. Et stort antal fjeld naar en høide av over 2000 m., derfor findes her mange sne- og isbræer. Mange av disse, særlig i Horungerne, er botnbræer. Den største høide naar fjeldene inden gabbro-omraadet, som tilfældet er med Horungerne. Men man har ogsaa inden grundfjelds-strøket fjeld av ret betydelig høide. Av saadanne kan nævnes Tveraadalskirken, 2025 m., og Hestbræpiggen, 2163 m. Dalene mellem fjeldvidden og Sognefjorden er dype og smale med for det meste bratte sider. Fortun- og Mørkrisdalen er typer paa saadanne daler. Siderne av disse daler er ofte rent stupbrat og ubestigelig. Fig. 1, pl. I, viser et parti av dalsiden ved Granfastas utløp i Fortunelven, med store erosionsnischer i fjeldvæggen. Skred og stensprang hører mange steder i disse daler saa at sige til dagens orden. Fig. 2, pl. I, viser et parti av Fortundalen ovenfor Fortun kirke set opefter dalen.

Oppe paa fjeldvidden er dalene derimot vide og aapne. Fig. 1, pl. II, viser eksempel paa en saadan dal. Det er Rausdalen set opover mot Rivenaaskulen.

Naar man betragter kartet, falder det i øinene, at Lysterfjorden, Fortun- og Bøverdalen følger efter hinanden i samme retning, næsten efter en ret linje<sup>1</sup>. Det hænger sammen med, at de følger den sone av fyllit (Ierglimmerskifer), som gaar fra Sogn til Gudbrandsdalen, mellem grundfjeldet og Jotunfjeldenes gabbro. Bøverdalen ligner ogsaa, smal og dyp, som den er, med bratte sider, mere Vestlandets end Østlandets dalfører.

<sup>1</sup> Denne næsten retlinjede indsænkning findes allerede omtalt hos REUSCH, *Die Fossilien führenden Krystallischen Schiefer von Bergen in Norwegen*, s. 5.

Dalene inden vort omraade sænker sig trinvis fra fjeldvidden ned mot Sognefjorden, og sidedalene er hængende, det vil sige, de ligger høiere end hoveddalen, hvor de munder ut i den. Elvene fra dem danner derfor her ofte fosser. Eksempler paa saadanne hængende daler har man i Feigedalen paa østsiden av Lysterfjorden. Dalen falder i et sæt henimot 700 meter ned til fjordens overflate, og fjorden har her en dybde av 400 meter, altsaa er der en høideforskjel av omtrent 1100 meter mellem Lysterfjordens bassæng og Feigedalen. Over væggen styrter elven fra Feigedalen sig ned mot Lysterfjorden i et lodret fald paa 195 meter. Berdalen munder fra sydvest ut i Fortundalen ved Fortun kirke, og den falder her i et sæt mellem 500 og 600 meter. Længere nord i Fortundalen kommer Granfasta fra indsænkningen ved Skaalavatn, nord for Dølefjeld, og herfra styrter den sig vildt fossende gjennom et dypt gjel med et fald av omtrent 500 meter paa en ganske kort strækning (ca. 3 km.). Disse eksempler er nok til at vise, hvorledes forholdet med bidalene er. Regelen er, at disse her ligger flere hundrede meter høiere end hoveddalene, og at elvene fra dem styrter i høie fosser eller i vilde stryk ned i hoveddalene. Som nævnt stiger saavel hoveddaler som bidaler trinvis opad mot høifjeldene, og ofte ender de botnformet i fjeldmassen. REUSCH har git en beskrivelse med et meget instruktivt billede av Turtegrødalens trinvis stigning, hvortil kan henvises<sup>1</sup>. Hvor hoveddalene falder ut i Lysterfjordens bassæng, har man ogsaa trin med sterkt fald. Gaupnefjorden, hvori Jostedalen munder ut, har saaledes en dybde av 143 favne = 278 m., det vil sige et fald av 278 m. paa 4 km. eller 1:14.

---

<sup>1</sup> REUSCH, N. G. U. aarb. f. 1900, s. 155.

Eidsvatn nederst i Fortundalen avspærres fra fjorden ved en endemoræne. Dette vand har if. HELLAND<sup>1</sup> en dybde av 34 meter. Dets overflate ligger 3 meter over havflaten, følgelig naar bunden 31 meter ned under havets nivaa. Dybden av Lysterfjorden, temmelig nær land, ut for Skjolden er 43 favne = 81 meter. Faldet blir da regnet fra Eidsvatn 50 meter paa 2 km. eller 1:40. Regnes fra dalbunden ovenfor Eidsvatn ut til fjorden, blir faldet 81 m. paa 4 km. eller 1:49.

Fjorden utenfor Dalsdalen, som munder ut i Lysterfjorden ved Døsen, har en dybde av 183 favne = 343 meter. Dette er faldet paa en strækning av 2 km. eller 1:6.

Sjøkartet viser, at bunden i alle bifjordene ligger betydelig høiere end i den egentlige Sognefjord. Denne høideforskjel gaar for det meste op til flere hundrede meter. Mellem Fjærlandsfjorden og Sognefjorden utenfor dens munding er den saaledes 700 meter og mellem Arnefjord og Sognefjord omkring 1000 meter.

Bifjordene er altsaa hængende i forhold til hovedfjorden ganske paa samme maate som sidedalene til hoveddalen, og dette synes at være tilfældet almindelig.

Lignende forhold har man fundet ved fjordene i Alaska<sup>2</sup>.

Den indre del av Lysterfjorden er skaaret ned i grundfjeld. Her er den største maalte dybde 73 favne = 137 m. Utenfor, hvor lerglimmerskiferen gaar ned til fjorden, stiger dybden paa en strækning av 4 km. til 183 favne = 344 m. eller fald. 1:19. Dette fremtrædende trin i fjordens dybde

<sup>1</sup> HELLAND, Nordre Bergenhus amt, I, s. 322.

<sup>2</sup> LAWRENCE, MARTIN, Some Features of Glaciers and Glaciation in the College Fiord, Prince William Sound, Alaska, Zeitschr. f. Gletscherkunde, VII, S. 326.

forklares naturlig, ved at erosionen har virket lettere i lerglimmerskiferen end i grundfjeldet og saaledes gjort fjorden dyper, hvor den løsere bergart forekommer.

### Berggrunden<sup>1</sup>.

Inden dette omraade optræder gneis og granit tilhørende grundfjeldet. Derover kommer sedimentære bergarter, som antagelig tilhører kambrium og silurformationen. De bestaar væsentlig av fyllit (lerglimmerskifer) med enkelte indesluttede partier av kvartsitisk bergart.

Over fyllitavdelingen kommer en svite skifrige gneisartede bergarter, som KJERULF benævnte høifjeldskvarts, fordi de i de undre partier nærmest fylliten er meget rik paa kvarts, rene kvartsskifre, BJØRLYKKE benyttet i *Det centrale Norges Fjeldbygning* benævnelsen yngre sparagmit for disse bergarter, en benævnelse som jeg i flere henseender finder uheldig.

Opad blir denne avdeling av gneisbergarter almindelig mere og mere grovkrystallink og tykkskifrig. Over dem kommer der i de høieste fjeld for det meste yngre eruptiver av gabbro-labradorstens-serien.

**Grundfjeldet.** Grundfjeldet her er dels utviklet som granit og dels som gneis. Det indeholder mange partier indesluttet av hornblendebergart, hvilke maa opfattes som basiske injektioner, og de er da følgelig yngre. Gneisen gjennemsættes av mange ganger av granit, tildels med pegmatitstruktur.

---

<sup>1</sup> Da ikke alle navn i beskrivelsen har faat plads paa det medfølgende kart, kan det anbefales at ha amtskartet over Nordre Bergenhus amt ved siden under læsningen.



Paa begge sider av det inderste av Lysterfjorden staa grundfjeldet frem. Grænsen mellem dette og fyllitavdelingen sænker sig mot syd, saa den paa vestsiden dukker ned under fjorden ved Ottum og paa østsiden ved Leri. Grænsen mellem grundfjeldet og fylliten sænker sig ganske brat saavel ved Ottum som ved Leri. Fra Sognefjorden ved Leri stiger grænsen til like ovenfor Hovden sæter opefter fjeldsiden. Denne sæter ligger paa grundfjeldet. Under fyllitavdelingen har man her en nogen faa meter mægtig sone av kvartsskifer, som foruten glimmer indeholder feltspat i ikke ringe mængde. Grænsen ligger her i omtrent 750 m. o. h. og ved Lingasæter, sydøst for Skjolden i omtrent 530<sup>1</sup> m. o. h. Herfra synker grænsen raskt ned til bunden av Fortundalen ved øvre ende av Eidsvatn (se fig. 1, pl. IV), som har en høide over havet av kun 3 meter.

Midt for Fortun kirke stikker grundfjeldet frem ved Dregni paa vestsiden av elven, medens paa østsiden fylliten gaar helt ned i dalbunden. Grundfjeldet ved Dregni bestaar i ikke ringe utstrækning av hornblendebergart. Ved Ytri gaar fylliten fra begge sider helt ned i dalbunden. Her sees ikke noget til grundfjeldet. Men omtrent 1 km. ovenfor Ytri stikker det igjen frem i dalbunden og herfra stiger grænsen mellem dette og fylliten raskt i begge dalsider, men sterkest i vestsiden. Op for Øiene gaar grænsen høit oppe i Bjørkenaase, og længere mot nord forsvinder den under Svaidalsbræen. I Fortundalens østside ligger grænsen ved Granfasta i omtrent 300 m. o. h., og den stiger herfra raskt, til den oppe paa det høieste av fjeldovergangen mellem Lyster og Bøverdalen naar op til omkring 1260 m. o. h. Ved Høi-

<sup>1</sup> TH. MÜNSTER, Dagbok fra reise i Sogn 1884. N. G. U. arkiv.

dalsvatn synker den ned til 940 m. o. h. for derpaa igjen at stige under Hestbræpiggen til omkring 1400 m. o. h. Man kan særlig tydelig se ved Høidalsvatn, hvorledes fylliten ligger konform med grundfjeldets overflate.

Skifrihet og lagning hos grundfjeldet sees derimot flere steder at være avvigende fra fyllitformationens. Her er en fremtrædende diskordans tilstede mellem dem, MÜNSTER<sup>1</sup> har 1884 iagttaget saadan diskordans i Bjørkenaase, paa vestsiden av Fortundalen.

Paa begge sider av Lysterfjorden, ved Ottum og ved Kjøtnes, har jeg bemærket diskordans. Grundfjeldets skifrihet staar her temmelig steil og over ligger fyllitavdelingen med saa noget nær svævende lagstilling.

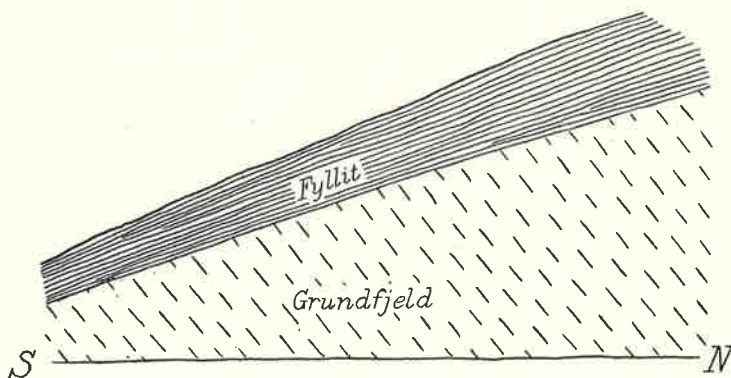


Fig. 1. Profil ved Ottum visende diskordans mellem grundfjeldet og fyllitformationen.

Hosstaaende profil viser, hvorledes diskordansen ved Ottum forløper. Ovenfor Ormeli, paa østsiden av Fortundalen, viste diskordansen sig, som det vedføjede profil angir. Det er tegnet efter et fotografi.

<sup>1</sup> BRØGGER, Lagfølgen paa Hardangervidda, s. 69.

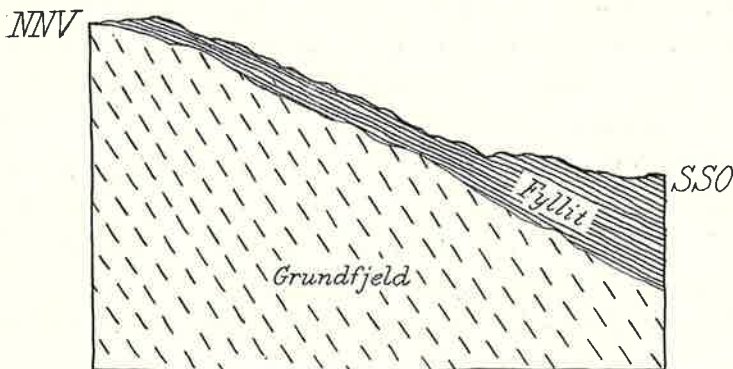


Fig. 2. Profil ved Ormeli over grænsen mellem grundfjeldet og fyllitavdelingen.

Opefter Mørkrisdalen fortsætter grundfjeldet fra Lysterfjorden. Grænsen mellem dette og fylliten gaar i Mørkrisdalen temmelig høit oppe i fjeldsiderne. I dalens vestside, ned for Osen sæter, ligger saaledes grænsen i omtrent 700 m. o. h. Den stiger herfra mot syd, saa den midt overfor Hovden sæter ligger 1000 m. o. h. Nordover synker grænsen, saa fylliten ved Dalen sæter naar ned i dalbunden ved omtrent 400 m. o. h. Her gaar fylliten i en bred zone tversover Mørkrisdalen. Det er tydelig at grundfjeldets overflate (grænsen mot fylliten) efter Mørkrisdalen her ligger lavere end paa dens sider. Denne grænse stiger nemlig sterkt saavel i vest opover mot Spørteggbræ som i øst opover mot Harbarsbræ.

Opefter Fortun- og Mørkrisdalen er grundfjeldet udviklet som gneis. Det samme er tilfældet mellem Dalsdalen og Vigdalssetrene. Nordefter Rausdalen og helt nordover saalangt kartet rækker, bestaar det derimot av granit. Det er en sterkt presset granit, som ofte har porfyrisk struktur,

med store feltspatkrystaller. Mellom Øiene og Holen sæter begynner der granit i Fortundalen. Søndre for har grunnfjeldet gneissstruktur. Her opptrer der ofte skifrige partier av hornblendebergart i det.

Fra Øiene og opefter dalen stiger grænsen mellom grunnfjeldet og fyllitavdelingen raskt i begge dalsider, og nordre for Holen sæter består alt som kan sees av fjeldene fra sæterveien av grunnfjeldsgranit. Graniten her har i stor utstrækning porfyrisk struktur, partivis med røde og partivis med hvite feltspatindsprængninger.

Ved Nørstedalssæter (her maa indskytes, at Nørstedalssæter ikke mere ligger i Nørstedalen. Den blev for nogen tid siden flyttet derfra til Midtdalen, da der ikke kunde findes brænde i Nørstedalen. Sæteren har dog beholdt det gamle navn. Egentlig skulde den nu kaldes Midtdalssæter) består fjeldene saalænge øiet kan naa, av granit. Omkring sæteren er den forholdsvis grovkornig og har profyrstruktur. Denne granit fortsætter opefter hele Nørste- og Midtdalen samt i det fjeldparti, som dækkes av Liabræen. Paa nordøstre side av Liabræen har man under opstigningen fra Vetledalen et parti av fyllitavdelingen indfoldet i grunnfjeldet, se kartet.

Ved Vestenden av Høidalvatn og under Hestbræpiggen består grunnfjeldet likesaa av granit. Øverst, paa grænsen mot fyllitavdelingen, blir den skifrig og gneisartet. Tronaklanten, en kup, som ligger paa vestsiden av sæterveien mellom Aaset og Fjeldsli, består av mørk gabbrobergart. Partivis er den temmelig finkornig. Pyroxenen i den (diallag) viser sig ofte omgitt av en brem av hornblende. Feltspaten er væsentlig labrador og anortit. Bergarten indeholder epidot i form av kornige ansamlinger, som er fremstaatt ved

omvandling av pyroxen og plagioklas. Denne gabbro er yngre end den tilstøtende grundfjeldsgranit, og den synes at være ældre end fyllitavdelingen; ti der kunde ikke paavises intrusioner fra gabbroen ind i fylliten.

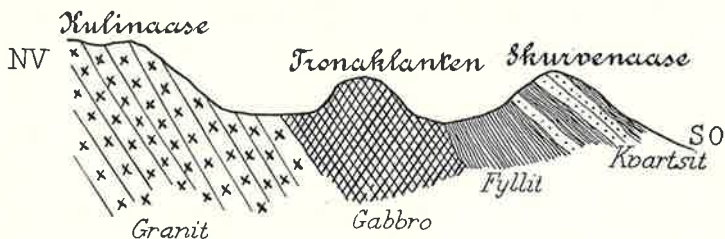


Fig. 3. Profil fra Kulinaase over Tronaklanten til Skurvenaase. Hosstaaende profil gaar fra Kulinaase i nordvest til Skurvenaase i sydøst. Over gabbroen i Tronaklanten kommer fyllitavdelingen i Skurvenaase med to indleirede partier av kvartsitisk bergart.

**Fyllitavdelingen.** Denne bestaar i stor utstrækning av graa krumbladig fyllit med kvartslinser. Tildels optræder her ogsaa partier av sort alunskiferlignende fyllit i den. Ofte er fyllitens overflate rustfarget. Dette fremkommer ved oksydering av den kis, fylliten indeholder, fornemmelig svovlkis og magnetkis. Fyllitavdelingen indeholder ofte partier av kvartsskifer indesluttet. Denne bergart bestaar foruten av kvarts ogsaa av feltspat og glimmer. Om den er sedimentær anser jeg for tvilsomt. Jeg har dog ikke kunnet finde noget sikkert bevis for, at den er en eruptiv bergart. Der er imidlertid træk hos den, som taler for dens eruptive natur. Særlig kan fremhæves, at den altid fører glimmer (muskovit) og noget feltspat. Partivis blir den rikere paa feltspat og staar ogsaa ved overgang i sammenhæng med lys gneis, som tydeligvis er en presset finkornig granit. Grønlig hornblendeskifer sees ikke sjelden indesluttet i fylliten. Dette maa opfattes som intrusioner av basisk bergart, og de staar

antagelig i sammenhæng med det store frembrud av gabbro og beslegtede bergarter under bergkjæde-foldningen.

Tildels fører fylliten feltspat, og den er da gjerne mere grovkornig saa den faar karakter av fyllitgneis.

I Bøverdalen er der betydelige masser av uren, krystallinsk kalksten indesluttet i fyllitavdelingen. Størst mægtighet har denne kalksten ved Bøvertun sæter. Den har sterkt rustfarget dagflate, og i de øvre partier under Loftet indeholder den feltspat og kvarts, saa den frembyr et utseende som en gneis. Her er der ogsaa injeksjoner av gabbro i den. Over kalkstenen kommer der her en smal sone av fyllit, saa kvartsskifer over denne som grænsefacies til den overliggende gabbro i Loftet (se fig. 6).

Ved østenden av Høidalsvatn, ved Vassenden sæter ligger der et litet parti kvartskonglomerat over krystallinsk kalksten. Fig. 2, pl. II, viser dette konglomerat. Saavel knollerne i det som bindemidlet er kvartsit, og knollerne viser sig sterkt utvalset.

Ofte begynner fyllitavdelingen med en sone av kvartsskifer paa grundfjeldet. Saadan kvartsskifer er iagttat op for Hauge, paa vestsiden av Lysterfjordens bund og under Osen sæter, ved veien til Aasetvatn. Her er mægtigheten av kvartsskiferen under fylliten omtrent 10 meter. Ved Hovden sæter, paa østsiden av Lysterfjorden op for Leri har man et nogen faa meter mægtig lag av kvartsskifer mellem grundfjeldet og fylliten.

Fylliten kaldes av befolkningen i indre Sogn flisagrøt eller flisagrøtstein.

Mægtigheten av fyllitavdelingen er vekslende. Ved det inderste av Lysterfjorden og i Fortundalen varierer den mellem 300 og 500 meter.

Nedenfor skal anføres nogen iagttagelser som er gjort under ekskursioner inden dette vanskelige terræng.

Under opstigningen fra Leri (paa østsiden av Lysterfjorden) passerer man fra Hovden- til Lambamysæter over fyllitavdelingen. Paa det sidstnævnte sted slutter fylliten og den overliggende avdeling begynder med gneisbergart. Fra Lambamysæter til det høieste av fjeldovergangen paa veien til Sørheimssæter (Graabergbakken) passer man over to flak av fyllit, som er indesluttet i gneisavdelingen. Ved veien fra Fortun til Berdalen gaar fyllitten op til Fuglestegadn. Det er her en graa og sterkt krumbladig fyllit. Ved Asbjørnnaase, som ligger paa østsiden av Veitestrandvatn, utenfor kartets grænse, er den midtre del av fyllitavdelingen mindst omvandlet. Det øverste av den, i toppen av Asbjørnnaase er temmelig grov og sterkt kvartsholdig, saa den har karakter av en fyllitgneis. Det undre parti av fylliten er ogsaa kvartsholdig og omvandlet, dog ikke i saa fremtrædende grad som det øvre parti. Den midtre del av fyllitavdelingen her smuldrer meget lettere op end de mere omvandlede partier.

I nordsiden av Asbjørnnaase er der en 10—15 m. mægtig sone av kalkholdig fyllit, og omtrent midt i denne har man et 2—5 dcm. mægtig skikt av ren kalksten.

Ned for Osen sæter ligger der, som før nævnt, mellem grundfjeldet og den egentlige fyllit en ca. 10 meter mægtig kvartsskifer. Over denne kommer grov, graa fyllit, som er sterkt krumbladig og fuld av vredne kvartslinser.

Paa veien fra Aasetvatn til toppen av Skurvenaase passerer man over graalig fyllit med enkelte indesluttete partier av kvartsskifer. I toppen av Skurvenaase har man en blaa-graa kvartsit av betydelig mægtighet. Den omgives paa

begge sider av fyllit. Strøkretningen hos lagene er her NO—SV med fald i sydøstlig retning. Paa nordsiden av toppen av Skurvenaase er der to lavere nivaer av kvartsit indesluttet i fylliten.

Mellem Aaset og Fast sæter har man en steil fjeldvæg bestaaende av sort alunskiferlignende fyllit. Denne er saa litet omvandlet, at jeg her søgte efter fossiler, men uten resultat. Denne bergvæg dækkes flere steds paa overflaten av en gulagtig skorpe bestaaende af gips, ferrisulfat, noget jernhydroksyd og brunjernsten. Dette er dekompositionsprodukter av kis (svovlkis og magnetkis) og kulsur kalk, som ylliten indeholder. Under den sorte fyllit kommer en sone av grov lysgraa fyllit.

Mellem Aaset- og Opsarvatn har man fyllit over hele strækningen. For det meste er det grov, graa fyllit; men i nordvestsiden av Dyrhaug optræder her ogsaa sort alunskiferlignende fyllit. Under denne kommer en finkornig gneis, som makroskopisk frembyr stor likhet med en kvartskifer. Under mikroskopet viser det sig, at den foruten kvarts og glimmer indeholder ikke litet feltspat, i form av mikroklin, albit og mikroperit. Denne gneis maa være en sterkt presset granit. Indesluttet i den saaes et flak av graa fyllit.

Over Mørkrisdalen sætter fylliten med en bred sone mellem Dalen sæter og opover til under Fjeldsli. Faldet

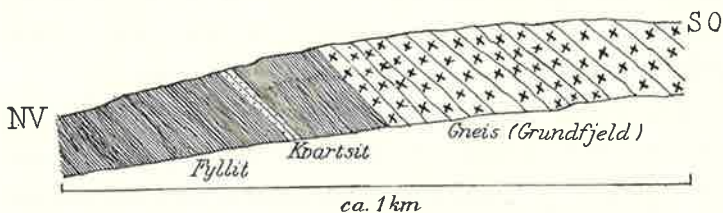


Fig. 4. Profil fra Svidalsnaase, paa østsiden av Mørkrisdalen.



gaar her overalt i sydøstlig retning, saa grundfjeldet paa sydøstsiden fra Dalen sæter til opunder Svaidsbræ ligger invertert over fyllitavdelingen, som hosstaaende profil viser.

Fylliten danner her en invertert mulde i grundfjeldet. Paa nordvestsiden derimot ligger grundfjeldet normalt under fylliten. Nordvest for Fjeldsli er der to partier av kvartsskifer indesluttet i fylliten (se kartet). Fra vestenden av den nordligste av disse kvartsskifer-masser gaar der mot vest et lag av kalkholdig fyllit, som fortsætter helt op under Spørteggbræen.

Mellem Hodnasæter og Kringlesæter staar graa krumbladig fyllit. Ved Kringlesæter er der betydelige partier av kvartsskifer indesluttet i fylliten. Disse staar i sammenhæng med det store omraade av kvartsbergart, som man har i det høie fjeldparti mellem Smørvivatn og Aasetvatn.

Over Dalsdalen gaar der en sone kvartsskifer omgit av fylliten. Ned for Kolstad brytes den til takskifer; men den gir her tykke og grove heller. Kvartsskiferen her indeholder enkelte lag av fyllit indimellem. Saavidt det kunde sees, kiler denne kvartsskifer ut i det bratte fjeld paa vestsiden av Dalsdalen. Paa østsiden derimot stiger den raskt op efter styrtingen av Katteørenaase og fortsætter saa nordover dette fjeld helt til nordenfor Smørvivatn, hvor den kiler ut i fyllitavdelingen.

Under opstigningen fra Vetleaadalen til Liabræen har man, som før nævnt, et parti fyllit med en kvartsitbænk indkilet i grundfjeldsgraniten, se hosstaaende profil fig. 5 B. Fylliten under kvartsitbænken er grov og skruklet, og den øvre fyllit maa nærmest betegnes som en fyllitgneis. Kvartsitene her er blaagraa av farge og ligner blaakvarts. Mægtig-

heten er kun ringe, 20—30 meter for de to fyllitnivaer og kvartsiten tilsammen.

Naar man har passert Liabræen og kommer ned i ind-senkningen sydvest for Storevatn begynder fylliten. Det undre parti av den er sterkt kvartsholdig, og faldet gaar mot sydøst. I Kjærringhætta er der to nivaer av kvartsit inde-sluttet i fylliten, se det hosstaaende profil fig. 5 A. Den

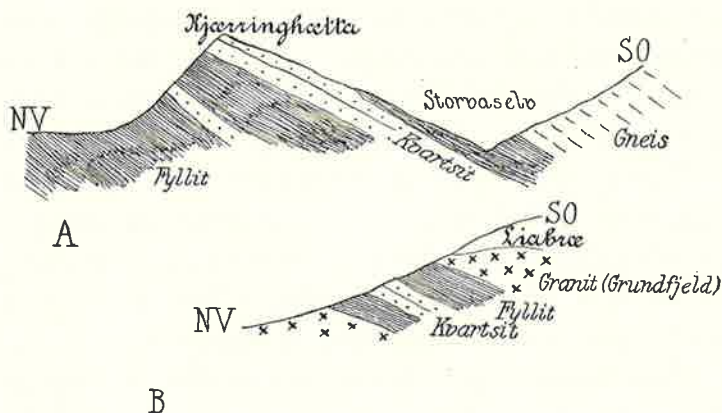


Fig. 5 A. Profil over Kjærringhætta fra NV—SO.

B. Profil fra nordvestsiden av Liabræen.

undre kvartsit i Kjærringhætta ligner blaakvarts. Det øvre kvartsitniva her har betydelig større mægtighet end det undre, Kvartsiten i det har lysere farge og den inneholder ikke litet glimmer og feltspat.

Elven fra Storevatn gjør ved Kjærringhætta en bøi mot sydøst. Saavidt det kan sees, maa det være det øvre kvartsitniva i Kjærringhætta, som har bevirket denne forskyvelse av elveleiet. Naar elven hadde faat skaaret sit leie ned til den haarde kvartsit, vilde det forskyves efter faldretningen hos kvartsiten; ti den ene side av elveleiet vilde da bestaa av kvartsit, den anden av fyllit. Elvens skjæring vilde gaa

lettest i den løse fyllit, og følgelig maatte dens leie forskyves til den kant.

Det øverste av fylliten, paa østsiden av Storevaselven, er ogsaa her utviklet som en fyllitgneis. Over denne følger, under opstigningen til Sognefjeld, en mægtig avdeling av kvartsitisk- og gneisartet bergart med mange indesluttede partier av skifrig gabbro. I det undre av avdelingen forekommer der ogsaa nogen smaa flak av fyllit.

Nord for Turtegrø gaar fylliten fra Skaalavatn op paa det høieste av fjeldryggen. Det er her en grov skruklet fyllit fuld av vredne kvartslinser. Paa nordsiden av elven fra Skaalavatn, Granfasta, er der to bænker av blaakvarts-lignende kvartsit indesluttet i fylliten. Paa kartet er disse slaat sammen, da dets maalestok er for liten, til at de kunde avsættes skilt.

Fra fjeldryggen og nedover til Turtegrø har man, liggende over fyllitavdelingen, kvartskifer og gneisbergart med mange indesluttede partier av skifrig gabbro. Ovenfor sæteren stikker her frem et flak fyllit, indesluttet i gneisavdelingen, se kartet. V. M. GOLDSCHMIDT har velvillig meddelt, at han ogsaa paa sydsiden av elven ved Turtegrø har iagtatt et fyllitflak i gneisavdelingen. Dette er, efter hans opgave, avsat paa kartet.

Ved Bøvertun og ved Dumma har man krystallinsk kalksten av betydelig mægtighet. Dumma har dannet flere korte underjordiske løp i denne kalksten. Veien fra Bøvertun opefter Bøverdalen gaar over den nederste av disse jordbruer. Kalkstenen her er for det meste graa og grov — krystallinsk. Den indeholder kis, og ved dennes oksydation faar den en rustfarget dagflate. Desuten indeholder den mere eller mindre glimmer og tildels ogsaa noget feltspat.

Hvor glimmergehalten blir særlig stor, gaar den over til kalkskifer og til kalkholdig glimmerskifer.

Over kalkstenen ved Dumma har man en grov kvartsholdig fyllit. Denne bergart fortsætter opover langs Dumma samt i fjeldet mellem Dumma og Storvatn. En vældig kvartsitmasse er indesluttet i fylliten paa strækningen fra Storevatn og Kjærringhætta til Høidalsvatn. Det undre av denne kvartsit er tykskifrig i planparallele lag. Opad blir lagene krummede og vredne og tildels ogsaa rent krusede. Bergarten indeholder foruten kvarts ogsaa muskovit og feltspat (mikroklin og albit).

Kalkstenen fra Dumma utbreder sig over fjeldsiden ved Bøvertun og naar herfra op til henimot toppen av Høirokampen. Bergarten har fald mot sydøst. Dens mægtighet er her ret betydelig, antagelig gaar den op til omkring 200 meter. Men den avtar raskt saavel mot nordøst som mot sydvest.

Ved vestsiden av Høidalsvatn hviler fyllitavdelingen umiddelbart paa grundfjeldet. Det øverste av dette er gneis, som litt efter litt gaar over i presset grundfjeldsgranit. Denne har man i hele fjeldpartiet mellem Høidalsvatn og Nørstedalen. Sparagmitavdelingen mangler her. Ved det vestlige av Høidalsvatn er det underste av fylliten typisk utviklet. Tildels viser den sort strek. Høiere op blir den grovere og mere kvartsholdig. Kvartsiten fra Kjærringhætta strækker sig til Høidalsvatn og videre i nordøstlig retning til forbi Blaahø. Her er mange større og mindre indesluttete partier av kvartsit i fylliten. De fleste er saa smaa, at de ikke har kunnet avsættes paa kartet. Toppen av Blaahø bestaar av en kvartsit, som danner noget nær lodrette vægger til alle sider av toppen, Mægtigheten av denne kvartsit er

omtrent 80 meter. Under den har man en let opsmuldrende fyllit med sort strek. Nord for det østlige av Høidalsvatn saaes der partier av grønlig hornblendebergart i fylliten. Disse maa antagelig opfattes som injektioner fra gabbroen. Under opstigningen fra Bøvertun mot sydsydøst, mot Loftet, har man først nede ved vandet fyllit. Derover kommer uren krystillinsk kalksten, som gaar op til omtrent 300 meter over Bøvertun. I den øvre del av kalkstenen optræder der enkelte gabbroinjektioner. Over kalkstenen har man en smal sone av fyllit, og derover kommer skifrig kvartsbergart, som danner grænsen mot gabbroen. Denne begynder med en sone skifrige facies. Over dem kommer den typiske jotungabbro (se hosstaaende profil, fig. 6).

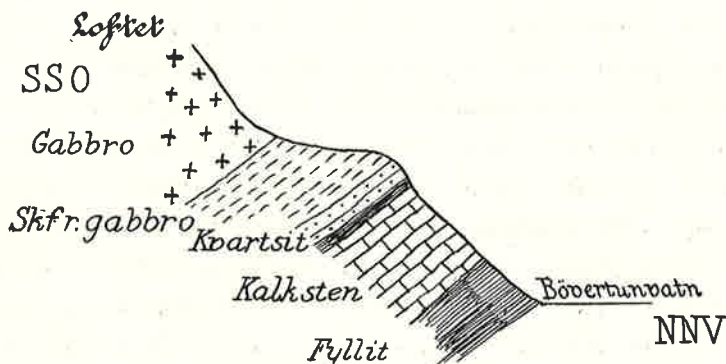


Fig. 6. Profil fra Bøvertunvatn i sydsydøstlig retning mot Loftet.

Ved Bøvertjernsæter kommer der kruset fyllit med sort strek over kalkstenen, derover igjen graa fyllit og saa gneisbergart. Henover Leiraasen er bergarten meget vekslende, snart er det en rusten gneisbergart og snart typisk fyllit klods indtil hinanden. Her optræder ogsaa enkelte injektioner av basisk bergart, som maa opfattes som utløpere fra gabbroen i Jotunfjeldene.

**Gneisavdelingen over fylliten** (KJERULFS høifjeldskvarts, BJØRLYKKEs yngre sparagmit).

Underst bestaar denne avdeling for det meste av skifrig kvartsbergart, med enkelte injeksjoner av presset gabbro. Derover kommer mere typisk gneis. For en stor del bestaar denne av sterkt pressede facies av gabbro. Ved det indre av Lysterfjorden optræder der ogsaa inden denne avdeling gneis, som har stor likhet med grundfjeldsgneisen. De skifrige gabbrofacies opfattet KJERULF som kontaktomvandlet høifjeldskvarts; ti han siger om dem i *Udsigt over det sydlige Norges Geologi*, s. 167:

„Hvor høifjeldskvartsen og skifer kommer ind under eller i berøring med gabbroen — paa utallige steder i og omkring Jotunfjeldene — sees den i en eiendommelig dragt, gneislignende ved det sribede udseende, hyppig grøn og hvid-sribet med hornblende og „felsit“<sup>1</sup>, saaledes i Leirdalen, Ytterdalssæter. I Skakadalen (Vangs Mjøsen) er den grøn og hvid, skifrig med hornblende synlig. Et skridt længer i forvandlingen viser hornblende, brune glimmerskjæl og hvid „felsit“. Ogsaa granat er synlig, sjelden. Saadan forvandlet skifer veksler endnu med hvid kvartsit“.

BRØGGER<sup>2</sup> anser gneisformationen for yngre end fyllitavdelingen og normalt overleirende denne. Dens sterke omvandling skyldes dels trykvirkningen under bergkjædefoldningen og dels kontaktindvirkningen av overliggende eruptiver, som nu for en stor del er bortførte ved erosionen.

BJØRLYKKE<sup>3</sup> betegner de sedimentære bergarter av gneis-

<sup>1</sup> Felsit betegner en fin-krystallinsk, næsten tæt bergart bestaaende av kvarts og feltspat.

<sup>2</sup> BRØGGER, Lagfølgen paa Hardangervidda.

<sup>3</sup> BJØRLYKKE, Det centrale Norges fjeldbygning.

ormationen som yngre sparagmit og han anser den for at være av devonisk alder.

I *Fra Indre Sogn* (N. G. U. aarb. f. 1905) benævnte jeg den over fylliten liggende Serie av krystallinsk-skifrige bergarter for kvartsskifer — gneisavdelingen. Jeg antok da, som jeg gjør fremdeles, at denne avdeling dels bestaar av skifrige eruptiver og dels av sedimentære bergarter. Med hensyn til alderen av sedimenterne, vet vi, saa længe der ikke er fundet fossiler i dem, intet sikkert; men sandsynligheten taler for, at de skulde tilhøre oversilur, og ogsaa underdevon.

Nylig har V. M. GOLDSCHMIDT i en interessant avhandling<sup>1</sup> behandlet forholdene i denne egn. Han anser gneisavdelingen over fylliten for at bestaa av krystalline skifre og eruptiver av grundfjeldstype, l. c., s. 10., samt injeksjoner av gabbrobergart.

Kvartsskiferen inden denne avdeling bestaar av fin-kornig kvarts samt noget glimmer og felttspat. Kvartskornene griper tand- og hakeformig ind i hinanden. Glimmeren, sericit, er væsentlig samlet langs de flater, hvorefter bergarten spaltes op (skifrihetsflaterne). Felttspaten er plagioklas (albit) og mikroklin, som optræder i rundede korn, betydelig større end de øvrige bestanddele i bergarten. Bergarten frembyr derfor for det meste under mikroskopet et porfyrisk utseende. De injicerte gabbropartier er i regelen

<sup>1</sup> GOLDSCHMIDT, Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. II. Die kaledonische Deformation der süd-norwegischen Urgebirgstabel.

Vidensk. selsk. skr. Mat.-Naturv. kl., 1912. No. 19.

trængt ind parallelt med skifriheten hos kvartsbergarten, og de viser ogsaa sterkt fremtrædende skifrihet fremkaldt ved pres og forskyvninger under og efter deres indtrængen. Tildels bestaar disse injicerte partier av en finkornig grønlig bergart, hvori hornblende er det forherskende mineral. Dels viser de sig, som skildret av KJERULF, stripet, grøn og hvid. Dette skyldes en spaltning av gabbrobergarten i striper bestaaende avvekslende av hornblende og av feltspat med noget kvarts. Ved sterkt pres og ved forskyvninger i massen under bergartens avkjøling er den blit spaltet paa denne vis og har faat fremtrædende skifrihet.

Gneisavdelingen blir opad mere og mere grovkornig og tykskifrig, saa den litt efter litt gaar over i den overliggende serie av typiske eruptivbergarter.

### Eruptiverne over gneisavdelingen.

Opfatningen over aldersforholdet av disse bergarter har vekslet ret meget. KJERULF ansaa dem for yngre end fylliten og gneisavdelingen. TØRNEBOHM derimot hævdede, at Jotunfjeldenes gabbromasser tilhørte grundfjeldet<sup>1</sup>. De raget op som en ø, da de kambriske og siluriske avleiringer avsattes i havet omkring dem.

I en avhandling, *Fra det nordøstlige av Jotunfjeldene*<sup>2</sup>, paaviste jeg at TØRNEBOHMS hypotese ikke kunde oprettholdes, da man i alle tilstrækkelig dypt nedskaarne indsænkninger fandt fyllitavdelingen under gabbroen, som dannet de

---

<sup>1</sup> TØRNEBOHM, Grunddragen af det centrale Skandinaviens bergbygnad, s. 151.

<sup>2</sup> REKSTAD, *Fra det nordøstlige av Jotunfjeldene* N. G. U. aarb. f. 1904, no. 6, s. 9.



høie fjeld. Følgelig maatte man enten her ha en overskyvning av ældre fjeld eller ogsaa maatte gabbroen i flytende tilstand ha utbredt sig over fylliten. Min undersøkelse 1903 i den nordøstre del av Jotunfjeldene gav mig ikke tilstrækkelige data for at kunne avgjøre, hvilken av disse to tolkninger av forholdene var den rigtige. I 1904 fortsattes kartlægningen vestover i fjeldtrakterne omkring Aardals-, Lærdals- og Aurlandsfjord. Her fandtes beviser for, at eruptiverne i de høie fjeld var yngre end fyllitavdelingen<sup>1</sup>. Overskyvningshypotesen av ældre fjeld maatte følgelig opgives.

De vældige eruptivmasser, hørende til gabbro-labradorstensserien, som danner en bue av høie fjeld fra øvre del av Gudbrandsdalen til Hardanger, antok jeg var brutt frem efter en forkastningslinje langs denne bue (l. c., s. 25). Hvad vi nu her ser, er kun de undre rester av de fremtrængte eruptivmasser. Kolossale kvantiteter er i det lange tidsrum siden devontiden tæret bort ved erosion og forvitring.

BJØRLYKKE hadde været en ivrig forkjæmper for hypotesen om en stor overskyvning i det sydlige Norge<sup>2</sup>; men omtrent 1 aar efter at mit arbeide, *Fra Indre Sogn*, var utkommet, skiftet han i sit store arbeide, *Det centrale Norges fjeldbygning*, standpunkt og opgav ganske overskyvningshypotesen. Det er da paafaldende, at B.J. ikke her nævner det resultat, hvortil jeg var kommet. Man skulde tro, han ikke hadde læst det nævnte arbeide av mig; men saa kan ikke være tilfældet, ti det citeres av ham for andre punkters vedkommende.

<sup>1</sup> REKSTAD, *Fra Indre Sogn*, N. G. U. aarb. f. 1905, VII. s. 23—26.

<sup>2</sup> BJØRLYKKE, *Overskyvninger i den norske fjeldkjæde*, *Naturen* 1901, s. 145—152.

Sommeren 1912 gjorde V. M. GOLDSCHMIDT flere ekskursjoner i fjeldene ved Lysterfjorden. Som resultat av disse fremla han i 1913 et arbeide, *Geologisch-Petrographische Studien in Hochgebirge des Südlichen Norwegens*.

II. *Die kaledonische Deformation der süd-norwegischen Urgebirgstafel* (Vidensk. selsk. skr., I. Mat. naturv. kl. 1912, no. 19), hvori han redegjør for sin opfatning av tektoniken i denne egn. Ved foldningen under bjergkjædens fremstaaen er der dannet en dyp mulde eller foldningsgrav. Langs denne har dyperuptiver trængt frem, under den videre foldningsproces. Da GOLDSCHMIDT ikke har kunnet paavise nogen kontaktindvirkning av eruptiverne paa de tilstøtende skifre, antar han, at de ved overskyvning, efterat de var stivnet, har skutt sig frem over skifrene.

Inden det her omhandlede omraade bestaar den yngre eruptiv-serie væsentlig av gabbrobergarter. I disse optræder enkelte smaa linseformede partier av olivinsten og serpentin, der maa opfattes som ultrabasiske differentiationsled fra gabbromagmaen.

Feltspaten i gabbroen er for det meste basisk plagioklas (oligoklas-anortit). I de surere facies av gabbroen, som fører litt kvarts, optræder der ogsaa surere feltspat, undertiden litt ortoklas. Denne er da mikropertitisk sammen-vokset med plagioklas. Saadan mikropertit-struktur hos feltspaten finder man ikke sjelden i de pressede, skifrige grænse-facies av gabbroen. Her danner mikropertiten større rundede korn i en finkornig grundmasse. Fig. 1, pl. III, viser slike mikropertitkorn i en prøve av skifrig gabbro fra fjeldet nord for Berdalen sæter i Fortun. Det er en grønlig graa bergart, sterkt opknust. Den finkornige grundmasse bestaar hovedsagelig av feltspat, hornblende, epidot og klorit. De to

sidste mineraler er sekundære, fremstaat ved omvandling av feltspat og hornblende. Desuten indeholder bergarten magnetit, titanjern og ortit. Ortitkornene viser sig ofte omrandet av epidot, titanjernet av titanomorfit.

De mørke mineraler i de massive facies av gabbroen er diallag og hypersten. Hertil kommer ikke sjelden grønlig hornblende og sort biotit. Tildels gjennemsættes gabbroen av ganger med sterkt rustfarget dagflate. Disse maa efter sit utseende og mineralindhold staa i sammenhæng med olivinstenskopperne. De bestaar nemlig væsentlig av olivin, hypersten og diallag, desuten ogsaa av noget hornblende og biotit samt jernerts (magnetit og titanjern). Feltspat forekommer kun undtagelsesvis i dem.

At de skifrige gabbrofacies har været underkastet sterke presvirkninger, efterat de var størknet, kan man foruten av deres opknusning ogsaa se av, hvorledes de større feltspatkorn i bergarten er presset istykker og igjen kittet sammen. En prøve herpaa kan sees av fig. 2, pl. III. Det er av en skifrig gabbro fra fjeldet nordvest for Berdalsæter i Fortun. Denne bergart bestaar av plagioklas, klorit, muskovit og epidot. Av disse mineraler synes kun feltspaten at være primær. Paa Sognefjeld, omtrent midtveis mellem Krossbua og Turtegrø har man ved Hervaet et litet parti granit (se kartet), som jeg oppfatter som et differentiationsled fra gabbromagmaen. Denne granit har som grænsefacies en meget kvartsholdig sone. Bergarten her frembyr i sit utseende stor likhet med en kvartsit. Den viser sig sterkt presset, saa den er skifrig.

Længere mot syd, utenfor det her omhandlede omraade, har granitiske facies en betydelig utstrækning. Disse stammer fra de sidste frembrud. Gabbroen og labradorstenen er brutt frem tidligere.

### Tektoniken.

Vi vil dernæst se litt paa bergbygningen eller tektoniken i denne egn.

Som ovenfor er nævnt, viser iagttagelserne, at den gruppe av eruptive bergarter man har over skiferavdelingen, maa være yngre end denne.

I *Fra Indre Sogn* har jeg paa s. 25 git et skematisk profil av, hvorledes jeg tænkte mig, de hadde trængt frem, nemlig langs en spaltesone, som følger forkastningslinjen efter den store bue av disse bergarter fra Gudbrandsdalen til Hardanger. At her gaar en forkastningslinje langs denne bue, viser den forskjellige høide grundfjeldet har paa dens sider. Paa nordvestsiden stiger det raskt til 2000 meters høide, hvorimot det paa sydøstsiden kun naar op til 12—1400 meter over havflaten, og det uagtet det endnu dækkes av skiferavdelingen, saa dets overflate her har været beskyttet mot erosion, medens det paa nordvestsiden ligger blottet, uten noget beskyttende dække. Til den høide, grundfjeldet naar paa denne kant, maa derfor lægges det, som er tat bort ved erosion og forvitring, i den tid dets overflate har ligget blottet.

Ovenfor er GOLDSCHMIDTS hypotese om en stor foldningsgrav, hvorefter eruptiverne skulde være trængt frem, omtalt.

Overskyvningshypotesen, som den i sin tid hævdedes av TØRNEBOHM og BJØRLYKKE, kan ikke forklare forholdene her. De sedimentære skifre falder fra begge sider med tiltagende fald indover mot sonens akse. Det er derfor tydelig at man her har en dyp muldeformig indsænkning eller en foldningsgrav, som GOLDSCHMIDT har benævnt den. Efter

TØRNEBOHM skulde overskyvningen være kommet fra nord-vest-vest, og rødderne (utspringet) til den maatte da søkes utenfor (vestenfor) det nuværende landomraade. Allerede den omstændighet maa fremkalde betænkelighet; og den fremtrædende muldeformede indsænkning med sin længderetning lodret paa den supponerte overskyvning gjør denne mekanisk umulig.

Den voldsomme opknusning hos de skifrige facies av gabbroen her viser, at de har været utsat for virkningen av sterke preskræfter ledsaget av mekanisk deformation, efterat de var stivnet. Det ligger derfor nær med GOLDSCHMIDT, at anse den for et resultat av forskyvninger eller mindre overskyvninger. Hovedforskyvningen har fundet sted mellem fylliten og den overliggende gneisavdeling. Men der har ogsaa fundet flere mindre sted, hvilket særlig kan sees av de tildels ret store flak av fyllit, man finder indesluttet i gneisen. GOLDSCHMIDT har ogsaa iagttaget gneis av grundfjeldshabitus<sup>1</sup> i de overskjøvne partier, I de trakter, jeg har undersøkt, er gneisen over fylliten for det meste av en type forskjellig fra grundfjeldsgneisen. Mit indtryk er derfor, at om her i de overskjøvne partier forekommer grundfjeldsgneis, maa det kun være underordnet.

Pegmatitganger i gneisen over fylliten har været anført som bevis for, at den skulde tilhøre grundfjeldet. Men dette er ikke avgjørende; ti granit og granit-pegmatitganger er iagttaget i denne egn flere steder i gabbroen og i de med den beslægtede bergarter. Og nu er der jo enighet om, at disse eruptiver er yngre end skiferavdelingen. KJERULF<sup>2</sup> omtaler, at pegmatitgranit gjennemsætter gabbroen i Jotunfjeldene. I

<sup>1</sup> L. c., s. 10.

<sup>2</sup> KJERULF, Udsigt over det sydlige Norges geologi, s. 205.

Jotunfjeldene, i Lyster, i Aardal, i Lærdal, i Aurland og i Hemsedal har BJØRLYKKE<sup>1</sup> paa en række steder iagttat ganger av hvit granit, av pegmatitgranit og av kvarts gjennemsættende saavel gabbroen som gneisavdelingen. I Lærdal, i Aardal og i de tilstøtende trakter av Lyster har forfatteren<sup>2</sup> ogsaa hat god anledning til at iagttat dette forhold. De granitganger, som her gjennemsætter gabbroen og gneisavdelingen, utgaar fra den yngre granit. Denne stammer fra sidste fase av det store eruptiv-frembrud, hvis hovedmasse bestaar av gabbro og labradorsten, og kvartsgangene er det sidste og ytterste led i denne gangsvite.

Paa Hardangerviddan ligger den prækambriske abrasionsflate i noget nær samme høide, 13—1400 meter over havflaten. Naar man derimot nærmer sig den sone, hvorefter de eruptive masser har trængt frem under devontidens sterke foldning, blir denne flate meget deformert. Paa sydøstsiden av den muldeformede indsænking, hvorefter eruptiverne har brutt frem, er enkelte partier av den gamle abrasionsflate presset op i opbulninger til stor høide. Disse stikker tildels op som vinduer gjennom den overliggende skiferformation. En saadan opbulning av grundfjeldet har man mellem Lærdal og Aurland. Her sænker grænsen mellem grundfjeldet og fyllitformationen sig ned under havflaten ved Lærdalsfjord og Aurlandsfjord, medens den paa den mellemliggende strækning hæver sig til en høide av omkring 1500 m. o. h. En anden horstformet ryg av grundfjeldet rager op ved de indre dele av Hardangerfjorden. Her naar det op til 1570 m. o. h. i fjeldet Onen, som ligger mellem Eidfjord og Osefjord, og i Folgefonnshalvøen op til mellem 1600 og

<sup>1</sup> BJØRLYKKE, Det centrale Norges fjeldbygning.

<sup>2</sup> REKSTAD, Fra Indre Sogn, s. 19—24.

1700 m. o. h. Naar man vil forsøke at gjøre sig en forestilling om mekaniken for frembruddene av disse eruptivmasser, er flere opfatninger mulig. Av profilerne i naturen kan man se, at fyllitavdelingen og grundfjeldet langs buen fra Gudbrandsdalen til Hardanger er blit presset ned i en dyp mulde. Antagelig er denne under foldningen blit presset istykker og gjennemsat av forkastninger. Efter disse svaghetslinjer er saa eruptiverne blit presset frem. Saavel foldningen som eruptivernes fremtrængen maa ha foregaat gjennem et længere tidsrum. Ved vegten av de optaarnede eruptive masser er mulden blit presset dypere og dypere ned. Strukturen hos de skifrige facies av eruptiverne viser, at der har fundet forskyvninger i massen sted, efterat den var stivnet.

De skifrige partier nærmest grænsen mot fylliten maa være fra de ældste frembrud. Ved den fortsatte fremtrængen av de eruptive masser blev bergarterne fra de ældre frembrud, som allerede var stivnet, presset og forskjøvet. Derved blev for en væsentlig del den skifrihet, som her over store omraader er saa fremtrædende, utviklet.

De atter og atter fremtrængende masser, som blev presset frem under bergkjædefoldningen, skjøv de ældre stivnede eruptiver videre fremover, presset dem op og skjød sig henover ældre. Derved fremkom de skifrige partier, som man i saa stor utstrækning finder indesluttet i de massive dele av eruptiverne. Ved disse forskyvninger er tildels ogsaa flak av fylliten revet med.

Paa grund av høideforholdene og foldningen har de fremtrængende eruptiver væsentlig bevæget sig mot sydøst. Paa denne side av indsænkningen dækker de et bredt bælte, medens de paa nordvest-siden kun dækker en smal rand.

Det vi nu ser av eruptiverne har oprindelig befundet sig dypt nede i jordskorpen. Bergarternes struktur viser det. Her forekommer blandt eruptiverne kun dypbergarter. Men det er sandsynlig, at disse vældige frembrud ogsaa har naadd overflaten. At ikke dagbergarter er paavist blandt de rester av eruptiverne, man har tilbage her nu, kan ikke anføres som bevis derimot. Ti vi maa erindre, det er svære masser, som er væktæret av erosionen. siden den kaledoniske foldning fandt sted. I Kristianiafeltet anslaaes erosionen til at ha tat væk av berggrunden en tykkelse av ca. 2000 meter. I landets høieste dele kan erosionen ikke ha været mindre, snarere større. Det er derfor forklarlig, at de dagbergarter, som oprindelig maatte ha dannet et dække over dypbergarterne, nu helt er borterovert.

### De løse jordlag.

De løse jordlag her bestaar væsentlig av morænegrus og elveavleiringer. Under de bratte fjeldsider har man urer og gruskegler, som er styrtet ned. Paa enkelte steder ved Lysterfjordens bugter findes der havavleiringer.

*Moræner.* Berggrunden ligger i stor utstrækning nøken. Kun delvis dækkes den av et sparsomt morænedække. Enkelte steder har man dog morænemasser av noget større mægtighet. Dette er særlig tilfældet, hvor, under istidens sidste fase, bræranden har været stillestaaende i noget længere tid. Videre har man nogen ophopning av morænemasser ved enderne av nutidens bræer.

Av betydeligere endemoræner fra slutningen av istiden kan nævnes de, som ligger over Fortun- og Mørkrisdalen ved bunden av Lysterfjorden, se fig. 1 og 2, pl. IV.



Disse moræner bestaar i stor utstrækning av grus med blokker, som alle er rundede, og for det meste er de smaa. Gruset har ofte skraanende strømlagning med lagene faldende utover mot fjorden. En lignende bygning er almindelig hos de endemoræner, som ligger ved fjordene paa Vestlandet, og i morænerækkerne paa Østlandet, under den marine grænse, eller saa lavt, at de er avsat i havet.

Endemorænen over Fortundalen danner en bred vold mellem bunden av Lysterfjorden og Eidvatn (se fig. 1, pl. IV og fig. 3, pl. III). Fig. 1, pl. IV, gjengir et fotografi tat fra vestsiden av munden av elven fra Mørkrisdalen. Élven fra Eidvatn har skaaret sig en dyp rende i morænemasserne. Berg er ikke at se her. Fra Bolstad-gaardene gaar der en endemoræne tvers over Mørkrisdalen (se fig. 2, pl. IV). Ovenfor denne er dalbunden flat, dækket av fin elvesand. Denne flate har if. HELLAND en høide av 33 m. o. h., og den fortsetter i dalbunden opover til Mørkri. Antagelig har her engang staat en sjø som i Fortundalen bak morænen. I tidens løp er den blit utfylt av det sand og grus, elven har ført med sig. Store strækninger av den flate dalbund her maatte kunne opdyrkes, hvis elven blev regulert og sænket noget.

Begge disse endemoræner giver ved sin struktur tilkjende, at de maa være avsat i havet. Terrasseflater paa dem viser ogsaa, at havet har staat over dem.

Foruten HELLAND<sup>1</sup> har ogsaa REUSCH<sup>2</sup> og MONCKTON<sup>3</sup>

<sup>1</sup> HELLAND, Om Beliggenheden af Moræner og Terrasser foran mange Indsøer, Öfvers. af Kongl. Vetensk. Akad. Förh., B. 32, 1875, s. 58.

<sup>2</sup> BRØGGER, Nivaaförändringar i Kristianiafeltet, N. G. U. No. 31, s. 543—547.

<sup>3</sup> H. W. MONCKTON, On some Valleys, Terraces and Moraines in the Bergen District, Norway, Proceed. of the Geologists' Association, V. XXIV, London, 1913, s. 37—42.

beskrevet endemorænerne ved Lysterfjordens bund. Til disse beskrivelser kan der henvises.

Omtrent 2 km. ovenfor Rønnei, ved veien, som fra Marifjæren fører op til Jostedalen, er der en betydelig endemoræne. Fig. 1, pl. V, viser et billede av den, set opefter dalen mot dens forside. Den spærer over dalen, saa der kun er en smal aapning for Jostedalselven paa morænens østside, som billedet viser.

Denne moræne har en lignende bygning som de ved Lysterfjordens bund. Opad ender den i en stor terrasseflate, Høgemoen, som synes at høre til det øverste terrassenivaa. Høiden av denne flate angis av KJERULF (Udsigten, s. 19) til 96 m. (306 fot). I de undre partier indeholder morænen her leir og leirholdig grus i ikke ringe utstrækning.

I fjeldtrakterne har man moræner i stort antal fra istidens allerseneste faser. Her kan kun nogen faa av disse omtales som eksempler paa saadanne.

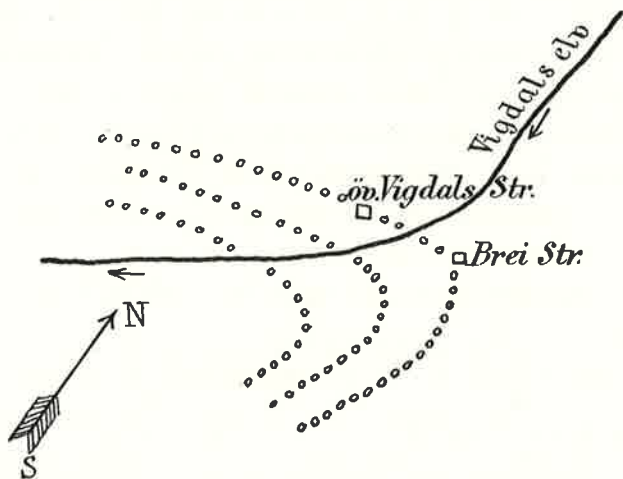


Fig. 7. Kartskisse visende endemoræner ved øvre Vigdalsæter efter en brætunge, som har skutt sig opefter dalen.

Ved øvre Vigdal- og Breisæter ligger der en række endemoræner bueformig krummet, med sin konvekse side vendt opad dalen, som hosstaaende kartskisse viser.

Vandskillet mellem Vigdalen og Dalsdalen hæver sig kun litet over dalbunden ved Breisæter. Antagelig har den brætunge, som avsatte morænerne ved Vigdalssæter under en noget høiere bræstand gaat over vandskillet og ned i Dalsdalen. Vigdalen gaar med ganske sterkt fald til Jostedalen. Naar nu bræen, som morænerne viser, skjøt sig op efter øvre Vigdalen, saa maa Jostedalen ha været saa fyldt av ismasserne, at den ikke kunde skaffe tilstrækkelig avløp. En del av isen blev da presset op efter Vigdalen, over vandskillet herfra til Dalsdalen og saa efter denne dal ned til Lysterfjordens bassæng. Dalsdalen ender som en botn, og i det vestlige av den, som skjærer længst ind, ligger der en del moræne (se kartet). Da bræen endte ved Vigdal- og Breisæter, maa smeltevandet fra den ha flytt til Dalsdalen.

Foran Smørvivatn ligger der en ret betydelig endemoræne, og foran Aasetvatn har man likesaa ved Osen sæter en endemoræne. Langs østsiden av Aasetvatn er der fremtrædende sidemoræner, som tildels viser terrasseform. Dette vand ligger i et klippebassæng. Elven fra det flyter ved utløpet over nakne berg, bestaaende av fyllit.

Ved Fast sæter, ved nordenden av Aasetvatn ligger der nogen ret store endemoræner tversover dalen, avsat av en bræ, som har gaat i sydøstlig retning.

Ovenfor Aaset, ved veien som fører til Fjeldsli, har man en del endemoræner (avmerket paa kartet). Disse er avsat av en bræ, som har gaat mot syd.

Østenfor vandskillet ligger der ved vestenden av Høidalsvatn en række endemoræner, som viser, at en bræ engang

har kommet fra vest ned til dette vand, og i det øverste av Bøverdalen er der flere endemoræner, hvorav det kan sees, at Smørstabbræen engang har naadd over 2 km. længere ned i dalen end nu.

Foran nutidens bræer inden vort omraade ligger der i regelen endemoræner. Nigaardsbræen, der saavidt kommer indenfor kartets grænse, har betydelige moræner. Særlig er de, som markerer dens store fremstøt 1700—1745 betydelige.

*Elveavleiringer* stammende fra tiden efter istiden optræder i bunden av dalene. Elvene bygger ører av det grus, de fører med sig, ut i sjøer eller i fjorden. Nogen steder er vand helt utfylt, saa man kun har en sandflate, hvor der engang stod en sjø.

Eksempler paa slike utfyltde sjøer har man i Mørkrisdalen, i Dalsdalen og ved Ytterdalsæter i Leirdalen. Av sjøer, som i adskillig utstrækning er fylt av elvenes ører, kan nævnes: Eidvatn i Lyster og Bøvertunvatn i Bøverdalen.

Jostedalselven har bygget en svær ør ut i Gaupnefjorden. Denne har engang naadd henimot 2 km. længere op efter dalen. Saa meget er her utfylt av elven.

Hvor sideelvne kommer ned i hoveddalene, har de avsat gruskegler. I Fortundalen har særlig Granfasta, Bergeelven og Berdalselven dannet betydelige gruskegler, i Mørkrisdalen elven fra Aasetvatn ved Møkri.

*Urer og skredkegler* ligger her saa at sige overalt langs foden av de bratte fjeldsider. Fig. 1 og 2, pl. I, viser eksempler derpaa. Særlig er de imponerende i Fortundalen op for Sveinsøi og opover til Granfasta. Her er der ved frostsprængning og forvitring uterodert en række nischeformede

uthulninger i de stupbratte fjeldvægger. Fra disse nischer gaar der ret som det er skred ned. Under hver av dem ligger derfor en kegle av sten og grus.

*Havavleiringer.* Saavel i Fortundalen som i Mørkrisdalen, i Dalsdalen og ved Gaupnefjorden er der terrasser. Disse er beskrevet av HELLAND, av REUSCH og av MONCKTON l. c. Det øverste terrassetrin paa morænen ved Eide er en fremtrædende flate, som ligger lige op for gaarden under fjeldets fot (se fig. 1, pl. IV, tilhøire paa billedet).

Høiden av denne flate angis av HELLAND, l. c. til 96 m., av REUSCH<sup>1</sup> til 90 m. og av HANSEN<sup>2</sup> til 105 m. Middel herav blir 97 m.

I Mørkrisdalen har man op for Bolstad en vel utviklet terrasseflate, hvis høide av HELLAND (l. c.) er bestemt til 119 m. KJERULF<sup>3</sup> har to trin ved Bolstad, i 96 m. (307 fot) og i 105 m. (334 fot). REUSCH (l. c.) angir høiden av øverste trin ved Bolstad til 100 m. Middel av disse tre bestemmelser gir for øverste trin her 108 m.

Ovenfor Mørkri i Mørkrisdalen er der en vakker terrasse ved Meljadn, hvis høide av KJERULF (l. c.) bestemt til 92 m. (293 fot). Ved Skaar i Dalsdalen ligger de høieste trin i 133 og 130 m. (425 og 413 fot) if. KJERULF, Udsigten, s. 19.  $\frac{1}{2}$  Op for Rønnei ligger Høgemoens terrasseflate 96 m. og ved Marifjæren er der en terrasse i 99 m. (315 fot) (Kjerulf l. c.).

Efter stigningen av terrassernes høide fra kysten indover skulde det øverste terrassetrin, som markerer den største

<sup>1</sup> REUSCH, l. c., s. 543.

<sup>2</sup> HANSEN, Strandlinjestudier, Arch. f. Mat. og Naturv. B. 15, s. 79.

<sup>3</sup> KJERULF, Om Skuringsmerker, Glacialformationen og Terrasser; Univ. progr. for 1ste halvaar 1870, s. 64.

sænkning, ved Lysterfjordens bund ligge i omtrent 150 meters høide. Til forklaring av, at man ikke finder de øverste terrasser saa høit, kunde man enten anta, at hævningsens skraahet ikke har været saa stor herinde som længer ute ved kysten, eller ogsaa at de øverste terrasser her er yngre, fordi landet blev isfrit senere end utenfor. Dengang de øverste terrasser avsattes ute ved kysten, fyldte endnu bræer dalene og de indre dele av Sognefjorden.

Det er sandsynlig at begge disse faktorer har været virkende.

Lavere terrassetrin, som viser landets hævning efter dets største sænkning, har man ogsaa i denne egn.

Ved bunden av Lysterfjorden er der ned for Eide en fremtrædende terrasse. Høiden av den angis av HELLAND (l. c.) til 24 m. Et lavere trin her er maalt av KJERULF (l. c., s. 64) i 16 meters høide (53 fot).

Ved Hauge foran Mørkrisdalen, har MONCKTON (l. c., s. 41) bestemt det øverste av flere lavere trin til 24 m. (75 fot).

I Dalsdalen, som gaar i nordlig retning fra Lyster hovedkirke har KJERULF (l. c., s. 64) bestemt 3 lavere terrassetrin, i 89 m. (285 fot), i 74 m. (236 fot) og i 29 m. (92 fot).

REUSCH har ved Eide i 13 meters høide over havet fundet en molluskfauna (beskrevet hos BRØGGER, l. c., s. 546), som efter sammensætningen maa henføres til tapestiden.

I Aardal er der en skjælførekost<sup>1</sup>, som maa sidestilles med den ved Eide. I Aardal er skjællene fundet i 23 meters høide over havflaten. Grænsen for tapestidens sænkning er

---

<sup>1</sup> REKSTAD, Fra Indre Sogn, N. G. U. aarb. f. 1905, No. 7, s. 43—44.

ikke kjendt i denne del av vort land; men antagelig maa den ved det indre av Sognefjorden ligge i 40—50 meters høide over det nuværende havnivaa.

### Sne- og isbræer.

Store strækninger dækkes her av sne- og isbræer. Kartet, som ledsager denne avhandling, omfatter et flaterum av ca. 2000 km.<sup>2</sup> og herav dækker bræer noget over 400 km.<sup>2</sup> eller over  $\frac{1}{5}$  av det hele omraade.

Vestenfor Jostedalen kommer kun litt av Nigardsbræen indenfor kartets grænse. Østenfor har vi: Spørteggbræ, Greinbræ og Tverbotnbræ, Svaidsbræ, Harbarsbræ, Lia-bræ, Fanaraakbræ, Smørstabbræ og en stor del av Hestbræ samt en skare botnbræer i Horungerne.

De fleste av disse bræer dækker høitliggende, hvælvformede fjeldstrækninger, hvorfra ismasserne, eftersom de ophopes, siger nedover til siderne. Liabræen, hvorav fig. 2, pl. V, gir et billede, viser en saadan brætype. Man har kaldt denne bræform den norske, fordi den findes saa hyppig i vort land. I Horungerne og i Jotunfjeldene har man for det meste botnbræer. Denne bræform er karakterisert ved at ismasserne samles i større eller mindre botnformede indsænkninger, hvorfra brætunger skyter sig ut. Botnerne har kun aapning til en side. Paa de øvrige omsluttet de av bratte fjeldvægger, som opad almindelig krones av en rad spidse topper av alpin type.

---

## English Summary.

The tract of land here treated of is situated in Southern Norway between Sognefjord and Bøverdalen, at  $61^{\circ} 30'$  N. lat. and at  $3^{\circ}$  W of Kristiania. It stretches over the divide between Gudbrandsdal and Sognefjord, where the mountains in the Horunger attain an elevation of 2400 m. And several peaks in the tract are over 2000 m. Deep, narrow valleys rise in steps from Sognefjord into the mountains (see figs. 1 and 2, pl. I). Higher up in the mountains the valleys are wide and trough-shaped (see fig. 1, pl. II). The tributary valleys hang above the main valleys, in height up to above 1000 metres. The rivers run down these steps in falls.

All the branches to the Sognefjord hang in relation to the main fjord, and this seems to be a general characteristic of the Norwegian fjords. Thus the Fjærlandsfjord hangs 700 m. above the bottom of the Sognefjord and the Arnefjord about 1000 m.

The rocks of the region form the following sections:

1. Archaean gneiss and granite, (red lined on the map).
1. Phyllite, with quartz-schist and limestone (Cambrian and Silurian).
3. Gneissic rocks, highly metamorphosed and crushed. They consist for a great part of shistose modifications of the Jotun-gabbro. This section also contains crystalline schists of sedimentary origin; but they are so



interwoven with schistose igneous rocks that they can not be separated on the map.

4. The uppermost section consists of a series of gabbro rocks which form the mountains Jotunfjeld (brown on the map).

The Archaean was here folded and denuded, before the Cambrian was deposited, and later came the great uplift and folding during the Devonian Age.

The surface between the Archaean and the Cambrian was then much deformed. Through the folding a deep syncline was impressed, its bottom ruptured, and through the rents igneous rocks were pressed forth. By this procedure overthrusts were also brought about, mainly in a southeasterly direction, perpendicular to the axis of the syncline.

Where the valleys open into the Sognefjord, there are terminal moraines. Such moraines cross the mouths of the Fortundal and the Mørkrisdal (see figs. 1 and 2, pl. IV). These moraines were deposited during the last phase of the Ice Age. Several terraces occur here which mark the successive rise of the land from the Ice Age to the present time. The highest of the terraces lie on Sognefjord about 100—130 m. above the sea level.

Snowfields and glaciers cover a large part of the mountains, and more than a fifth of the whole area is occupied by them.

Most of the glaciers here are of the Norwegian type or of the plateau form, but in the Horunger they are formed in corries as in the Alps.

---

---



Fig. 1. Nedre del av Granfastas dal ved dens utmunding i Fortundalen.



Fig. 2. Opefter Fortundalen fra vestsiden av elven litt ovenfor Fortun kirke.



Fig. 1. Opefter Rausdalen mot Rivenaaskulen og Tverbotnbræ.



Fig. 2. Konglomerat ved Vasenden sæter, ved østenden av Høidalsvatn.



Fig. 1.



Fig. 2.

Fig. 1. Skifrig gabbro fra fjeldet nord for Berdalen sæter, Fortun. Bergarten viser rundede mikropertitkorn i en finkornig grundmasse. <sup>25</sup>/<sub>1</sub>. Krydsede nikoller. Fig. 2. Skifrig gabbro fra fjeldet nordvest for Berdalen sæter, Fortun. Knuste og sammenkittede feltspatkrystaller i en finkornig grundmasse. <sup>22</sup>/<sub>1</sub>. Krydsede nikoller.



Fig. 3. Morænen mellem Eidvatn og Lysterfjorden set fra fjeldet nord for Berdal sæter.



Fig. 1. Morænen mellem Eidvatn og Lysterfjorden set fra vestsiden av elven fra Mørkrisdalen. Under fjeldet tilhøire sees gaarden Eide og over den øverste terassettrin her. Paa billedet sees grænsen mellem grundfjeldet og fylliten at sænke sig fra Lingasæter nedover til Eidvatn.



Fig. 2. Endemorænen over Mørkrisdalen ved Bolstad, set fra fra Høga-moen ved Skjolden. I forgrunden tilvenstre sees husene paa gaarden Hauge.

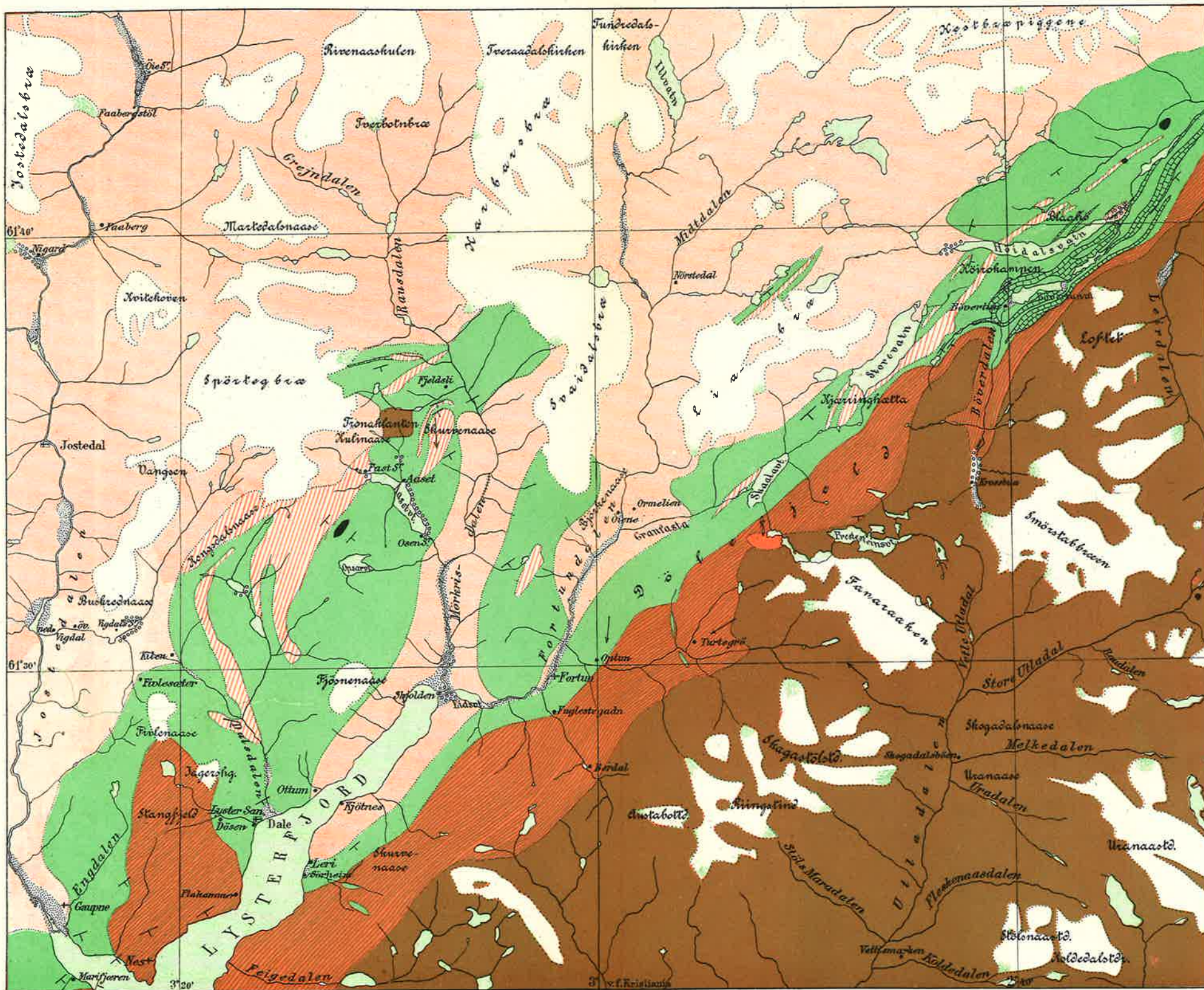







Fig. 1. Endemoræne ved Hagesletten omtrent 2 km. ovenfor Rønnei i Gaupne.










Fig. 2. Lichrøen set fra øst fra Dummha.

Kart over strøket  
Sogn-Böverdalen  
av  
J. Røkstad  
1914



-  Granit og gneis (grundfjeld)
-  Gabbro
-  Skiftrige gabbrofacies og gneis
-  Olivinsten og serpentin
-  Yngre granit

-  Fyllit (lerglimmerskifer)
-  Kalksten
-  Skiftrig kvartsbergart, tildels gneisartet konglomerat
-  Moræner
-  Elveavleiringer
-  Forlatt elveløp
-  Skuringsstriper

