

Karl Anundsen:

HOVEDFAGSOPPGAVE I KVARTERGEOLOGI

"Kvartærgeologiske og geomorfologiske undersøkelser i Simadalen, Eidfjord, Måbødalen, Hjelmodalen og tilstøtende fjellområder."

Eidfjord hd. Hordaland

Del I - Tekstbind

Vedlagt: Del II- Illustrasjonsbind

Del III-Kartrull

Bergen 1964

FORORD.

Våren 1962 foreslo dosent Hans Holtedahl at jeg som hovedfagsoppgave i kvartærgeologi skulle undersøke fjellområdene sør for Hardangerjøkulen og traktene rundt Eidfjord i Hardanger. Det som var av særlig interesse var hvorvidt en kunne finne fortsettelsen av de store randmorenene som cand. real. Asbjørn Simonsen hadde funnet øst for Osa, samt å undersøke randterrassen i Nedre Eidfjord.

Sommeren 1962 gikk vesentlig med til å bli kjent i området. Noen spredte observasjoner ble også foretatt. Det egentlige feltarbeide ble gjort somrene 1963 og 1964.

Takket være gode flybilder over området har det vært mulig å forberede feltarbeidet grundig, slik at undersøkelsene kunne gjøres effektivt.

Bearbeidelsen av det innsamlede materialet er foretatt ved Geologisk Institutt i Bergen. Jeg vil i den forbindelse takke dosent Hans Holtedahl, universitetsstipendiat Jan Mangerud og vitenskapelig assistent Arne J. Reite samt det øvrige personalet ved instituttet for faglig og praktisk hjelp.

Pollenanalysen er utført under veiledning av dosent Ulf Hafsten som alltid var like villig til å hjelpe meg med bearbeidelsen, og ofret mye av sin tid på dette. Jeg vil også takke det øvrige personalet ved Botanisk Museum for verdifull hjelp med pollenanalysen.

Bergen 31 - 10 - 1964.

Karl Amundsen

INNHALDSFORTEGNELSE

1. INNLEDNING.	
2. DE GEOLOGISKE FORHOLD	side 1
Grunnfjellet	" 1
De kambro-siluriske skifre	" 1
Skyvedekket	" 2
Basalkonglomerat	" 3
Vertikalforkastninger	" 4
3. MORENEDEKKET	" 6
4. BRERANDAVSETNINGENE	" 8
5. ISENS BEVEGELSESRETNING	" 22
6. DRUMLINS, ESKERE OG SLUKÅSER	" 25
7. EIDFJORD-STADIET, EN OVERSIKT	" 28
Lengden på noen bretunger	" 28
Bredden på noen bretunger	" 29
Tykkelsen på bretungene	" 29
Gradienter og lengdeprofil av bretunger	" 30
Eidfjordstadiets firngrense	" 32
Eidfjord-Osastadiets klima	" 33
8. MARINE OG LAKUSTRINE NIVÅ	" 35
9. STEINORIENTERINGSANALYSER	" 42
10. POLLENANALYSE	" 49
11. DATERING AV EIDFJORD-OSASTADIET	" 55
12. 1750-FRAMSTØTET	" 60
13. DET SUBKAMBRISKE PENEPLAN	" 62
14. DEN "PALEISKE" FLATE	" 66
15. HOVEDDALENE	" 69
16. DET GAMLE DALSYSTEM	" 78
17. LITTERATURLISTE.	

INNLEDNING.

Det området som er undersøkt strekker seg fra Simadalen-Hardangerjøkulen i nord til Hallaskar-Laaghellernut i sør, og fra Eidfjord-Vatnalidvatn i vest til Sysenvatn-Tverrgavlen i øst. Av dette området er det bare fjellpartiet mellom ytre delen av Måbødalen og ytre delen av Simadalen som ikke er undersøkt i detalj i feltet. Det nevnte fjellparti er vesentlig studert på flyfotos i målestokk 1:50 000 og senere i målestokk 1:20 000. Studiet av flyfotos har vært av stor betydning under arbeidet med denne oppgaven. Jeg har dels benyttet Forsvarets bilder (1:50 000) og dels Widerøes (1:20 000). Som grunnlag for hovedkartet, pl.1, er benyttet topografisk kart fra N.G.O. i målestokk 1:50 000. Dette kartet er som topografisk kart av mindre god kvalitet i flere områder, men for mitt formål var det tilfredsstillende.

Det undersøkte området ^{Hj.} har vært lite studert såvel kvartærgeologisk som berggrunnsgeologisk. Inntil våren 1963 var det bare Rekstad(1903) som hadde kvartærgeologiske publikasjoner herfra. (I Eidfjord er der drevet endel undersøkelser også av andre.)

Våren 1963 kom Olav Liestøl med en publikasjon av de store randmorenene som finns i dette området. Jeg hadde da allerede tegnet inn alle randmorenene på hovedkartet, pl.1, og tegnet ferdig brerandkartet, pl.2. De data jeg har om randmorenene er således innsamlet ved egne undersøkelser.

Både W.C.Brøgger (1893) og Rekstad (1903) har noen berggrunnsgeologiske publikasjoner fra dette området, og Rekstad ga i 1903 ut et geologisk kart fra høyfjellsstrøket mellom Haukeli og Hemsedalsfjellene.

Jeg har selv nedlagt et ikke ubetydelig arbeid i å kartlegge området berggrunnsgeologisk, d.v.s. jeg har spesielt tatt sikte på å skille mellom grunnfjell, fyllitt og skyvedekke.

Det er særlig Reusch (1901) og Ahlmann (1919) som tidligere har drevet regionale geomorfologiske undersøkelser i dette området. V.M.Goldschmidt (1912), J.Gjessing (1956) og O.Liestøl (1960) har foretatt geomorfologiske under-

søkelser av mer spesiell art.

Jeg har i denne oppgaven behandlet mange forskjellige problemer. Dette er gjort fordi området viser en mangfoldighet av interessante forhold.

Særlig har jeg brukt lang tid på utarbeidelsen av hovedkartet, pl.1. P.g.a. tidsnød og omfanget av oppgaven, har jeg derfor ikke omtalt alt i teksten som er avmerket på hovedkartet.

DE GEOLOGISKE FORHOLD.

Tidligere arbeid: Brøgger, W.C., 1893
 Dal, A., 1894
 Reusch, H., 1901 og 1902
 Rekstad, J., 1903

Man kan inndelegge berggrunnen i dette området i 3 "etasjer":
 underst grunnfjellsbergarter, derover kambro-siluriske
 skifre og øverst et skyvedekke (se fig. 46).

Grunnfjellet tilhører Telemarksformasjonen og består
 for det meste av gneiser og granitter. Granitten er
 ofte svært grovkornet (f.eks. Eidfjord-granitten), og
 er over store områder lett kjennelig på sin grønne
 feltspat. Gneisens lagdeling står enkelte steder meget
 steilt, som f.eks. ved Fosslidalen (D-5) (se det geologiske
 kartet pl. 4). Her, som mange andre steder, er fjellet
 gjennomgått av utallige sprekker. I områdene rundt
 Simadalen og Skykkjedalen (B 6-7) er det stort sett gneiser,
 men i ytre Simadalsfjordens søndre fjellside er det
 grovkornet granitt (Eidfjordgranitt), en granitt som
 fortsetter vestover til Eidfjord.

Områdene vest for Eidfjordvatn, omkring Måbødalen og
 Hjelmodalen består for det meste av gneis. Denne er
 flere steder gjennomgått av pegmatittganger som f.eks.
 i Kvamsdalen (D 2) og indre deler av Hjelmodalen.
 Innerst i sistnevnte dal er der en breksje (se fig. 47)
 hvor bruddstykkene ser ut til å komme fra gneisen om-
 kring, så breksjen må i så fall være yngre enn gneisen
 selv. Det ser ut til at breksjen forekommer som steilt-
 stående ganger av varierende bredde. Denne breksjen
 er også nevnt av W.C. Brøgger (1893).

I områdene på østsiden av Veigdalen^(Ghi 3), fra Viveli og sør-
 over, består fjellgrunnen vesentlig av grovkornet gra-
 nitt. På vestsiden av dalen er det for det meste gneis.

De kambro-siluriske skifre. (Fyllittformasjonen.)

Grensen mellom grunnfjellet og den overliggende fyllitt-
 en er som oftest meget markert på Hardangervidda. Et
 eksempel på dette ser man på fig. 48 og fig. 49 som viser

formasjonsgrensen på henholdsvis vestsiden og SØ-siden av Grytehogra(E6). Det subkambriske peneplantrer svært ofte fram som en hylle som vist på fig.49. Disse hyllene kan være opptil 100m brede enkelte steder.(I det avbildete tilfelle er den 20-25m bred.) Formasjonsgrensen beskrives både av Rekstad (1903), Brøgger (1893) og Reusch (1901). A.Dal (1894) mente at disse hyllene var noe i likhet med Østerdalens seter, eller at de var en slags sidemorener.

Grensen mellom grunnfjell og fyllitt, det subkambriske peneplan, varierer i høyde fra sted til sted. Dette skyldes bl.a. vertikalforkastninger (som jeg skal omtale senere). W.C.Brøgger (1893) og Rekstad (1903) har enkelte steder målt høyden av denne formasjonsgrensen. Jeg har også selv foretatt målinger flere steder av grensen mellom fyllitt og grunnfjell. Resultatet av disse målingene skal jeg komme tilbake til i avsnittet om geomorfologi.

Rekstad (1902) finner at fyllittformasjonen faller i tre underavdelinger;"Underst har man en mørk, oftest alunskiferliknende fyllitt, som i alminnelighet er sterkt krumbladig og full av kvartslinser. Mektigheten hos denne skiferavdeling holder seg på mellom 30 og 50m.

Over store strekninger av Hardangervidda ligger der ovenpå den sorte fyllitten blåkvarts. Dennes mektighet er adskillig vekslende. For det meste holder den seg mellom 30 og 60m.

Ovenpå blåkvartsen har man ofte et noen få meter mektig lag av en grå eller gulaktig forholdsvis finkornet krystallinsk kalkstein. Den består av kalkspat og tallrike skjell og blader av glimmer og kloritt.

Over blåkvartsen kommer en mektig skiktserie av fyllitt av meget vekslende utseende. Det er grå til grønnlig glinsende fyllitt, sterkt krumbladig og full av forvridde kvartslinser. Oppover blir den grovere og grov-
vere."

Skyvedekket er i dette området representert i Hardangerjøkulplatået. På to steder har jeg med Pulin-

barometer målt høyden av grensen mellom fyllitt og skyvebergartene, ved henholdsvis .A og .B på kartet pl.5. Disse punktene ligger på hver sin side av Isdølskaaki(β4). Ved .A var grensen 1395m o.h., og ved .B var den 1365m o.h. Skyvedekket består av gneis som enkelte steder er endel foldet.

Tidligere har Rekstad (1902) utarbeidet et geologisk kart over Hardangervidda. Men da dette på enkelte steder avviker fra det jeg selv har observert, har jeg forsøkt å kartlegge dette området. Det er gjort delvis ved feltundersøkelser og delvis ved flybildestudier. Resultatene av denne kartleggingen er vist på kartet pl.4. Dette kartet er i målestokk 1:ca 100 000 og er fotografert av fra Hardangerviddekartet 1:200 000 og forstørret opp til den ønskede målestokk, da det dengang kartet ble laget, ikke fantes gradteigskart i denne målestokk over hele det undersøkte området. På det geologiske kartet er også inntegnet 52 av de største sprekkeene i området, foruten et par observasjoner av strøk og fall i grunnfjell og fyllitt. (Et par av sprekkeene viste seg å være forkastninger.) Sprekkeene er tatt ut fra Widerøes flybilder 1:20 000, og er plottet inn på et rosedigram, fig.2. Her er 1 sprekke=1cm. En ser at der er 2 store sprekkesystemer som står omtrent normalt på hverandre. Det ene faller innen sektoren N-NNV/S-SSØ, og det andre faller innen sektoren ØNØ-NØ/VSV-SV. På denne figuren er også til sammenlikning avmerket retningene på de tre hoveddalene i området, nemlig Hjelmodalen, Simadalen og Måbødalen. Jeg skal komme tilbake til dalenes forløp under avsnittet om geomorfologi.

Basalkonglomerat. Jeg har selv ikke noe sted funnet basalkonglomerat, men dr. V.R.Slaney (pers.medd.) har i sommer (1964) funnet basalkonglomerat i store Ishaug (C4) og i nordsiden av store Algarden(F6). På sistnevnte sted hadde han funnet boller av opptil hodestor størrelse. Jeg fikk anledning til å se en stuff dr.Slaney hadde hentet fra basalkonglomeratet i store Ishaug. Av utseende minnet den meget om den ^{blå} arkosen en kan finne i Sandådalen på Finse.

Vertikalforkastninger.

Over øvre Skykkjedal (B 67) løper en forkastning omtrent nord-sør. Den er spesielt godt synlig i Skykkjedalens nordøstre dalside, fig. 50. På fig. 51 er vist en skisse av samme forkastning. Grensen mellom fyllitt og grunnfjell på vestsiden av forkastningen er 1155m o.h., mens den på østsiden er 1080m o.h. Her er altså øst-siden sunket i forhold til vest-siden med 75m.

En annen vertikalforkastning løper NØ-SV like NV for Isdalssetrene (C 6). Når en går mot nord fra disse setrene, møter en formasjensgrensen i en høyde av 967m o.h. Etter enda noen få meters stigning er en igjen i grunnfjell, for så å møte en ny grense i en høyde av 1180m o.h. Her har altså SØ-siden sunket med over 210m i forhold til NV-siden.

Går en litt lenger mot SV, til Tinden (D 4), er formasjensgrensen her 1050m o.h., mens fjelltoppen like NV for Gjuvaa (D 3) på 1275m o.h. ikke har fyllitt. Her ser det ut til å løpe en forkastning langs Gjuvaa, hvor SØ-siden har sunket med min. 225m i forhold til NV-siden. Denne forkastningen er muligens fortsettelsen av den nettopp nevnte forkastningen i Isdalen.

Reusch nevner (N.G.U. Aarvog for 1901) noen små, spalteformede forkastninger med spranghøyde på ca. 1m, som løper nord-sør over Grytehogja (E 6), og som etter hans mening synes å være postglaciale. Han skriver: "På kløftens vestlige side er den isskurede overflate 1m lavere end paa den anden." (Se fig. 41.) Så vidt jeg kan se, er det dette han bygger på når han mener at forkastningen er postglacial. Men dette kan ikke være noe bevis, da en også kan finne skuring like inn til en brattskrent hvor det ikke har foregått noen bevegelse. Jeg har også selv undersøkt de spaltene som Reusch nevner. Flere steder observerte jeg betydelige mengder morenemateriale i dem. Dette viser iallefall at selve spaltedannelsen ikke kan være postglacial.

En annen vertikalforkastning går langs Algardgilet (F 5-6). Her står det, like SØ for Halle seter (F 5), fyllitt i NØ-veggen og grunnfjell i SV-veggen, se fig. 52. NØ-siden har her sunket med omlag 80m i forhold til SV-

siden.

Fra Halle seter og sørover over Berakopen(45) går det en forkastning som har en spranghøyde på 100m. Her har vestsiden sunket i forhold til øst-siden.

Ca. 2,5km vest for Veigdalen(413) har vi en nord-sørgående forkastning. Vestsiden har sunket i forhold til øst-siden, og Reusch (N.G.U.Aarvog 1902 nr.34-35) har her målt spranghøyden til 100m.

Til slutt vil jeg nevne en lokalitet nord for Gjuvaa(D 3), ytterst mot Øvre Eidfjord. Her, i en høyde av ca. 800-900 m o.h., er en del av fjellet helt oppsprukket og danner en eneste stor og uframkommelig ur, hvor blokkene rager 25-30 m til værs. Lokaliteten har navnet Tussafoten(D 3). (Se fig.53 og fig.54.) Det er vanskelig å forklare dannelsen som resultat av frostsprengning. Flere av blokkene viser nemlig frisk skuring like til sprekkene, og dessuten har jeg ikke observert liknende forhold andre steder i dette området. Cand.real. A.Simonsen(1963) har beskrevet en liknende lokalitet (side 37, og fig.59,60 og 61), og mener at det kan skyldes jordskjelv. Det vil ikke være så urimelig å anta at det også i dette tilfelle kan skyldes jordskorpebevegelser, spesielt når en ser på den nære beliggenheten mellom blokkhavet og den store forkastningen langs Gjuvaa.

MORENEDEKKET.

På hovedkartet, pl.1, skiller jeg mellom "bart fjell", "sparsomt morenedekke" og "nesten dekket". Jeg vil først nevne hvordan jeg definerer disse 3 begrepene:

Bart fjell: Området er så og si renskrappt for morenemateriale, iallefall for et morenedekke. Der kan være en del blokker.

Sparsomt morenedekke: Fjell i dagen er meget vanlig.

Nesten dekket: Fjell i dagen er meget sjelden. Morenedekket ligger stort sett jevnt over hele området, uten at jeg alltid kan avgjøre hvor mektig det er.

Både grensen mellom bart fjell og sparsomt morenedekke og grensen mellom sparsomt morenedekke og nesten dekket må nødvendigvis bli nokså subjektiv i denne grove inndelingen. Dermed blir også grensene på kartet trukket mye på skjønn.

Innen kartbladet pl.1, er der 6 områder med "nesten dekket". Disse er:

1. Simadalsfjorden
2. Skykkjedalen(B 6-7)
3. Svaalnosvatnet(C 5) - Kleivane(C 6) - Isdalen(D 5-6) - Liseth(E 5) - Fet(E 6).
4. Rundt Sysenvatnet(E 4)
5. Skiseter(E 5) - Halle(F 5) - Beradalen(F 3-4), Halle = st.Algarden(F 6) - Drolstølen(F 7) - Vaakaavadet(F 4-9) - Tverrgavlen(H 6) - Dyresminne(H 6) - Steinsdalen(H 4-5), Dyresminne - Trollaldalen(i 4)
6. Rundt Vatnalidvatnet(i 1).

Jeg finner det unødvendig å gi en detaljbeskrivelse av morenedekket for hele det undersøkte området.

Utover de opplysninger som hovedkartet, pl.1, i seg selv gir, vil jeg bare nevne følgende:

Norges Vassdrags -og elektrisitetsvesen har i forbindelse med den planlagte kraftutbyggingen på Hardangervidda, flere steder foretatt en del seismiske undersøkelser for å beregne tykkelsen og mengden av morenematerialet. I Isdalen(D 5-6), rundt Sysenvatnet(E 4), ved Drolstølen(F 7) og i Steindalen(H 4-5) var det tykt morenedekke. For Steindalens vedkommende har jeg fått

oppgitt en mektighet på mellom 10 og 20 meter. Da de har planer om å ta materiale fra sistnevnte sted til dammen i Veigdalen (4113), har de også beregnet volumet av morenematerialet i Steindalen fra Dyresminne (H 6) og nedover. Det blir oppgitt til 2 mill. m³.

For det meste viser morenedekket en jevn overflate. Men på østsiden av Isdalsvatnet (D 6) har det en haug og tildels rygget karakter. Ryggene har lengderetning øst-vest. Det er mulig at disse ryggene kan være endemorener avsatt av en bre som har kommet fra NØ ned Isdalen (D 5-6). (Se senere.) Ofte finner en rundete blokker i bunnmorenen (og endemorenen) ^{fig. 67} Nå har man tydelige spor av et breframstøt her oppe, og når en tilbakesmeltende is blir reaktivisert, får man inkorporert glacifluialt materiale i bunn -og frontmorenen.

Med planimeter har jeg beregnet arealene av områdene med bart fjell, sparsomt morenedekke og nesten dekket hver for seg. Herav har jeg beregnet den prosentvise fordelingen av disse arealene. Fordelingen viser seg å være slik:

Nesten dekket:	104km ²	= 19,4%
Sparsomt dekket:	396km ²	= 73,9%
Bart fjell:	36km ²	= 6,7%

Oversikt.

På denne delen av Hardangervidda ser det ut til at det finns mest morenemateriale i de delene av de høytliggende dalførene som ligger nærmest de store frontmorenene.

BRERANDAVSETNINGENE.

Tidligere arbeid: S.A.Sexe, 1866
 A.Helland, 1875
 A.Dal, 1894
 H.W.Monckton, 1899
 J.Rekstad, 1903
 H.Kaldhol, 1941
 O.Liestøl, 1962.

Den store Eidfjordterrassen.

Fig.57 viser den store terrassen i Eidfjord. Bildet er tatt ute fra Eidfjorden mot SØ. Fig.58 viser den samme terrassen sett fra sør. Fig.67 viser terrassens beliggenhet og form. Dersom en tegner et profil NV-SØ av terrassen og Eidfjordvatnet, får en et bilde som vist av fig.5. Terrassen ligger med andre ord foran et basseng og demmer opp vatnet i dette bassenget.

Dersom denne terrassen hadde vært en vanlig elveterasse, ville den i utstrekning ha fortsatt mot SØ der Eidfjordvatnet nå ligger, hvis da ikke terrassen er en erosjonsrest. Men en erosjonsrest kan det ikke være, da der ligger et basseng bak. Tilbake står altså bare den mulighet at denne terrassen er en randterrasse (frontterrasse), noe som allerede Sexe(1866) var klar over.

Diskusjonen om hvor høg den marine grensen er for dette breframstøtet vil bli såpass omfattende at jeg finner det mest naturlig å vente med dette til avsnittet om marine og lakustrine nivåer.

Brerandavsetningene i Simadalen og Simadalsfjorden.

Fig.56 viser et par markerte ryggformede avsetninger på sør-siden av Simadalsfjorden. Mellom Eidfjord og bunnen av Simadalsfjorden finns 3 slike avsetninger som stikker rett ut fra fjellsiden. Man kan ikke a priori avgjøre hvorvidt det er raskjegler eller endemorener. For å prøve å avgjøre dette, foretok jeg steintellinger i hver av disse 3 avsetningene, ut fra den tanken at jeg i en morene kanskje ville finne langtransportert materiale. Jeg

tok bare med ca. knyttenevestor stein i tellingene. På fig. 3 er gjengitt resultatet av disse steintellingene. Vi ser at i den østligste avsetningen er det 100% grunnfjellsmateriale. Denne avsetningen ligger dessuten ved foten av en stor ravine. Det er derfor rimelig å anta at denne avsetningen skyldes ras. I den midterste avsetningen er det 5% fyllitt, og i den vestligste 4%. Av det geologiske kartet pl. 4 ser vi at det ikke finns fyllitt noe sted i fjellsiden. Dersom de to vestligste avsetningene skulle skyldes ras fra fjellsiden, måtte man dessuten vente at slike store og konsentrerte avsetninger skulle forårsake raviner i fjellsiden, slik som lenger øst. Slike raviner finns ikke på de to omtalte stedene. Avsetningene kan da enten skyldes utrasning av morenemateriale fra platået ovenfor (sær for), eller at det er fraktet med is østfra. Nå finns det imidlertid ikke morenemateriale på platået ovenfor (se kartet pl. 4). Tilbake står da bare den mulighet at materialet er kommet østfra med is. Konklusjonen må derfor bli at den østligste avsetningen skyldes ras, mens de to vestligste er endemorener.

Fig. 6 viser den store avsetningen i Simadalen, ca. 1,5 km øst for bunnen av fjorden. Den har en tydelig ryggform med lengderetning nord-sør, altså på tvers av dalen, og er av elva Sima kuttet av på tvers. Ryggen er mektigst på sørsiden av elva, hvor den kan følges oppover dalsiden til ca. 120-125 m o.h. På begge sider av Sima er ryggen terrassert på øst-siden (se senere om marine nivåer). På nordsiden viser tverrsnittet i ryggen følgende forhold, fig. 6: I den vestligste delen av snittet er det øverst lagdelt materiale hvor lagene faller mot vest. Om trent alle kornfraksjoner er representert, fra leire til blokker på opptil 1 m³. Snittets maksimale høyde er ca. 30 m. Et par meter oppe i snittveggen, hvor det lå endel nedrast materiale, gravde jeg et stykke innover. Her traff jeg på hardpakket morenemateriale. Hvor grensen er mellom det øvre lagdelte materiale og det underliggende morenematerialet, vet jeg ikke. Jeg vet heller ikke hvordan lagdelingen er i den østre delen av snittet, da det her ligger mengder av blokker. Jeg har foretatt en steintelling også i denne ryggen.

Her brukte jeg bare blokker på 30-40cm og over. På fig.3 er gjengitt resultatet av denne steintellingen. Som en ser, er det hele 5% fyllitt selv i et så grovkornig materiale. (Fyllitten er jo lite motstandsdyktig og vil lett knuses opp under transport. En får derfor forholdsvis mer fyllitt blant stein enn blant store blokker.) Som for avsetningene ute i fjorden, gjelder også her at fyllitten må være fraktet med isen østfra. Avsetningens form, beliggenhet og innhold av fremmed materiale viser at vi har for oss en endemorene, avsatt av en bre som gikk ut Simadalen.

Lenger øst i Simadalen, ved Tveit(34), er det to terrasser på 109m o.h., en på hver side av elva (se fig.5A). Disse ligger slik til at en bare kan tenke seg dem avsatt marint. De er dermed yngre enn endemorenen. Allerede dette viser at iallefall store deler av endemorenen er avsatt sub-marint, noe som også lagdelingen tyder på. (Det hardpakkelede morenematerialet langt nede i snittet indikerer dessuten at der er en kjerne av morenemateriale.) Da en kan følge morenen til en høyde av 120-125m o.h., er det sannsynlig at en del av den også er avsatt supra-marint.

Diskusjonen om det marine nivå kommer jeg tilbake til siden.

Jeg har ikke funnet spor av andre brerandavsetninger i Simadalen enn den nettopp nevnte endemorenen. Oppe på vidda, nord og øst for Simadalen, finner en morener som er sidemorener til den breen som har gått ut Simadalen (A.Simonsen, 1963, O.Liestøl, 1962).

Fig.60 viser morenen på Storhaug(35), fjellryggen mellom Skykkjedalen og Simadalen. Denne morenen som er 12-15m høy, bøyer av mot NØ og øst, går et stykke langs nord-siden av Skykkjedalen, og ser så ut til å bøye av mot NØ og nord. Lenger nord, ved Skoranutane(35-6), er det flere store parallelle morenerygger som løper NØ-SV. På fig.64 sees en av disse ryggene. A.Simonsen(1963) og O.Liestøl(1962) mener at de sistnevnte ryggene er sidemorener fra en bre som gikk ut Rembesdalen(45-6), og at

denne breen forenet seg med breen fra Skykkjedalen for så å gå ut i Simadalen. Liestøl skriver: "Sannsynligvis må de, sammen med breen ut Skykkjedalen, ha dannet en liten, delvis regenerert bre, i bunnen av dalen. Noen tydelig endemorene fra denne bre finns ikke." Dette siste stemmer ikke med mine egne observasjoner. (Jevnfør den store endemorenen i Simadalen.) Nå har jeg altså funnet 3 tydelige endemorener i Simadalen - Simadalsfjorden. Hvilken av dem tilhører morenene ved Storhaug - Skoranutane? A.Simonsen(1963) som bare studerte Simadalen på flybilder, mente at den ytterste endemorenen i Simadalsfjorden korresponderte med disse. Han har siden (pers. medd.) observert en markert sidemorene i ca.600m o.h. på Kjeåsen(B2). Denne sidemorenen kunne han nå tenke seg korresponderte med den vestligste morenen i fjorden, altså morenen ved Stavaner(C1). Avstanden i luftlinje mellom sidemorenen på Kjeåsen og endemorenen ved Stavaner er ca. 3,5km, og høydeforskjellen blir, når en tar hensyn til dybden av fjorden her, ca.635m. D.v.s. at gradienten på breen 0 - 3,5 km fra brefronten må ha vært min. ca.180m/km. På fig.10 er gjengitt (etter A.Simonsen, 1963) et lengdeprofil av Simadalsfjorden. Selv om overfordypningen er relativ liten, er fjorden likevel bassengformet. (En viss sediment-tykkelse må en også regne med.) Nå finner B.G.Andersen (1954) følgende gradienter 0 - 4-5 km fra brekanten på Ra-stadiets traubreer i Ryfylke:

Lysefjordbreen: 75 - 80 m/km

Ø.Tysdalsbreen: 70 - 80 m/km

Jøsenfjordbreen: 70 - 75 m/km

Og han angir følgende gradienter, 0 - 4km fra brefronten på lange, smale traubreer fra Øst-Grønland:

Hisingers Gletscher: 75 - 80 m/km

Nordenskiølds Gletscher: 50 - 60 m/km

For Viglesdalsbreen, som er en smal, kort og bratt dalbreutløper, finner Andersen en gradient på 130 - 140m/km 0 - 4km fra brefronten. Andersen sier selv (side 322, 1954): "Den sterke stigningen skyldes nok at dalbunnen stiger så kraftig her (se fig.26)."

A.Simonsen finner en gradient på 170m/km på Solsibreen 0 - 4,5km fra brefronten. Men denne breen har også vært en bratt dalbreutløper.

Det kunne derfor synes som om gradienten på 180m/km som jeg finner, er altfor høy. Til det er å si at ved en

brefront som ender i vatn, kan det skje kalving. Dette vil i tilfelle medføre at breen får en meget bratt front. Ved å se på fig. 40 må man anta at det kan ha vært forhold til stede som kunne forårsake kalving. Breen fra den grunne Simadalsfjorden har nemlig ved Stavanes plutselig kommet ut i en fjordarm hvor dybden var ca. 350m. Den brå økningen i oppdriften som her har funnet sted, kan ha medført en oppbrekning av isen.

Hvis en nå går ut fra at breen ved Stavanes har nådd ned til terskelen (hvilket er rimelig), og husker på at havnivå dengang var ca. 110m høyere enn nå, kommer en til at breen ved Stavanes har ligget i ca. 150m dypt vatn. Legger en så til 10% av denne tykkelsen, finner en at breen her må ha vært min. 165m tykk. Dermed får man en høydeforskjell mellom sidemorenen på Kjeåsen og overflaten av isen ved Stavanes på ca. 435m. Gradienten blir dermed ca. 124m/km, et tall som er noe rimeligere, men enda veldig høyt. Nå er jo 10% tillegg i høyden et absolutt minimumstillegg dersom breen har stått på bunnen. Det kan meget godt tenkes at isveggen har vært både 200 og 300m høy, men dette lar seg selvfølgelig ikke påvise. Det er altså ikke umulig at sidemorenen på Kjeåsen er samtidig med endemorenen på Stavanes. På den andre side er de topografiske forholdene på Kjeåsen slik at sidemorenen godt kan skyldes materiale som har rast ned fra fjellsiden og lagt seg inn til en iskant uten at morenen dermed betegner et stadium. Konklusjonen må bli at der er så mange usikkerhetsmoment til stede, at det ikke går an å bygge noe som helst på den antagelsen at morenen på Kjeåsen kan være samtidig med endemorenen ved Stavanes. Det er også vanskelig å si noe bestemt om hvorvidt morenen ved Stavanes er samtidig med morenen på Storhaug, da det ikke er noen morene oppbevart mellom disse to stedene. Da det ikke finnes noen randavsetninger øst for endemorenen i Simadalen, er det naturlig å tenke seg at breen i alle fall har gått så langt ut som til denne.

Proksimalt for morenen på Storhaug (B 5) ligger det nede i bunnen av Skykkjedalen i ca. 850m o.h., en del ryggformede og bueformede avsetninger som er konvekse mot vest. Fig. 62 og fig. 63 viser disse avsetningene på nord-

siden av elva. Bare ett sted finns en tilsvarende rygg på sørsiden (se kartet pl.1). Den vestligste avsetningen som ligger isolert og bare består av store blokker, er utvilsomt en endemorene (nederst på fig. 62). Mellom ryggene proksimalt for denne, er der renneformede forsenkninger. Disse ryggene kunne se ut både som side -og endemorener og som spylerenner. At det har foregått en spyling (langs en iskant) synes nokså klart, da det i forsenkningene bare finns stein og blokker, mens det på toppen av ryggene mellom rennene er en god del finmateriale. Det synes som om Liestøl (1962) er av samme oppfatning.

Det er iøynefallende hvor mye mer morenemateriale en har på nord-siden enn på sør-siden av elva i Skykkjedalen. Forklaringen på dette må være at det på nord-siden er mye rasmateriale som breen har kunnet frakte med seg.

På sør-siden av Skykkjedalen finner man igjen de morenene som må være samtidige med morenen på Storhaug (B5). Gradienten blir for stor (300m/km) til at de kan være samtidige med morenen i bunnen av Skykkjedalen. Ved Soløyefeti (C6) ligger morenen i 1160-65m o.h. Den går herfra mot sør og SV langs øst og SØ-siden av Svaalnos (C6), for så plutselig å gå rett utfor stupet og ned til Svaalnosvatnet (C5) som den nærmest demmer opp, fig. 64, 65. I nordenden av dette vatnet er det en morene som går fra brattskrenten under Svaalnos, over vatnet og ca. 1km videre mot Sv på andre siden av dette. Morenen ved sørenden av vatnet hever seg 6-7m over vatnflaten, men her ser en at distalsiden på morenen fortsetter kontinuerlig under vatnet like mange metre. Morenene på Svaalnos er bare et par meter høye.

Fra Svaalnosvatnet går det et blokkbelte langs foten av vesle Ishaug (C5), på dennes øst-side, men her er ingen ryggform.

NV for Torsteinshaugane (D4) går det en mektig morenerygg mot SV og SSV, ^{fig. 66} for tilslutt å bøye av mot SV igjen og gå ut Måbødalen. Ryggen er 5-6m høy og består både av blokker og fint materiale. Mellom Torsteinshaugane og Måbødalen er den noen steder brutt.

Dalsiden i Måbødalen blir etterhvert for bratt til at morenen har kunnet ligge. En kan følge morenen sammen-

hengende ned til 960-970m o.h. På sør-siden av Måbødalen er en tilsvarende morene. Disse to morenene er utvilsomt sidemorener til en bre som har gått ut Måbødalen.

Jeg har ikke funnet spor av sidemorener nedover i Måbødalen. O.Liestøl mener å ha funnet en avsetning i Kvamsdalen (D₂) som kan korrespondere med Eidfjordstadiet. Han nevner en terrassert flate i ca. 400m o.h. (Liestøl 1962) Dette medfører, i så tilfelle, at Eidfjordbreen 0-2,5km fra brefronten har hatt en gradient på min. 160m/km. Jeg har selv undersøkt den terrasserte flaten som Liestøl nevner fra Kvamsdalen. Det viser seg å være en myr, oppdelt av en ende -og sidemorene avsatt av en bre som kom ned i Kvamsdalen fra sør (se kartet pl.1). Morenen er stor -og rikblokkig. Den er lengst nede 5-6-7m høy og 8-10m bred. Den kan følges oppover i dalsiden til omlag 500m o.h. Høyere oppe blir det for bratt til at den har kunnet ligge.

Lenger nord i Kvamsdalen, i 180-200m o.h., er det et NV-SØ-gående belte av morenematerialer^{se fig. 68}. Det er mulig at dette kan være en sidemorene til Eidfjordbreen. Dersom dette er tilfelle, har Eidfjordbreen 0-1,5km fra brefronten hatt en gradient på min. 120m/km (hvis man bruker avstanden til proksimalskråningen). Også dette tallet synes noe høyt.

Nå har jeg ikke funnet noen spor etter randavsetninger i Måbødalen. Noe lengdeprofil av Eidfjordvatnet finns ikke. Det er derfor ikke mulig å si om det kan ligge noen randavsetninger her. Kan man da med sikkerhet si at morenene oppe på vidda er samtidige med Eidfjordterrassen?

På fig. 7 har jeg tegnet et lengdeprofil av Sysendalen-Måbødalen-Nedre Eidfjord etter Vassdragsvesenets nivelleringer. (Lengdeprofilen av Eidfjordvatnet har jeg bare basert på antagelser.) På samme figur har jeg projisert inn forløpet av morenene langs Måbødalen. Det plutselige fall i morenene mener jeg skyldes breens fall ut i selve Måbødalen. Den nederste delen av morenen mener jeg derfor er sidemorenen til Måbødalens bre og ikke til Sysendalens. Den nederste knekken er i ca. 1030m o.h. Avstanden herfra til Eidfjordterrassens proksimalskråning er ca. 12km. Dersom det nå er samtidighet mellom terrassen og morenene, har Eidfjordbreen hatt en gjennomsnittlig

gradient på min. 85-90m/km 0-12km fra brefronten. Måbødalens bre har (stort sett) vært en dalbreutløper. B.G. Andersen finner en gjennomsnittlig gradient for den bratte Viglesdalsbreen (Ra-stadiet) på ca. 95m/km. (Andersen 1954.) Denne breen var bare ca. 9km lang, mens Måbødalens bre var ca. 12km lang. Nå vil jo gradienten avta innover mot de sentrale deler av breen. Derfor synes gradienten for Måbødalens bre ganske stor. Allerede dette indikerer at morenene på vidda iallefall ikke kan tilhøre noe yngre brerandstadium. Dersom de skulle tilhøre et eldre, ville jeg vente å finne igjen spor av et så markert brerandstadium som Eidfjordterrassen representerer. Disse morenene måtte da ligge innenfor (proksimalt) de store morenene på vidda. Da jeg ikke finner noen slike, regner jeg derfor med at morenene på vidda er samtidige med Eidfjordterrassen, og således tilhører Eidfjordstadiet, som jeg heretter vil kalle dette brerandstadium.

Sør for Måbødalen er morenene gjennomgående mektigere og mer markerte enn på nord-siden av dalen. Dessuten er der flere parallelle rygger på sør-siden.

Ca. 3/4km vest for Høl Turiststasjon^(E 5) er det et lite spor av et yngre brerandtrinn. Det er en rygg som går nord-sør. Den er 70-80m lang, 5-6m høy og består vesentlig av store blokker.

Like ved Høl kafé, ved stupet ned mot Måbødalen, er der en ansamling av blokker. Det er mulig at begge de to sistnevnte avsetningene kan være spor etter et samme breframstøt eller av den samme stillstand i isens tilbaketrekning.

På øst-siden av Isdalsvatnet(D 6) er det et par liknende smårygger som går omtrent øst-vest. Det er mulig at også dette kan være endemorener avsatt ved et sent breframstøt ved Isdalen. (I Skykkjedalen har vi jo spor av det samme.)

De store morenene på Høloksli(E 4) sør for Måbødalen fortsetter mot sør til Hallingehaugane(F 4), fig. 69. Morenen lengst øst svinger mot SØ like under toppen "1237" bøyer så mot sør igjen og går som 4 parallelle rygger i en bue SØ, Ø og NØ over Hallemyrane(F 5) til Algardgilet. De to mest markerte ryggene fortsetter opp på Fruo(F 5)

og st.Algarden(F6). Morenene mellom "1237" og Algardgilet(F5-6) velger jeg for enkelhets skyld heretter å kalle Halle-morenene, da jeg også siden kommer til å omtale disse morenene. Ryggene mellom Algardgilet og st.Algarden kaller jeg Fruo-morenene.

Det er tydelig at isen har sendt en liten bretunge ned i dalføret ved Halle seter(F5). På fig.71 og fig.73 er de mest proksimale (og største) morenene avbildet. Fig.70 og fig.72 viser Fruo-morenene. Fig.17 er et detaljkart i målestokk 1:10 000 av de samme morenene.

I vest-skråningen av st.Algarden skiller de to morenene lag for etpar km. Den ytterste (distale) går her over Algardgilet, mens den innerste (proksimale) fortsetter opp til toppen av st.Algarden, altså til en høyde av vel 1370m o.h. Denne morenen går herfra såvidt over Algardgilet og tilbake igjen og opp mot toppen av Fagernut(G7). Morenen flater ut og forsvinner i en høyde av 1415-1420m o.h. (mens toppen av Fagernut er 1434m o.h.). Moreneryggene mellom Høloksli og Fagernut går blant folket i bygda under navnet "Rindane", og spesielt oppe ved st. Algarden under navn av "Skarkalerindane". Dette siste navnet skal komme av at man på ett sted i Algardgilet kan gå nesten tørrskodd, på morenene, over Halleelvi.

Høyden av "Rindane" varierer endel. På Fruo, og der de bueformede ryggene krysser Halleelvi, er de ca. 10m høye og består både av blokker og fint materiale.

Fra st.Algarden og Fagernut går morenene mot sør til Tverrgavlen(H6). A.Simonsen mente på flybilder å ha observert 6 endemorener i Tverrgavlen (Simonsen 1963), men feltundersøkelser viser at der ikke er mer enn 2. Fra Tverrgavlen fortsetter morenene som 2 parallelle 4-5m høye rygger mot øst og SØ i retning av høyeste toppen på Sildabunutane(H7), men i en høyde av 1410m o.h. forsvinner de begge to. Herfra er det vanskelig å finne sammenhengende spor etter isranden.

Jeg skal imidlertid omtale noen avsetninger i dette området som etter min mening kan vise israndens videre forløp. Fra Dyresminne(H6) går det et dalføre nedover mot SØ. Elva Eitro(H6-7) renner nedover denne dalen. Da det ikke står noen navn på kartet, velger jeg derfor heretter under omtalen å kalle denne dalen for Eitrodalen. I denne dalen er der store avsetninger som O.Liestøl mener er eskere og dødisavsetninger (Liestøl 1962). Rekstad

(1902) har funnet en stor esker noen km SØ for Dyresminne. Denne har samme lengderetning som dalen. Her nede er den skarpt ryggformet. Men avsetningen nærmest Dyresminne minner lite om eskere eller andre dødisfenomen. Fig. 74 viser litt av avsetningen øverst i Eitrodalen. Dens overflate danner store flater, og den er jevnt høy, 1280m o.h., nedover dalen i ca. 1,5km. Men herfra og SØ-over dukker det enkelte steder opp en ryggform over den jevne flaten (se fig. 4), en rygg som kan være fortsettelsen av eskeren lenger nede i Eitrodalen. Det er mest sannsynlig at avsetningen er en terrasse, avsatt i et vatn som ble oppdemmet av en bretunge som kom inn Eitrodalen fra SØ ca. 1,5km SØ for Dyresminne.

I Eitrodalens sørvestre dalside går det en rygg NNØ ned mot dalbunnen. På SØ -og sørsiden av Legreidsnutane (H16), et stykke oppe i fjellsiden, går det et blokkbelte. SV for Trongaskarnutane (i5), nede i dalbunnen er det en endemorene med konveksiteten mot vest. Morenen er mest markert på sør-siden av vatnet og består her av 2-3 parallelle stor -og rikblokkige rygger. Et parti av disse er avbildet på fig. 75. Ryggene går mot SØ et stykke oppover nordøstre fjellsiden av Laaghellernut (i6), men ser helt ut til å forsvinne i 1420-25m o.h. På nordsiden av vatnet er det vanskelig å følge noen sammenhengende morener rygg.

Det kunne således se ut til at isranden fra Tverrgavlen (H6) har gått mot SØ,S og SV over sørlige deler av Sildabunutane (H7) og et stykke opp i Eitrodalen, så mot SV over SØ-lige deler av Legreidsnutane (H16) og et stykke mot vest inn i dalen mellom Legreidsnut og Laaghellernut. Men det er vanskelig å si noe sikkert, da det ikke er spor av noen sammenhengende israndlinje.

På NØ-siden av Berakopen (G5) er der en sidemorene som kan følges sammenhengende fra ca. 1380-1400m o.h. nedover mot NV og vest til den forsvinner i Berastøllhalli (G4.5) i en høyde av ca. 1250 m o.h. Den har, bortsett fra ett sted, en tydelig ryggform. Lengst SØ er det 2 parallelle rygger, ~~Fig.~~. Høyden varierer fra sted til sted. Den maksimale høyde finner en like SSV for vatn "1356" (G6)

hvor den mest markerte ryggen er 5-6m høy.

Det er ikke godt å si hvordan det videre forløp av morenen har vært nedover Berastøllhalli. Her blir det etterhvert for bratt til at noen morene har kunnet bli liggende. Men det er tydelig at denne morenen må tilhøre et litt eldre brestadium enn Halle -og Fruomorene.

Jeg skal så omtale randavsetningene i Veigdalen. (Se til sammenlikning O.Liestøls kart fig. 1 side 133 i Norsk Polarinstittutts Årbok 1962.) Fig. 76 og fig. 77 viser noen av avsetningene på SV-siden av Vatnalidvatn. Fig. 77⁽¹⁴⁾ viser en terrasseliknende avsetning ved SØ-enden av vatnet. Den har lengderetning VNV-ØSØ og overflaten heller utover mot vatnet og nedover mot ØSØ. Avsetningen består utelukkende av sand som er fint lagdelt^{Fig. 78} men som flere steder er forstyrret. Lagene heller 20-22° mot ØSØ og ca. 14° ut mot vatnet (d.v.s. NNØ). Terrassens overflate er på ca. 1090m o.h. Sannsynligvis er dette en kame-terrasse. Lenger mot NV, på samme side av vatnet, er der en side-og endemorene. Ved midten av vatnet ligger denne høyere enn kame-terrassen. Både denne morenen og isskuringen viser at Bretungen som har gått mot NV inn dalen ved Vatnalidvatn, en gang har hullet mot NV, mens kame-terrassen indikerer en iskant som har hullet mot SØ under avsmeltingen. Jeg kan tenke meg (se fig. 12, I, II og fig. 12, III) at denne Bretungen under avsmeltingen er blitt avsnørt fra breen i Veigdalen, og har smeltet ned som en separat død-is. En slik avsnøring skulle her ikke være så umulig, da det mellom Veigdalen og Vatnalidvatn er en nord-sør gående fjellrygg hvis topp ligger på 1100m o.h. (se fig. 12).

Nedover (nordover) i Veigdalen går det et stykke oppe i dalsidene markerte sidemorener. Morenene på østsiden kan følges så og si sammenhengende fra kartbladets begrensnings i sør til Viveli i nord. Noen steder er det en enkelt rygg, andre steder løper 2-3 rygger parallelt. Fig. 79 viser sidemorenene på Rjoteneset (i 3). Ryggene består oftest bare av blokker. Ett sted øst for Hedlo (H3) har jeg funnet blokker på 40-50m³. Disse blokkene er meget skarpkantede og kort transportert. Her var det faktisk mulig å finne fjellskrenten hvor de var revet løs.

Ved øst-enden av Vivevatn(H4) er det en morene. Det er øyensynlig en endemorene avsatt av en arm av breen i Veigdalen.

Det finns også yngre sidemorener i Veigdalen. Særlig på øst-siden er disse godt synlige, bl.a. ved Hedlo.

I Fljodalens(G3) nordøstre dalside er det en terrasse i 1040m o.h. Den er bredest i NV (40m) og ~~smalner~~^{smalner} litt etter litt av mot SØ. Overflaten er helt horisontal. Terrassen kan følges sammenhengende i ca. 1 km bort til elva Fljoto(G3).

Jeg har ikke funnet spor av noen terrasse på sør-siden av elva. Ved NV-enden av terrassen går det en canyon mot nord. Denne canyon begynner i terrassens overflate, se fig. 9. A. Dal (1894) mente at denne terrassen måtte være noe i likhet med Østerdalens seter. Men her i Fljodalen var det vanskelig, mente han, å tenke seg en demmende is. Derfor støttet han den oppfatning at Østerdalens seter var en slags sidemorener.

Et snitt i terrassens lengderetning (NV-SØ) viste følgende bilde: Øverst et 20-25cm tykt lag med godt rundet, opptil knyttenevestor stein. I dette øverste laget var det vanskelig å se noen lagdeling. Fra dette topplaget og nedover var materialet lagdelt. Fin -og grovkornede lag vekslet. Materialet var også her godt rundet. Fallretningen på lagene var meget nær terrassens lengderetning.

Denne terrassen må på en eller annen måte være avsatt i forbindelse med is. Den kan da enten være en kame-terrasse eller en terrasse fra en bredemt sjø. Denne sjø må enten ha vært en liten lateral-sjø eller en større sjø som fylte hele Fljodalen. Det er imidlertid vanskelig å tenke seg at terrassen skal være dannet i en issjø som fylte hele dalen. En skulle da vente å finne spor av den på sør-siden av elva også. Dessuten viser terrassen isrand-karakter (se fig. 9.). Det er kanskje mest sannsynlig at den er avsatt i en liten lateral-sjø, og at canyon har bestemt vannspeilets høyde og dermed terrassens høyde. Canyon må nemlig være eldre enn terrassen, og ikke skyldes en tapping av en eventuell lateral-sjø,

da canyon begynner i høyde med terrassen.

Det er vanskelig å følge morenene sammenhengende videre nedover dalen, men vest for Djupsgilet(F3) er der en rygg som muligens kan være samtidig. Og spørsmålet er så: Hvor langt nedover dalen har breen gått? Det eneste sted i Veigdalen det er mulig å finne noe som kunne likne en endemorene, er ved Viveli(G3). Her ligger det en ansamling av store blokker som et forholdsvis smalt nord-sørgående belte i dalbunnen, fig. 61. Selve formen på blokkbeltet og orienteringen av det passer dårlig med at det skal være en endemorene. Dessuten måtte breen hatt en gradient på min. 125m/km på de 2km nærmest brefronten, og det lyder urimelig når dalbunnen bare har en gradient på ca. 20m/km på samme strekning. Noen annen avsetning i dalbunnen er ikke observert mellom Viveli og Hjelmodalens dalende. Jeg finner det derfor ikke urimelig at breen har gått ut i Hjelmodalen.

Et annet spørsmål er hvordan aldersforholdet er mellom dette breframstøtet og framstøtet ned Måbødalen. Dersom ikke morenen i Veigdalen hørte til Eidfjordstadiet, skulle man vente å finne spor av et slikt mektig framstøt andre steder også. Har isen i Veigdalen vært sammenhengende med den store iskapen lenger øst? Det er ikke lett å avgjøre uten å foreta detaljerte undersøkelser videre sørover i Veigdalen og sørover fra morenene ved Lågreidsnutane(H16). Jeg har bare studert flybilder over de nevnte områdene, og det kunne se ut til at de to ismassene også har vært sammenhengende (se senere). Hvor langt ned i Hjelmodalen har breen gått? O.Liestøl (1962) sier: "Da det ikke har kommet noen isstrøm ned Hjelmodalen, må isen ha gått inn i dalen et stykke. Om det har vært demt opp noen sjø innenfor brekanten, er det vanskelig å ha noen formening om. Noen spor etter en slik sjø er iallefall ikke funnet." Hvor skulle man så vente å finne spor etter en bre-sjø? Hvis ikke breen i Hjelmodalen har gått helt ned til Øvre Eidfjord, kan forholdene ha vært slik som på fig. 4. Nå ville det ha kommet materiale ut i sjøen både fra Hjelmodalens bre og fra breen i Måbødalen. Materialet fra disse to breene ville

blitt avsatt som vist på fig. 4. Jeg finner imidlertid ikke noe som kunne tyde på slike forhold som antydnet på fig. 4. En eventuell avsetning oppe i Hjelmodalen kan siden være ødelagt av ras, men ved Øvre Eidfjord skulle det være muligheter for oppbevaring. Men heller ikke her finner jeg noen avsetning som skulle tyde på en issjø. Det er derfor ikke umulig at breen som kom ned Hjelmodalen ved Øvre Eidfjord har forenet seg med breen som kom ned Måbødalen.

På grunnlag av observasjonene av randavsetningene har jeg forsøkt å rekonstruere Eidfjordstadiets brerand. Denne rekonstruksjonen er vist på pl.2.

Ved flybildestudier fant også A.Simonsen at det han kalte Osa-stadiet, måtte være samtidig med Eidfjordstadiet (A.Simonsen 1963). (Jeg henviser til hans plansje 3.) Men på enkelte punkter stemmer ikke hans flybildeobservasjoner med mine egne feltundersøkelser, som f.eks. i områdene rundt Veigdalen-Hjelmodalen. Jeg har derfor selv, på pl.3, satt sammen Simonsens feltundersøkelser fra Osa-Ulvik med mine egne feltobservasjoner. På dette kartet har jeg også tatt med mine egne flybildeobservasjoner fra Hallaskard(i4)-Laaghellernut(i6) og sørover, og Simonsens flybildeobservasjoner fra områdene NØ og SØ for Odda.

ISENS BEVEGELSESPRETNING.

På fig. 11 finns det en liste over de skuringsobservasjonene som er avmerket på pl. 1.

Det er i første rekke skuringsstripene som angir isens bevegelsesretning. I det undersøkte området var det relativt enkelt å finne nok skuringsstriper til å bestemme denne. De stedene det var vanskelig å finne skuring, var på de høyeste toppene i de sørligste delene av området (som f.eks. på Berakøpen), hvor fylltitten er oppfliset og forvitret. Og da det vesentlig er disse områdene og området mellom Måbødalen og Simadalen som har vært isfrie under Eidfjordstadiet, har jeg funnet relativt få skuringsstriper som kan vise innlandsisens bevegelsesretning på denne delen av Hardangervidda. Jeg har ikke undersøkt området mellom Måbødalen og Simadalen i detalj, men Rekstad (1903) har observert NV-lig skuring på toppen av store Ishaug (C4). Selv har jeg funnet VNV-lig skuring på toppen av Svaalnos (C6), på Hellefjell (E3) VNV til NV-lig skuring og på toppen av "1302" (F4) VNV-lig.

En del striper viser uten tvil brebevegelsen under Eidfjordstadiets framstøt, f.eks. den SV-lige skuring i området rundt Hallemyrane (F5). I samme område kan jeg skille ut (i allefall) to forskjellige isbevegelsesretninger. Den ene retningen er som nevnt SV-lig, og den andre viser en isbevegelse mot VNV til NV. Flere steder finner jeg krysning mellom disse to sett av striper (f.eks. skuringene nr. 75/76, nr. 115/116 og nr. 120/121). Og alle slike lokale steder viser det samme, nemlig at den VNV-til NV-lige isbevegelsen er eldst.

Som det går fram av kartet, pl. 1, har jeg 2 steder i området ved Fosslid (D5) funnet kryssende skuring, skuringene nr. 31/32 og nr. 40/41. I første tilfelle er nr. 31 eldst, i andre tilfelle nr. 40. Ved sammenlikning med de omkringliggende skuringsobservasjoner er det rimelig at skuringene nr. 31 og 40, er samtidige med disse andre, f.eks. med nr. 33, 74, 39 og 38, og at skuringene nr. 32, 73, 72 og 41 er fra et yngre framstøt, muligens det framstøtet som morenen vest for Høl Turiststasjon (E5) og Vøringfossen indikerer.

Skuringsobservasjonene ved Svaalnos(C6): Ved Soløyefeti(C6) er det NV-lig skuring, mens det litt lenger sør, ved Raudbjørk(C7) og nedover Isdalen er SV-lig skuring. Dersom skuringene ved Soløyefeti, Raudbjørk og i Isdalen er samtidige, skulle dette antyde at brestrømmen som har kommet omtrent fra øst, er blitt hindret i sin videre bevegelse mot vest av det høye partiet som Svaalnos - vesle Ishaug (C5) danner. Isen fra øst har ved Soløyefeti (som ligger på vatnskillet mellom Sysendalen-Måbødalen og Skykkjedalen-Simadalen) delt seg opp i to brestrømmer; en mot NV ned i Skykkjedalen, og en mot SV ned Isdalen.

Skuringene nord for Skykkjedalen(B67) viser at det skiftesvis har kommet en brestrøm fra NØ og NNØ, med den sistnevnte som den yngste.

Ved å studere skuringsobservasjonene like SV for Hardangerjøkulen på kartet, pl.1, og på Glacial Map of Norway (O.Holtedahll: Geology of Norway,N.G.U.No.208,1960), ser man at isbevegelsen like sør for jøkulen har gått mot vest og så bøyd av mot VNV (Glacial map of Norway). Dette eien-dommelige forhold har også A.Simonsen (1963) omtalt. Man skulle vente at et høyt platå som det jøkulen ligger på, skulle sende ut en såpass radiær brestrøm, at isbevegelsen like SV for platået ville bli avbøyd mot VSV eller endatil SV. Det er også rart at breranden fra Eidfjordstadiet går like inntil Rembesdalskaakis 1750-morener. Både isskuringen og forløpet av Eidfjordstadiets brerand kunne tyde på at isbevegelsen ut fra Hardangerjøkulens platå, var svært liten under Eidfjordstadiet. Hva årsaken til dette kan være, er vanskelig å si.

Av skuringsobservasjonene i Veigdalen ser en at det har gått en kraftig brestrøm ut dalen mot nord. Ved det siste breframstøtet har isbreen i Veigdalen sendt en forholdsvis stor arm mot NV innover til Vatnalidvatnet(i4). Skuringene nr.63 og 64 (H4) viser at det tidligere har gått en mektigere brestrøm mot nord enn Eidfjordstadiets bre. Det er sannsynlig at det på dette tidligere stadiet har vært et sammenhengende dalbresystem, at altså breen i Veigdalen på den tid har vært sammenhengende med isbreer

som kom ned Beradalen(F34), Steinsdalen - Fljodalen(43) og Trolldalen(i4). Skuringsstripene ved munningene av de nevnte dalene indikerer også et slik dalbrenett, idet skuringene her bøyer av mot NNV og NV, en avbøying som nettopp kan være forårsaket av et istrykk fra øst.

DRUMLINS, ESKERE OG SLUKÅSER.

Slukåsene i Trollaldalen (14).

Både på sør -og nord-siden av elva Trolldølo går det flere rygger som et nettverk nedover mot dalbunnen ^{Fig. 80}. Et snitt i en av ryggene viser at materialet består av lagdelt materiale, for det meste grov og fin sand, med enkelte opptil knyttneve store steiner. Disse ryggene varierer i høyde fra et par til 8-10 meter. Ryggene, som jeg tolker som slukåser, må være eldre enn morenene både i Veigdalen og i Trollaldalen.

Slukåsene begynner oppe i dalsidene i en høyde av 1250 - 60m o.h., og går ned til dalbunnen. Lengst NØ er dette i en høyde av 1150-60m o.h., i SV i en høyde av ca. 1110m o.h. Dette betyr at isen må ha vært min. 100-150m tykk her, da isen stagnerte og slukåsene ble dannet.

Hallemyrane.

Fig. 81 viser litt av eskeren nærmest Skiseter (15). Den er max. 4-5m høy og 6-700m lang. Den er svakt bueformet (med konveksiteten mot SV), men hovedretningen er NV-SØ, altså normalt på Eidfjordstadiets isbevegelsesretning her. Fig. 82 og fig. 84 viser materialtypen i eskeren. Den består stort sett av fin sand, men der er også enkelte knyttnevestore steiner i den. Øverst i snittet er det et godt utviklet jordprofil. På toppen av ryggen er det endel grovkornet materiale som sannsynligvis er ablasjonsmorene.

Omtrent midtveis mellom Skiseter og Halleseter (15) er det også en svakt bueformet esker. Den er konveks mot SSV, men hovedretningen er ØSØ-VNV. Også denne eskeren står dermed normalt på isbevegelsesretningen ved Eidfjordstadiet.

Denne eskeren, som ligger på vannskillet mellom Sysendalen - Måbødalen og Hjelmodalen, er bortimot 1km lang, max. 5-6m høy og 5-6m bred.

Ca. 1km lenger øst er det en liten, bare ca. 100m lang, esker. Den er 3-4m høy og like bred, og går omtrent øst-vest.

En esker, hvis lengderetning står normalt på retningen av den siste isbevegelsen i området, viser at det ikke har vært bevegelse i isen mens og etterat eskeren blei dannet, ellers ville denne blitt ødelagt. Eskerne på Hallemyrane viser at isen her (etter dannelsen av Halle-Fruomorenene) var både dynamisk og klimatisk død i det den smeltet bort.

Området ved Drolstølen.

Like SØ og sør for Drolstølen (F7) er det to store ryggformede avsetninger, fig. 45. Ryggene, som er parallelle, har lengderetning NV-SØ. D.v.s. at hver av dem også er parallell med den siste isbevegelsen i området (se skuringsobservasjon nr. 57). Som det sees av fig. 45, er den ene ryggen (den nord-østre) gjennomskåret. Denne ryggen er ca. 550m lang, 190-200m bred og 15-20m høy. Den andre (sør-vestre) ryggen er ca. 750m lang, 165-170m bred og 15-20m høy. Jeg laget et snitt i den førstnevnte ryggen. Dette snittet viste følgende forhold: De øverste 50-60cm besto av forholdsvis løst materiale, hvor alle kornfraksjoner så ut til å være representert. Fra 50-60cm og nedover var materialet så hardpakket at det var meget vanskelig å grave i det. Også her så alle kornfraksjoner ut til å være representert.

I hele snittet var rundingsgraden på steienene stort sett dårlig. Mesteparten av materialet var helt svart, så det var tydelig at innholdet av fyllitt var meget stort. Ikke noe sted var det tegn til lagdeling. Rekstad (1903) skriver om disse ryggene (side 45): "Ved Drolstøl er der også nogle betydelige moræner i bræns bevægelsesretning. Disse må ligeledes opfattes som sidemoræner til Bjoreidalens bræ."

Dersom disse mektige avsetningene skulle være sidemorener, måtte man vente å finne fortsettelsen av dem et eller annet sted.

Jeg synes det er mest rimelig å anta at disse ryggene er drumlins, både ut fra ryggenes form, størrelse, oppbygning og lengderetning. Det 50cm tykke øvre, løse laget i ryggene tolker jeg som ablasjonsmorene. Gjennomskjæringen av den ene ryggen kan være forårsaket av subglacialt ^(evt. englacialt) smeltevatn.

Dersom drumlinene virkelig er avsatt ved Eidfjordstadiet, er dette skjedd under ca. 325m tykk is.

I samme området er det også et helt nettverk av eskere. Disse viser en helt annen oppbygning enn drumlinene. I tverrsnitt er eskerne lagdelte, med lagene parallelle med overflaten. Materialet består av helt lys sand, som tydeligvis for det aller meste er grunnfjellsmateriale, også dette i motsetning til drumlinene.

Ved Drolstølen har man altså spor av et aktivt og et passivt stadium ved siden av hverandre. Eskerne må dermed være yngst.

Her, som på Hallemyrane, viser eskerne at isen også var dynamisk død i det den smeltet bort (ellers ville ikke eskerne blitt oppbevart).

Kort oppsummering.

Etter at isen i Veigdalen og sidedalene som kommer ned fra øst, dannet et sammenhengende dalbresystem, inntrådte en klimaforbedring. Isen smeltet, og i Trollidalen blei den også dynamisk død da den var min. 100-150m tykk. Så inntrådte en klimaforverring med nytt breframstøt. Isen sendte breutløpere ned Simadalen, Måbødalen og Veigdalen-Hjølmodalen. Dette breframstøt betegner Eidfjordstadiet. En ny klimaforbedring inntrådte. Isen smeltet, og bre-
tungen ved Vatnalidvatnet(11) blei isolert fra isbreen i Veigdalen. I Fljodal(13) dannet det seg en liten lateralsjø. Isen ved Halle og Drolstølen blei nå både klimatisk og dynamisk død. Så ser det ut til å ha skjedd et lite breframstøt igjen, men denne gangen ikke stort nok til at breene gikk ut i Simadalen, Måbødalen eller Hjølmodalen. Dette breframstøtet er det spor av i Skykkjedalen, Isdalen, ved Fossli og ved Hedlo(13).

EIDFJORD-STADIET, EN OVERSIKT.

De kraftige moreneryggene i det undersøkte området kan følges sammenhengende fra Tverrgavlen(H6), over store Algarden(F6), Fruo(F5), Høloksli(E4), Svaalnos(C6) til Rembesdalen(A5.6). Herfra har A.Simonsen fulgt dem sammenhengende videre mot Osa og Ulvik. Eidfjordstadiet er dermed det samme som Simonsen kaller Osastadiet. Innenfor disse kraftige morenene har det ligget en mektig iskappe som har sendt bretunger ut i Osafjorden, Simadalen og Simadalsfjorden og Måbødalen. Sør for Veigdalen har det også ligget en mektig iskappe (muligens sammenhengende med den førstnevnte) som har sendt en bretunge mot nord, ut Veigdalen og Hjelmodalen. Denne breutløperen har muligens ved Øvre Eidfjord forenet seg med breutløperen som kom ned Måbødalen.

De skarpe moreneryggene og de konvekse frontbuene viser at de er avsatt av en meget aktiv bre. Forløpet av morenene indikerer dessuten at Hardangerjøkulens platå ikke har sendt ut stort større strøm enn ved 1750 - framstøtet.

Stort sett må både Simadalsbreen, Måbødalsbreen og Veigdal-Hjelmodalsbreen regnes som dalbreer og ikke som traubreer. Bare de ytterste 3-4, kanskje 5km har ligget i et (forholdsvis grunt) basseng.

Lengden på noen bretunger.

Simadalsbreen (fra Skykkjedal til ytre Stavanes): ca. 13km

_____ " _____ (_____ " _____ indre _____ " _____) : ca. 12km

_____ " _____ (_____ " _____ Sæ): ca. 8km

(Her er alle tre alternativ tatt med.)

Måbødalsbreen (fra Fossli til Nedre Eidfjord): ca. 13km

Veigdal-Hjelmodalsbreen

(fra heimste Hallaskar|til Ø.Eidfjord): ca. 23km

Til sammenlikning med de største breutløperne i dette området har jeg ut fra A.Simonsens brerandkart målt lengden av Osabreen. Den var ca. 14km lang.

B.Andersen (1954) finner for Rastadiets breutløper i

Ryfylke (traubreer): Jøsenfjordbreen ca. 10km

Ø.Tysdalsbre ca. 13km

Lysefjordbreen ca. 30km

Av nåtidige breer i inn -og utlandet angir B.Andersen:

Tunsbergdalsbreen

(Norges lengste dalbre-utløper): ca. 14km

Aletschgletscheren: ca. 17km

Grønlandsbreer er ofte: 30 - 50km

Bredden på noen Bretunger.

Breen i Skykkjedalen var ca. 2km bred

Breen som kom ut Rembesdalen var ca. 1km bred

Måbødalsbreen var (lengst øst) ca. 3km bred

Veigdalsbreen var (ved Rjoto) ca. 3km bred

Av de mindre breene var:

Hallebreen (ved Fruo) 2 - 2,5km bred

Vatnalidsvatnets bre (lengst i øst) ca. 2km bred

Til sammenlikning med de største breutløperne var:

Osabreen (lengst i øst) : 2 - 2,5km bred.

(målt ut fra A.Simonsens brerandkart).

B.Andersen finner for Rastadiets breutløpere i Ryfylke:

Lysefjordbreen (lengst i øst): ca. 10km bred

Ø.Tysdalsbreen (lengst i øst) ca. 2km bred

Tykkelsen på Bretungene.

Side -og endemorener finnes bare lavere enn firngrensen hvor breens overflate er konveks (oppover). Til å måle tykkelsen av Bretungene har jeg brukt høydeforskjellen mellom sidemorenen og dalbunnen. P.g.a. breens konvekse overflate blir disse resultatene minimumstykkelser. For Simadalsbreen og Hjelmodalsbreen er det ikke mulig å angi breens tykkelse i dalen, da det ikke er oppbevart side-morener langs dalsidene.

Dersom istykkelsen har vært liten i forhold til dalens bredde, blir den verdien en kommer fram til ved å måle høydeforskjellen mellom sidemorenen og dalbunnen, -altfor liten. Derfor mener jeg at den istykkelsen jeg finner for Veigdalsbreen medfører større feil enn f.eks. den for Måbødalens bre.

Veigdalsbreen var (ved Hedlo): min.160m tykk

Måbødalsbreen var (lengst øst): min.630m tykk

Skykkjedalsbreen var (lengst øst): min.300m tykk

Hallebreen var (ved Fruo): min.195m tykk

Jeg har ikke funnet noe som tyder på at Grytehogja(ÆL) har stukket opp over breflaten som en nunatak under Eidfjordstadiet. Dermed kan en få en minimumstykkelse på iskappen ved Garen(ÆL). Høyden på Grytehogja er ca. 1225m o.h. Garen ligger på ca. 745m o.h. Høydeforskjellen, 480m, blir dermed en minimumstykkelse på isen. Sannsynligvis er dette et altfor lavt tall.

Gradienter og lengdeprofil av noen bretunger.

Legger vi et vertikalplan parallellt med dalens lengderetning og projiserer sidemorenene inn i dette vertikalplan, får vi et tilnærmet bilde av breflatens stigning langs dalsiden. Dersom nå dalen er jevnt bred, og dens lengdeakse faller sammen med bretungens lengdeakse, skulle projeksjonen av morenene også gi et godt bilde av breens stigning langs dennes lengdeakse.

Dersom det nå ligger en isbre i en dal som har innsnevring (eller dalnes) og utvidelser, (se fig.14), vil vi, dersom vi projiserer sidemorenene langs den ene dalsiden i et vertikalplan parallellt med dalens lengderetning, få et bilde som på fig.15. Grunnen til dette er selvfølgelig at isen har en hvelvet overflate under firngrensen.

Dersom nå dalen stort sett har samme bredde ved alle innsnevringene (dalnesene), vil gradienten av et tangentplan gjennom "toppene" på projeksjonen gi det mest korrekte bilde av breoverflatens skråning langs lengdeaksen, (se fig.15), da morenene ved innsnevringene kommer nærmest inn mot isaksen. Har dalen stort sett samme bredde ved innsnevringene, bevirker dette at vi kommer like langt inn mot isaksen ved hver innsnevring.

Nettopp slik er forholdene i Veigdalen. På fig.13 har jeg tegnet inn sidemorenene på østsiden av Veigdalen. (Lengdeprofilet av selve dalen er fra Norges Vassdragsvesen.) Ved å legge et tangentplan oppå de høyestliggende morenene, får vi et bilde av gradienten på selve breflaten:

Gradienten mellom Hedle-hamrane(H3) og
Høyrslaet(H3) er ca. 15m/km
og mellom Høyrslaet og
Hallaskarhalsen ca. 12 " " .

Den gjennomsnittlige gradienten på breflaten mellom Hedle-hamrane og Hallaskarhalsen blir ca. 13 m/km.

Da Hallaskarhalsen og Høyrsløet ligger langt fra brefronten, gir de funne verdiene for gradienten på dette stykket også en tilnærmet verdi for gradienten av de perifere delene av den iskappen som har ligget lenger sør.

Som tidligere nevnt, var den gjennomsnittlige gradienten for Måbødalsbreen 85-90m/km. På fig. 7 er gjengitt et lengdeprofil av Måbødalen. Inntegnet er også sidemorenene øverst i dalen, randterrassen i Eidfjord, samt den antatte forbindelsen mellom disse.

Kan vi skaffe oss en minimumsgradient for iskappens perifere deler? På strekningen Høloksli (E4) - Grytehorgja (E6) har iskappen hatt en minimumsgradient på ca. 14m/km. Sannsynligvis er denne verdien altfor lav, da breen kan ha gått langt over Grytehorgjas topp.

Gradienten på Vatnalidvatnets bre var 0-4km fra fronten, min. 17,5m/km.

Jeg har også beregnet gradienten på Hallebreen mellom Fruo og brefronten. Denne avstand er ca. 1,2km. Høydeforskjellen mellom morenene på Fruo og morenene ved brefronten er ca. 195m. Gradienten på dette stykket blir da min. 162,5m/km.

Vi kan ikke i dette tilfellet umiddelbart si hvilken retning breens lengdeakse har hatt (=helningsretningen). For å lage et lengdeprofil måtte jeg derfor først finne denne retningen. Til dette formål brukte jeg kartet, fig. 47. Kartet er i målestokk 1:10 000 med en ekvidistanse på 10m. Metoden er forsøkt illustrert på fig. 48: Jeg oppsøker skjæringspunktene mellom morenen og kotene på kartet. Så forbinder jeg like høye skjæringspunkter med en rett linje. Det viser seg at disse linjene blir temmelig nær innbyrdes parallelle opp til 1100m's linjen. Retningen av lengdeaksen, og dermed helningsretningen, blir da linjen normalt på disse forbindelseslinjene.

Kartet på NV-siden av dalen er begrenset til 1100m's koten, men idet jeg antar at forbindelseslinjene fortsatt vil være parallelle, trekker jeg linjer parallelle med

1100m's linjen fra skjæringspunktene på Fruo. Jeg legger så et vertikalplan parallellt med breens lengdeakse, og projiserer skjæringspunktene (mellom kotene og morenen) inn i dette planet, med forbindelseslinjene som projiserende stråler. Det fundne lengdeprofil er gjengitt på fig. 19. Men dette er ikke noe normalt lengdeprofil for en bre som rykker fram. Den prikkete linjen skulle derimot være det. Hva er så årsaken til at man her får et slikt unormalt lengdeprofil? Etter min mening er det ganske opplagt fordi breen fra et smalt dalparti munner ut på en bred flate (se fig. 17). La oss nemlig tenke oss en bre som rykker fram på en horisontal flate hvor bredden av flaten er større enn bredden av bretungen (fig. 20). Projiserer vi nå sidemorenen inn i et vertikalplan parallellt med breens lengdeakse (fig. 20), blir resultatet som den heltrukne linjen på fig. 21, nemlig en horisontal strek som faller sammen med projeksjonen av det plan som breen ligger på. Egentlig er lengdeprofilet slik som den prikkede linjen på fig. 21 angir. Slik mener jeg også forholdene tilnærmet har vært for det ytterste partiet av Hallebreen. Dette viser igjen hvor varsom en skal være med å stole for mye på et lengdeprofil av en bre, som er konstruert på grunnlag av sidemorenene.

Morenen mellom Høloksli (E4) og "1237" (E4, 4/5) viser at isoverflaten her har senket seg mot vest min. 70m på $\frac{1}{2}$ km, mens morenene ved Svaalnosvatnet (C5) viser at isoverflaten her har senket seg mot nord med ca. 155m på 2-300m (se fig. 65). Disse gradientene, sammen med gradienten for Hallebreen, viser at isoverflaten nær randområdene var meget steil på denne delen av Hardangervidda ved Eidfjordstadiets breframstøt. Dette vitner igjen om en meget aktiv is.

Eidfjordstadiets firngrense.

Morener finnes bare lavere enn firngrensen, derfor gir de høyestliggende morenene en minimumshøyde for denne. På Fagernut (G7) stanser morenen i en høyde av 1415-1420m o.h., ved Sildabunutane (H7) kan morenene følges opp til ca. 1410m o.h., og ved Lågreidsnutane (H16) til 1420-1425m o.h. Det kan derfor se ut til at firngrensen ved Eidfjordstadiet har ligget i min. 1425m o.h. Men dette er høyden

en finner idag. Siden Eidfjordstadiets breframstøt er landet blitt hevet bortimot 120-125m (såpass langt øst som morenene ligger). Trekker vi derfor fra denne landhevningen, får vi som resultat at firngrensen ved Eidfjordstadiet var min. 1300m o.h. A.Simonsen (1963) finner for (det tilsvarende) Osastadiet en firngrense på ca. 1350m o.h., men da landhevingen her ikke er trukket fra, blir dette tallet ca. 100m for høyt. Tar en disse to områdene under ett, får en altså en firngrense under Osa-Eidfjordstadiet på min. 1250-1300m o.h.

O.Liestøl (1962) finner en firngrense for "Eidfjordbreen" på ca. 1450m o.h. Det han bygger på, er bl.a. en konstruert arealfordelingskurve for breen. Han har altså først lagt koter på breen, og deretter beregnet arealfordelingen. Jeg vil tro at en slik metode innebærer adskillig usikkerhet, da man ikke kan vite hvor stor tverrkrumningen inne på breen har vært, og hvordan denne krumningen har forandret seg med høyden.

Idag er den klimatiske snøgrensen over Hardangerjøkulen på ca. 1650m o.h. (Firngrensen faller sammen med den klimatiske snøgrensen på breen, men ligger p.g.a. breens avkjølende virkning vanligvis noe lavere enn den klimatiske snøgrensen i områdene utenfor breen.) Dermed finner vi at firngrensen ved Eidfjord-Osastadiet var max. 350-400m lavere enn idag.

Eidfjord-Osastadiets klima.

Litt forenklet kan en si at det er to klimafaktorer som bestemmer firngrensens høyde, nemlig vinternedbøren og sommertemperaturen. Antar en at nedbørforholdene under Eidfjord-Osastadiet var omtrent som de er idag, kan en beregne omtrent hvor høy sommertemperaturen var ved dette stadiet (reduisert til havets overflate). Luftens vertikale temperaturgradient om sommeren er ca. $0,7^{\circ}$ pr. 100m. Antar en videre at temperaturgradienten om sommeren ved Eidfjord-Osastadiet også var $0,7^{\circ}$ C^{pr.100m}, skulle firngrensen synke 100m, når sommertemperaturen synker $0,7^{\circ}$ C. Herav får vi at sommertemperaturen den gang var max. ca. $2,5-2,8^{\circ}$ C lavere enn idag. Idag er middeltemperaturen for juni, juli og august måned i Eidfjord $+14,1^{\circ}$ C (Lufttempe-

raturer i Norge 1861-1955). Sommertemperaturen i Eidfjord var altså under Eidfjord-Osastadiet min. 11,3-11,6°C. Men en har ingen garanti for at breframstøtet bare skyldtes en senkning av sommertemperaturen. Det kan like gjerne ha vært forårsaket av større vinternedbør, eller av en kombinasjon av disse faktorer.

MARINE OG LAKUSTRINE NIVÅ.

Alle terrassemålingene, så nær som en i Øvre Eidfjord, er utført med et 700-meters Paulinbarometer. Under målingene var jeg meget nøye med å korrigere barometeret ofte. Som regel ble dette gjort en gang hver halvtime.

Terrasser i Simadalen.

Endemorenen i Simadalen er på begge sider av elva terrassert på distalsiden (vestsiden). se pl.1 og fig. 6 . Både på nord -og sørsiden av elva er høyden på terrassen 35m o.h. I et snitt på sør-siden av elva såes fin lagdeling. Det var vekslende lag av materiale i alle kornfraksjoner fra fin sand og oppover til hodestore blokker. Denne terrassen, som er 25-30m bred, kan være dannet enten ved bølgenes abrasjon eller som en vanlig elveterrasse, eller som en kombinasjon av disse. På sør-siden av elva målte jeg strøk -og fallretning på lagene i terrassen. Strøkretningen var VSV-ØNØ, og fallretningen var NNV. Dette skulle vise at materialet i alle fall på sør-siden av elva, er kommet omtrent fra SSØ, altså fra fjellsiden og ikke fra dalen. At materialet skulle være kommet fra fjellsiden synes rart, da rundingen på steinene viser at materialet har vært utsatt for lang transport. Der er heller ikke noe løp i morenen som kunne tyde på at materialet er kommet lateralt etter framstøtet.

Den rimeligste forklaringen synes å være at materialet er kommet langs iskanten før morenen bygget seg opp, eller til og med før breframstøtet. I siste tilfellet kan materialet være rester av en større dalfylling. At avsetningen er terrassert i 35m o.h. kan da skyldes sekundær havabrasjon.

På toppen av morenen er det på nord-siden av elva en liten terrasse i 65m o.h. Da dette nivå må ligge langt under det marine nivå da morenen ble avsatt (se side 10), er det sannsynlig at terrassen skyldes havets abrasjon.

Lenger øst i Simadalen, ved Tveit, er det to terrassenivå. Det laveste, som ligger like over dalbunnen, er på

75m o.h., og det høyeste (som også er nevnt tidligere) er på 109m o.h. Begge disse nivåene er representert både på nord -og sørsiden av elva. (Se pl.1) (Reusch mener å finne spor etter m.g. i 112m o.h. Reusch 1901.)

Terrassenivåene i Nedre Eidfjord.

Mange forskere har målt terrassehøyder i Eidfjord, og da særlig i Nedre Eidfjord. Således angir S.A.Sexe (1866) høyden av den store terrassen til 331f o.h. (ca.100m o.h.) A.Helland (1875) angir høyden på øst-siden av Eidfjordvatnet til 107m o.h., mens H.W.Monckton (1899) har målt den samme til 350f o.h.(106,6m o.h.). I nyere tid har H.Kaldhol (1941) målt høyden av den. Han sier: "Der er en stor flate med n.k. 104,7m o.t. og ø.k. 113,9m o.t. Det hele er en stor endemorene." Jeg har også funnet en tilsvarende stor variasjon i høyden i terrassens tverrprofil, 113m o.h.nærmest fjellsiden og 102m o.h. nærmest elva.

Terrassen skråner noenlunde jevnt utover fra fjellsiden mot elva. Men like inntil fjellveggen er det en renneformet fordypning. Den begynner ved Eidfjordvatnet i ca.98m o.h., og går så mot NV langs fjellsiden. Den er ikke jevnt bred, nærmest Eidfjordvatnet har den en bredde på 25-30m. Idag er det endel rasmateriale i bunnen. I NV vider rennen seg ut og ser ut til å forsvinne i en høyde av 95m o.h.

På SV-siden av elva er der en mengde forskjellige nivå. Det høyeste, som ligger nærmest vatnet, er på 90m o.h. Det laveste, som ligger nærmest fjorden, er på 7m o.h. Mellom disse er det nivå på 80,36-37,33,26 og 23m o.h., regnet fra vatnet mot fjorden. De fire siste nivåene er ikke helt horisontale, men skråner nedover mot NV. På 26m's terrassen er det en 60-70m lang og ca.10m høy rygg som går NV-SØ. Denne ryggen (som jeg tolker som en erosjonsrest), sammen med erosjonsskråningene som adskiller de fire terrassene, (se fig. 37), viser at disse fire terrassene er dannet sekundært ved elveerosjon.

Om en lokalitet på samme side av elva sier Kaldhol (1941) følgende: "På Legereid viste seg at morenen kviler på eldre marine avleiringer. Ca. 300m vest for Eidfjordvatnet var et godt snitt ved en garasje:

Øverst var moréne.

Grus 1-2m mektig.

Sand 3-4m, ganske fin, i horisontale lag.

Fjell.

Den fine sand var så hårdt sammenpresset at den ikke raset ut det minste i det loddrette snitt for garasjen. Selv navn som var innskåret med kniv i snittflaten, hadde holdt seg i årevis på samme måte som de var innskåret i fjell. Sanden lignet mer sandstein enn sand! Den gir et tydelig inntrykk av det voldsomme press som breranda har utøvet. Samtidig må der ha forløpet et meget langt tidsrum siden breen lå her (Ra-tidas bre-maksimum)."

Jeg har ikke vært i stand til å finne denne lokaliteten.

Fig. 5 er en prinsippsskisse av randterrassens proksimalskråning på NV-siden ^{av elva}. En ser at det opptrer en del hakk i profilet. Dette er strandlinjer eller abrasjonsflater som kan følges så og si sammenhengende langs hele proksimalskråningen på randterrassen på denne siden av elva. Abrasjonsterrassen på 56-57m o.h. er den mest markerte, fig. 88. Den er jevnt 25-30m bred. Nedenfor denne terrassen (eller strandlinjen) er der en terrasse på 49-53m o.h., og over den er det i rekkefølge tydelige strandlinjer på 69,73 og 81m o.h.

På andre siden av elva er det en tilsvarende terrasse på 48-50m o.h.

Også i Eidfjordvatnets nåværende overflate er det en bred terrasse (eller strandlinje). At en virkelig kan få slike tydelige abrasjonsmerker her, forstår en når en ser hvor store bølger det kan være i det 4km lange vatnet.

H.W.Monckton (1899) som også nevner etpar av disse strandlinjene, sier at de uten tvil markerer stadier i nedskjæringen av vatnets utløp. Denne nedskjæring som er utført av elva, må tilskrives at landet hevet seg, mener Monckton. Jeg er av samme oppfatning som han, og mener altså at strandlinjene er dannet i et høyere nivå av Eidfjordvatnet, mens vatnet var skilt fra sjøen og dets overflate lå høyere enn havnivå. Landet har hevet seg kontinuerlig helt til nå, og selv med den lille hevingen som enda pågår, har ikke elva skåret seg så langt ned at vatnets overflate ligger i havnivå. Selv om det ved utløpet skulle

være en fjellterskel, ligger ikke denne så høyt at den skulle hindre en nedskjæring.

At strandlinjen på 56-57m o.h. er så markert, må sannsynligvis bety at Eidfjordvatnet har stått i dette nivå i lang tid. Det må sannsynligvis dessuten bety at også havnivået har vært stabilt i lengre tid i den samme perioden, men hvor høyt havnivået var, er det vanskelig å si.

Det er fristende å tenke seg at strandlinjen på 56-57m o.h. er tapes-nivået i vatnet. Dersom en er så dristig å anta at høydeforskjellen mellom vatnets nivå og havnivå den gang var den samme som idag, 19m, blir det tilsvarende marine nivået 37-38m. Der er en stor elveterasse i 36-37m o.h. i Nedre Eidfjord.

Kaldhol (1941) mener at tapesnivå i Eidfjord er 32,8m o.t. Hvordan han har bestemt dette nivå til å være tapesnivå, sier han ingenting om.

Fig. 89 viser et bilde fra et sandtak på vest-siden av Eidfjordvatnet, like ved utløpet av dette. Den øvre begrensningen i snittet er en strandlinje på 48-50m o.h. I dette snittet er det en forekomst av varvig leire^(elvsilt). Begrensningen av denne leira er tegnet inn på fig. 89. Lagningen i leira var konkordant både med materialet over, under og på sidene. Lagene viste en strøkretning 350° - 170° og fallretning 80° (altså omtrent mot øst). Fallvinkelen var 22° .

Materialet var meget grovt både over, under og på sidene av leira. Over var det opptil hodestor stein.

Om leira fortsetter innover i terrassen, vet jeg ikke. Leira i seg selv viser at den er avsatt i stiltstående vatn. Dessuten må den, p.g.a. varvigheten, være avsatt i ferskt eller brakt vatn.

Monckton (1899) sier om denne varvige leira: "These clay deposits show that the level of the lake was lowered very gradually."

Jeg synes det er vanskelig å tenke seg leira avsatt i forbindelse med senkningen av Eidfjordvatnet. Strandlinjen viser jo at det har skjedd en erosjon her under senkningen av vatnet. Erosjonsmaterialet må ha blitt sedimentert utenfor strandlinjen, d.v.s. i vatnet. Leira

må derfor være avsatt primært. Jeg har ellers ikke kunnet finne noen forklaring på hvordan den er dannet. Mer detaljerte undersøkelser vil kanskje kunne klargjøre dette nærmere.

Terrassene i Øvre Eidfjord.

Fra sør-enden av Eidfjordvatnet skråner Øvre Eidfjords delta (eller vifte) oppover både mot Hjelmodalen og Måbødalen (se fig. 86). Ved munningen av Hjelmodalen ligger dette delta i ca. 40m o.h.

Ved Lund(D2) er det en smal terrasserest langs fjellsiden. Den stanser like SØ for Eidfjordvatnet (se fig. 86). Høyden på denne terrassen er 58m o.h., d.v.s. samme høyde som den mest markerte strandlinjen i den store Eidfjordterrassens proksimalskråning. På andre siden av Gjuvaa er det en terrasse i samme nivå.

På motsatt side av dalen, ved inngangen til Måbødalen, sør for Lund, er det to terrasser over hverandre. Den nederste er en smal terrasse på 58m o.h., mens den over er på 69m o.h. Den nederste er altså på samme høyde som terrassen ved Lund og den mest markerte strandlinjen i andre enden av Eidfjordvatnet. Jeg finner ellers ingen terrasser på samme nivå andre steder i Øvre Eidfjord.

Hvordan er disse terrassene dannet? Høyden (o.h.) viser at de ikke kan være avsatt langs en iskant. Var de avsatt slik, måtte det ha vært is i Øvre Eidfjord midt i den postglaciale varmetid (hvilket passer dårlig). Etter det som er sagt om strandlinjene i Nedre Eidfjord, må høyden på terrassene (på 58m o.h.) i Øvre Eidfjord være bestemt av et nivå i Eidfjordvatnet. De må altså være lakustrine.

Mellom Sæbø(E3) og Lund er det også en hel del andre terrassenivå (se pl. 1). Regnet nedenfra og oppover er de 50, 52, 61, 73, 74, 98, 126, og 150m o.h. Terrassene på 126 og 150m o.h. ligger like ved elva Gjuvaa og synes å være avsatt av denne. Høyden passer best med at de er dannet lateralt i en liten issjø.

Ved Vardeberg(E3) er det en terrasse på 84m o.h.

Et stykke oppe i Måbødalen finner vi en terrasse på begge sider av elva (se pl. 1). ~~Fig. 86 viser et bilde av~~

~~terrassen på sør-siden av elva.~~ Høyden er 99m o.h. Da den mot øst går jevnt over i dalbunnen, er det ingen frontavsetning.

Jeg har ikke funnet noen terrasser lenger oppe i Måbødalen.

I Hjelmodalen, like sør for Øvre Eidfjord, (se pl.1), er det på øst-siden av elva følgende terrassenivå: 69,91,95, 99 og 100m o.h. På vest-siden av elva er det en terrasse på 91m o.h. Der var påfallende mye blokker oppå den, blokker på opptil 5-6m³. Der var også mye blokker nedover skråningen mot elva.

Litt lenger oppe i dalen, på øst-siden av elva, er det en terrasse på 113m o.h., som mot nord trinnvis går over i lavere terrasser.

Hvilke terrasser er avsatt lakustrint og hvilke er avsatt marint?

Min teori er følgende: Hele dalen i Nedre Eidfjord har vært fylt opp med materiale til samme nivå som den store terrassen (102-113m o.h.). Dersom nå havnivået sto høyere enn dette da isen forsvant fra Eidfjordvatnet, trengte havet innover og et stykke oppover Hjelmodalen og Måbødalen. Det ble anledning til å få dannet marine terrasser i Øvre Eidfjord. Landet hevet seg stadig, og tilslutt dukket randterrassen opp over havnivå, havet ble stengt ute og Eidfjordvatnet ble dannet. I dette øyeblikk sto Eidfjordvatnet i min. 102m o.h. Elva begynte å grave, og vatnets overflate ble senket, men kom aldri siden til å ligge i havets nivå. (Selv med den lille hevingen vi har idag, ligger Eidfjordvatnet høyere.) At Eidfjordvatnets overflate siden skulle komme til å ligge i havnivå, kunne bare forårsakes av en transgresjon av havet. Så langt inn i landet som her, ville selv ikke Tapes-transgresjonen være nok, da landet her inne steg fortere enn ute ved kysten. Tapes-tid har sannsynligvis her inne bare artet seg som en stillstand av havet, eller en svak relativ landhevning.

Om nå havet sto lavere enn ca. 102m da isen forsvant fra Eidfjord, har ikke havet trengt inn over til Øvre Eidfjord i det hele tatt.

Konklusjonen må dermed bli at det i Øvre Eidfjord aldri har kunnet bli dannet marine terrasser under ca. 102m o.h. (dersom vi neglisjerer den forskjellige landhevingen mellom Øvre og Nedre Eidfjord), spesielt ikke dersom elveerosjon har fjernet materiale fra overflaten av randterrassen. D.v.s. at alle terrassene under ca. 102m o.h. i Øvre Eidfjord er lakustrine.

Terrassene på 126 og 150m o.h. mener jeg, som tidligere nevnt, er avsatt i en lateralsjø mens isen lå her.

Tilbake står terrassen på 113m o.h. i Hjelmodalen. Og i den forbindelse kommer spørsmålet om hvor høy den marine grensen er i Eidfjord. Kaldhol (1941) mener at en terrasse på ca. 101m o.h. i Øvre Eidfjord representerer den marine grensen, selv om han har målt høyere flater i randterrassen. Det ser altså ut til at han mener at randterrassen i Nedre Eidfjord er bygget opp over havnivå. Etter det jeg tidligere har sagt, må en terrasse på 101m o.h. i Øvre Eidfjord være lakustrin. Men at m.g. virkelig er høyere enn dette viser terrassen i Simadalen (109m o.h.). Det er sannsynlig at terrassen på 113m o.h. i Øvre Eidfjord (Hjelmodalen) er avsatt marint. Da må enten elven(e) siden ha skåret bort min. 11-12m av randterrassen, eller så er den ikke bygget opp til havnivå. Dersom elven(e) skulle ha erodert, måtte en vente å finne erosjonskanter og gamle elveløp i terrassens overflate. Flaten virker imidlertid veldig stor til å være elveerodert.

Jeg har tidligere (side 36) nevnt et gammelt elveløp innved fjellsiden. Jeg har ikke undersøkt hele terrassen i detalj, og kan derfor ikke med sikkerhet si om det finns noen erosjonskanter.

A. Simonsen (1963) finner en m.g. i Ulvik på ca. 120m o.h. Men da terrassen som representerer den marine grensen ligger utenfor morenene, er den eldre enn disse, og dermed også eldre enn randterrassen i Nedre Eidfjord. Det er derfor sannsynlig at m.g. i Eidfjord kan være ca. 113m o.h. Mer detaljerte undersøkelser kan muligens klargjøre dette nærmere.

STEINORIENTERINGSANALYSER.

I det undersøkte området er det en hel del kraftige framstøtsmorener. Jeg fikk lyst til å foreta en del steinorienteringsanalyser i noen av dem. Hensikten var å undersøke om det finns noen påviselig sammenheng mellom orienteringen av steinene i en morenerygg og lengderetningen av samme ryggen. Jeg var også interessert i å undersøke hvorvidt alle størrelser av stein legger seg i en viss retning, eller om det bare er én steinstørrelse som gjør dette. Derfor ble lengden av hver enkelt stein målt. Dessuten var jeg interessert i å undersøke om det finns noen påviselig forskjell i steinorienteringen med dypet. Jeg har derfor på ett sted foretatt analysen i to forskjellige dyp av en morenerygg, og har også her målt lengden av hver stein for å se om det var noen variasjon i orienteringen med størrelsen av steinene.

Ett sted har jeg målt helningen av steinene i et vertikalsnitt normalt på ryggens lengderetning, for å se om det skulle finnes noen utpreget helningsvinkel på steinen i en framstøtsmorene. For å se om det er noen variasjon med størrelsen, ble også her lengden av hver stein målt.

Jeg har foretatt analyser i 3 horisontalsnitt og ett vertikalsnitt i Hallemorenene. Analysen i horisontalsnittene er foretatt fra overflaten og ned til ca. 25cm. På fig. 17 er gjengitt stedet for disse analysene.

I en av moreneryggene mellom "1237" (E₄) og Høloksli (E₄) har jeg foretatt analyser i 2 horisontalsnitt, det ene fra overflaten og ned til ca. 30cm, i det andre fra ca. 0,75m ned til ca. 1,10m.

For alle 5 horisontalsnitt har jeg brukt en flate på ca. 1,5 x 1,5 meter. Alle disse analysene er tatt midt i ryggen for å eliminere den feil som utrasninger kunne forårsake. Dessuten er de tatt hvor underlaget er mer eller mindre horisontalt.

Til analysene har jeg brukt alle steinene jeg traff på som hadde en utpreget lengdeakse, 100 stein i hvert snitt. Ved måling av lengderetningen er brukt et Silvakompass med 360°'s inndeling. Når jeg målte retningen av en stein, holdt jeg kompasset et stykke over denne og siktet langs

kanten av kompasset. Det viste seg nemlig at jernutfellingen i jordprofilets B-horisont kunne forårsake en dreiling av kompassnålen på opptil 90° , dersom jeg holdt kompasset helt nedtil steinene.

Den videre bearbeidelsen har jeg gjort på følgende måte: Først ble misvisningen (5°) fratrukket for hver måling. Deretter delte jeg gradnettets inn i klasser med 10° i hver klasse, slik at f.eks. alle steinene som lå mellom 1° og 10° , blei tatt for 5° , alle mellom 11° og 20° for 15° o.s.v. Under bearbeidelsen forsøkte jeg med 5° 's inndeling istedet for 10° 's for noen analyser, men da bildet blir det samme, valgte jeg 10° 's inndeling, da dette er endel enklere. Jeg forsøkte også med forskjellig 10° 's inndeling, jeg lot f.eks. inndelingen skje slik at steinene som lå mellom 3° og 12° blei tatt for 8° , steinene mellom 13° og 22° for 18° o.s.v. Flere inndelinger blei også forsøkt, men resultatet blei det samme som i den metoden jeg valgte.

Framstillingsmetode.

Jeg har brukt endel tid på å komme fram til en metode til framstilling av resultatet som for det første kunne vise orienteringen i forhold til moreneryggens lengderetning. Framstillingen måtte også være slik at man dessuten kunne sammenlikne resultater fra forskjellige snitt, og sammenlikne orienteringen av forskjellige steinstørrelser innen ett og samme snitt. Til det siste formål er polarframstillingen lite egnet. Jeg har derfor valgt å bruke et rett-vinklet koordinatsystem, hvor gradinndelingen danner x-aksen og antall steiner (frekvensen) danner y-aksen. På x-aksen er avmerket moreneryggens lengderetning og retningen normalt på denne. Ved å sette resultatene fra de forskjellige snitt under hverandre, og ved å sette resultatet av orienteringsanalyser med forskjellig steinstørrelse i ett og samme snitt under hverandre, kan man på en enkel måte foreta sammenlikninger.

Som nevnt er der til undersøkelsene brukt 100 stein i hvert snitt, men blant disse er representert mange forskjellige steinstørrelser. For ikke å få et for lavt

tall når jeg skulle ta hver steinstørrelse for seg, måtte jeg derfor dele steinene inn i klasser. De klasseinndelingene jeg har brukt for alle snittene er: 3+4+5cm store steiner i én klasse, 6cm's i en annen, 7+8+9cm's i en tredje og 10cm's og større steiner i en fjerde klasse. Denne inndelingen er ikke tilfeldig. Jeg undersøkte nemlig på forhånd hvilken klasseinndeling jeg måtte bruke for hvert snitt for å få et høyt tall i hver klasse, og for ikke å få altfor stor forskjell i antall steiner i de ulike klassene. Deretter valgte jeg den ene klasseinndelingen som best kunne passe til alle snittene.

Richters resultater.

Tidligere har K.Richter (Zeitschrift für Gletscherkunde, 24-25, 1936-37) og R.W.Galloway (Journal of Glaciology 1952-56) foretatt en del undersøkelser angående orienteringen av steinene i endemorener.

K.Richter har foretatt sine undersøkelser ved Engebreen og Fondalsbreen (Svartisen). De studiene han har utført ved Engebreen, er gjort hvor underlaget var mer eller mindre horisontalt. Vesentlig annerledes er forholdene ved Fondalsbreen. Dennes bretunge ender på et glattslipt svaberg, og de yngste morenene består av sterkt rundete blokker, hvor det finere materialet ble bortført før morenene ble laget.

Fondalsbreen (se side 27 i Zeitschrift für Gletscherkunde.)

I en blokkendemorene finner han et maksimum langs moreneryggen. Han har her brukt 37 blokker og det han kaller maksimum, opptrer i en så vid sektor som 40° .

I en eldre endemorene som består av store blokker, mente han også å finne et maksimum langs moreneryggen. Han har her brukt 41 blokker, og maksimum opptrer også her i en sektor på 40° .

I en blokkendemorene brukte han så 52 steiner av knyttnevestor størrelse. Her får han et tydelig maksimum normalt på ryggens lengderetning.

Denne forskjellen i orienteringen mener han skyldes at morenene er blitt avsatt på forskjellig måte. De store blokkene mener han har fått sin orientering ved at isen har skjøvet dem fram, mens de knyttnevestore steinene har fått sin orientering ved at breelver har ført dem langs iskanten. Til det er å bemerke at dette ikke blir

noen framstøttsmorene.

Engebreen.

Morenene foran Engebreen inneholder mer finmateriale enn dem foran Fondalsbreen. I en analyse av 69 stein i den yngste morenen finner han et maksimum i isbevegelsens retning (altså omtrent normalt på moreneryggen). Denne orienteringen mener han skyldes at materialet er trukket med isen i "Schmutzbändern", og at orienteringen er opprettholdt fra disse båndene.

Galloway's resultater.

Galloway studerte ende -og sidemorener i Lyngsdalen, og både blokkmorener og morener med finmateriale var representert. Han brukte minst 50 steiner på omkring 10cm. Han finner at steinene i sidemorenene ligger omtrent på tvers av ryggens lengderetning, med en framoverpekende komponent. I endemorenene finner han at steinene ligger langs ryggens lengderetning. Disse to strukturene forklarer han på følgende måte (side 732): Strukturen i sidemorenene skyldes at steinene for det meste er transportert av isen i en stilling parallellt med isens bevegelsesretning (dette finner han for englacialt materiale). Derfor tyder den transversale orienteringen på at isen beveget seg radiært i tungen da morenen ble laget.

Stukturen i endemorenene mener han skyldes at den er laget ved puffing og rulling, at altså breen har skjovet materialet framfor seg, i kontrast til "the lodgement" som bygget opp sidemorenene. Tilsvarende framherskende orientering ble iaktatt i blokkmorenene.

Nå fant han ikke samme orientering i det øverste laget som i et lag lenger nede. Han mener dette kan skyldes én av to ting: Enten er 50 steiner utilstrekkelig til å gi et nøyaktig bilde av orienteringen, eller så varierer strukturen med dypet.

Egne resultater.

På fig. 24, 23 og 22 er gjengitt resultatene av orienteringsanalysene i de 3 horisontalsnittene i Halle-morenene. Det som med én gang slår en, er at det ikke er noe utpreget maksimum eller minimum i noen som helst retning hverken i h_1 , h_2 eller h_3 . På fig. 25 er gjengitt resultatet av orienteringsanalysen fra det øverste snittet, h_4 , i morenen mellom "1237" og Høloksli. Her er det et maksi-

mum omtrent på tvers av ryggens lengderetning. Men da maksimum spenner over hele 50° , er det kanskje vanskelig å legge for mye i det. 70% av alle steinene ligger i denne sektoren. For altså å se om det finns noen påviselig variasjon i orienteringen med dypet, foretok jeg enda en retningsanalyse samme sted, men i 0,75-1,10 meters dyp, h_5 . Resultatet av denne analysen er gjengitt på fig. 26. At det finns en forskjell mellom denne og analysen fra overflaten er klart, men da det for det første ikke finns noe maksimum i h_5 , og det for det andre er like stor innbyrdes variasjon mellom h_1, h_2, h_3 og h_4 , går det ikke an å slutte noe ut fra forskjellen mellom h_4 og h_5 .

Den store variasjonen som er tilstede mellom de forskjellige horisontalsnittene, virker nokså tilfeldig. Tar en alle steinene i disse morenene, fra 3cm lange stein og oppover, under ett, blir konklusjonen den at det finns ingen utpreget orientering av steinene.

Dette resultatet er helt annerledes enn både Richters og Galloway's resultater. Det skal her pekes på at også Richters og Galloway's resultater innbyrdes avviker endel fra hverandre (men likevel ikke så mye som mine gjør fra deres). Den forskjell som det er mellom deres resultater og mine egne kan kanskje avspeile forskjellig avsetningsmekanisme i de tre tilfellene, eller den kan skyldes at steinenes størrelser er så forskjellige.

På fig. 28 er gjengitt orienteringen til de ulike steinstørrelser i h_1 . Nå måtte jeg for sammenlikningens skyld bruke den samme klasseinndelingen for hvert snitt. Dermed kommer jeg en gang ut for, som i dette tilfellet, at antall steiner varierer svært mye fra klasse til klasse. For mitt formål er dette av mindre betydning, da jeg ikke først og fremst skal sammenlikne resultatene fra de forskjellige klassene, men studere hver enkelt klasse og se om der i noe tilfelle er noe markant utslag. Nå er nok 10 og 17 steiner i henholdsvis klassen for 6cm og klassen for 10cm og over for lite til å dra noen sikre slutninger, men en viss peiling kan en likevel få. Av fig. 28 ser en at det ikke er noe markant maksimum i noen av klassene. Fig. 29 gjengir orienteringen av de forskjellige steinstørrelsen i h_2 , og fig. 30 gjengir det samme for h_3 . Hverken for h_2 eller h_3 finner en noe maksimum i noen av klassene.

Fig. 31 viser orienteringen av de forskjellige steinstørrelsene i h_4 . Her kunne det se ut til at hver kurve har samme utseende som kurven for alle steinene tatt under ett (se fig. 25), at det altså er et visst maksimum omtrent normalt på moreneryggen.

På fig. 32 sees den tilsvarende orienteringen i h_5 , som altså er i samme rygg som h_4 , bare dypere. Heller ikke her er det noen utpreget orientering av noen steiner.

Kan en så si noe om steinorienteringen i morener ut fra disse analysene?

Som tidligere nevnt, kan den store forskjellen i resultatene som Richter, Galloway og jeg selv er kommet til, skyldes forskjellig avsetningsteknikk.

Det en ellers kan si, er at stein under iallefall 10cm ikke vil legge seg i noen bestemt retning i en framstøtsmorene som består av mye fint materiale. Det er altså et spørsmål om det kan tenkes at større stein, f.eks. over 20-25cm, vil legge seg i en viss retning. Nå er morenene i dette området relativt blokkfattige. Det ville derfor kreve formye tid å forsette en analyse til jeg hadde 90-100 steiner av størrelse 20-25cm.

Jeg har imidlertid foretatt en orienteringsanalyse i en blokkmorene i Rembesdalen (A54). (Se fig. 61.) Her brukte jeg 100 blokker på 50cm og over. Resultatet av denne analysen er vist på fig. 27. Her er det et tydelig maksimum omtrent parallellt med moreneryggen. Dette kan kanskje antyde at det bare er blokker som får en utpreget orientering i en eller annen retning under et breframstøt. Men her besto morenen bare av blokker. Det er mulig at et stort innhold av finmateriale (fin og grov sand) kan påvirke orienteringen på en eller annen måte.

Det kan f.eks. tenkes at årsaken til at det ikke finns noen utpreget orientering i noen av horisontalsnittene, er at den enkelte stein ikke er kommet i direkte berøring med isen under framstøtet, men er blitt skubbet fram inni en masse. Dersom det ligger endel isolerte steiner og blokker foran en framrykkende isfront, kan en lettere tenke seg at disse vil bli ordnet parallellt med iskanten når breen rykker fram.

Jeg skal tilslutt omtale analysen av helningen av steinene i vertikalsnittet. Til dette brukte jeg en flate på ca. 1,5mx1,5m nærmest toppen av morenen. På fig.33 er gjengitt resultatet av denne analysen. Dette vertikalsnittet er orientert NNØ -SSV (sammenlikn fig.17). Selv om det er noen topper på kurven, finns det ikke noe entydig maksimum. Det ser altså ut til at det heller ikke er noen utpreget helningsvinkel på steinene, hverken når en tar alle steinene under ett eller når en tar hver størrelsesklasse for seg.

POLLENANALYSE.

For å forsøke å datere Eidfjordstadiets brefframstøt besluttet jeg oktober 1963 å ta en myrprøve i Eidfjord. Men dette viste seg å være vanskelig, da det ikke finns myr hverken i Simadalen, Øvre eller Nedre Eidfjord. Jeg måtte derfor lete etter myr et annet sted, og i samråd med dosent dr.philos.Ulf Hafsten besluttet jeg å forsøke på Busnes, som ligger midtvegs mellom Eidfjord og Kin-sarvik (se nøkkelkartet, fig.1). Busnes danner en stor, vel 1,5km bred flate (fra fjorden til dalsiden). Den består av fast fjell og ligger ytterst ca. 110m o.h. Den ytterste delen er nesten horisontal, men fra sør-siden av riksvegen til dalsiden skråner den oppover til ca. 160m o.h. Prøven er tatt i en stor myr på nordsiden av riksvegen, like NØ for bygdemuseet. Jeg foretok først en del prøvestikk til jeg fant det sted det så ut til å være dypest, ca. 3m. Myren ligger i et basseng med en terskelhøyde på ca. 110m o.h.

Prøven ble tatt med et Hillers torvbor med 50cm's kanne. Det ble tatt 6 kanner sammenhengende fra overflaten og ned til bunnen av myren, hvor det var sandig leirgytje. Hvor langt det er ned til fast fjell, vet jeg ikke. Grensen mellom minerogent og organisk materiale kom med i den nederste kannen. Jeg fikk dermed anledning til å ta ut en prøve umiddelbart over kontaktsonen. I de nederste 60cm ble det tatt ut prøve for hver 5.cm, i resten av profilet opp til 30cm ^{under overflaten} ble tatt ut prøver for hver 10.cm.

Prepareringen av prøvene og tellingen av preparatene foregikk høsten 1963 på Botanisk Museum i Bergen, under veiledning av dosent U.Hafsten.

Prepareringen ble utført etter Erdtman's modifiserte metode (koking i KOH og acetylering). Deretter ble preparatene farget etter professor K.Fægri's metode, med fuchin-B. Tellingene ble utført med et binokular mikroskop.

Det vil fremgå av pollendiagrammet, pl. 6, at jeg for det meste har tatt preparater for hver 20.cm i profilets

nederste deler, mens det var nødvendig å telle preparater for hver 10. cm øverst.

Det er talt fra 210 til 680 treslagspollen (AP) i hvert preparat.

Analyseresultater.

Som det går fram av pl. 6, er det tegnet egne diagram for treslagspollen (AP), eikeblandingsskog (QM), urtepollen (NAP), og vatnplanter og kvitmosesporer (AqP og Sph).

I AP-diagrammet inngår de vindbestøvende arter furu (Pinus), bjørk (Betula), or (Alnus), selje/vier (Salix) og hassel (Corylus). Dessuten er angitt funn av tindved (Hippophaë) i den nederste kannen og bergflette (Hedera) i den øverste delen av diagrammet.

I QM-diagrammet inngår alm (Ulmus), lind (Tilia) og eik (Quercus).

NAP-diagrammet inneholder halvgress (Cyperaceae), gress (Gramineae), lyngarter (Ericales) og syre (Rumex), foruten funn av mjødurt (Filipendula), malurt (Artemisia) og marimjelle (Melamphyrum).

I AqP-diagrammet er det tegnet inn egne kurver for kvitmosesporer (Sphagnum-sporer), vatnplantepollen (AqP) og tusenblad (Myriophyllum). Det var vesentlig tjønnaks (Potamogeton) som utgjorde vatnplante-pollen.

Før diskusjonen om sonegrensene vil jeg gjøre oppmerksom på at I. Undås (1944) etter kart angir m.g. på Bu til 140m o.h. Da jeg ikke finner noen marine indikatorer på grensen mellom det minerogene og organiske materialet (og heller ikke lenger oppe), men tvert imot bare ferskvatnsindikatorer (se pl. 6), regner jeg med som sikkert at det har foregått en uforstyrret sedimentasjon av pollen, fra bunnen av myren til toppen. En annen ting er at terskelhøyden, 110m o.h., likevel kan være laver enn m.g., slik at det underste laget i diagrammet angir en omtrentlig (kanskje minimums-) alder for når havet sto i 110m på Busnes. Dette skal jeg komme tilbake til.

Sonegrenser.

Følgende skjema viser inndelingen av sen -og postglacial

tid (etter Hafsten 1956):

	Sone	Navn	Årstall (B.P.)
	IX	Sub-atlanticum	2500
	VIII	Sub-boral	5000-2500
Post- glacial	VII-VI	Atlanticum	7500-5000
	V	Boreal	9500-7500
	IV	Pre-boreal	10000-9500
Sen- glacial	III	Yngre dryas (Ratid)	10800-10000
	II	Allerød	11700-10800
	I	Eldre dryas	13500-11700

Jeg skal så, bare sålangt det er nødvendig for en tolkning av diagrammet pl. b, gi en karakteristikk av vegetasjonens hovedtrekk i de forskjellige periodene i postglacial tid, da alle disse periodene synes å være representert i pollendiagrammet. Denne karakteristikken er hentet fra Hafsten (1956 og 1960) og K.Fægri (1940 og 1943).

Pre-boreal.

Denne perioden domineres av bjørkeskog (Betula). Furu (Pinus) spiller en viss rolle. Dessuten er der litt vidje/selje (Salix). Der er mye urter, f.eks. syrer (Rumex), malurt (Artemisia) og mjødurt (Filipendula). På Østlandet var det mye tindved (Hippophaë) (Hafsten 1956), som er en meget lyskrevende, postglacial pionerplante.

Boreal.

Ved overgangen til denne tørre perioden går bjørken (Betula) veldig tilbake, samtidig som furuen (Pinus) gjør seg mer og mer gjeldende og etterhvert blir det dominerende treslag. Vidje/selje (Salix) og tindved (Hippophaë) går tilbake, og det blir etablert en rasjonell hassel- (Corylus)grense. Nedgang i urtemengden.

Furumaksimum ser ikke ut til å være samtidig over hele Skandinavia, mens hasselmaksimum derimot ser ut til å være samtidig over hele Nord-Europa (Hafsten 1956). I slutten av perioden økning av or (Alnus Glutinosa) og ekspansjon av QM.

Atlanticum og Sub-boreal.

Økningen av or og ekspansjonen av QM i slutten av Boreal

indikerer en forandring av klimaet mot varmere og fuktigere forhold. Denne forandringen betegner overgangen til den post-glaciale varmetid som spenner over Atlanticum og Sub-boreal. Utviklingen gjennom den varme perioden foregikk ikke samtidig over hele Norge, men var en funksjon av klimaet. Mens eikeblandingsskogen i Øst-Norge kulminerte i Atlanticum, ser ikke dette ut til å ha skjedd i Vest-Norge før i Sub-boreal.

I Vest-Norge var det i Atlanticum for det meste bjørk (*B. verrucosa*), or og noe hassel. Det er lite furu (*Pinus*), eik (*Quercus*) og alm (*Ulmus*).

I slutten av denne perioden spredte imidlertid eiken seg fort, og utviklet seg videre i Sub-boreal. Lind (*Tilia*), og ask (*Fraxinus*) etablerte seg ikke før ved overgangen til Sub-boreal. Hassel (*Corylus*) spredde seg ved slutten av Atlanticum og begynnelsen av Sub-boreal.

Eik og hassel går tilbake ved slutten av Sub-boreal samtidig som der er en økning av NAP.

Sub-atlanticum.

I denne perioden skjer det en avskogning i Vest-Norge, mens NAP femdeles er dominerende. Hei -og lyngsamfunn overtar etter skogvekstene.

Pollendiagrammet fra Busnes.

Nederst i diagrammet, pl. 6, er bjørk (*Betula*) det dominerende treslag og utgjør her opptil 80% av AP. Der er litt furu (*Pinus*), 11-12%, vidje/selje (*Salix*), 8-9%, og spor av or (*Alnus*). Der er funnet tindved (*Hippophaë*). Der er mye NAP, særlig syre (*Rumex*). Så skjer det en velldig tilbakegang av bjørk, samtidig som furu blir mer dominerende enn tidligere. Hassel (*Corylus*) kommer, sammen med or. Vidje/selje går tilbake. Det samme gjør NAP. Syre forsvinner etterhvert.

Etter karakteristikken som nettopp er gitt, skulle den nederste delen av diagrammet representere Pre-boreal, sone IV, mens nedgangen i bjerkepollen og NAP, økingen av furu -og hasselpollen skulle angi overgangen til Boreal, sone V.

Det er vanskelig å angi grensen mellom Boreal, sone V, og ~~sub~~ Atlanticum, sone VI og VII, bl.a. fordi or (*Alnus*) ser ut til å komme så tidlig. Jeg har derfor ikke skilt

mellom sone V og sone VI og VII.

Omtrent midt i diagrammet kommer den varmekrevende or (Alnus) sterkt inn i bildet (26-28%), samtidig med lind (Tilia). Eiken blir stadig mer dominerende.

Det ser derfor ut til at vi her har representert grensen mellom Atlanticum, sone VII, og Sub-boreal, sone VIII.

I Sub-boreal er det et funn av den ekstreme klima-indikatoren bergflette (Hedera) (cf.).

Så går hassel og or tilbake, og siden går alm, lind og eik tilbake i tur og orden. Samtidig med dette er der en sterk øking av NAP, spesielt av lyng (Ericales). Jeg har derfor her satt skille mellom Sub-boreal, sone VIII, og Sub-atlanticum, sone IX.

Da jeg vil bruke pollendiagrammet til et dateringsforsøk, er den nederste delen av diagrammet av størst betydning. Spørsmålet er altså om den aller nederste delen av diagrammet, pl. 6, virkelig representerer Pre-boreal tid (sone IV).

Høsten 1962 tok cand.real. I.Klovning en myrprøve (bunnkanne) i en jettegryte på Furuberget, Flåmsdalen. Klovning mener at den nederste delen av diagrammet representerer Pre-boreal (Klovning 1963).

Høsten 1963 ble det til Laboratoriet for Radiologisk Datering i Trondheim sendt inn en prøve til C-14 datering, med dosent U.Hafsten som oppdragsgiver. Prøven besto av gytje og var tatt fra den nederste delen av materialet i samme jettegryte på Furuberget. Våren 1964 kom resultatet av undersøkelsen. Dateringen (T-412) ga en alder på 9300 ± 300år fra nåtid (1950) (alt pers.medd. fra dosent Hafsten).

Etter skjemaet s.51 skulle dette ligge på overgangen mellom Pre-boreal (sone IV) og Boreal (sone V). 9300+300 gir Pre-boreal, og 9300-300 gir Boreal, hvilket gir en god overensstemmelse mellom pollendiagram og C-14 datering.

Da Flåm og Busnes ligger omtrent på samme lengdegrad, like sentralt og kontinentalt i landblokken og avstanden mellom

stedene er forholdsvis liten, skulle det være dekning for en sammenlikning mellom disse to områdene.

C-14 dateringen fra Flåm viser at den nederste delen av diagrammet, pl. 6, virkelig er fra Pre-boreal eller overgangen mellom Pre-boreal og Boreal (en forskyvning på 3-400 år vil gi store utslag, da Pre-boreal var av kort varighet). Dette viser altså at den innerste delen av Hardangerfjorden, ved Busnes, iallfall var isfri så tidlig som for ca. 9300 år siden.

Da det er mulig at terskelhøyden på 110m o.h. ligger under m.g. på Busnes, er 9300 år en minimumsalder. Dersom myrprøven var blitt tatt i en høyereliggende myr, f.eks. 160-170m o.h., eller om jeg hadde analysert den sandige leirgytja i bunnen av myra på 110m o.h., kan det altså tenkes at en ville kommet enda lengre tilbake i tid.

DATERING AV EIDFJORD - OSASTADIET.

A.Simonsen (1963) foretok 3 pollen-prøver i Ulvik-området. Ut fra disse finner han at Tyssedalsmorenen, tilhørende Osa-stadiet, skulle være avsatt ved overgangen Boreal/Atlanticum. Simonsen selv mener dette er en usannsynlig, både ut fra K.Fægri's pollenanalyse fra Skutletjern på Voss (Fægri 1949), fra hans diagram fra Botnavatn i Luster, Sogn, (Fægri 1949) og fra hans analyse av en myr på Haugastøl (Fægri 1945). På de to førstnevnte stedene synes diagrammene å vise et Pre-borealt spektrum, mens nederste del av diagrammet fra Haugastøl synes å gi Boreal tid. Simonsen mener at hans eget resultat skyldes svikt i prøvetakingsmetoden (Simonsen 1963).

Nå synes mitt diagram, pl. 6, å vise Pre-boreal/Boreal tid i de nederste spektrene, noe som støttes av C-14 dateringen fra Flåm.

Terskelhøyden på bassenget på Busnes er ca. 110m o.h. Den marine grensen i Eidfjord er sannsynligvis noe høyere, ca. 113m o.h. Dersom en nå bruker en rimelig gradient på strandlinjene, skulle det bety at ca. 110m o.h. på Busnes omtrent skulle tilsvare en høyde på 117-119m o.h. i Eidfjord. Terrassen i Eidfjord (på 113m o.h.) er imidlertid dannet etter at isen forsvant derfra. Å anta et havnivå på 117-119 m over det nåværende i Eidfjord ved bre-
framstøtet, skulle ikke være så urimelig, da det for det første må ha tatt lang tid å få bygget opp en terrasse av de dimensjonene som randterrassen i Nedre Eidfjord er. Dessuten må det ha tatt en viss tid med avsmeltingen fra Nedre Eidfjord. Hele tiden har landet hevet seg relativt til havnivå.

Jeg mener derfor at pollenanalysen på Busnes gir en omtrentlig alder på Eidfjord-Osastadiets bre-
framstøt.

Etter dette skulle bre-
framstøtet ha skjedd sent i Pre-boreal tid eller ved overgangen mellom Pre-boreal og Boreal, altså for ca. 9500 år siden.

Tidligere mente man at randavsetningene i Eidfjord (Kaldhol 1941, Undås 1944) og Odda (Undås 1944) representerte Ra'et på Vestlandet.

Kaldhol (1941) var av samme oppfatning. Han henfører de høyeste terrassene i Øvre Eidfjord (som etter hans mening skal være ca. 100m o.h.) til g-linjen i sitt ^(Tanners)strandlinjediagram. Til dette er det bl.a. å bemerke at noen av terrassene i Øvre Eidfjord kan være lakustrine, bestemt av et høyere nivå av Eidfjordvatnet (se side 41). Dessuten er strandlinjediagrammet utarbeidet for et område i det nordlige Skandinavia. For å kunne bruke dette i Hardanger måtte en i så tilfelle først vise at isobasene på hele strekningen mellom nord-Skandinavia og Hardanger hadde innbyrdes samme avstand, eller i det minste vise at den innbyrdes avstand mellom isobasene var den samme i nord-Skandinavia og Hardanger. Vi vet vel enda for lite om dette til at vi uten videre kan bruke det nevnte strandlinjediagram på hvilket som helst område.

A.Simonsen (1963) antyder Ratid som et alternativ til Pre-boreal alder for Osa-stadiet. Han understreker imidlertid at han utelukkende bygger på indisier.

Foruten pollendiagrammet taler følgende ting mot at Eidfjord-Osastadiet kan representere Ratid:

1. Forskjellige C-14 dateringer fra Bergensområdet.

En datering ble foretatt på knust skjell i bunnmorenen fra Ulven. Skjellene er samlet inn av I.Undås. Denne dateringen ga Allerød alder (ca. 11500 ± 300år), som viser at et yngre breframstøt (Yngre dryas) har rotet opp marin leire sammen med morenemateriale.

En annen datering, T-228A, fra Florida, Bergen, viser det samme. Skjell av Allerød alder (11700 ± 150år) er rotet opp av en bre av Yngre-dryas alder. (Radiocarbon, vol.6, 1964.)

Dermed skulle det være klart at Ra-tidens bre har gått over Os og Bergen.

Det har vært antatt at de store randavsetningene på Herdla og Holsenøy skulle representere Ra'et, men her er det ingen C-14dateringer å støtte seg til.

2. Isskillets beliggenhet.

Ved siste brebevegelsen på Hardangervidda (Eidfjordstadiets breframstøt?) synes isskillet å ha gått over de sen-

trale deler av vidda (Rekstad 1903). Avstanden fra isskillet til Østlandets Ra-morener synes dermed altfor stor til at en parallellisering av Eidfjord-Osastadiet med Rastadiet er rimelig. O.Liestøl (1962) er av samme oppfatning.

3. Firngrensen i Ryfylke under Ra-tid.

B.G.Andersen (1954) finner en så lav snøgrense for Rastadiets breframstøt i Ryfylke (900-950m o.h.), at han antar at hele høyfjellsstrøket fra indre Ryfylke, over Hardangervidda til Jotunheimen, ble liggende over snøgrensen. Det nevnte høyfjellsstrøket kom dermed til å danne akkumulasjonsområde for Rastadiets breer i Ryfylke, mener Andersen. Også dette forhold skulle tale mot at Eidfjord-Osastadiet representerer Rastadiet. Her er det imidlertid det å bemerke, at firngrensen heller ikke under Ratid har vært like høy overalt. Teoretisk kan man godt tenke seg at forskjellen i firngrensens høyde mellom Ryfylke og Hardangervidda under Ratid var 2-300 meter, slik som mellom Folgefonna og Hardangerjøkulen idag. (Se fig. 36 i G.Østrem og O.Liestøl: Glaciologiske undersøkelser i Norge 1963. N.Geogr.Tidsskr.bd.XVIII 1961/62, Oslo 1964.) Der som man i tillegg til dette tar hensyn til en forskjellig landhevning på minst 50m på de to nevnte stedene, ser man at det slett ikke er sikkert at hele Hardangervidda har vært akkumulasjonsområde for Rastadiets breer i Ryfylke. Dessuten kan firngrensen i Ryfylke gjerne ha vært over 1000m, da der ikke er høye nok fjell der morenene ligger til at en kan få "prøve" firngrensen.

4. Morenene i Hallingdal og Hemsedal.

Fra Eidfjordstadiets morener på vidda finner en så og si sammenhengende dødisavsetninger østover. Det ser derfor ut til at isen som avsatte morenene har dekket områdene østover. Men hvor langt øst har isen strukket seg? F.Isachsen (N.Geogr.Tidsskr. 4, Oslo 1933) og T.Sund (N.Geogr.Tidsskr. 9, Oslo 1943) har beskrevet flere morener øst for Hardangerjøkulen, f.eks. sidemorenen under Reineskarvet og endemorenen ved Bjøberg i Hemsedal. Det er ikke umulig at disse morenene er samtidige med Eidfjord-Osastadiets morener. Hvis så er tilfelle, må isen ha smeltet langt tilbake fra Raet på Østlandet ved Eidfjord-Osastadiet.

Det som kunne tenkes å tale for at Eidfjord-Osastadiet representerer Ratid, er:

1. Likheten mellom f.eks. Lysefjordstadiets morener og Eidfjord-Osastadiets morener.

Typisk for Lysefjordstadiets morener er at de ofte består av 3 og 4 parallelle rygger. Det samme har A. Simonsen (1963) iaktatt for Osa-morenene og jeg for Eidfjordmorenene (f.eks. ved Halle). Men dette er langt fra noe bevis, knapt nok et indisium.

2. Man finner ikke noe aktivt staidum innenfor raene i Ryfylke som kunne parallelliseres med Eidfjord-Osastadiet.

Dette er heller ikke noe bevis. Det spørs hvor langt innenfor man skulle vente å finne slike spor. Det behøver ikke bety annet enn at isen på Eidfjord-Osastadiet var smeltet bort fra hele Ryfylke.

3. Firngrensens høyde ved Eidfjord-Osastadiet sammenliknet med nåtidens.

Jeg finner at firngrensen ved Eidfjord-Osastadiet var 350-400m lavere enn den er idag. Dersom firngrensen har vært høyere enn 1000m.o.h. i Ryfylke under Ratid, blir dette også 350-400m lavere enn dagens firngrense.

4. Muligheten av en isfri Hardangerfjord.

Det kunne tenkes, som Simonsen (1963) har antydnet, at Rastadiets brerand lå i Eidfjord-Osa samtidig med at den lå over Os og Bergen. Hardangerfjorden skulle da ha vært isfri, mens det lå is mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden, en is som nådde vest til Os og Bergen.

Dette er en mulighet som bare feltundersøkelser ^{pollenanalyser og C-14dateringer langs Hardangerfjorden} kan bevise eller motbevise.

5. Klimaforholdene ved Eidfjord-Osastadiets breframstøt.

Så vidt meg bekjent er det ikke i noe pollendiagram påvist en så kraftig klimaforverring i Pre-boreal eller overgangen Pre-boreal/Boreal, som den som forårsaket Eidfjord-Osastadiets breframstøt. (2,5-3°C lavere sommer-temperatur enn idag, eller tilsvarende høy vinternedbør.)

6. I forbindelse med C-14 dateringen fra Flåm vil jeg trekke fram følgende: For å få en riktig tid for når

isen forsvant, må det umiddelbart etter dette ha foregått en humusdannelse i jettegryta. Den alderen som C-14 dateringen altså angir, er når humusdannelsen begynte. Dette kan gjerne ha skjedd lenge etter at isen forsvant. C-14 dateringen sier derfor når isen senest kan ha forsvunnet. Det samme sier også pollenanalysene. Dersom nå Ratidas bre skal ha dekket Hardangerfjorden til omtrent sør for Os, vil det si at hele fjorden med sidefjorder ble isfri igjen i løpet av max. 500 år.

Ved overgangen til Boreal ble det et mye varmere klima enn det var i Pre-boreal. Dersom breframstøtet (Eidfjord-Osa) har skjedd i en av disse to periodene, må dette derfor ha vært i Pre-boreal. Det vil igjen si at det ikke bare skjedde en smelting i denne perioden, men også et kraftig breframstøt. I løpet av max. en 500 års periode må altså hele den 15-16 mil lange Hardangerfjorden blitt fri for is, og det må dessuten ha skjedd et nytt, kraftig breframstøt. Tiden, max. 500 år, virker meget kort i forhold til alt det som skal ha skjedd.

7. Det kan, som tidligere nevnt, tenkes at en pollenanalytisk ville kommet lenger tilbake i tid dersom en hadde tatt en pollenprøve i en høyereliggende myr enn den på 110m o.h. på Busnes.

Det overstående viser altså at det er vektige argumenter både mot og for antakelsen at Eidfjord-Osastadiet kan tilsvare Ra-stadiet.

Jeg mener derfor at der enda er for få sikre data til å kunne avgjøre hvorvidt Eidfjord-Osastadiet representerer Ra'et eller et yngre brerandstadium.

1750 - FRAMSTØTET.

Fig. 90 viser en morene som går omtrent nord-sør på vestsiden av Isdølskaaki's botn (89), på SV-siden av Hardangerjøkulen. Fig. 91 viser et bilde av denne botnen. Morenen har en max. tykkelse på ca. 10m. Den kan følges mot nord til brattskrenten som skyvedekket danner. Selve morenen ligger således på fyllittformasjonen, men består nesten utelukkende av gneis fra skyvedekket. Noe finmateriale er der også i den. Morenen kan følges så og si sammenhengende et lite stykke mot sør, så i en bue mot SØ og NØ, til den stanser ved brattskrenten mot skyvedekket på øst-siden av botnen. Det er derfor tydelig at morenen er avsatt av Isdølskaaki da denne hadde større utbredelse enn idag. Da denne morenen er den mest distale som er observert ved Isdølskaakis botn, er det videre grunn til å anta at morenen markerer Isdølskaakis 1750-framstøt.

Foran botnen ved Jøklenutane (89) har jeg observert en liknende morene, som enn ikke så markert som ved Isdølskaaki. Også denne morenen er den mest distale som er observert på dette sted. Det er derfor grunn til å anta at denne morenen markerer 1750-framstøtet til bretungen ved Jøklenutane.

Avstanden i luftlinje fra endemorenen (1750) til fronten av Isdølskaaki er idag ca. 1,5km. Sidemorenen vest for botnen ligger innved brattskrenten i en høyde av ca. 1400m o.h. Bunn av botnen like under ligger på 1270-1280m o.h. Inne ved brattskrenten var altså breen i 1750 min. 120-130m tykk. Bredden av breen var på samme sted 1,2-1,3km. Avstanden i luftlinje mellom endemorenen og sidemorenen ved brattskrenten er ca. 1,1km. Høydeforskjellen er ca. 140m. Gradienten av bretungen var altså på dette stykket i gjennomsnitt ca. 125m/km. Dette høye tallet skyldes nok for en stor del at breen kom fra et høyt platå ned til et lavereliggende.

Ved Jøklanutane ligger idag endemorenen fra 1750 ca. 1,3 km fra breen. Bredden av denne breen var i 1750 $3/4$ km inne ved brattskrenten.

På SV-siden av Hardangerjøkulen ser det altså ikke ut til at jøkulen i 1750 overalt har rukket ned og fram til fyltformasjonen. Den ser derimot ut til å ha sendt tunger radiært ut fra plataet. Siden 1750 har isen ved Isdølskaaki smeltet ca. 1,5km tilbake. Så og si hele utløperen, som lengst inne var 120-130m tykk, har smeltet bort i løpet av vel 200 år.

Jeg har ikke funnet tydelige spor etter yngre framstøt enn 1750-framstøtet.

GEOMORFOLOGI.

DET SUBKAMBRISKE PENEPLAN.

- Tidligere arbeid: W.C.Brøgger, 1893,
 J.Rekstad, 1903,
 V.M.Goldschmidt, 1912,
 J.Lid, 1934.
 O. Linstøl, 1960.

Som jeg nevnte i avsnittet om de geologiske forhold, har jeg foretatt en del høydemålinger av grensen mellom fyllitt og grunnfjell, eller om en vil: høyden av det subkambriske peneplan.

På fig.34 har jeg laget en liste over disse høydemålingene. Målingene nr. 27 og 29 er tatt ut fra flyfoto i målestokk 1:20 000. Høyden er beregnet på den måten at punktet på flybildet er plottet inn på et kart i målestokk 1:10 000 med ekvidistanse 10m.

Målingene nr. 19,22,25 og 29 er høye fjelltopper uten fyllitt. Disse høydene blir derfor minimumshøyder for grunnfjellsoverflaten på vedkommende steder.

På grunnlag av høydemålingene i listen, fig.34, har jeg forsøkt å konstruere et struktur-konturkart over det undersøkte området, med en ekvidistanse på 50m. Resultatet av denne konstruksjonen er vist på kartet, pl.5 . Både W.C.Brøgger (1893) og Rekstad (1903) har flere steder målt høyden av denne formasjonsgrensen, men da noen av deres målinger avviker til dels meget sterkt fra mine egne, har jeg ikke tatt med deres resultater.

J.Lid (1934) har foretatt 6 høydemålinger av grunnfjellsoverflaten i et lite område omkring Veigdalen(6413) like sør for Hallaskard(14) (og like sør for det området som behandles i denne oppgaven). På grunnlag av disse 6 målingene mener han å kunne finne at grunnfjellsoverflaten her faller mot SSV med 10,5m/km.

V.M.Goldschmidt (1912) har laget et struktur-konturkart (grunnfjell/fyllitt) for hele Sør-Norge. Etter dett kartet skal grunnfjellsoverflaten på Hardangervidda ligge på mellom 1200 og 1400m o.h. Men da dette kartet er i målestokk 1:1mill. og med en ekvidistanse på 200m, er det

klart at det ikke viser variasjoner i grunnfjellsoverflaten innen et så lite område som det her er tale om.

O.Liestøl (1960) har konstruert et isohypsekart, med en ekvidistanse på 100m, over det subkambriske peneplan. Kartet har han tegnet dels på grunnlag av eldre målinger (Brøggers og Rekstads) korrigert ved hjelp av nyere kart, og dels på grunnlag av egne observasjoner.

Kartet pl. 5 gir ikke noe enhetlig bilde av grunnfjellsoverflatens helningsretning og gradient. Årsaken til dette skyldes kanskje i første rekke vertikalforkastninger. Men betrakter man et par områder hver for seg, ser man at i den sørøstre delen av området stiger grunnfjellsoverflaten (domformet) mot SØ. Helningen er ikke like stor overalt hernede. Således er den lengst i øst 35-40m/km mot NNV, mens den lengst i SV er ca.15m/km mot vest. Når det gjelder forholdene i Isdalen, skyldes den store depresjonen i grunnfjellsoverflaten i første rekke den store NØ-SV gående vertikalforkastningen i nordvestre siden av dalen. Som nevnt tidligere var formasjonsgrensene henholdsvis 967m o.h. og 1180m o.h. her. Men på SØ-siden av dalen, på Grytehorgja (E6), er grunnfjellsoverflaten igjen oppe i 1100m o.h. Dette gjelder iallfall for den sørligste delen av Grytehorgja. Nå har jeg ikke kunnet observere noen eventuell lav formasjonsgrense i SØ-siden av dalen, da det her ligger en god del morenemateriale. Jeg synes likevel at det er rimelig å tenke seg at Isdalen er dannet langs en gravformig innsynkning. Fig.37 viser et tverrprofil av Isdalen lengst i SV. Et ganske interessant trekk er de to dalsidenes ulike helningsvinkler. Dessuten: Ved foten av den sørøstre dalsiden ligger det mengder av rasmateriale - ved den nordvestre ikke. I den nordvestre dalsiden er det utformet en hylle i formasjonsgrensen - i den sørøstre ikke. Forklaringen på disse forholdene mener jeg ligger i grunnfjelllets struktur. Grunnfjellsbergarten her er gneis, med strøkretning nord-sør, og med steilt fall mot vest (74°). Gneisen er dessuten gjennomført av sprekker (også vist på fig.37). Lagningen på NV-siden er dermed stabil, mens den på SØ-siden er ustabil. Derfor vil det ofte skje utrasninger på sist-

nevnte sted (jfr. rasmaterialet ved foten av dalsiden). Denne utrasningen er skyld i at det ikke er dannet noen hylle ved formasjonsgrensen på denne siden. Her skjer øyensynlig utrasningene i gneisen hurtigere enn erosjonen i den overliggende fyllitten, slik at fyllitten brekker av. (Vi finner nemlig også store fyllittblokker i rasmaterialet.) På SØ-siden av Grytehogja har en også en hylle ved formasjonsgrensen, men her blir jo lagningen igjen stabil.

Man finner igjen de samme dalprofil (med rasmateriale) også andre steder i det undersøkte området, nemlig mellom Svaalnos(C6) og vesle Ishaug(C5) (fig.36), og i Skykkjedalen (fig.35). I disse to dalene har jeg ikke funnet noen forkastning. Det er mulig at dalprofilene her skyldes det samme som i Isdalen, nemlig gneisens strøk- og fallretning.

For å få en oversikt over hvordan forholdene på Svaalnos, i Isdalen og på Grytehogja er idag, har jeg foretatt noen mer detaljerte undersøkelser på disse 3 stedene.

Hvis man har bestemt høyden på 3 punkter på et plan i rommet, kan man ved en enkel metode finne dette plans strøk- og fallretning. La oss si (se fig.38) at punktene A, B og C ligger i samme plan, og at A ligger i en høyde av 1000m o.h., B 950m o.h. og C 900m o.h. Vi trekker så forbindelseslinjen mellom punktene, og får dermed en trekant som også ligger i planet. For å finne dette planets strøkretning regner vi nå ut, eller konstruerer, hvor et punkt D på linjen AC ligger, som har samme høyde o.h. som B (950m). Retningen av den rette linjen gjennom B og D blir da planets strøkretning. Det er nå en enkel sak å bestemme planets fallretning og- vinkel.

Ved å anta at grunnfjellsoverflaten under Grytehogjas fyllitt er et tilnærmet plan, har jeg ved hjelp av den nettopp nevnte metoden bestemt dette plans strøkretning, fallretning og fallvinkel. (Nå beskriver Reusch (1901) noen nord-sør-gående vertikalforkastninger på Grytehogja, ^{fig.41} men de ser ikke ut til å ha større spranghøyde enn ca.1m, slik at disse ikke griper forstyrrende inn.)

Strøkretningen på dette plan er Ø 35°S - V 35°N. Fallretningen er N 35°Ø. Fallvinkelen er omlag 1,7°, eller uttrykt

som en gradient: 30m/km eller 3%. Dette planet har lengst NØ i Isdalen, ved Kleivane, en høyde av 970m, d.v.s. samme høyden som den nederste formasjonsgrensen nord for Isdalssetrene. At grunnfjellsoverflaten på Grytehogja virkelig skråner jevnt nedover mot Kleivane til nevnte høyde, kan man se i Grytehogjas nordvestre brattskrent. På Svaalnos har jeg også målt grunnfjellsoverflatens strøk- og fallretning og dens fallvinkel (også denne gang ut fra den antagelsen at nevnte overflate er et plan). Dette plans strøkretning er Ø 50°S - V 50°N. Fallretningen er N 50°Ø. Vi ser altså at strøk -og fallretningen på grunnfjellsoverflatene til de to fjell ikke avviker stort fra hverandre (bare 15°). Fallvinkelen på Svaalnos' "grunnfjellsplan" er imidlertid bare om lag 1°. Eller uttrykt som en gradient: 17m/km eller 1,7%.

Legger man nå to vertikallplan gjennom Kleivane, det ene mot V 35°N, det andre mot V 50°N, vil ikke disse plan skjære grunnfjellsoverflaten på Svaalnos i en høyde av 970m o.h. (som ved Kleivane), men i en høyde av henholdsvis ca. 1200 og ca. 1190m o.h. Her inne er altså høydeforskjellen mellom de nevnte plan 220-230m, noe vi også skulle vente da de skråner ulike meget.

Jeg skal til slutt ved en skisse, fig. 39, prøve å vise hvordan grunnfjellsoverflaten i områdene rundt Isdalen er idag.

DEN "PALEISKE" FLATE.

Tidligere arbeid: H.Reusch, 1901,
F.Machatschek, 1908,
K.Strøm, 1948.

Det var H.Reusch som omkring århundreskiftet gjorde det klart at det høye, svakt undulerende fjellplatå i Norge, ikke bare var restene etter den gamle kaledonske fjellkjede, men også var et fjellområde som var blitt løftet opp i relativt ny tid, kanskje Tertiær.

For å forklare dette fjellplatås geomorfologiske historie, brukte Reusch W.M.Davis' ide om "uplifted and dissected penepains". Om den gamle undulerende overflaten brukte Reusch uttrykket "Paleisk".

Reusch mente at vi i det sentrale Sør-Norge har to peneplan, ett i max. 1800m's høyde, og et annet i max. 1200-1300m's høyde. Disse to peneplanene skulle da tilskrives to forskjellige perioder i landhevningen.

F.Machatschek (1908) og K.Strøm (1948) er av samme oppfatning som Reusch. Det høyeste peneplanet skulle falle sammen med de høyeste platåene (toppene) som f.eks. Jostedalsplatået, Hallingskarvet, Hardangerjøkulens platå, Hårteigen o.s.v.

Det laveste, "vidda", skulle etter høyden omtrent falle sammen med det sub-kambriske peneplan. På fig.39A er en hypsografisk kurve over det undersøkte området, hvor viddenivået trer tydelig fram.

Et peneplan er kjennetegnet ved at det overskjerer alle slags bergarter, og forblir peneplan uansett berartenes beskaffenhet. Dette skulle også komme fram i hypsografiske kurver for forskjellige områder.

A.Simonsen (1963) laget en hypsografisk kurve både i området med kaledonske bergarter og i grunnfjellsområdet. En betydelig forskjell viste seg. Mens et "vidde"-nivå tydelig kunne spores for grunnfjellsområdet, var ikke dette tilfelle for det andre området. Dette forholdet leder en naturlig inn på spørsmålet om "vidda" virkelig er et peneplan, eller om den bare er en strukturelt betinget flate, utviklet gjennom deler av Tertiær tid og alle gla-

cial -og interglacialtider.

At man som Simonsen ikke finner noe "vidde"-nivå i de løse bergartene, behøver ikke bety noe annet enn at det er blitt gjennomskåret siden, mens de krystallinske grunnfjellsbergartene har vært mer motstandsdyktige mot erosjon. Men jeg mener det kan være en metode til også i grunnfjellsområdet å undersøke om vi har å gjøre med noe peneplan i begrepets egentlige betydning.

Dersom den Paleiske flaten bare er en strukturelt betinget flate, betinget av det sub-kambriske peneplanet, skulle dette vise seg på følgende måte: De største flatene (arealene) skulle opptre omkring grensen mellom grunnfjell og fyllitt. Noen uregelmessigheter må det bli, da det har foregått erosjon i grunnfjellet også.

Jeg har selv undersøkt om det kan være noen forbindelse mellom den Paleiske flaten og det sub-kambriske peneplan. Nå er ikke mine undersøkelser på noen måte nok til bestemt å si om den Paleiske flaten er eller ikke er noe peneplan. Det må undersøkelser til over et større område. Men som et forslag til en undersøkelsesmetode, har jeg gjort det på følgende måte (se pl. 7):

Jeg deler området opp i mindre enheter, og lager en hypsografisk kurve for hvert enkelt distrikt. (Man kunne kanskje bruke litt større distrikt enn jeg har gjort.) På disse hypsografiske kurvene plotter jeg inn høyden av formasjonsgrensen i hvert distrikt. Men nå er ikke en hypsografisk kurve noe vanlig tverrprofil. Man kan derfor ikke plote inn stedet for høydemålingen, bare selve høyden. Jeg har derfor plottet høydemålingene under hverandre langs en vilkårlig vertikal. Der hvor der er flere omtrent like høye punkter, er disse satt ved siden av hverandre. Jeg har dessuten merket av grensene for viddennivået i hvert enkelt distrikt og sammenlikner så dette med høydene av formasjonsgrensene. (Det blir altså et slags isopak-kart.)

På pl. 7 er gjengitt resultatet av undersøkelsene. Som det går fram av plansjen, faller grensen mellom grunnfjell og fyllitt stort sett innen høydegrensene for viddennivået!

Som nevnt er dette området for lite til at en kan bygge

på resultatene bare fra dette. Men det er unektelig fristende å anta at den "Paleiske"flaten ikke er noe egentlig peneplan, men en strukturelt betinget flate.

HOVEDDALENE.

Fra den innerste delen av Eidfjorden skjærer 3 daler seg innover i landmassen, og alle følger det gamle fluviale dalsystem.

Ved Nedre Eidfjord er det til å begynne med 2 daler, nemlig Simadalen som skjærer seg inn mot øst, ^{4.92} og dalen som Eidfjordvatnet ligger i som skjærer seg inn mot sør, fig. 55.

Ved Øvre Eidfjord deler den sistnevnte dalen seg i to: Måbødalen som går mot øst, fig. 93, og Hjelmodalen som går mot sør, fig. 94.

Det er mange som tidligere har studert og omtalt disse unge dalene, spesielt Måbødalen, og da i forbindelse med problemet med dalendedannelsen og dal-i-dal-dannelsen.

Jeg har ikke foretatt noen inngående geomorfologiske studier av Simadalen og Hjelmodalen, og skal derfor ikke komme med noen detaljert beskrivelse av disse. Idet jeg henviser til sprekkeanalysen, fig. 2, skal det bare antydes at hoveddalene kan være anlagt langs markerte sprekker.

Jeg skal imidlertid oppholde meg en stund ved Måbødalen, både fordi denne dalen viser de mest interessante geomorfologiske trekk av de tre nevnte dalene, og fordi jeg selv har foretatt en del detaljerte geomorfologiske studier av denne dalen, og til dels har kommet til andre resultater enn andre.

Rekstad (1903) mener, på grunnlag av vertikalforkastninger, å kunne påvise at Sysendalen/Måbødalen er dannet langs en gravformig innsynkning, hvor innsynkningen har vært mellom ett og tohundre meter. Han henviser til forkastningene langs Algardgilet og Gjuvaa.

Ved behandlingen av Måbødalen velger jeg å dele dalen inn i tre deler:

1. Ytterst - fra Øvre Eidfjord til dalenden like øst for gården Måbø. (etter Ahlmann "den forbigåtte dalenden").
2. Fra denne dalenden og østover omtrent til Høl kafé (E5).

3. Området rundt selve fossen.

Denne inndelingen er gjort fordi disse tre delene hver for seg har sin egenart.

Den ytterste delen.

I denne delen er der et par dalnes som Ahlmann mener viser forskjellig glacial utvikling (Ahlmann 1919, side 74). Det ene dalneset opptrer like vest for gården Måbø, og det andre helt ytterst ved Ø.Eidfjord.

Ved gården Måbø renner elva idag ikke i det dypestliggende partiet av dalen. Man har nemlig her følgende forhold (se fig. 40): Den dypestliggende delen er et gjel og i dette er det jettegryter, både hele og halve, (på nordsiden av gjelet). Riksveg 20 går i bunnen av dette. Det kunne se ut som om fjellknausen mellom elva og gjelet er rester etter et dalnes (se fig. 40). I så tilfelle er det vanskelig å tenke seg annet enn at gjelet, som er 600-650m langt, er dannet subglacialt.

På begge sider av dalen er det en hel del rasmateriale, både foran de tallrike ravinene og mellom disse.

Lengst øst i denne ytre delen er der hva de fleste forskere kaller en dalende (Ahlmann o.a.). Ahlmann (1919), og Gjessing (1956) etter ham, kaller den "den forbigåtte dalende". Fig. 96 viser et bilde og fig. 7 et lengdeprofil av den. Fig. 43 er et tverrprofil over dalen akkurat ved dalenden. Nå mente Ahlmann (1919) at denne dalenden tilhørte den fluviale gamle dalen, altså en dalende dannet fluvialt etter den tertiære landhevning, men selvfølgelig også moderert av isen. Men av tverrprofilet ser vi at dalenden ligger skjevt i forhold til den gamle fluviale dalen. Jeg synes det er rart om en dalende skulle kunne bli anlagt slik rent fluvialt. Jeg synes at det derimot er enklere å forklare den som rent glacialt anlagt, men at iserosjon og forvitring siden har bidratt til dens videre utforming. Sannsynligvis har ikke subaeril fluvial erosjon vært medvirkende i utformingen.

At forvitringen virkelig spiller en ikke helt ubetydelig rolle i utformingen av dalenden, ser man derav at det i dag ligger en mengde utraste blokker i dalenden (fig. 97).

Den midterste delen.

Fra denne dalenden gjør Måbødalen to skarpe svinger, først mot nord og så mot øst. Den midterste delen av Måbødalen er mye smalere enn den ytterste delen. Den har mer karakter av en canyon og har et utvilsomt yngre preg enn den ytterste delen av dalen. De fleste forskere mener da også at denne delen er en yngre dannelselse. Også her har det skjedd en intens postglacial forvitring (se fig. 99), og sannsynligvis er det aller meste av de to store ravinene på nordsiden av dalen utformet i postglacial tid. (Se bare på de store talusviftene som ligger ved foten av dem, fig. 98.) Men det har øyensynlig ikke skjedd utrasninger alle steder. Like vest for det sted hvor riksvegen går inn i Stordalen (D5), har jeg like over vegen funnet isskuring i den steile og glattpolerte dalsiden.

Området rundt selve Vøringfossen.

Fig. 42 er en detaljsskisse av området rundt selve Vøringfossen, og fig. 44 er et tverrprofil av dalen like vest for fossen.

Der er forskjellige forhold som jeg her vil påpeke. For det første er det å si at fossens nåværende løp ikke er et "naturlig" løp. Det skjærer seg nemlig tvers gjennom en 25-30m høy fjellskrent (fig. 100). Denne "fjellskrenten" er begynnelsen (mot nord) av dalsiden til den gamle (fluviale) dalen. Den innerste delen av Måbødalen er med andre ord også anlagt i den gamle dalens dalside! (Se fig. 48, 44)

Den canyon som Bjoreia nå renner i før den danner fossen, er ikke begrenset bare til dette sted. Den bøyer av omtrent mot SØ og er 500-525m lang. (Se fig. 102 og 42.) Denne canyon vil jeg fra nå av for letthets skyld kalle Fossli-canyon.

Fossli-canyon varierer i dybde mellom ca. 25m og ca. 35m. Flere steder er det halve jettegryter i den ene siden. Fire steder kommer det ned andre gjel til canyon, men disse er av langt mindre dimensjoner. Inne i bunnen ("dalenden") av Fossli-canyon, og på platået mellom enden av canyon og hovedvegen, er der flere jettegryter (se fig. 42). Den største av disse finner vi der hvor det står en garasje like ved broen over til Høl Turiststasjon (fig. 101).

Denne jettegryten, nr.1 på fig.42, er ca. 10m i diameter og 12-13m høy. Dens bunn ligger ca. 675m o.h. (etter Vassdragsvesenets målinger).

Jettegryte nr.2 på fig.42 er ca. 3m i diameter og 4-5m dyp. Jeg boret ned i denne med et tynt rør og fant at det var sand og leire på bunnen.

Jettegryte nr.3 er 5-6m i diameter og 6-7m dyp. Nr.4 er nær bunnen 6-7m i diameter og bakveggen er ca. 9m høy.

Tegner man et lengdeprofil gjennom disse 4 jettegrytene og selve Fossli-canyon fram til Vøringfossen, får man et bilde omtrent som vist på fig.45. Fallet på canyon fra jettegryte nr.1 til fossen er 3:52. Fallvinkelen blir dermed 3,3°. I bunnen av canyon ligger det til dels meget rasmateriale (fra sidene), fig.103.

Alle jettegrytene ligger i en forsenkning som går fra gryte nr.1 direkte til selve Fossli-canyon. Jeg synes etter dette at det er naturlig å tenke seg jettegrytene dannet i forbindelse med selve canyon.

Dannelsen av Fossli-canyon kan ha skjedd enten: .

1. Subaerilt mens Bjoreia en gang gikk her.
2. lateralt inn til en iskant, eller
3. subglacialt.

Den første muligheten kan straks utelukkes da canyon's begynnelse ved jettegrytene ligger for høyt. En skulle i tilfelle også vente at canyon begynte ved vegen (og altså omtrent i elvas nåværende overflate).

Reusch (N.G.U. 1900-1901) mente at Fossli-canyon var dannet av elva, "maaske i en tid under eller efter istiden, da grusmasser opdæmmede det nuværende elveløb længer syd ved Høl. Det er en mulighed for, at der kan have fundet sted forskydninger paa nogle faa meter langs denne kløft, da terrainet tildels er paafaldende høit paa den ene side". Dersom denne canyon er dannet ved at grusmasser demmet opp elveløpet længer nede, må elvas overflate nødvendigvis ha nådd minst opp til den høyde hvor canyon begynner. D.v.s. at elvas overflate må ha vært min. 30m høyere enn idag. Det vil igjen si at de demmende grusmassenen må ha vært mektigere enn 30m i selve elveløpet ved Høl.

Dersom grusmassene bare har ligget i selve elveløpet, blir ikke længer Fossli-canyon det laveste punkt. Elva ville

m.a.o. ha rent sør for Høl.

Dersom grusmassene hadde dekket mer enn selve elveløpet, ville det ikke lenger ha vært en elv ovenfor Høl, men en innsjø! Canyon måtte da ha vært utløpet av denne innsjøen. Dette medfører nødvendigvis at den demmende grusmassen ikke kan ha ligget lenger vest enn ved begynnelsen (i øst) av canyon (da det ikke kan foregå erosjon i stillestående vatn). Grusmassene måtte også ha nådd helt ned til Vøringfossen, da fjellskrenten som canyon er skåret ned i, heller utover mot elva. Det finns idag ikke noe spor etter en grusmasse av slik utbredelse. Dessuten utelukkes muligheten av en demmende grusmasse i og med fjellryggen som er avbildet på fig. 10. Her måtte i såfall vatnet ha rent oppover bakke sub-aerilt!

Tilbake står de anførte mulighetene 2 og 3. D.v.s. tilbake står bare den mulighet at canyon er dannet i nær kontakt med is. Dersom canyon skulle være dannet lateralt, medfører dette at isen ikke kan ha vært stort tykkere enn 50-60m her. En canyon som denne avspeiler en ganske intens avsmelting, og det lyder litt rart at en så tynn is i sterk avsmelting skulle ligge her ved canyon i så lang tid at en canyon av denne størrelse ble dannet. Hvis vi dessuten ser på "fjellknausen" like ved fossen (fig. 10), er det utelukket at den kan være lateralt anlagt i alle fall. Vatnet måtte i så tilfelle renne oppover bakke sub-aerilt!

Fossli-canyon må altså være dannet subglacialt! Dermed kommer en fram til at Bjoreias nåværende leie ved Vøringfossen er påført, og dannet subglacialt. Da dette stedet ville være et ypperlig angrepspunkt for en aktiv is, må en videre kunne anta at Fossli-canyon er dannet under siste istids avsmeltningsfase, ja, kanskje også etter Eidfjordstadiets breframstøt.

Fossli-canyon spiller en ikke helt uvesentlig rolle i diskusjonen om dalendedannelse, om kanskje ikke generelt, så i alle fall for Måbødalens vedkommende.

I den delen av Fossli-canyon som jeg har merket a-b, er der idag veldige mengder med utrast materiale, men det er likevel helt tydelig at canyon "møter" Bjoreia ved a i elvas nåværende overflate (ja, til og med litt under).

Når først elva var kommet i sitt nåværende leie, var den låst fast, men spørsmålet er om den har hatt sitt nåværende løp i hele postglacial-tiden. Kan det m.a.o. tenkes at elva har gått et annet sted i tidlig postglacial tid og først senere av en eller annen grunn har skiftet leie over til det nåværende?

Nå finner jeg en del godt rundet stein i et belte i myra ved Høi kafé. Stort sett er det bare knyttenevestor stein. Disse steinene kan enten være avsatt subaerilt eller subglacialt. Om de er subaerilt avsatt, må elva likevel bare ha rent her midlertidig, da det ikke finns spor etter noe elveleie.

Jeg antar derfor at elva har hatt sitt nåværende leie i stort sett hele postglacial-tiden. Erosjonen har derfor ikke blitt "fordelt, men konsentrert til det nåværende løp. Når elva og canyon nå møtes i samme nivå, må konklusjonen bli: Den postglaciale, vertikale, erosjon er helt ubetydelig.

Hvor stor postglacial tilbakeskridende erosjon har det vært? Fig. 104 viser at det ikke er noe særlig hakk bak fossen. Men kan det ikke tenkes at forvitringen og utrasningen er så stor at den vil hindre at fossen skjærer seg noe erosjonshakk? Ved å studere bildet, fig. 105, og den nederste delen av fig. 104, blir det klart at det ikke har skjedd så store utrasninger at vi ikke også kan slå fast at den tilbakeskridende erosjon er helt ubetydelig. På fig. 104 vil jeg spesielt henlede oppmerksomheten på grytedannelsen i fossens nedre bakvegg. Av lett forståelige grunner har jeg ikke undersøkt denne gryta nærmere. Dette må nok utsettes til Vøringfossen er lagt i rør!

Kort oversikt og konklusjon.

Bjoreia har hatt sitt leie i hele postglacial tid. På denne tida har elva hverken maktet å skjære seg ned eller tilbake. Gjessing (1956) mener på grunnlag av canyon på fig. 100 at elva skjærer seg mer ned enn tilbake, "ellers ville det ikke bli dannet noen kløft", sier han. Men Gjessing mener jo, da han ikke var oppmerksom på canyon's videre forløp, at canyon ytterst er dannet subaerilt. At den postglaciale erosjon er så ubetydelig er spesielt rart her hvor elva renner langs gneisens strøkretning. At der ikke har vært erosjon skyldes til en viss grad det at

elva kan ha lite bergartsmateriale å arbeide med. Det er noen steder hvor elva flyter veldig stille, som f.eks. ved Høl og Garen (Eb), og her vil det groveste materialet som elva fører med seg sedimenteres. Men der er ikke egentlig noe stillestående vatn (basseng) hvor alt bergartsmaterialet kan avsettes. Jeg tror derfor at subaerilt, rennende vatn som eroderende agens, blir tillagt altfor stor betydning.

Hvilke prossesser og agenser har så vært medvirkende i utformingen av Måbødalen og dens dalende?

Ahlmann (1919) mente at den innerste delen av Måbødalen (øst for gården Måbø) var dannet på følgende måte: Før denne delen av dalen var dannet, rant elva ut til "den forbigåtte dalenden". Mens elva enda rant her, ble det ved den fluviale erosjon (subaerile erosjon) dannet en sidedal mot nord og øst fra "den forbigåtte dalenden". Så en gang skiftet elva plutselig retning og rant ut i den anlagte sidedalen. Siden utformet isen dalen videre. I postglacial tid fikk vi så en ny fluvial erosjon vinkelrett på denne dalen igjen (canyon på fig. 100).

Gjessing (1956) sier: "Det er derfor, etter det man ser idag, naturlig å tenke seg den yngre daldel i Måbødalen anlagt av en elv som falt gjennom en trang, kort, steil dal fra den øvre daldel til den nedre og fjordenden. Den is som etterpå må ha gått gjennom Måbødalen har ikke evnet å gi den det mer typiske rette glacialpreget."

Etter det som tidligere er nevnt, kan jeg vanskelig tenke meg at dalen er anlagt fluvialt. Det kan se ut til at følgende prossesser og agenser har vært viktige:

1. Glacial erosjon.
2. Erosjon ved subglacialt smeltevatn.
3. Forvitring.

Av fig. 99 og fig. 98 ser en at forvitringen har vært intens etterat isen forsvant. I svært mange av årets dager er der det forhold innerst i dalen som vist på fig. 105. Den fuktige lufta siger inn i alle sprekker. Der er altså absolutt forhold tilstede som kan forårsake frostsprengninger.

Dersom den innerste delen av Måbødalen er anlagt før siste

istid, har det kunnet foregå forvitring i en hel interglacialtid. Ved denne forvitringen skjer det en utvidelse og forlengelse av dalen. Forvittrings-(ras-)materialet er så blitt fjernet i den påfølgende istid.

Her hvor bergarten er så gjennomslutt av sprekker (se f.eks. den store sprekken på fig. 44), vil den glaciale erosjon skje vesentlig i form av plukning. Det er derfor sannsynlig at den glaciale erosjon har vært av vesentlig betydning for dalens utforming. Glacial plukning vil muligens også kunne forklare hvorfor selve dalenden har så lite "glacialt preg" i motsetning til f.eks. dalenden i Isterdalen i Romsdal.

Når en ser hva subglacialt smeltevatn kan utrette (f.eks. Fossli-canyon^{og Skinska-canyon, fig 95}), er det sannsynlig at også dette kan ha hatt stor betydning for utformingen av selve dalen. Reusch (1901) mente jo at hele den innerste delen av Måbødalen var dannet ved subglacialt smeltevatn.

Som nevnt tidligere, er ikke den innerste delen av Måbødalen anlagt "naturlig". Av fig. 44 og fig. 48 framgår det at den ligger et stykke oppe i den gamle (fluviale) dalens dalside. Derfor kan, som før nevnt, ikke den indre delen av Måbødalen være anlagt av subaerilt rennende vatn. Teoretisk er det derfor en mulighet for at den kan være anlagt:

1. glacialt,
2. av subglacialt smeltevatn,
3. lateralt, inntil en iskant.

Det er vanskelig å ha noen formening om hvilken av de overnevnte faktorer som har anlagt Måbødalen øst for gården Måbø, eller om det er en kombinasjon av dem. Det er også vanskelig å ha noen formening om når anleggelsen har skjedd.

Som et forslag kunne jeg tenke meg følgende: Dersom vi antar at anleggelsen av Måbødalen øst for "den forbigåtte dalenden" har skjedd sub-glacialt, må dette ha vært senere under nest siste istids avsmeltingsfase. I den påfølgende interglacialtid skjedde den videre utvikling dels ved rennende vatn, men mest ved forvitring bakover

og til siden. Bare det fineste materialet maktet elva å føre bort.

I siste istid fjernet isen for det første alt forvittringsmateriale og utformet dalen videre, mest ved plukning. Under avsmeltingen eroderte også subglacialt smeltevatn. Under denne fasen, sannsynligvis også etter Eidfjordstadiets breframstøt, ble Fossli-canyon dannet.

DET GAMLE DALSYSTEM.

Både Reusch (1901), Ahlmann (1919) og Gjessing (1956) har omtalt det gamle dalsystem på Hardangervidda. Felles for dem alle er at de hovedsaklig har studert Sysendalen (fig. 106) og dalskuldrene utover på begge sider av Måbødalen, fig. 98. Både Reusch og Ahlmann mener at Sysendalen tilhører den paleiske overflate. Ahlmann mener at Sysendalen tilhører et dalsystem som munnet ut ved den ytre delen av Hardangerfjorden.

Gjessing (1956) sier: "Betrakter vi først Sysendalen ovenfor Vøringsfossen, må denne utgjøre den ennå bevar- te del av den gjennom alle glacial-tider bearbejdede preglaciale dal (hvis denne var klart formet så langt inn; ellers den øvre, senere dannede, fortsettelse av denne) som hadde sin opprinnelige munning ved den ytre kyst, d.v.s. noe sted ute ved Hardangerfjordens nåværen- de munning."

Dersom dette dalsystemet virkelig skal være pre-glacialt, må det også være fluvialt. Uten å ha undersøkt forholdet nærmere, vil jeg likevel si at det lyder rart at et flu- vialt dalsystem skulle følge Hardangerfjorden. Det ville i så tilfelle ikke være konsekvent.

Vi må videre regne med at det fluviiale dalsystemet har vært (minst) i et modent stadium. Det er dermed bl.a. kjennetegnet ved følgende (Thornbury 1961):

1. Hovedelvene er gradert, mens bielvene enda er ugradert.
 2. Elvesletten danner en stor del av dalbunnen.
 3. Landskapet er markert av dalsider og skrånninger.
- Dessuten må hovedelvene møtes i samme høyde, d.v.s. at en hoveddal ikke er hengende i forhold til den andre.

Fig. 107 viser et bilde av Veigdalen like sør for Rjoto (13) tatt mot NV. Fig. 108 viser samme dal sett fra nord. Denne dalen kan man enkelte steder finne fortsettelsen av som dalskuldre nordover på begge sider av Hjelmodalen, f.eks. i bakgrunnen til høyre på fig. 93. Se også pl. 8.

Også i Simadalen er det enkelte steder tydelige dalskul- dre, om enn ikke så tydelige som i Måbødalen og Hjelmo-

dalen. Det er mulig at Kjeåsen (B₂) i Simadalsfjorden er en dalskulder tilhørende det paleiske dalsystem.

Takket være Statskraftverkernes ypperlige kart i målestokk 1:10 000 med 10m's ekvidistanse, var det mulig å undersøke deler av det paleiske dalsystem mer detaljert.

Det første jeg var interessert i å undersøke, er hvorvidt de gamle dalene i Veig-Hjølmodalen og Sysen-Måbødalen møtes i samme nivå (ved Øvre Eidfjord). (Dette skulle de gjøre i følge det som tidliger er nevnt i dette kapitlet.) Jeg har brukt 2 forskjellige metoder for å undersøke hvorvidt dette er tilfelle.

Først beregnet jeg gradienten på elveprofilen i Veigdalen i forskjellige deler av dalen. Ved så å gå ut fra de funne gradienter for Veigdalen, og ved å benytte at gradienten i et gradert elveprofil avtar utover mot basenivået, har jeg ved ekstrapolering funnet at bunnen av den paleiske dalen i Veig-Hjølmodalen ved Øvre Eidfjord ligger i en høyde av 700-750m o.h. (Jeg finner også en avtagende gradient mot nord i Veigdalens profil.) (Jeg gjør oppmerksom på at jeg foreløpig neglisjerer iserosjonen.)

Jeg har dessuten tegnet endel tverrprofil av Veigdalen og Hjølmodalen, pl. 8. Så har jeg trukket en kurve mellom dalskuldrene i Hjølmodalen. Ved å trekke en forvindelseslinje mellom dalbunnen i Veigdalens profiler og bunnen av de konstruerte profiler i Hjølmodalen, finner jeg også ved denne metoden at bunnen av denne paleiske dalen ved Øvre Eidfjord (sørenden av Eidfjordvatnet) har ligget i en høyde av 700-750m o.h.

De samme to metodene er brukt for Sysen-Måbødalens vedkommende. (Pl. 9 viser noen tverrprofil av Sysendalen.) Også her gir begge metodene samme resultat, nemlig at den paleiske dalens bunn i Sysen-Måbødalen (med gradient 20-22^m/km) ved Øvre Eidfjord har ligget i en høyde av 460-510m o.h. På fig. 87 sees en dalskulder som ligger i den nevnte høyde.

Jeg finner altså at der er en høydeforskjell på 200-250m på de to dalene ved Øvre Eidfjord. Dette forhold kan skyldes forskjellige faktorer:

1. Dalene tilhører ikke noe fluvialt dalsystem, men er glaciale daler.
2. Dalbunnen (og dalskuldrene) i de to dalene er blitt senket forskjellig ved isens erosjon i istidene og ved fluvial erosjon i interglacial-tidene.
3. Vi kan teoretisk ha hatt følgende utvikling (se fig. 16):
 - I. a-b representerer den opprinnelige platå-overflate.
 - II. Vi får en landhevning og elver begynner å danne daler. Elvene vil fortsette å grave seg tilbake til elveprofilen er gradert.
 - III. Mens dette pågår, skjer en ny landhevning. En rejuvenering skjer. Dersom elvene ved stadium II ikke var gradert, vil de fortsette sin erosjon til de er graderte (b-b'), uavhengig av den nye landhevningen; hvis da ikke elveerosjonen fra den siste landhevningen "når igjen" elveerosjonen fra den første landhevningen. Som følge av den siste landhevningen blir det utviklet dalskuldre (til venstre for a i stadium III.)

Det er mulig at vi har hatt utviklingen under pkt.3 i Hardanger. Dermed kan Veigdalen og dalskuldrene i Hjelmodalen tilhøre et eldre dalsystem enn Sysendalen og de markerte dalskuldrene utover på begge sider av Måbødalen. Det kan tidligere ha vært lavereliggende dalskuldre i selve Hjelmodalen (som kunne parallelliseres med Sysendalen og dalskuldrene i Måbødalen) og som siden er blitt ødelagt ved erosjon. (En blir ifølge denne teori nødt til å anta at den siste elveerosjonen i Hjelmodalen ikke var nådd lenger enn enn til bunnen av dalen.)

Kan en så i Sysendalen finne spor av en høyereliggende dal som kunne parallelliseres med Veigdalen og dalskuldrene i Hjelmodalen?

Tverrprofilene av Sysendalen på pl.9 viser at det opptrer en "knekk" i dalprofilen. Denne "knekken" opptrer i hele Sysendalen, helt øst til Storlifossen (fg). På dette sted er det et plutselig fall i dalens lengdeprofil fra en høyereliggende dal ned til Sysendalens bunn. Storlifossen kan dermed parallelliseres med pkt.a i stadium III. Den heltrukne linjen til høyre for a (i III) kan parallelliseres med den høytliggende dalen SØ for fossen, og den stiplede

linjen til venstre for a med dalskuldrene i Sysendalen. Den heltrukne linjen til venstre for a blir da Sysendalens nåværende bunn.

"Knekk", eller dalskuldrene, i Sysendalen (som en også kan skimte på fig. 99) ser ut til å kunne parallelliseres med Veigdalen og dalskuldrene i Hjelmodalen.

Konklusjon.

Det er altså mulig at den forskjellige høyde på Veigdalen og Sysendalen kan tilskrives at dalene representerer to forskjellige perioder i (den tertiære) landhevningen. Dersom dalskuldrene i Sysendalen skyldes glacial erosjon, kommer årsaken til den forskjellige høyden mellom Veigdalen og Sysendalen inn under punkt 2.

LITTERATURLISTE.

- Ahlmann, H.W.:son: Geomorphological studies in Norway. 1919.
- Andersen, B.G.: Randmorener i Sørvest-Norge. Særtr. av N.Geogr.Tidsskr.bdXIV, h.5-6, 1954.
- Brøgger, W.C.: Lagfølgen på Hardangervidda. N.G.U. 10-13, 1893.
- Dal, A.: Fra en reise paa Hardangervidden 1893. Naturen 1894.
- Fægri, K.: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. Bergens Museums Årbok 1939-40. Nat.vit.rekke Nr.7.
- Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. Bømlo. Bergens Museums Årbok 1943. Nat.vit. rekke.Nr.8.
- Studies on the Pleistocene of Western Norway. IV. On the immigration of Picea Abies (L.) Karst. Universitetet i Bergen. Årbok 1949. Nat.vit.rekke.Nr.1.
- Galloway, R.W.: The structure of moraines in Lyngsdalen, North Norway. The Journal of Glaciology 1952-56.
- Gjessing, J.: Om iserosjon, fjorddal -og dalenddannelse. N.Geogr.Tidsskr. bd.XV, 1955-56, h 5-6.
- Goldschmidt, V.M.: Die Kaledonische Deformation der Süd-Norwegischen Urgebirgstafel. Geol. Petr. Studien I-III, 1912.
- Hafsten, U.: Pollen-analytic investigations on the late Quarternary development in the inner Oslofjord area. Universitetet i Bergen. Årbok 1956. Nat.vit.rekke Nr.7.
- Pollen-analytic investigations in South Norway. Vegetation, climate, shore-line displacement, land occupation. Se O.Holtedahl 1960.

- Helland, A.: Om beliggenheden af moræner og terrasser foran mange indsøer. Øfvers. Kungl. Vet. Akad. Förh. Stockholm 1875. No 1.
- Holtedahl, O. (redaktør): Geology of Norway. N.G.U. No. 208, 1960.
- Kaldhol, H.: Terrasse - og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. Hellesylt 1941.
- Klovning, I.: Kvartærgeologiske studier i Flåmsdalen og omkringliggende fjellområder. Hovedfagsoppgave i Fysisk geografi (Kvartærgeologi). Bergen 1963.
- Lid, J.: Prekambrisk peneplan i Veigdalen. N.G.T., B.V.H. 3, Oslo 1934.
- Liestøl, O.: Det subkambriske peneplan i området Haukelifjell-Suldalsheiene. Særtr. av N.G.T., bd. 40, h. 1, 1960, pp. 69-72.
- _____ Et sen-glacialt brefframstøt ved Hardangerjøkulen. Norsk Polarinstitut, Årbok 1962.
- _____ og Østrem, G.: Glaciologiske undersøkelser i Norge 1963. N. Geogr. Tidsskr. bd XVIII-1961/62, h 7-8.
- Machatschek, F.: 1908 Geomorphologische Studien aus dem Norwegischen Hochgebirge. Abh. Geogr. Ges. Wien 7.
- Monckton, H. W.: Notes on some Hardanger Lakes. Geological Magazine. New Series, Decade IV, Vol. VI. London 1899.
- Nydal, R.-Lørseth, K.-Skullerød, K. E.-Holm, M.: Trondheim natural radiocarbon measurements IV. Radiocarbon, Vol. 6. 1964 Pp 280-290.
- Rekstad, J.: Fra høifjeldsstrøget mellem Haukeli og Hemsedalsfjeldene. N.G.U. Aarboeg for 1903. No. 4. Kristiania 1903.
- Reusch, H.: Nogle bidrag til forstaaelsen af, hvorledes Norges dale og fjelde er blevne

- til (Norges Relief).
N.G.U. No. 32-33, Aarvog for 1900-1901.
- Richter, K.: Gefügestudien im Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten.
Zeitschrift für Gletscherkunde, B.24-25, 1936-37.
- Sexe, S.A.: Mærker efter en Iistid i Omegnen af Hardangerfjorden.
Christiania 1866.
- Simonsen, A.: Kwartærgeologiske Undersøkelser i Indre Hardanger.
Hovedfagsoppgave i Kwartærgeologi, Bergen 1963.
- Strøm, K.M. 1948. The geomorphology of Norway.
Geogr. Journal 112, p.19.
- Thornbury, W.D.: Principles of Geomorphology.
London 1961.
- Undås, I.: Sørfjordsbygdene i seinglasial og postglasial tid.
Festskr. for Ullensvang Hagebrukslag 1944.
- Reusch, H.: N.G.U.Aarvog 1902, nr.34-35.
Fra Hardangerviddan. I.
- Norsk Meteorologisk Institutt: Lufttemperaturer i Norge
1861 - 1955.