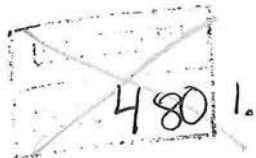


Hovedopp

1970:

Prof. Arvid Gier for Universitets-
biblioteket for 6/4-70/1970



6/4-70
dato

Björn Andreas Follestad
underskrift

UNIVERSITETSBIBLIOTEKET I BERGEN
Mat.-nat.fak.bibl.
Johannes Brunsgt. 12
5008 BERGEN

DEGLASIASJONSFORLØPET PÅ DEN SYDVESTLIGE DEL AV
FOLGEFONNHALVØYA.

av

Björn Andreas Follestad

Del I - Tekstbind

Vedlagt:

Del II - Illustrasjonsbind

Del III - 4 plansjer

Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi ved
Universitetet i Bergen våsemesteret 1970.

INNHOOLD.

INNLEDNING	5
BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT	7
BERGGRUNN	7
Granitt	7
Granodioritt	9
Gabbro	9
Eruptive dagbergarter	11
Glimmerskifer	11
FORMALTE, SEPARERTE BERGARTSANALYSER	11
Sammenfatning	14
METODIKK	14
KARTLEGNING OG KLASSIFIKASJON	14
SEDIMENTPETROGRAFISKE UNDERSÖKELSER	17
Kornfordelingsanalyser	17
Tungmineralseparasjoner	18
Steintellinger, korntellinger og rundings- analyser	25
ISBEVEGELSEN	33
Isbevegelsen i fjellområdene	33
Isbevegelsen i Hardangerfjorden og i sidedalene	35
REGIONAL BESKRIVELSE AV LÖSAVSETNINGENE	44
I. HARDANGERFJORDEN MED SIDEDALER	44
Sandvoll-Halsnöy-Huglo-stadiets randsone	44
Hardangerfjordens östside	45
Hardangerfjordens sidedaler	51
Sammenfatning	53
Morenematerialet proksimalt for Sandvoll- Halsnöy-Huglo-stadiets distalgrense	53
Morenedekket	54
Morenematerialets karakteristika	55

Sammenfatning	58
Yngre oppholdslinjer under isrecessjonen	58
Rosendalsområdet	59
Guddalen	63
Omvikdalsområdet	67
Uskedalsområdet	69
Sammenfatning	71
II. FJELLOMRÅDET MELLOM HARDANGERFJORDEN-	
MATREFJORDEN-BLÅDALEN	73
Platået mellom Uskedalen-Matrefjorden-	
Hardangerfjorden	73
Randmorener	73
Sammenfatning	76
Melderskinsmassivet	77
Randmorener	77
Sammenfatning	79
III. SKÅNEVIKFJORDEN MED SIDEFJORDER OG -DALER	
Skånevikstadiets randsoner.....	80
Matrefjorden	81
Skånevik-Åkrafjorden	82
Skånevikstadiet og dets tilknytning til	
Sandvoll-Halsnöy-Huglo-stadiet	83
Yngre oppholdslinjer under isrecessjonen	84
Tveitedalen	84
Matrefjorden-Blådalsområdet	86
Blådalsstadiet	86
Yngre randmorener i Blådalen	90
SAMMENSTILLING; MARINE GRENSE, FIRNGRENSE - GLASIA-	
SJONSGRENSE og DATERING	93
Marin grense	93
Firngrense og glasiasjonsgrense	95
Datering	98
Konklusjon	98
LITTERATURFORTEGNELSE	100

INNLEDNING.

Det undersøkte området omfatter den sydvestligste del av Folgefonnhalvøya og framgår av nøkkelkartet, fig. 1.

Spredte beskrivelser av de kvartærgeologiske forhold er tidligere gitt av Thomassen (1879), Rekstad (1905, 1906, 1907a, 1907b) og Kaldhol (1941), særlig vedrørende terrasser og strandlinjer. I Hardangerfjordens sidedaler har Risan (1950) omtalt flere markerte endemorener og har på grunnlag av disse prøvd å finne "...dei stagnasjonstrinn breen har hatt like frå sjøen og dit han ligg idag." Han gir også noen opplysninger om forholdene i Blådalsområdet, hvor han bl.a. omtaler enkelte morenerygger. Lengst sydvest i området har Undås (1963) forsøkt å følge en brerandsone som han mener tilsvarende raet. Denne er i Hardangerfjorden representert ved morenen over Halsnøy og avsetningene på Sandvoll. Også morenen på Huglo vestside er av Undås henført til denne randsone. H.Holtedahl (1967) finner ut fra C-14 dateringer at dette trinn sannsynligvis er av yngre Dryas alder.

Ut fra den foreliggende litteratur var det rimelig å tro at en brerandsone over Halsnøy og Huglo, også måtte kunne spores i de nordøstenforliggende strøk langs Hardangerfjorden og i de tilstøtende daler. Allerede den første feltsesongen fant jeg da også her avsetninger som markerer fortsettelsen av nevnte randsone, foruten randmorener avsatt av lokale botnbreer i Melderskinskomplekset.

På et noe senere tidspunkt ble oppgaven utvidet til også å omfatte de sydvestligste deler av Ulvenosmassivet og de sydøstlige strøk av fjellområdet nord for Åkrafjorden. Dette ble gjort for om mulig ved hjelp av forholdene her å få ytterligere holdepunkter for avsmeltningforløpet i sidedalene til Hardangerfjorden, samtidig som det var ønskelig å få knyttet en eventuell forbindelse med Anundsens (1968) antatte randsone i Skånevik - Etne - Ølensområdet.

Rekonstruksjonen av isrecessjonsforløpet i området er først og framst basert på studier av randavsetninger, observert på flyfotos såvel som under markarbeidet. Ved flyfotoundersøkelsene har bilder fra Widerøe's Flyveselskap A/S i målestokk ca. 1 : 14 000 sammen med fotos fra

Nor-fly A/S (M 1 : 12 000) og Forsvarets bilder i målestokk 1 : 50 000 vært nyttet.

Det er dessuten lagt vekt på en nøyaktig kartlegning av løsavsetningene med støtte i sedimentpetrografiske undersøkelser av områdets morenemateriale og glasifluviale avsetninger, særlig med henblikk på materialtransporten i tilknytning til avsmeltningsforløpet. Disse metoder er nærmere omtalt i et eget avsnitt.

Grunnlaget for hovedkartet (pl. 1) er gradteigskart fra Norges Geografiske Oppmåling i målestokk 1 : 100 000 med ekvidistanse 30m. Under markarbeidet er det også nyttet økonomisk kartverk i målestokk 1 : 5000 (ekvidistanse 5m). Enkelte blad av et kommunalt kartverk i målestokk 1 : 1000 (Rosendal) er dessuten brukt i noen få tilfeller. I de nordøstlige deler av feltet har jeg også anvendt Vassdragsvesenets kart over Folgefonna SBP - 8808 i målestokk 1 : 10 000 med ekvidistanse 10m.

Alle målinger av terrasser er foretatt ved hjelp av et Paulinbarometer, unntatt ved Eik hvor jeg har nivellert. Ved høydemålinger i fjellstrøkene, er det undertiden bare brukt lommebarometer.

Mens tabeller er medtatt i dette bindet, er figurer og illustrasjoner forøvrig samlet i bind II.

BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSIKT.

Ut fra tidligere litteratur skal jeg i dette avsnittet først omtale bergartenes utbredelse og kvalitative sammensetning. Derneft vil jeg gi resultatene av de formalte, separerte bergartsanalysene.

BERGGRUNN.

Fig. 2 viser bergartenes utbredelse innenfor det undersøkte området. I de nordligste og sentrale delene av kartutsnittet er disse kartlagt og beskrevet av Mortensen (1942, s. 7-98). For de sydvestligste partier foreligger det ingen samlet berggrunnsgeologisk oversikt. Kartet bygger her på flere forskjellige forfattere (Thomassen 1879, s. 273-288; Rekstad 1907b, s. 8-28; N.-H. Kolderup 1932, s. 270, 1941, s. 183).

Med unntak av basalglimmerskiferen langs Hardangerfjordens østside, som etter N.-H. Kolderup (1932, s. 276) er av ordovisisk alder, tilhører bergartene i dette området grunnfjellet. Dette er av Kvale (1946, s. 5) antatt å representere en vestlig gren av Telemarksformasjonen.

Områdets bergarter kan inndeles i følgende grupper, modifisert etter Mortensen (1942 s. 13-23):

- Granitt: 1. Granitt nordøst for den store gabbrosonen.
 2. Granitt i den sørvestlige del av feltet.

Granodioritt.

- Gabbro: 1. Den store gabbrosonen.
 2. Gabbrosonene ved Holmedal - Baugstø. og ved Børstølvatn.

Eruptive dagbergarter.

Glimmerskifer.

Granitt.

Etter Rekstads kart og beskrivelse fra 1907 (b) er granitt den mest utbredte bergart på Folgefonn halvøya. Den har imidlertid på Rekstads kart fått større utbredelse enn hva Mortensen (1942, s. 13) angir.

1. Granitt nordøst for den store gabbrosonen (fig. 2).

Denne granitt er av Mortensen (1942, s. 13) beskrevet som en alkali-kalkgranitt. Over store områder finner han at bergarten er temmelig ensformig. Den er for det vesentligste grovkornet, men middels- og finkornete varianter forekommer. Bisse sistnevnte typer er ifølge Mortensen helst sjeldne i de strøk som her omtales.

Granitten har en rødlig fargetone og består overveiende av lyse mineraler; kvarts, svakt kjøtt rød ortoklas, grå plagioklas og har flekker av mørke mineraler, hvorav en makroskopisk bare kan bestemmes biotitt.

I noen tilfeller trer den rødlig fargetonen tilbake for en svakt grønnlig tone. Denne framkommer i de tilfeller hvor plagioklasen er meget omvandlet. Særlig er dette framtrædende i fjellstrøket fra Ånes, over Melderskin til Bjørndalen øst for Rosendal (jfr. Rekstad 1907, s. 9). Denne granittvarianten er ved steintellingene i Rosendalstraktene nyttet som ledeblokk (s. 26).

Foruten biotitt som er det makroskopisk dominerende tunge mineral (s. 12), fører granitten også noe lepidomelan, epidot og titanitt (se. Mortensen, ibidem. s. 14). Helt underordnet finner han også spredte mineralkorn av apatitt, rutil, sirkon og jernerts.

2. Granitt i den sørvestlige del av feltet.

Begrensningen av dette granittområdet mot de tilstøtende granodiorittiske bergarter er lite kjent. På fig. 2 er bergartsgrensene sydøst og øst for Matrefjorden-Omvikdalen angitt etter Mortensens (1942) kart, mens N.-H. Kolderups kart er nyttet for det vestenforliggende området (1941, s. 184).

Granitten er i de nordligste strøk omtalt av Thomassen (1879, s. 284) og Rekstad (1907b, s. 9). Rekstad sier i sin beskrivelse (ibidem. s. 9) at granitten i Mannen, Englefjell og Ulvenoso i sin alminnelighet er noe stripet. Den har en rødlig ortoklas som gir bergarten en rødlig fargetone. Forøvrig sees også kvarts og plagioklas. Biotitt opptrer i noe varierende mengde og er det eneste mørke mineral som kan utskilles makroskopisk.

Syd for Matrefjorden finner Mortensen (1942, s. 15) at granitten er middels- til finkornig, lys grå, under tiden med et svakt rødlig

skjær. Mineralsammensetningen er omtrent som for den øvrige granitt i området, men biotitt synes å opptre i noe mindre mengder enn ellers.

Granodioritt.

De granodiorittiske bergarter finnes nordøst og sydvest for den sentrale gabbrosonen, foruten i området vest for Husnes (fig. 2). Disse bergartene har ifølge Mortensen (1942, s. 15) et meget varierende utseende. I grensestrøkene mot gabbrosonene og granittene får granodiorittene ifølge Mortensen et båndet utseende, mens de fjernere fra grensene som regel er stripete. Dette skyldes at glimmerbladene er ordnet i små, 2-3cm lange striper. En lys grå, middels- til grovkornig bergart av denne typen finnes i fjellstrøket nordøst for Matre. Forøvrig kan slektskapet mellom de ulike varianter bare sees ved mikroskopiske undersøkelser (jfr. Mortensen, ibidem. s. 15).

Mortensen gir ut fra 20 preparater av de granodiorittiske bergarter denne beskrivelsen (noe forkortet):

Kvarts er alltid tilstede og utgjør gjennomsnittlig 1/3 av bergarten. I ekstreme tilfeller kan kvartsinnholdet gå ned til ca. 1/10 og opp til ca. 1/2. Feltspat er alltid den vesentligste bestanddelen i bergarten og utgjør gjennomsnittlig ca. 1/2 av denne. Som regel finnes bare plagioklas, som er en sur til intermediær oligoklas. Mindre mengder av kalifeltspat kan opptre i noen tilfeller, men da bare i små mengder sammenliknet med plagioklas. Biotitt er det dominerende mørke mineral. Undertiden finnes også en grønn hornblende, men som regel bare i små mengder. Større korn av epidot finnes nesten alltid og kan bli en betydelig bestanddel.

Helt underordnet forekommer mineralene apatitt, titanitt og sirkom. I enkelte tilfeller finnes også små mengder av kloritt, kalkspat, granat, rutil og jernerts.

Gabbro.

Fig. 2 viser gabbrobergatenes utbredelse. Den store gabbrosonen strekker seg fra Rosendal i nord til Åkrafjorden i sydøst. Adskilt fra denne sonen ligger det to mindre gabbroområder ved Holmedal - Baustø og ved Børstølvatn, foruten flere mindre felter langs Åkrafjorden.

1. Den store gabbrosonen.

Noen skarp grense mellom gabbroen og de omliggende bergarter finnes sjelden ifølge Mortensen (1942, s. 25). I de perifere deler av sonen virker bergarten noe presset, mens den sentralt i sonen for det vesentligste er helt massiv. En stadig veksling i kornstørrelsen og av mengdeforholdet mellom lyse og mørke mineraler gir gabbroen et varierende utseende.

Etter Mortensen (ibidem. s. 26), synes det å ha foregått en mineralomvandling som særlig har gått utover plagioklasen. Han antar at det ifra først av gjennomgående må ha vært omtrent like meget av lyse og mørke mineraler i bergarten. Bare unntaksvis kan den ene eller annen art av mineraler ha overveiet. Han finner nå imidlertid bare rester etter feltspat, og av slike rester er det bare påvist plagioklas. I de fleste preparater har Mortensen også iaktatt mindre mengder kvarts.

Av fargete mineraler forekommer hornblende i størst mengde, mens pyroksen eller rester etter denne ikke er iaktatt av Mortensen. I preparatene finner han ellers små mengder av brun biotitt, foruten apatitt, ilmenitt, magnetitt, jernglans og granat.

Mortensen (ibidem. s. 27-31) beskriver også en del andre bergarter innenfor den store gabbrosonen. Ved Staffvatn - Jemtelandsvatn finner han en epidotbergart, hvor opptil 90 % av bergarten utgjøres av epidot. Dessuten er det ved Blådalshorgi en hornblendebergart, foruten olivin og serpentin, som er avmerket på det berggrunnsgeologiske kartet (fig. 2).

Disse mer underordnede bergarter innenfor den store gabbrosonen har alle liten regional utbredelse og synes derfor av mindre betydning for mine undersøkelser.

2. Gabbrosonene ved Holmedal - Baugstø og ved Børstølsvatn.

Etter Mortensen (1942, s. 32-41) er bergartene i disse soner svært lik bergarten i den store gabbrosonen. Den samme stadige vekslingen i bergartens utseende som gjorde seg gjeldende i den store gabbrosonen, sees også her.

Feltspaten er som regel sterkt saussurittisert, mens hornblende er det dominerende mørke mineral. Underordnet forekommer brun biotitt,

kloritt, apatitt, titanitt og jernerts.

Det opptrer i disse to sonene også en epidotbergart, serpentiner, olivinstein, albitt-klorittfels, foruten mindre ertsforekomster ved Baugstø (jfr. Mortensen, ibidem. s. 35).

Eruptive dagbergarter.

Et mindre parti av disse bergartene finnes ved Holmedal på nord-siden av Skånevikfjorden ifølge Mortensen (1942, s. 20). Disse har imidlertid ingen betydning for mine undersøkelser og skal derfor ikke omtales noe nærmere.

Glimmerskifer.

Langs Hardangerfjordens østside finnes flere mindre flak av glimmerskifer. Bortsett fra en mindre forekomst øst for Husnes, ved Hellandselvi (fig.2), er disse sonene tidligere omtalt av N.-H. Kolderup (1932, s. 270-271). Han gir denne beskrivelsen: "Den glimmerskifer man finner her er en meget karakteristisk bergart, som adskiller sig fra glimmerskiferen i andre stillinger i lagrekken, og derfor gjør det mulig å følge denne bunnglimmerskifer over store områder. Den er grå av farve, ofte med et noget grønnlig skjær og utmerker sig ved stor rikdom på kvartsknoller." Han antar at denne bunnglimmerskiferen er fra undre ordovicium (jfr. N.-H. Kolderup ibidem. s. 276).

Denne bergarten er ved steintellinger og korntellinger (s. 25 og s.28) nyttet som ledeblokk i området fra Ersland til Herøysundet.

FORMALTE SEPARERTE BERGARTSANALYSER.

For å få et kvantitativt uttrykk for tungmineralinnholdet i de granittiske, granodiorittiske og gabbroide bergartene, er steinprøver fra forskjellige lokaliteter, angitt på det berggrunnsgeologiske kartet (fig. 2), formalt og separert med bromoform. Stoffene er først grovknust i en Braun Laboratory Jaw Chrusher, og dernest overført til en Alpine Perplex-Labaramühle, Typ 100P, med utskiftbare sikteringer, hvor videre formaling fant sted. Ved samtlige steinprøver er siktering med maskestørrelse 2mm anvendt.

Etter fullført formaling er prøvene tørrsiktet og tungmineralseparasjoner foretatt i fraksjonene 62-125my, 125-250my og 250-500my etter prosedyren s. 19. Resultatene av tungmineralseparasjonene er samlet i tabell 1 (s.13).

Det framgår av analysene at tungmineralprosenten i de gabbroide bergarter er betydelig høyere enn i de granittiske og granodiorittiske bergarter. Således er det midlere tungmineralinnhold for 7 prøver fra gabbrosone, angitt med standardavvik, $80,01 \pm 9,00 \%$, mens middelveidene for 4 prøver fra granittområdet og 3 prøver fra granodiorittfeltene er henholdsvis $7,58 \pm 4,90 \%$ og $8,28 \pm 0,65 \%$.

Kontrollundersøkelser av tungmineralseparatene viser at mineral-kornene for det vesentligste opptrer som frie korn (se fig. 3).

I de formalte, separerte prøvene av gabbroide bergarter er hornblende det dominerende mineral, mens biotitt utgjør tungmineralet i de granittiske og granodiorittiske bergartene. De mere aksessoriske mineraler i bergartene synes ikke å gjøre seg nevneverdig gjeldende i de anvendte fraksjoner.

Separasjonsanalyser av formalte bergartsprøver
(prøver: 1,4-7,9,13, de øvrige fra Bergens Museums magasiner).

Prøve nr.	Lokalitet/ bergart	m o.h.	I 250my	II 125my	III 63my	Gjennomsnitt: I+II+III	Innsamlet av:
1	Nordlifjell, gneisgranitt	850	3,13	2,97	1,92	2,67	
2	Årsnes, øyegneis	30	5,89	4,96	9,34	6,73	C.F.K.
3	Melderskin, grovkorn. granitt	1400	15,45	15,59	16,23	15,76	O.M.
4	Inste Møsevatn, Mid.kor.granitt	1023	8,22	5,67	1,63	5,17	
5	Hellandselvi, granodioritt	590	11,85	9,75	2,66	8,09	
6	Omvikdalen, granodioritt	150	9,89	9,01	8,59	9,16	
7	Matre, granodioritt	330	9,18	11,04	2,58	7,60	
8	Rosendal/Nes, fin korn. gabbro	10	88,43	64,62	89,59	80,81	N.H.K.
9	Murabotn, middels korn. gabbro	166	84,36	61,15	70,40	71,97	
10	Skeisfjell, midd. korn. gabbro	900	68,75	77,62	93,75	80,04	O.M.
11	Brattagrø/Blådal, midd.korn. gabbro	900	87,60	90,05	92,05	89,90	O.M.
12	Fjellhaugsvatn, gabbro	630	78,20	84,42	96,10	86,24	O.M.
13	Vettrhusvatn/Blådal, gabbro	726	60,06	64,00	66,43	63,51	
14	$\frac{1}{2}$ km NV for Bjelland, gabbro	-	89,97	89,07	96,69	91,91	O.M.

Prøver fra Museets magasiner, innsamlet av:

C.F.K. : Carl Frederik Kolderup
N.H.K. : Niels Henrik Kolderup
O.M. : Odd Mortensen

Sammenfatning.

Som det vil ha framgått av fig. 2 og av den berggrunnsgeologiske oversikten er granitter, granodioritter og meta-gabbroer de dominerende bergartene i området. Langs Hardangerfjorden opptrer også flere små flak av glimmerskifer, foruten en mindre forekomst av eruptive dagbergarter ved Holmedal.

Mens grensene mellom gabbrosonene og de tilstøtende bergarter er relativt klare, må grensene mellom granittene og granodiorittene sies å være flytende. Da granittene og granodiorittene makroskopisk sett også ofte kan se nokså like ut, har jeg ved de senere undersøkelser (s. 26) valgt å behandle disse to bergartsgrupper samlet.

I mineralogisk henseende skiller meta-gabbroene seg klart fra de øvrige bergartene i området. Tungmineralprosenten utgjør her $80 \pm 9,00$ % og det dominerende tunge mineral er hornblende. Granittene og granodiorittene viser begge nær samme tungmineralprosenten, som er langt lavere enn for gabbroen. Den utgjør her henholdsvis $7,58 \pm 4,90$ % og $8,28 \pm 0,65$ %. I begge disse bergartene er det biotitt som er det framtrede tunge mineral.

METODIKK.

Jeg skal i dette avsnitt omtale de metoder som har vært brukt under feltarbeidet og ved den videre bearbeidelse av innsamlet materiale.

KARTLEGNING OG KLASSIFIKASJON.

Under markarbeidet og ved inntegningen av løsavsetningene på hovedkartet, plansje 1, har jeg i hovedtrekkene fulgt de retningslinjer for kvartærgeologisk kartlegning som er foreslått av statsgeolog Arne Reite ved Norges Geologiske Undersøkelse (utrykt).

Generelt. - Kartlegningen av løsavsetningene er i overensstemmelse med dette forslaget basert på en visuell bedømmelse av jordarten. Opptrer det flere materialtyper i en avsetning er denne kartlagt etter det øverstliggende materialet.

Det er ved kartlegningen skilt mellom "bart fjell", "sparsomt dekke" og "dekket" etter følgende kriterier:

- Bart fjell: Området er nærmest fritt for avsetninger, men enkelte løse blokker kan forekomme.
- Sparsomt dekket: Alle overganger fra hyppig synlig fjell til et tynt dekke av løsavsetninger.
- Dekket: Fastfjell opptre bare unntaksvis og da helst i brattskrenter og oppstikkende bergknauser.

Inndeling. - Reites inndeling av løsavsetningene vil her nyttes i følgende modifiserte form:

- I Morenemateriale:
 1. Storblokkig morenemateriale.
 2. Normalblokkig morenemateriale.
- II Glasifluviale sedimenter:
 1. Proglasiale sedimenter.
 2. Iskkontaktsedimenter.
- III Havavleiringer.
- IV Elvededimenter.
- V Innsjøavleiringer, inkludert issjøsedimenter. (Dersom disse ikke kommer under iskontaktavsetninger.)
- VI Forvitringemateriale.
- VII Torv og lynghumus.
- VIII Bart fjell.

Etter blokkstørrelse og blokkfrekvens skiller Reite mellom storblokkig, rikblokkig, normalblokkig og blokkfattig morenemateriale (jfr. G. Lundqvist 1963, s. 31-34). Den storblokkige morenen er karakterisert ved tallrike blokker i overflaten med diameter større enn 1m. I den rikblokkige morenen utgjør blokker med diameter mellom 20-50 cm hovedtyngden, mens blokkene i den normalblokkige morenen som oftest er ca. 20cm. Blokkfattig morene er nærmest fri for blokker. Selv steinfraksjonen kan her være underordnet.

Jeg har på hovedkartet valgt å slå sammen storblokkig og rikblokkig morenemateriale, da hverken markarbeidet eller den her anvendte målestokk synes å gi grunnlag for noen nærmere nyansering. Videre har jeg utelatt den blokkfattige morenen, da denne ikke synes å ha større utbredelse i det undersøkte området.

De glasifluviale sedimenter er av Reite plassert i en egen gruppe

og delt i proglasiale sedimenter (1) og iskontaktsedimenter (2).

Til proglasiale sedimenter (1) regner Reite supraakvatiske, marine og lakustrine glasifluviale avsetninger etter Flints inndeling (1957, s. 136-146). De marine og lakustrine glasifluviale avsetningene markeres imidlertid med hav- og innsjøavleiringenes farge, mens de supraakvatiske glasifluviale avsetningene gies samme farge som elvedimentene. Det er således ved fargebruken på hovedkartet (pl. 1) ikke skilt mellom en proglasial glasifluvial avsetning og en vanlig fluvial dalfylling. Tilsvarende vil et proglasialt delta og et delta avsatt etter isavsmeltningen få samme farge.

Under iskontaktsedimenter (2) medtar Reite eskere, kames, kame-terrasser og isranddelta. Disse avsetningstyper er i retninglinjene gitt en egen farge (grønn).

Det kan være vanskelig å avgjøre om en avsetning skal kalles et isranddelta. I denne oppgaven er betegnelsen isranddelta bare brukt om de avsetninger hvor det ut fra overflateformer (grytehull o.l.) eller topografiske forhold (terskler, innsnevring) er klart at bre-en har ligget i den umiddelbare nærhet under dannelsen. Dersom disse kriterier ikke er oppfylt, har jeg valgt å angi et mulig isranddelta på hovedkartet etter punkt 1. under glasifluviale sedimenter.

Forøvrig er den videre inndeling i havavleiringer, elvediment, innsjøavleiringer, forvittringsmateriale, torv/lynghumus og bart fjell brukt i samsvar med tidligere praksis (jfr. G. Holmsen 1951, s. 8).

Orientering til pl. 1. - Som det framgår av hovedkartet, er morenematerialet arealmessig den mest framtrædende jordart i området. Dette finnes først og fremst i tilknytning til og nedenfor Sandvoll - Halsnøy - Huglo-stadiets brerand. Det er således grunn til å tro at det her er en viss genetisk sammenheng. I de øvrige områder opptrer det også noe morenemateriale i tilknytning til Skånevikstadiet og Blådal^Sstadiet. Forøvrig vil morenematerialet bli omtalt etter hvert i forbindelse med den regionale beskrivelsen av de ulike brestadier, særlig under Sandvoll - Halsnøy - Huglo-stadiet (s. 53).

Tilsvarende synes de sorterte sedimenter i dalene som regel nær knyttet til avsmeltningsforløpet i tiden etter disse stadier, og vil derfor på samme måte bli behandlet under den regionale beskrivelse i

de aktuelle kapitler.

SEDIMENTPETROGRAFISKE UNDERSØKELSER.

Det er i det foreliggende arbeidet lagt vekt på en sedimentpetrografisk undersøkelse av løsavsetningene. Jeg skal derfor i det følgende beskrive analysemetodene og omtale enkelte trekk ved metodikken som har betydning for evaluering av de framlagte resultater.

Av sedimentpetrografiske analysemetoder er det anvendt kornfordelingsanalyser og tungmineralseparasjoner, foruten steintellinger, korntellinger og rundingsanalyser.

Kornfordelingsanalyser.

Ved innsamling av prøver til kornfordelingsanalyse har jeg fulgt de vanligste retningslinjer for prøvetagning (jfr. Selmer-Olsen 1954, s. 8).

Prøvene er tatt i åpne snitt og fortrinsvis under jordprofilet, for derved også å kunne brukes til bestemmelsen av tungmineralprosenten (se s. 20). De er alle søkt tatt således at de er mest mulig representative for den undersøkte jordart. I usortert materiale er prøven "spadd ut" i en passelig mengde (ca. 1kg), mens den i lagdelte og sorterte avsetninger er tatt fortrinsvis innenfor ett og samme lag.

Analyseteknikk og nøyaktighet. - Ved sikteanalysene er materiale større enn 19,1mm fraskilt og holdt utenfor analysene. Tørrsiktingen er foretatt i en siktesats etter Wentworths skala (DIN 4188). Leirige og mjellig-moige prøver er før tørrsikting oppslemmet og "spylt" gjennom siktet 63my. Dette gir mindre støv, samtidig som det derved også oppnåes at materialet større enn 63my er vasket og klart for tungmineralseparasjon (s. 18) og korntelling (s. 28).

Materialet mindre enn 63my er analysert etter pipettemetoden, slik den er beskrevet av Krumbein (i Krumbein og Pettijohn, 1938, s. 166-172). Til pipetteanalysene er det maksimalt nyttet opp til 24g tørt materiale, som er en passelig materialmengde ifølge Steinberg & Creager (1961, s. 96-100). Disse påpeker at materialmengden ikke bør overstige 24g/l i suspensjonen, da større mengder hindrer kornene i

å falle fritt. Etter oppslemming og tilsetning av natrium pyrofosfat ($60\text{g}/1$ av $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + 10 \text{H}_2\text{O}$) er prøvene dispergert i 7 minutter. Pipetteringene følger tidsskjemaet i Krumbein og Pettijohn (ibidem. s. 169).

Analysens nøyaktighet er betinget av flere faktorer. Selmer-Olsen (1954, s. 14) finner at en ved splitting av prøver før sikting kan få feil på $\pm 2,5\%$ ved Q_{75} og på $\pm 1,5\%$ ved Q_{25} . Andre faktorer som kan forskyve analyseresultatene er feil forårsaket ved inntørking av leirmaterialet før våtsikting, anvendt dispergeringsmiddel og tiden dispergering pågår (se Maisey 1968, s. 147).

Sees imidlertid disse mulige feilkilder i relasjon til den usikkerhet som inngår i selve prøvetagningen (jfr. Hörner 1944, s. 705-707), synes mulige feil ved selve kornfordelingsanalysen nærmest ubetydelige for mine undersøkelser.

Framstilling. - Kornfordelingsanalysene er samlet i tabell 3 (s. 22). Kumulative kurver er tegnet for de fleste analysene og Md (median) og So (sortering) er utregnet etter Pettijohns definisjoner (1956, s. 34-38).

På fig. 4 er kornfordelingsanalysene samlet i et Md-So diagram, hvor Selmer-Olsens (1954) begrensninger for variasjon i Md og So er gitt for noen norske jordarter. Stort sett faller mine prøver innenfor hans grenser, men noen avvik opptrer. Særlig gjelder dette prøver fra glasifluviale avleiringer. Det sees her en noe større spredning, i likhet med hva Mangerud (1963, s. 249) og Bergersen (1964, s. 18-19) finner. Også innenfor moreneprøvene faller en del prøver utenfor Selmer-Olsens begrensninger.

I det følgende er kornfordelingsanalyser forkortet til P, mens tall angir prøvenummer (P 1-104) og refererer seg til tabell 3 (s. 22).

Tungmineralseparasjoner.

Tungmineralseparasjoner er utført på siktete jordartsprøver og formalte, siktete bergartsprøver (s. 11) i fraksjonene 250-500 μm , 125-250 μm og 63-125 μm .

Analyseteknikk. - Tungmineralene er isolert ved bruk av bromoform (tetthet 2,81). Før hver separasjonsserie er bromoformens tetthet kontrollert ved hjelp av en Westphal balansevekt (Krumbein og Pettijohn, 1938, s. 333), og eventuelle justeringer er foretatt med ethanol.

Ca. 1g av prøvematerialet er overført til et reagensglass med uttagbar kork i bunnen. Deretter er glasset etterfylt med bromoform, ristet og tilsidesatt for sedimentasjon av tungmineraler. Etter fullstendig separasjon er separatene overført til et stykke filterpapir ved at korken er fjernet. Etter vask med ethanol er separatene tørket i et varmeskap.

Lett- og tungfraksjonene er veid på en Mettler analysevekt og vektprosentene beregnet (tunge mineraler i % av totalen, tungmineralprosenten).

Feilkilder med bromoform som separasjonsmiddel er tidligere omtalt av Ewing (1931, s. 139). Han finner at en ufullstendig separasjon av mineralkornene kan skyldes pakning i lettfraksjonen. Dette er ^{en} til viss grad betinget av tungmineralenes form, størrelse og tetthet, foruten av væskens overflatetensjon og tiden separasjonen tar.

For å evaluere separasjonsteknikken og eventuelle forskjeller mellom fraksjonene har jeg foretatt 6 kontrollseparasjoner i hver av de tre overnevnte fraksjonene for en tilfeldig valgt prøve. Resultatene av disse undersøkelsene vises i tabell 2, hvor også middelerdi (\bar{x}) og standaravvik (s_x) er gitt.

Tabell 2. Evaluering av separasjonsteknikk.

250-500my		125-250my		63-125my	
Tung-mineral %	Sum tung + lett fraksjon: g	Tung-mineral %	Sum tung+ lett fraksjon: g	Tung-mineral %	Sum tung+ lett fraksjon: g
15,19	0,9920	13,92	1,2734	13,06	1,2095
16,62	1,3894	13,88	0,9307	12,31	0,6058
16,76	1,4365	13,74	1,1990	12,39	0,8833
17,39	1,2218	13,64	1,1156	12,70	0,5960
18,17	1,0325	13,56	0,9121	12,59	0,7651
16,66	0,8661	13,80	0,8654	12,15	0,8293
		Middelverdi (\bar{x})		Standaravvik (s_x)	
Fraksjon:	250-500my	16,80 %		±	0,90 %
	125-250my	13,76 %		±	0,13 %
	63-125my	12,53 %		±	0,29 %

Som det framgår av tabell 2 er standardavvikene for fraksjonene 125-250my og 63-125my på henholdsvis 0,13 % og 0,29 %. Dette kan muligens antyde at separasjonene i disse fraksjoner er mer entydig enn for fraksjonen 250-500my med standardavvik 0,90 %. Imidlertid er standardavvikene for alle disse tre fraksjonene så små at separasjonsteknikken kan sies å være tilfredsstillende. Det er derfor grunn til å tro at de resultater som er oppført i tabell 2 og i tabell 3 (s. 22) bare i liten grad er beheftet med feil som kan tilskrives separasjonsteknikken.

Variasjon i tungmineralinnholdet. - Jeg skal her utfra noen tidligere arbeider omtale enkelte forhold som kan influere på tungmineralsammensetningen i glasigene sedimenter.

H. Holtedahl (1956, s. 174-184) undersøkelser av jordprofilutvikling i moreneavsetninger på Møre viser at tungmineralprosenten øker med tiltagende dybde i jordprofilet. Han sier (ibidem. s. 180): "Although the original heavy mineral content of the parent material cannot in every case be considered to have been constant, the general tendency of increasing heavy mineral content with depth does never-

theless seem to suggest a chemical weathering which has resulted in solution of certain heavy minerals in the upper layers of the soil". (jfr. H. Holtedahl, ibidem. fig. 50-52).

For å unngå den feil som dette utvilsomt innebærer i jordprofil-ets A- og B-horisonter (jfr. Jenny 1941) er samtlige prøver til tungmineralanalysene tatt i C-horisonten. Dette vil i de fleste tilfeller si fra 1-1,5m under avsetningens overflate (se tabell 3, s. 22).

Järnefors (1952, s. 201) har tidligere vist at mineralinnholdet tilnærmevis er konstant i et vertikalsnitt om morenematerialet er av samme genesis (jfr. Järnefors, ibidem. fig. 8). Det er således rimelig å anta at de tungmineralprosentene som er angitt for ulike moreneprøver i tabell 3 (s. 22) gir et representativt uttrykk for mineral sammensetningen i disse avsetninger.

Ifølge Ljunggren & Sundborg (1968, s. 121) er mineralsammensetningen i sorterte avsetninger avhengig av primærmaterialets kornstørrelser og den mekaniske sortering som foregår etter tetthet, form og grad av slitasje i et fluvialt miljø.

Rittenhouse (1943, s. 1739) diskuterer kornfordelingen og spredningen av tunge og lette mineraler i fluviale avsetninger. Han finner at tungmineralene i samme prøve som regel har mindre median enn de lette mineralene, og at en økende tetthet i mineralene som oftest gir en avtagende median. Videre viser han at de forskjellige mineraler har ulik sortering innenfor samme prøve (jfr. Rittenhouse, ibidem. fig. 2-3).

Etter Ljunggren & Sundborg (1968, s. 126 og fig. 4) gjør dette seg også gjeldende i glasifluviale sedimenter. For å undersøke i hvilken grad dette er av betydning for mine tungmineralanalyser, er kontrollundersøkelser utført i to glasifluviale avsetninger, Sandvoll (s. 45) og Guddalen (s. 66).

Ut fra fig. 5 synes det ikke å være noen sammenheng mellom sortering/tungmineralprosent eller median/tungmineralprosent. Det nærmest konstante innholdet av tunge mineraler innenfor den enkelte avsetning, indikerer antakelig at de overnevnte forhold bare i liten grad kan ha gjort seg gjeldende. Følgelig er det nærliggende å anta at det er primærmaterialets sammensetning som også her er bestemmende for avsetningens tungmineralprosent.

Framstilling av analyseresultatene. - Frekvensen av bergartsfragment-

Tabell 3. Kornfordelingsanalyser og tungmineralanalyser.

Prøve nr. (P)	Lokalitet	Material type	Prøve dyp	m o.h.	Median i my	Sortering (So)	Tungmineralprosent i frak.			Middel av fraksjonene 125 og 63 my	Prøve nr. (T)
							250 my	125 my	63 my		
1	Ersland	morene	2,0	35	125	3,58	4,19	4,01	6,13	5,07	1
2	Ersland	morene	1,3	60	50	1,81	7,43	3,54	5,34	4,44	2
3	Sandvoll, snitt I	morene	1,7	74	320	8,45	5,56	4,64	6,62	5,63	3
4	Sandvoll, " "	gl.fl.	2,5	"	25	1,14	-	-	-	-	4
5	Sandvoll, " "	"	3,0	"	125	1,13	5,42	1,05	7,25	4,14	5
6	Sandvoll, " "	"	3,2	"	24	1,45	-	-	-	-	6
7	Sandvoll, " "	"	3,5	"	3400	2,86	4,01	2,12	1,81	1,96	7
8	Sandvoll, " "	"	4,5	"	200	1,37	0,96	1,85	2,95	2,38	8
9	Sandvoll, " "	"	5,0	"	28	1,57	-	-	-	-	9
10	Sandvoll, " "	"	5,5	"	3200	2,08	4,73	9,13	23,50	16,31	10
11	Sandvoll, " "	"	7,0	"	260	2,37	1,38	2,12	7,11	4,61	11
12	Sandvoll, snitt II	gl.fl.	1,8	75	25	1,50	-	-	-	-	12
13	Handelandgård	morene	1,3	63	1600	8,45	14,14	14,14	4,90	9,52	13
14	Handelandgård	morene	1,0	45	34	4,46	9,76	10,37	7,65	9,01	14
15	Valen	morene	1,5	33	115	5,15	7,30	5,38	5,29	5,33	15
16	Valen	morene	1,0	250	900	7,90	3,35	3,38	4,45	3,91	16
17	Valen, ved bank	morene	1,5	40	150	5,04	6,42	5,36	6,60	5,98	17
18	Teigen, ved bekk	fl.	1,7	60	700	2,42	4,02	5,95	16,02	10,98	18
19	Teigen	fl.	2,0	22	340	1,92	2,84	4,11	11,98	8,04	19
20	Husnes, sentrum	morene	1,7	30	90		6,45	7,63	7,07	7,35	20
21	Röyrviki/ ved Husnes	morene	2,0	50	110	2,98	6,33	4,92	7,90	6,41	21
22	½ km Ö for Husnes	morene	1,5	40	240	7,43	6,04	5,43	5,58	5,51	22
23	Ved Hellandselvi	morene	2,5	55	650	6,00	5,35	7,38	8,52	7,95	23
24	Hellandselvi/vanndam	morene	3,5	80	190	6,77	6,25	5,89	5,47	5,68	24
25	Husnes, 1 km N for bro	morene	1,5	20	80	2,56	7,69	5,40	8,23	6,81	25
26	" , 1½ km N " "	morene	1,2	10	700	8,94	7,52	6,22	8,84	7,53	26
27	Vågsnes/Uskedal	morene	1,5	30	75	3,19	4,41	4,50	5,60	5,05	27
28	Eikshaven/Uskedal	gl.fl.	2,0	80	220	1,70	4,09	5,55	13,69	9,62	28
29	" / Uskedal	morene	1,5	86	120	7,40	4,32	6,23	6,33	6,28	29
30	Eik/Uskedal	gl.fl.	5,0	6	1700	2,07	8,61	8,15	16,24	12,19	30
31	Fet/Uskedal	gl.fl.	2,0	25	210	1,56	3,11	6,73	16,19	11,46	31
32	Dösland/Uskedal	morene	2,5	15	5000	7,30	-	-	-	-	32
33	Börgsdalens vifte	gl.fl.	6,0	74	1800	3,16	2,39	7,71	15,87	11,80	33
34	Nedre Musland/Uskedal	morene	2,0	135	160	-	4,49	8,76	13,91	11,33	34
35	Randmorene, SÖ for "	morene	1,7	212	400	3,16	3,20	4,11	11,54	7,82	35

Tabell 3 (fortsetter)

Prøve nr. (P)	Lokalitet	Materialtype	Prøvedyp	m o.h.	Median i my	Sortering (So)	Tungmineralprosent i frak.			Middel av fraksjonene 125 og 63my	Prøve nr. (T)
							250 my	125 my	63 my		
36	Röd/Uskedal	morene	2,0	30	180	-	6,32	6,48	12,73	9,60	36
37	Ljosnes	morene	1,5	32	240	-	7,24	7,97	10,05	9,01	37
38	Ljosnes	gl.fl.	1,7	32	200	1,60	2,91	4,72	16,47	10,59	38
39	Oksarelvi/Omvikdalen	fl.	4,0	70	2200	3,00	9,97	11,79	17,83	14,81	39
40	Ripel/Omvikdalen	gl.fl.	3,0	52	1150	4,03	22,24	30,86	39,63	35,24	40
41	Rabben/ " "	morene	1,2	75	-	-	8,69	12,41	13,01	12,71	41
42	Öyjordet/" "	morene	1,0	100	-	-	14,05	12,20	13,73	12,96	42
43	Öyjordet/" "	gl.fl.	2,5	85	5000	1,85	27,24	28,50	41,32	34,91	43
44	Bakka/ " "	gl.fl.	2,0	84	4500	1,87	26,15	35,49	36,49	35,99	44
45	Hjelmeland/ " "	morene	1,3	85	200	-	11,57	13,15	19,54	16,34	45
46	Solbakken " "	morene	1,2	25	-	-	13,47	10,95	19,41	15,18	46
47	Setberg/ " "	morene	1,5	16	250	-	12,45	15,08	16,24	15,66	47
48	Lund/ " "	gl.fl.	2,0	5	220	2,00	17,14	14,65	40,13	27,39	48
49	Höyland/Guddal	morene	1,5	15	-	-	11,33	9,47	16,95	13,21	49
50	Guddalgård/Guddal	morene	2,0	54	4750	5,16	38,81	31,93	40,16	36,04	50
51	Guddal, vifte	gl.fl.	6,0	70	1400	3,61	38,87	46,03	53,09	49,56	51
52	" "	gl.fl.	4,2	76	1200	4,25	23,24	27,47	42,38	34,92	52
53	Naterstad, vifte	gl.fl.	10,0	60	300	1,54	37,50	46,49	50,19	48,34	53
54	" "	"	7,0	60	400	2,10	38,52	46,39	46,00	46,19	54
55	" "	"	6,0	60	1200	2,92	40,80	49,28	50,10	49,69	55
56	" "	"	5,0	60	950	5,95	41,91	45,71	46,42	46,06	56
57	" "	"	3,0	60	2600	2,83	39,26	47,92	49,46	48,69	57
58	Naterstad, erosjonsrest på 60 m-terrassen	fl.	1,7	64	150	1,56	31,52	38,96	45,69	42,32	58
59	" "	fl.	2,0	64	60	1,72	-	20,45	27,12	23,77	59
60	" "	fl.	2,0	64	240	1,39	29,49	39,72	48,38	44,05	60
61	" "	fl.	2,5	64	-	-	20,04	20,47	27,92	24,19	61
62	Skeie/Seimsfoss	gl.fl.	1,5	8	180	6,75	22,12	23,83	36,14	29,98	62
63	" "	gl.fl.	1,8	8	800	3,88	26,27	33,88	45,72	39,80	63
64	Skeie, 86 m-terrassen	gl.fl.	2,0	84	1500	2,00	42,38	47,00	42,77	44,88	64
65	Skeie	morene	1,5	130	700	10,85	39,19	33,40	34,26	33,83	65
66	Håland/Rosendal	gl.fl.	3,0	30	1700	3,58	23,42	31,64	42,81	37,22	66
67	" "	gl.fl.	4,0	30	380	4,12	11,03	18,63	33,22	25,92	67
68	Fossberg/Rosendal	morene	1,0	160	1700	5,28	19,62	22,87	28,16	25,01	68
69	Muradalen	gl.fl.	2,0	155	1700	2,97	16,34	21,26	27,72	24,49	69
70	St. Laurdal	morene	2,0	790	1200	5,69	15,31	17,15	25,86	21,50	70
71	Hatteberg/Rosendal	gl.fl.	2,5	88	1700	1,83	27,13	33,00	40,35	36,67	71

Tabell 3 (fortsetter)

Prøve nr. (P)	Lokalitet	Material type	Prøve dyp	m o.h.	Median i my	Sorter- ing (So)	Tungmineralprosent i frak.			Middel av fraksjonene 125 og 63	Prøve nr. (T)
							250 my	125 my	63 my		
72	200 m N for Hatteberg	morene	2,0	90	750	4,46	21,33	23,50	29,71	26,60	72
73	Kletta/Rosendal	morene	1,5	100	500	6,17	14,07	12,40	19,27	15,83	73
74	½ km N for Kletta	morene	4,0	170	450	6,98	12,97	14,16	16,07	15,11	74
75	1 km N for Björke	morene	1,0	200	2000	3,98	10,53	18,59	24,25	21,42	75
76	Björkegrustak	gl.fl.	10,0	87	1100	3,15	13,75	14,90	25,58	20,24	76
77	Helsehuset/Rosendal	gl.fl.	2,0	15	125	1,47	7,52	9,30	23,29	16,29	77
78	Gamlehjem/Rosendal	morene	2,5	20	130	-	9,51	9,31	5,01	7,16	78
79	Nes	gl.fl.	2,5	20	500	1,85	14,76	22,40	27,00	24,70	79
80	Löfallstrand	morene	1,5	25	180	4,70	6,19	5,92	5,28	5,60	80
81	Vifte 1 km N for "	fl.	3,0	50	270	1,87	5,41	8,45	26,29	17,37	81
82	Nordlifjell	morene	0,5	800	-	-	1,71	2,50	4,31	3,40	82
83	Myklebustdalen	morene	1,0	275	2400	5,93	10,12	14,12	22,74	18,43	83
84	Kastet	gl.fl.	3,0	325	90	1,48	25,03	21,55	32,89	27,22	84
85	Fjellhaugvatn/Blådalen	gl.fl.	2,0	380	320	8,01	39,78	40,14	39,48	39,81	85
86	" "	morene	1,5	380	140	8,26	50,08	40,23	37,12	38,67	86
87	Jemtelandsv ^t /Blådalen	morene	1,3	470	-	-	55,60	47,40	45,33	46,36	87
88	Öyråsen/Blådalen	gl.fl.	2,0	480	-	-	31,01	26,14	31,46	28,80	88
89	Slettaviki/Blådalen	fl.	1,0	560	950	1,75	34,32	39,23	18,23	28,72	89
90	Blådalsvatn	gl.fl.	4,0	673	600	3,47	11,04	10,91	18,49	14,70	90
91	Inste Mösevatn	gl.fl.	-	849	2900	1,93	5,58	6,07	9,30	7,68	91
92	" "	morene	2,0	830	-	-	16,05	12,41	16,80	14,60	92
93	Kraftstasjon in. Matre	gl.fl.	2,5	80	850	2,62	32,25	34,08	37,94	36,01	93
94	Indre Matre	gl.fl.	1,5	80	2800	2,52	33,55	30,50	27,70	29,10	94
95	Okstveitvatn	morene	2,3	30	340	5,00	9,57	8,05	7,96	8,00	95
96	" "	gl.fl.	1,5	30	-	-	11,74	5,73	6,61	6,17	96
97	Ölfernes	morene	1,3	68	100	7,80	15,19	13,96	13,06	13,51	97
98	Utåker	morene	2,0	73	-	-	30,28	17,63	32,76	25,19	98
99	Brun/Tveitedalen	morene	1,5	50	150	6,00	32,65	18,91	18,15	18,53	99
100	Tveitedalen	fl.	1,0	5	1800	4,32	26,28	24,46	23,23	23,84	100
101	Tveit (123 m o.h.)	gl.fl.	1,7	129	90	1,26	5,17	4,08	7,71	5,89	101
102	S for Bakkastölsv ^t (rand)	morene	2,0	207	2400	5,65	15,23	8,94	10,19	9,56	102
103	Lat. eralterrasse	gl.fl.	3,0	207	550	2,42	4,88	3,89	8,22	6,05	103
104	Bakkastölen	morene	1,0	240	1100	12,60	54,94	34,35	26,63	30,49	104

er og frie mineraler i de forskjellige fraksjoner diskuteres av Sitler (1963, s. 366) på grunnlag av tidligere undersøkelser. Hans resultater kan, noe forenklet, oppsummeres slik:

1. I fraksjonene mellom 62-350my opptrer de fleste tungmineraler i intervallet 88-177my.
2. Analyse av fraksjonene 88-125my viser stort sett de samme tungmineraler som fraksjonene 125-177my.
3. Bergartsfragmenter opptrer fortrinsvis i fraksjoner større enn 125my.

Fraksjonene 62-125my og 125-250my gir således etter Sitler et bedre bilde av løsavsetningenes tungmineralinnhold enn fraksjonen 250-500 my. Jeg har derfor valgt å slå sammen fraksjonene 63-125my og 125-250my ved den grafiske framstillingen av løsavsetningenes tungmineralprosent på plansje 2. Forøvrig er resultatene av tungmineralanalysene samlet i tabell 3 (s. 22). Tungmineralanalyse er i det følgende forkortet til T, mens etter følgende tall (T 1-104) refererer seg til tabell 3.

Steintellinger, korntellinger og rundingsanalyser.

Foruten de to alt omtalte sedimentpetrografiske undersøkelsesmetoder, har jeg også anvendt steintellinger, korntellinger og rundingsanalyser. Disse metoder er nyttet for ytterligere å få belyst karakteristiske trekk ved jordartene, samtidig som de også til en viss grad kontrollerer og supplerer resultatene av tungmineralanalysene.

Steintellinger.

G.Lundqvist (1935, s. 16-22) gir en oversikt over forskjellige metoder for stein- og blokkteillinger som har vært anvendt av tidligere forfattere. Jeg har ved mine tellinger nyttet en metodikk som stort sett følger retningslinjene for den relative metoden etter G. Lundquist (ibidem. s. 21).

Prøvetakning. - Prøvematerialet til tellingene er tatt i snitt med rikelig innhold av materiale i steinfraksjonen. Fra snittflaten er en tilfeldig materialprøve overført til en siktesats etter Wentworths skala med kvadratiske masker, og steinfraksjonen(e) er fra-skilt. Det er medtatt omtrent 100 stein i fraksjonene 32-44mm og 22-32mm til klassifisering og rundingsanalyse. Den videre bearbeidelse av materi-

let er foretatt i laboratoriet.

Inndeling.⁴ - Som nevnt under den berggrunnsgeologiske orienteringen (s. 14), er utbredelsen av områdets ulike bergarter bare kjent i hovedtrekkene. Området er således lite egnet til detaljerte undersøkelser av løsavsetningenes sammensetning med hensyn til blokkspredning. Til dette kreves et godt kjennskap til berggrunnen og lett identifiserbare bergarter med en begrenset utstrekning.

I det undersøkte området er tilfellet snarere det motsatte. Både granittene, granodiorittene og gabbrobergartene inntar store arealer, og den petrografiske variasjon innenfor de enkelte bergartsgruppene er tildels betydelig. I de aller fleste tilfellene er det således ingen mulighet til sikkert å avgjøre hvor stor del av steinmaterialet som er lokalt.

Jeg har derfor valgt å nytte en grov gruppering av bergartene basert på makroskopiske kriterier:

1. Granitt og granodioritt.
2. Gabbrobergarter.
3. Glimmerskifer.
4. Ubestemte.

Granitter og granodioritter er behandlet samlet i gruppe 1., fordi det under klassifikasjonen av steinmaterialet ofte viste seg nærmest umulig utfra makroskopiske kriterier å skille mellom lyse, tette granitter og granodioritter. De sistnevnte bergarter har også et meget varierende utseende i de ulike deler av granodiorittområdene (s. 9). Under (1) er det i steintellingene fra Rosendalstraktene utskilt en meget karakteristisk, grovkornet granitt (Melderskinsgranitt, se s. 8). Denne står i de østenforliggende fjellområder og er i disse strøk nyttet som ledeblokk.

Til gruppe 2, regnes alle varianter av gabbroide bergarter, mens gruppe 3. omfatter områdets glimmerskifre. Gruppen ubestemte (4) omfatter ikke klassifiserte steiner, residual kvarts og pegmatitt. Bare unntaksvis utgjør denne gruppen mer enn 3-5 %.

Valg av fraksjon. - G. Lundqvist (1935, s. 20-22) viser at frekvensen av ulike bergarter på samme lokalitet kan være ganske vekslende selv innenfor nærliggende fraksjoner. For å undersøke i hvilken grad dette influerer på forholdet mellom gabbroide og granittiske/granodio-

rittiske bergarter har jeg foretatt kontrolltelling i to påfølgende fraksjoner (se tabell 4).

Tabell 4. Kontrolltelling i fraksjonene 32-44mm og 22-32mm. (Grovkornet Målderskinsgranitt er gitt i parentes.)

Prøve nr.	Fraksjon	Granitt/ granodioritt %	Gabbroberg- arter %	Ubest. %	Antall stein i prøven
St 32	32-44mm 22-32mm	50 (42) 36 (27)	49 63	1 1	104 133
St 35	32-44mm 22-32mm	63 (42) 76 (64)	36 21	1 3	82 205
St 33	32-44mm 22-32mm	67 (30) 72 (36)	30 27	3 1	85 148
St 34	32-44mm 22-32mm	62 (19) 52 (16)	36 44	2 4	56 170
St 29	32-44mm 22-32mm	46 (18) 36 (15)	50 61	4 3	97 171
St 27	32-44mm 22-32mm	39 (12) 41 (13)	56 52	5 7	105 190
St 30	32-44mm 22-32mm	55 (8) 49 (16)	43 48	2 3	106 209

Med reservasjon for analysematerialets størrelse, synes ikke frekvensen av de forskjellige bergarter innen for disse to fraksjoner større enn at en telling i en av fraksjonene tilnærmedesvis gir et representativt bilde av steinmaterialet i vedkommende avsetning. Ved de øvrige tellinger har jeg derfor utelukkende holdt meg til fraksjonen 32-44mm.

Resultatene av steintellingene er samlet i tabell 7 (s. 32) og er framstilt på pl. 3. Steintelling er i det følgende forkortet til St (1-38).

Korntellinger.

Ifølge G. Lundqvist (1935, s. 21) er tellinger i grus- og sandfraksjonene å foretrekke ved studiet av lettoppknuselige bergarter. Jeg har i oppgaven nyttet korntellinger for å kartlegge spredningsmønsteret av glimmerskifer i området fra Husnes til Ersland.

Korntellingene er utført på et fraksjonert materiale i fraksjonene 1-2mm og 2-4mm ved hjelp av en Zeiss-binokular lupe med 8 og 10 gangers forstørrelse. Antallet talte korn varierer noe, men utgjør som regel mer enn 200 (jfr. J. Lundqvist 1952, s. 12). Resultatene av tellingene er samlet i tabell 5 og kornsammensetningen i fraksjonen 1-2mm er framstilt i prosent på fig. 6. Korntellinger er forkortet til K.

Tabell 5. Korntellinger, glimmerskifer/ikke glimmerskifer.

Prø- ve nr.	Lokalitet	m.o.h.	Fraksjoner			
			1 - 2 mm		2 - 4 mm	
			Glimmer- skifer %	Antall korn talt	Glimmer- skifer %	Antall korn talt
1	Ersland	35	2	1371	2	248
2	Ersland	60	1	336	-	-
3	Sandvoll	73	1	1247	2	230
5	Sandvoll	73	0	210	0	250
7	Sandvoll	73	0	350	0	200
10	Sandvoll	68	0	200	0	170
14	Handeland	50	2	211	4	142
15	Valen	33	6	364	7	312
16	Valen	250	1	709	-	-
17	Valen	40	6	1398	9	538
18	Teigen	60	2	821	4	834
20	Husnes	30	0	390	0	150
21	Røyrvik	50	0	521	0	263
22	Husnes, bro	40	1	526	2	294
24	Hellandselvi	80	-	-	2	369
25	1 km N, bro H,	15	1	944	-	-
27	Vågsnes	30	2	209	2	241
97	Ølfernes	68	0	217	0	205

- ikke talt.

Rundingsanalyser.

Jeg har ved rundingsbestemmelsen fulgt retningslinjene for visuell klassifikasjon etter Bergersen (1964, s. 22-23). Etter at prøvematerialet er samlet som beskrevet under steintellinger (s. 25), er dette ifølge hans gruppering fordelt på fire klasser, kantet, kantrundet, rundet og godt rundet, etter disse kriterier:

- Kantet (k): Steinen er uregelmessig, mer enn halvparten av kanter og hjørner er skarpe.
- Kantrundet (kr): Over halvparten av hjørner og kanter er slitt, men kantene er enda tydelige. Steinen er ikke gjennomgående konveks.
- Rundet (r): Steinen er tydelig konveks. Omrisset i minst ett plan er på bare små uregelmessigheter nær rundt eller ovalt. Kantene sees bare delvis og overflaten er glatt, men ikke helt uten uregelmessigheter.
- Godt rundet (gr): Steinen er regelmessig konveks. Omrisset er tydelig rundt eller ovalt i minst to plan. Overflaten er glatt.

Både Bergersens kontrollprøver og resultater forøvrig, foruten Reichelts (1961, s. 19-20) tidligere undersøkelser av metoden, tyder på at rundingsanalyser etter visuelle kriterier gir like gode resultater som andre metoder (jfr. Pettijohn 1957, s. 57-59). Köster (1964, s. 175) påpeker imidlertid at steiner med forskjellig petrografisk sammensetning rundes med ulik hastighet. Da dette muligens kan medføre forskjell i rundethet mellom området gabbroide og granittiske/granodiorittiske bergarter, er seks kontrollprøver foretatt på et komplekst materiale fra Rosendalsområdet, hvor disse bergarter står. Den grovkornete Melderskinsgranitten er skilt ut som en egen gruppe, og resultatene er samlet i tabell 6 (s. 31) og framstilt som histogrammer på fig. 7.

Som det framgår er klassefordelingen (rundetheten) av de enkelte bergartsgrupper innenfor samme prøve nær ens. Dette tyder på at områdets petrografi ikke kan være av nevneverdig betydning for rundingsanalysene. Ved sine undersøkelser i Gudbrandsdalen (1964, s. 24) kommer Bergersen til et liknende resultat, idet han finner at hverken bergartenes sammensetning, struktur eller forvitningsstadium synes å spille noen avgjørende rolle i denne forbindelse. Rundingsanalyser, ikke

minst i kombinasjon med andre sedimentpetrografiske undersøkelser, skulle derfor være et godt hjelpemiddel ved studiet av sedimentenes transporthistorie, både med hensyn til transporterende medium og transportlengde.

Rundingsanalysene er samlet i tabell 7 (s. 32) og er framstilt i histogrammer på fig. 8. I det følgende er rundingsanalyse forkortet til R, mens etterfølgende tall angir prøvenummer (R 10) og refererer seg til tabell 7.

Tabell 6. Kontrollanalyser (Fraksjon 22-44mm.)

		Prøvens total-histogram (A)	Bergartenes fordeling															
			Melder-skins-granitt (B)				Andre granitter + granodioritt (C)				Gabbro bergarter (D)				Ubest.			
I	Sum talt	287	166				41				74				6			
	Rund. kl. %	k kr r gr	78 22 - -	k kr r gr	81 19 - -	k kr r gr	88 12 - -	k kr r gr	65 34 1 -	k kr r gr	67 33 - -							
II	Sum talt	237	80				20				135				2			
	Rund. kl. %	k kr r gr	54 46 - -	k kr r gr	44 56 - -	k kr r gr	55 45 - -	k kr r gr	60 40 - -	k kr r gr	50 50 - -							
III	Sum talt	233	79				84				67				3			
	Rund. kl. %	k kr r gr	6 82 11 1	k kr r gr	6 79 15 -	k kr r gr	11 80 9 -	k kr r gr	1 88 8 3	k kr r gr	-100 - -							
IV	Sum talt	226	38				85				95				8			
	Rund. kl. %	k kr r gr	3 73 23 1	k kr r gr	- 79 21 -	k kr r gr	2 64 31 3	k kr r gr	4 79 17 - -	k kr r gr	88 12 -							
V	Sum talt	268	42				63				152				11			
	Rund. kl. %	k kr r gr	- 79 20 1	k kr r gr	- 86 14 -	k kr r gr	- 73 25 2	k kr r gr	1 78 20 1	k kr r gr	- 90 10 -							
VI	Sum talt	315	41				118				147				9			
	Rund. kl. %	k kr r gr	- 87 12 1	k kr r gr	- 95 5 -	k kr r gr	1 90 9 -	k kr r gr	- 84 14 2	k kr r gr	- 78 22 -							

Tabell 7. Steintellinger og rundingsanalyser i fraksjon 32-44mm.

Nr. (St/R)	Lokalitet	m o.h.	Avleiring	Granitt/grano- dioritt i %	Gabbro i %	Glimmer- skifer i %	Ubestemt i %	Rundingsanalyse; kasefordeling (%)				Antall stein i pröven.	Nr. (St.)
								k	kr	r	gr		
1	1km N for Bakkastölsvatn	360	morene	100	-	-	2	-	-	-	-	100	1
2	100m S for Bakkastölsvatn	207	morene	71	20	-	8	32	60	6	2	98	2
3	Holmedal	2	utv. "	30	63	-	7	-	-	-	-	100	3
4	Sandvoll	68	gl.gl.	100	-	-	-	3	77	17	3	99	4
5	Sandvoll	72	morene	83	8	5	4	23	69	8	-	120	5
6	Valen	36	morene	71	13	11	5	27	72	1	-	101	6
7	Hellandselvi	55	morene	86	9	1	4	15	78	7	-	101	7
8	1km N for Hellandselvi	15	morene	77	16	-	6	36	62	2	-	97	8
9	Eik/Uskedal	5	gl.fl.	85	9	-	6	2	91	7	-	105	9
10	" "	84	morene	91	7	-	2	11	88	1	-	89	10
11	Börgsdalens vifte/Uskedal	70	gl.fl.	99	1	-	-	5	90	5	-	112	11
12	Övre Musland/Uskedal	217	morene	69	1	-	30	13	81	5	1	100	12
13	Röd/Uskedal	15	morene	92	8	-	-	29	70	1	-	92	13
14	Okserelvi/Omvikdalen	50	fl.	94	3	-	3	43	56	1	-	106	14
15	Ripel/ " "	50	gl.fl.	83	12	-	4	6	81	13	-	105	15
16	Rabben/ " "	60	morene	94	3	-	3	19	70	9	2	101	16
17	Bakka/ " "	80	gl.fl.	84	16	-	1	19	68	10	3	101	17
18	Indre Matre	80	gl.fl.	78	19	-	3	5	78	14	3	98	18
19	Hölen/Myklebustdalen	316	gl.fl.	51	43	-	6	21	61	16	2	105	19
20	Midhölen	335	morene	66	32	-	2	43	54	3	-	101	20
21	Ö for Fjellhaugvatn	390	morene	50	50	-	-	43	57	-	-	103	21
22	Staffvatn	428	morene	11	87	-	2	16	76	7	1	100	22
23	Seimsfoss/Guddalen	3	fl.	24	73	-	3	-	72	23	5	110	23
24	Naterstad/Guddalen	60	gl.fl.	28	70	-	2	3	92	5	-	121	24
25	Skeie	84	gl.fl.	10	87	-	3	3	90	5	2	105	25
26	Skeie	130	morene	-	99	-	1	80	20	-	-	96	26
27	Muradalen	150	gl.fl.	39 (12) ⁺	56	-	5	10	82	6	2	105	27
28	Hattebergfossen/Rosendal	140	morene	34 (4) ⁺	63	-	3	36	62	2	-	109	28
29	Håland/ " "	30	gl.fl.	46 (18) ⁺	50	-	4	-	78	22	-	97	29
30	Hatteberg/" "	86	gl.fl.	55 (8) ⁺	43	-	2	-	84	13	3	106	30
31	200 m Ö for Hatteberg	100	morene	53 (38) ⁺	44	-	3	9	91	-	-	116	31
32	300 m N for Hatteberg	107	morene	50 (42) ⁺	49	-	1	54	46	-	-	104	32
33	Skåla/Rosendal	80	gl.fl.	67 (30) ⁺	30	-	3	4	88	8	-	85	33
34	Nes/Rosendal	6	gl.fl.	62 (19) ⁺	36	-	2	-	84	16	-	56	34
35	Kletta/Rosendal	190	morene	63 (42) ⁺	36	-	1	78	22	-	-	82	35
36	1½ km N for Skåla/Rosendal	200	morene	43 (6) ⁺	52	-	5	12	88	-	-	67	36
37	1 km N for Löfallstrand	20	fl.	92 (10) ⁺	5	-	3	1	95	4	-	111	37
38	Varnes	10	fl.	94 (9) ⁺	-	-	6	16	81	3	-	100	38

+ grovkornet Melderskinsgranitt i % av total-pröve.

ISBEVEGELSEN.

Det foreligger i tidligere arbeider fra dette og nærliggende områder skuringsobservasjoner av Rekstad (1907), Bøe (1949), Risan (1950), Foslie (1955), Undås (1963) og H. Holtedahl (1967). H. Holtedahl omtaler også plastiske skuringsformer på Skorpo (ibidem. s. 199). Disse vil ikke behandles i denne oppgaven, men er angitt på skuringskartet (pl. 4) for oversiktens skyld.

Skuringsstripene i området er stort sett meget godt bevart og har som regel et friskt utseende. Særlig god er isskuringen på de finkornige meta-gabbroene og de båndete granodiorittiske bergartene. På de middels-til grovkornige variantene av de granittiske og granodiorittiske bergartene sees også isskuring. Den har her et noe grovere utseende enn på de finkornige bergartsvariantene. En fin skuring sees også her på de tallrike kvartsbånd og kvartslinser som gjennomsetter disse bergarter.

Andre retningskriterier for isbevegelsen som rundsva, sigdbrudd og parabelriss, opptrer under tiden. Disse viser god overensstemmelse med skuringsobservasjonene og er derfor utelatt på pl. 4.

Skuringsobservasjonene er alle tatt på tilnærmet horisontale flater og er angitt i gamle grader (360°). De oppførte målingene er korrigert for misvisning. Nummerne i tabell 8 (s. 37) og på skuringskartet (pl. 4) er samsvarende. På kartet har jeg utelatt enkelte observasjoner som er medtatt i tabellen. Dette er gjort for å lette oversikten.

Isbevegelsen i fjellområdene.

I de vestligste strøk, på fjellplatået mellom Hardangerfjorden, Uskedalen og Matrefjorden, har skuringsstripene på de høyeste, frittliggende topper en vestlig retning. På platåets sentrale partier opptrer avvikende retninger som antyder et radiale bevegelsesmønster. Isen synes i de vestlige områder å ha konvergert mot de dalene som fører ut fra massivet, mens storformenens utvikling i de østligste deler antyder en østlig bevegelse mot Børgsdalen. Jeg har imidlertid ikke fått anledning til å undersøke denne siste retningen nærmere.

Noe klart aldersforhold mellom de vestlige skuringsstripene og de avvikende nordvestlige og sydvestlige retningene er ikke iaktatt.

Det er likevel nærliggende å tro at den vestlige bevegelsesretningen er eldst, mens de sydvestlige og nordvestlige retningene antakelig er noe yngre. Dette støttes av at de to sistnevnte retninger bare opptrer innenfor de naturlige akkumulasjons- og ablasjonsområdene til et yngre brekompleks (s. 76). Den vestlige retningen, som også finnes syd og vest for dette området (se Bøe, 1949 og H. Holtedahl, 1967), synes å være nokså konstant og tilhører antakelig innlandsisen.

I fjellstrøkene mellom Hardangerfjorden og Blådalen viser skuringsstripene en nordvestlig isbevegelse, mens de på toppene mellom Matrefjorden-Blådalen og Åkrafjorden angir en vestlig bevegelsesretning. Både de nordvestlige retningene mot Hardangerfjorden og de vestlige skuringsstripene på halvøyen mellom Matrefjorden og Åkrafjorden ligger utenfor og over de bredekte områder under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet, henholdsvis Skånevikstadiet (s. 53 og s. 83). Retningene er således i disse områdene eldre enn de nevnte randstadier. Aldersforholdet mellom retningene er ikke avgjort under markarbeidet. Imidlertid gir den beskjedne vinkelforskjell mellom disse to retninger liten grunn til å tro at de er av vesentlig forskjellig alder. Den gradvise avbøyning fra vest mot nordvest langs fjellmassivet vest for Blådalen, antyder snarere at retningene er noenlunde samtidige (se skuringsobservasjonene fra 151 til 141, pl. 4).

Risan (1950, s. 22) peker på at skuringsstripenes avbøyning mot nordvest i de sentrale deler av området kan ha vært betinget av det opp til 1200m høye, vestenforliggende Ulvenos-Englefjellmassivet under en sen og mindre mektig fase av innlandsisen. Da også Hardangerfjordens store dyp og forløp gjennom området utvilsomt har påvirket isstrømmen i samme retning, synes denne tolkning av skuringsbildet rimelig.

På toppene i og i tilknytning til Blådalen opptrer det foruten de vestlige skuringsretningene også en sydvestlig retning. Denne følger stort sett dalens lengdeakse og er yngre enn den vestlige isbevegelsen, se skuringsobservasjonene 121, 113-115, 103 og 86, pl. 4. Da randmorenene i Blådalsområdet viser at det her har vært aktive breer også etter at de høyeste fjellryggene mot Åkrafjorden og Hilldalen - Aursdalen stod opp over iskappen, synes det rimelig å tro at den sydvestlige retningen kan tilskrives disse yngre breer (s. 90).

Isbevegelsen i Hardangerfjorden og i sidedalene.

På Valeøy i Hardangerfjorden sees kryssende skuringsstriper (Sk 7, pl. 4). Disse viser at isbevegelsen gjennom Hardangerfjorden mot syd er yngre enn en isbevegelse mot nordvest. Samme forhold framgår også av skuringsobservasjonene 18 og 19 på Husneshalvøya. Også her er isbevegelsen gjennom fjorden mot syd yngre enn bevegelsen mot vest.

Videre innover i Hardangerfjorden dominerer den sydlige til sydvestlige isbevegelsen i fjordens retning (pl. 4). Denne bevegelsen er også omtalt fra Varaldsøy av Foslie (1955) og på øyene mellom Ånglo og Huglo av H. Holtedahl (1967, fig. 2). Langs nordøstsiden av Tysnes og på de sydligste deler av Ølve-landet beskriver H. Holtedahl isskuring mot nord til nordvest. Det synes nærliggende å knytte disse retningene til en brearm fra Hardangerfjordbreen (s. 53) som her har trent nordover mot Bjørnefjorden.

Ifølge skuringsobservasjonene på H. Holtedahls kart (1967, fig. 2) er den sydvestlige retningen dominerende også på de nordlige deler av Halsnøy. Dette tyder på at den yngste brebevegelsen gjennom Hardangerfjorden har nådd fram til dette området, hvor det ligger en markert endemorene (s. 44), som sannsynligvis indikerer fjordbreens maksimale utbredelse under dette stadium.

I munningene av Uskedalen, Omvikdalen og Guddalen, foruten i området ved Rosendal, viser kryssende skuringsretninger at isbevegelsen gjennom dalene mot vest til nordvest er yngre enn bevegelsen gjennom Hardangerfjorden. Se skuringsobservasjonene 57, 161, 165 og 178-180, pl. 4.

Særdeles tydelig er denne yngre nordvestlige retning i området fra Nes, over Kalven til Snilstveitøyas østside. Bevegelsen kan langs Neslandet følges fra skuring 178 til skuring 180. Videre nordøstover langs Hardangerfjordens østside finnes utelukkende den eldre bevegelsen mot syd til sydvest gjennom fjorden (Sk. 181 - 188, pl. 4). På Kalven og nordpynten av Snilstveitøy viser den yngste bevegelsen en noe mere vestlig retning.

Den nordvestlige isbevegelsen gjennom sundet mellom Nes og Snilstveitøy kan ikke ha foregått samtidig med en isstrøm ut Hardangerfjorden. Omlegningen til en bevegelse mot nordvest må derfor ha funnet sted etter at hovedfjordens bre var borte. Da de nordvestlige skuringsstripene langs Neslandet opphører noe nord for Nes, kan denne breen neppe ha nådd særlig langt ut i hovedfjorden. Det er derfor nærliggende å anta at breen fra de østenforliggende daler under isavsmeltingen ble

hengende en viss tid på terskelen mellom Nes, Kalven og Snilstveit-øy, hvor det således må ha vært en kalvingsfront. Under den videre tilbaketrekningen er denne bre blitt oppdelt i adskilte dalbreer i de respektive daler (s. 71).

Et liknende avsmeltningsforløp som Gjessing (1953, s. 85-96) finner for Oslofjord-området, synes således også å ha funnet sted her. Mens de sentrale partier av Hardangerfjorden ble forholdsvis hurtig isfrie på grunn av den langt større fjorddybde, lå breene igjen i sidedalene og dannet midlertidige kalvingsfronter. Disse stagnasjonsperioder, som gjenspeiler seg i løsavsetningene (s. 53), synes snarere betinget av topografiske terskler enn av klimatiske forandringer, i likhet med hva R. Dahl (1968, s. 101) finner for Narvikområdet.

Tabell 8. Skuringsobservasjoner.

Nr.	Lokalitet	m o.h.	Retning i gamle grader (360°), korrigert for misvisning.
1	Ølfernesholmen	2	258°
2	Straumsnes	3	264°
3	300 m V for Straumsnes	2	238°
4	1km N for Lervikvt	80	276°
5	Erslandsvatnets V-side	79	116°
6	Sandvoll, i fossen		268°
7	Valøya	1	175° krysser 300-310° (eldst)
8	Valevågen	2	175-165°
9	Eikeland (1km N Valen)	60	176°
10	Teigen	22	194°
11	Topp 1km Ø Sunde	90	190°
12	100m Ø Sunde	30	195°
13	Bjellandshavn	2	176° og 212° og 246°
14	Metlesviki	1	191°
15	Røyrviki	3	204°
16	300 N Røyrviki	3	204°
17	NV for Upsangervt	60	316° (retning ikke avgjort)
18	Rysslandsviki	2	116° og 180° og 258°; retning ikke avgjort for 116°, 258° eldre enn 180°
19	½km NV for Ryssland	2	267° og 169°. (267° eldst).
20	3km S for Herøysundet	2	204°
21	Hellandselvi	180	266°
22	Hellandselvi, N-side	400	241°
23	Hellandselvi, " "	540	228°
24	Hellandselvi, " "	590	216°
25	Hellandselvi, " "	700	206°
26	S for Svartevatn	820	225°
27	N for Svartevatn	700	356°
28	Ø for Svartevatn	777	306°
29	N for vatn 898 m o.h.	907	224°
30	Vest for vatn 898 m o.h.	898	266°
31	S for vatn 898 m o.h.	968	266°

Tabell 8 (fortsetter)

Nr.	Lokalitet	m o.h.	Retning i gamle grader (360°), korrigert for misvisning.
32	1km Ø for vatn 898 m o.h.	900	306°
33	V for Geitvatni	886	257°
34	Ø for " "	960	266°
35	N for Melkehaug	970	268°
36	Melkehaug	1005	264°
37	S for Onarheimsskorafj.	990	216°
38	Sitauten	1005	246°
39	S for vatn 737	820	224°
40	N for Valevatn	640	216°
41	NV for Valevatn	604	218°
42	Hjortehaug	551	266° (eldst) og 333-298° (retning ikke avgjort for disse)
43	S for Valevatn	668	270°
44	Horjo	808	264°
45	½km NØ for Horjo	840	263°
46	Topp 892 NØ for Horjo	892	264°
47	V for Sitautovatn	800	264°
48	Holmedal	1	198°
49	S for Bakkastølsvatn	170	182°
50	1km Ø for Bakkastølsvatn	220	246°
51	N for Høledalssætra ^m	310	242°
52	S for Oksen	490	241°
53	V for oksen	520	240°
54	N for høyde 676	690	236°
55	S for Øktardalstind	770	248°-232°
56	Flatholmen/Uskedal	1	294°
57	Neset/Uskedal	1	296° krysser 258°-242° (eldst)
58	Rød/Uskedal	30	248°
59	100 m S for Ljosnes	32	267°
60	Ljosnes	2	288-270° Aldersforholdet ikke avgjort.
61	Mannsvatn/Solfjell	600	278°
62	Ljosnesakslo-Solfjell	610	294°
63	" " "	845	282° og 300° Aldersforholdet er ikke avgjort.
64	Vardehaug	814	308°

Tabell 8 (fortsetter)

Nr.	Lokalitet	m o.h.	Retning i gamle grader (360°), korrigert for misvining.
65	½km. N for Tverfjell	860	308°
66	Tverfjell	933	306°
67	Krokavatni	820	302°
68	Ø for Krokavatni	800	308°
69	S for Krokavatni	815	298°
70	200m N for Gråfjell	880	296°
71	Gråfjell	893	286°
72	300m S for Gråfjell	880	302°
73	N for Storetjørne	625	214°
74	V " "	566	240°
75	V " "	445	310° (flatens fall 30°V)
76	V for Midthølen	330	264° - 252°
77	V for Fuglatjern	320	236°
78	V for Fjellhaugvatn	631	309° - 284°
79	Sengjanut	689	284° - 276°
80	Veslefjell	754	284° - 294°
81	Giskafjell (topp 858)	858	268°
82	Horjo S for Giskafjell	700	270°
83	Veslefjell, S for Horjo	716	269°
84	½km S for Ingafjell	880	239°
85	Ingafjell	940	255°
86	N Ingafjell	765	242° og 270° (eldst)
87	S for Futen	760	237°
88	NØ for Fuglatjørne	750	240° og 270°
89	½km N for Fuglatjørne	677	244° og 262°
90	V for Grønlitjørne	600	276°
91	V for Nesjastølen	630	280°
92	SØ for Grønlitjern	620	258° og 268°
93	Reikatindane	750	260° og 278°
94	Fuglatjørne	735	246°
95	SV for Ingavatn	780	276°
96	Øst for Skavatni	830	278°
97	Skavehei	900	270°
98	N på Skavehei	890	268°
99	V for Kvandalsvatn	820	284° og 246°

Tabell 8 (fortsetter)

Nr.	Lokalitet	m o.h.	Retning i gamle grader (360°), korrigert for misvisning.
100	NØ for Ingavatn	830	276°
101	Frankrikheii	900	274°
102	N på Frankrikheii	890	270°
103	Storhaug/NV Frankrikheii	820	226-216°
104	Ø for Krokvatni	965	298°
105	" " "	1000	264°
106	N for Krokvatni	870	264°
107	S for Blådalsborgi	800	264°
108	SV " "	770	300°
109	V for Vetrhusvatni	796	298°
110	Ved elv fra Vetrhusvatni	726	286° (eldst) krysses av 146° (yngst).
111	N for Vetrhusvatni	720	186°-140°
112	S for Blådalsvatn	1743	180°
113	Brandvikhorgi (topp)	1033	216°
114	½km N for topp " "	1000	224°
115	1km NØ for topp " "	960	223°
116	S for Botnavatni	970	246-256°
117	V Botnavatni	822	246°
118	N for Botnavatni	1030	276°
119	Blådalsnes	831	233°
120	S for Inste Møsevatn	940	235°
121	Sandahorgi	1179	267° og 248° (yngst)
122	½km Ø for Sandahorgi	1160	242°
123	V for inste Møsevatn	1023	226°
124	½km N for topp 1023	1000	236°
125	Topp 1083, V in.Møsevt	1083	228°
126	S for vatn 1051	1200	270°
127	V for Fonnaavatn	1165	275°
128	V for vatn 1051	1140	273°
129	N for vatn 1027	1159	274°
130	Veranut (topp)	1222	289°
131	300m S for Veranut	1160	276°
132	V bekk fra vatn 1051	1070	240°
133	N for Blådalsvatn	950	246°

Tabell 8 (fortsetter)

Nr.	Lokalitet	m o.h.	Retning i gamle grader (360°), korrigert for misvisning.
134	Rindafjell (topp)	1083	290°
135	S for Rindafjell	1010	258°
136	" "	990	260°
137	S for topp 1153	1110	286°
138	Ø for topp 1003	995	290°
139	Topp 1003	1003	300°
140	V for topp 1003	970	295°
141	1½km N for Brattagrø	935	296°
142	3/4km N for Brattagrø	950	332° og 317°
143	Brattagrø	1094	300°
144	300m S for Brattagrø	1070	297°
145	Vardefjell	1099	292°
146	½km SV for Vardefjell	1070	292°
147	Ved vatn 1001	1001	287°
148	SV for vatn 1001	1030	284°
149	Topp 1055	1055	282°
150	S for topp 1055	1010	276°
151	" "	970	276°
152	N for Stenvatn	882	296°
153	NV for Stenvatn	860	297°
154	V for Stenvatn	820	286-270°
155	S Stenvatn	790	238°
156	Bergafjell	783	232°
157	N for vatn 520	630	312°
158	Kviteggi	671	290°
159	Fet/Omvikdal	100	296°
160	Dimmelsvik/Omvikdal	1	274°
161	Yt-Holmen/Omvikdal	1	276°
162	In-Holmen/Omvikdal	1	179° (eldst) og 274°
163	Skjæret	1	254°
164	Lundsmryri/Omvikdal	12	313-310°
165	Lundsmryri ved kai	1	192° (eldst) og 310°
166	Høyland	12	270°
167	100m N for Høyland	10	256°
168	Meieriet/Seimsfoss	2	306°

ell 8 (fortsetter)

nr.	Lokalitet	m o.h.	Retning i gamle grader (360°), korrigeret for misvisning.
169	S for topp Skeisfjell	947	295°
170	½km SV for " "	1050	312°
171	Skeisfjell	1190	315°
172	N for topp Skeisfjell	1030	266°
173	Ø for Kuhamaren S ^r	820	259°
174	V for Kuhamaren S ^r	712	261°
175	SØ for Gammelstølen	680	295°
176	Nes/Rosendal	1	248°
177	Arnaviki/Rosendal	1	320-308°
178	Lykt/Rosendal	1	206° og 186° er eldre enn 302°. Forholdet mellom 206° og 186° er ikke avgjort.
179	100m N for lykt	1	211°(eldst) og 304°
180	250m N for Beinaviki	1	200°(eldst) og 299°
181	300m N for Beinaviki	1	206°
182	500m " "	1	199°
183	1km N " "	1	224°
184	Pile/Løfallstrand	1	240° og 220°
185	1km S for Gråurdst ^d	850	222°
186	½km SV for " "	900	230°
187	Teigen/Årnes	5	212°
188	Årnes	3	212°
189	Varvik	5	214°
190	Skorpo, østside	3	254° og 294°
191	Skorpo, vestside	1	292°
192	" "	1	290°
193	Mjødnas ^d	1	290°
194	Eidsvikøyi	30	260°
195	Eidsvik	1	270°
196	"	1	224°(eldst) og 296°
197	N for Eidsvik	2	236° og 226°
198	Neset Ø for Eidsvik	2	225°(eldst) og 266°
199	Øyeneset	2	256°-266° (sektor)
200	1km N for Øyeneset	1	166°(eldst) og 239°
201	Snilstveit	1	162°(eldst), 229° (yngre) 299°(yngst)

Tabell 8 (fortsetter)

Nr.	Lokalitet	m o.h.	Retning i gamle grader (360°), korrigert for misvisning.
202	Snilstveit	1	174° (eldst), 224° (yngre) 270° (yngst)
203	100m S for Kai "	1	172° (eldst) og 312-324°
204	Gertaneset	1	246° (eldst) og 289°
205	Øye	1	289°
206	½km V for Øye	1	269°
207	SØ på Kalven	1	186 er eldre enn skuring i sektoren 218-260°
208	SV på Kalven	1	234° (eldst) og 322°
209	Ved Kalvesundet	1	269-256°
210	NV på Kalven	1	238° (eldst) og 292°
211	N på Kalven	1	224-240°
212	NØ på Kalven	1	226-231°

REGIONAL BESKRIVELSE AV LØSAVSETNINGENE.

Jeg har ved beskrivelsen av det undersøkte området fulgt denne inndelingen:

- I. Hardangerfjorden med sidedaler.
- II. Fjellområdet mellom Hardangerfjorden -
Matrefjorden - Blådalen.
- III. Skånevikfjorden med sidefjorder og sidedaler.

I. HARDANGERFJORDEN MED SIDEDALER.

Det eldste randstadiet jeg finner spor etter i Hardangerfjorden har jeg kalt Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet. Dette stadiet er representert ved avsetninger både langs fjorden og i sidedalene. I det følgende skal jeg først beskrive randsonen og dernest morenedekket proksimalt for sønen. Moreneavsetninger som ligger i nær tilknytning til randsonen vil medtåes under beskrivelsen av denne.

Med hensyn til klassifikasjon og definisjon av ulike typer randavsetninger nyttes her Andersens terminologi (1960, s. 17)

Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiets randsoner.

Brefrontens beliggenhet i Hardangerfjorden under dette stadiet er representert ved den kjente endemorenen over Halsnøy. Denne er tidligere beskrevet av Rekstad (1906, s. 6), Kaldhol (1941, s. 93) og Undås (1963, s. 10) og omtales også av H. Holtedahl (1967, s. 194). Fra Halsnøy kloster følger Undås endemorenen over Eide, Tofte og Landa fram til Høylandsbygd på østsiden av øya. Endemorenen viser her tydelig ryggform og har en svakt konveks distalside mot sydvest. Fra Høylandsbygd følges ryggen ned til Høylandssundet, hvor den trolig fortsetter submarint over til Ersland-Sandvollsområdet ifølge professor Hans Holtedahl (pers. medd.)

I det følgende skal randsonens videre forløp langs Hardangerfjordens østside beskrives nærmere.

Hardangerfjordens østside.

Handeland-Sandvoll (fig. 9). - Løsavsetningene her er av Undås (1963, s. 10) omtalt som en "fellesmorene" for fjordbreen i ratid og breen ut Handelandsdalen.

Fra Høylandssundet (fig. 10) og innover i Handelandsdalens munning ligger det nord for elva et morenedekke. Dette begrenses mot øst av en markert lateralmorene (fig. 11), som fra foten av Åsane følges sammenhengende sydover til Handelandselvi. Syd for elva fortsetter morenen fram til nuten nordvest for Erslandsvatn (fig. 9). Ryggens overflate ligger her 78 m o.h. Langs nutens vestside og videre sydover til Ersland er det ingen klare overflateformer som kan angi bre- randens forløp. Som det senere framgår (s. 47), er det imidlertid høyst sannsynlig at de oppdyrkte og svakt undulerende avsetningene på Ersland også tilhører randsonen.

Øst for lateralmorenen ved Handeland/Sandvoll er det langs Handelandselvi dannet flere framtreddende terrassenivåer. De høyestliggende nivåene, som stiger i østlig retning, viser at de nedre deler av Handelandsdalen (øst for morenen) antakelig har vært fylt av løsmasser opp til 75-79 m o.h. Senere er disse akkumulasjonene erodert av elva og et annet markert terrassenivå på 67-68 m er dannet (fig. 9). Dette nivået er av Undås (1963, s. 10, 33) oppfattet som "proksimal marin grense" i ratid. Det må her imidlertid bemerkes at Undås betrakter morenens østside som proksimalside.

Langs morenens vestside - den jeg selv oppfatter som proksimalside (s. 47) - er det syd for elva en 70-100m bred terrasse. Terrassens ytre og indre kant ligger henholdsvis 68 m o.h. og 74 m o.h. Nord for elva sees en mindre terrasse, hvor høyden målt langs erosjonskanten mot elva stiger fra 71 m o.h. i vest til ca. 75 m o.h. nærmest morenen.

Ut fra disse målingene er det rimelig å tro at det tilsvarende marine nivå (marin grense) kan ha vært ca. 75 m o.h. Dette tall er det samme som Undås oppgir som "distal marin grense" i ratid (1963, s. 33). Kaldhol (1941, s. 95) angir 89,0 m.o.t. Denne målingen gjelder såvidt jeg kan skjønne toppen av morenen øst for Handeland gård og har ingen relasjon til noe marint nivå.

Som det framgår av kartet (fig. 9), er det i løsmassene håde nord

og syd for Handelandselvi flere snitt. Disse belyser avsetningens dannelse og skal i det følgende omtales nærmere.

Snitt I, med øvre kant 74 m o.h. (se fig. 12 og profil I, fig. 9), viser øverst 2m steinholdig, sandig-moig morenemateriale (P 3, fig. 38). I de nedre deler av morenen er det en gradvis overgang til et dårlig sortert, grusholdig sandlag. Dette materialet, som ligger konformt med de underliggende, lagdelte avsetningene, viser sporadisk krysskiktning mot øst. Muligens kan dette laget oppfattes som et glasifluvialt basallag, avsatt like før morenen. En steintelling (St 5, pl. 3) i morenematerialet ga 83 % granitt/granodioritt, 5 % glimmerskifer og 8 % gabbroide bergarter, som overveiende er kantet og kantrundet (R 5, fig. 8). Korntellinger (K 3, tabell 5 og fig. 6) i sandfraksjonen verifiserer tilstedeværelsen av glimmerskifer i steinfraksjonen, mens den lave tungmineralprosenten (T 3, pl. 3) angir granittisk/granodiorittisk dominans i morenens finsand/grovmo-fraksjoner (se s. 57).

Under morenematerialet og det nevnte sandlaget, består avsetningen av uforstyrret, lagdelt materiale. Lagene faller svakt mot vest ($2-6^{\circ}$) og har vekslende median og forskjellig grad av sortering (P 4-11, fig. 13). To $1-1\frac{1}{2}$ m mektige og adskilte lagpakker av laminerte lag ligger sentralt i det sorterte materialet (se profil I, fig. 9 og fig. 12). I den øvre laminapakken viser strømningsstrukturer at disse laminalgene er avsatt fra øst mot vest (fig. 14). Lagenes median og gode sortering (P 4, 6, 9, fig. 13) antyder forøvrig rolige forhold under sedimentasjonen.

Steintelling (St. 4, pl. 3) og rundingsanalyse (R 4, fig. 8) i det lagdelte materialet under nedre laminapakken ga 100 % granitt/granodioritt som er kantrundet/rundet. Korntellinger (K 5, 7, 10, tabell 5) i dette materialet er negative med hensyn til glimmerskifer.

Av de sedimentpetrografiske undersøkelsene i snitt I framgår det således at morenematerialet (inkludert omtalte basallag) og det underliggende, lagdelte materialet har forskjellig opprinnelsesområde, karakterisert ved det ulike lithiske innholdet. Etter N.-H. Kolderup (1932, s. 270) finnes glimmerskifer bare nord for dette området langs Hardangerfjordens østside (se fig. 2). Dette tyder på at det underliggende, lagdelte materialet er avsatt fra øst før akkumulasjon av morenen i snitt I som må være avsatt under en brebevegelse mot sydøst. Dette framgår av det økende innhold mot nord av glimmerskifer i morenematerialet (se K 13-14 og K 15-17, fig. 6).

Distalt for lateralmorenen i snitt II nord for Handelandselvi (fig. 9) sees øverst 1-2m lite sortert og delvis lagdelt materiale av grusholdig sand. Under dette materialet ligger det uforstyrrete, laminerte lag av mjelig mo (P 12, fig. 13), hvis totale mektighet er mer enn 1m (fig. 15).

Da liknende laminerte lagpakker også opptrer i flere andre snitt nord for elva og alltid ligger mellom 71-73 m o.h., er det rimelig å anta at disse lagpakkene finnes i hele dette området. Muligens kan disse laminapakkene nord for elva også parallelliseres med laminapakkene i snitt I syd for Handelandselvi. Disse ligger også i dette høydeintervallet.

Dette tyder på at det har skjedd visse forandringer i sedimentasjonsmiljøet som har gjort seg gjeldende noen lunde samtidig over største delen av dette området. Disse forandringene kan ha sammenheng med oscillasjoner av breen i Handelandsdalen (s. 82), men kan også i noen grad være betinget av breen i Hardangerfjorden. Under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiets maksimum har den sistnevnte bre rykket fram over disse avsetningene og avsatt det overliggende morenedekket med sitt glimmerskiferinnhold, foruten selve randmorenen.

Under dette stadium må det ha vært en betydelig drenering fra den østforliggende bre i Handelandsdalen (s. 82), noe som også framgår av sedimentenes karakter i området distalt for Handeland/Sandvoll morenen. Vannet herfra kan ikke ha gått sydover til Erslandsvatn (fig. 9), idet passpunktet her ligger for høyt (86 m o.h.). De bevarte deler av randmorenen viser ingen spor av vannpåvirkning, og det er heller ikke merker etter noen drenering langs vestsiden av høyde 138. Det er derfor rimelig å tro at vannet har fått avløp sub- og/eller supraglasialt, omtrent på samme sted hvor elva går idag.

Ersland. - De delvis oppdyrkete avsetningene på Ersland viser ingen klare overflateformer. Omkring 45-65 m o.h. er løsavsetningene relativt mektige, men mektigheten avtar hurtig mot fjorden, hvor fjellet blottes. Det er i avsetningene flere snitt. Ut fra disse og de utførte sedimentpetrografiske undersøkelser, kan følgende summeres om løsmassene:

Materialet består overveiende av steinholdig, moig morenemateriale (P 1, P 2, fig. 38). Omtrent 90 % av steinfraksjonen utgjøres av granittiske/granodiorittiske bergarter, i det resterende materialet, som overveiende er gabbro, opptrer det underordnet noe glimmerskifer.

Korntellinger (K 1, K 2, tabell 5) i morenens sandfraksjon viser 1-2% glimmerskifer, mens den lave tungmineralprosenten (T 1, T 2, pl. 3) angir granittisk/granodiorittisk dominans i morenens finsand/grovmo- fraksjoner (s. 57).

Av denne beskrivelsen framgår det at morenematerialet på Ersland er svært likt morenedekket i det nordenforliggende området. Den transport av glimmerskifer mot syd, som sees på Handeland/Sandvoll, kan også spores på Ersland (fig. 6). Det synes således nærliggende å tro at den samme breen som avsatte randmorenen og det øvrige morenemateri- alet på Handeland/Sandvoll, også har nådd fram til Ersland. Derimot skiller morenedekket på Ølfernes (s. 80), lengst syd i Høylandssundet, seg klart fra det granittiske/granodiorittiske dominerte morenedekket i Sandvoll-Erslandsområdet. Det er derfor sannsynlig at Sandvoll- Halsnøy-Huglo-stadiets distale rand lå omtrent ved Ersland. Denne be- liggighet av breranden passer også med den nevnte endemorenen på Halsn- øy, ved Høylandsbygd (s. 44).

Valen - Helland, S for Hellandselvi. - Fra Sandvoll og nordover til Valen er det ingen klare ryggformer som kan angi brerandens omtrent- lige beliggighet. Muligens kan de store blokkene langs Åsanes vest- og nordvestside (fig. 10) være rester etter en nå nedrast brerandav- setning.

Øst for Valen ligger det i dalsiden ut mot fjorden et mektig dekke av storblokkig morenemateriale (se pl. 1). I de øvre deler av det mo- renedekkede området er det nord for N. Valeelv en større lateralmorene. Den er 2-4m høy og kan følges sammenhengende omkring 500 m mot nord. Lengst syd ligger ryggen ca. 200 m o.h., mens den i nord når opp til 250 m o.h.

Lengere nord, langs nordvestsiden av Hjortehaug, fortsetter en markert lateralmorene langs fjordsiden (fig. 16). Moreneryggen er opp til 10m høy og stiger fra 370 m o.h. i syd til 383 m o.h. i nord. Videre nordøstover og inn langs Hellandsdalens sydøstside har jeg ikke funnet spor etter randlinjen.

I det storblokkige morenedekket nedover dalsiden mot Valen og Upsangervatn ligger det tildels betydelige konsentrasjoner av større blokker. Særlig framtrædende er det ca. 50 m bredbeltet av opp til husstore granodiorittiske blokker øst for Helland, hvis øvre grense ligger ca. 300 m o.h. Beltet er meget markert og representerer muli-

ens en stagnasjon eller mindre oscillasjon under avsmeltningen. Det er mulig at dette blokkbeltet kan tilsvare en brerand over Sundesjøfjelland, som antydnet av Undås (1963, s. 11), selv om det ikke synes å være nevneverdige moreneavsetninger på selve Sunde, slik Undås hevder. Forøvrig er moreneavsetningene omkring marin grense omtalt s. 53.

Husnes, N for Hellandselvi. - Langs dalsiden øst for Husnes er det store mektigheter av blokkrikt morenemateriale, som strekker seg nesten ned til fjorden. I dekkets overflate, hvor granittiske/granodiorittiske bergarter dominerer, sees også en og annen blokk av glimmerskifer (fig. 17). Da glimmerskiferen etter N.-H. Kolderup (1932, s. 270) ikke finnes i dette området, men står noe lengere nord (fig. 2), er dette flyttblokker som kanskje kan gi en idé om fjordbreens høyde i området. Blokker av glimmerskifer er funnet opp til 300 m o.h. Imidlertid har breranden under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet ligget høyere enn dette, da det sammenhengende storblokkige morenedekket strekker seg opp til ca. 400 m o.h. Dekket har her en markert øvre grense som ikke kan tilskrives topografien, og derfor sannsynligvis angir brerandens omtrentlige beliggenhet. Dette passer også godt med lateralmorenen langs Hjortehaug (s. 48) og med moreneryggen langs nordsiden av Hellandsdalen. Den sistnevnte morenen er avsatt av en lokalbre fra øst som her har flytt sammen med fjordbreen.

Lengere nede i fjordsiden ligger det en større lateralmorene, avsatt på et noe senere tidspunkt av breen i Hardangerfjorden. Denne moreneryggen (fig. 18 og fig. 19) kan følges sammenhengende fra omtrent 300 m o.h. og nedover til ca. 175 m o.h., nord for Hellandselvi. Syd for elva er det ingen klar fortsettelse av ryggen.

Husnes - Rosendal. - Fra Husnes til Nordlifjell, nord for Rosendal, er det ingen randmorener langs fjellssidene ut mot Hardangerfjorden som kan antyde brerandens beliggenhet under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet.

Imidlertid ligger det, som det framgår av pl. 1, enkelte steder i dette området et tildels betydelig, storblokkig og sammenhengende morenedekke i fjellssidene. Morenematerialets øvre grense stiger mot nord fra ca. 400 m o.h. øst for Husnes til ca. 530 m o.h. ved Solfjell, nord for Uskedalen. Ved Kvitaggi, nord for Omvikdalen, ligger denne

Øvre grensen mer enn 600 m o.h., mens den ved Malmangernuten, syd for Rosendal, når opp til ca. 770 m o.h. Den stigende øvre grensen for morenematerialet i dette området kan vanskelig forklares som utelukkende betinget av topografien. Det er derfor nærliggende å tro at denne grensen er en indikasjon på brerandens omtrentlige beliggenhet. Dette passer også godt med lateralmorenene i sidedalene (s. 51- 53) og med breoverflaten antydnet ved profilet, fig. 33.

Nordlifjellet, nord for Rosendal. - Langs vestsiden av Nordlifjell er brerandens beliggenhet vist ved et framtrædende, opp til 100 m bredt randbelte (fig. 20). Beltet markeres øverst av en meget skarp og blokkrik morenerygg. Denne ryggen er fra 2-4 m høy (se fig. 21-22-23) og følger fjellsiden så og si sammenhengende fra 790 m o.h. i syd til 860 m o.h. i nord. Herfra bøyer ryggen av mot øst og sydøst, rundt toppen av Nordlifjell, fram til den bratte dalsiden ned mot Myrdalsvatn (fig. 32). Her opphører ryggen 910 m o.h.

Lateralmorenens avbøyning og stigning mot øst og sydøst viser at fjordbreen her har fått tilførsler fra de øst- og sønnenforliggende områder gjennom Ænesdalen og Myrdalen, mens toppen av Nordlifjell har stått opp som en nunatak. I de lavereliggende partier av randbeltet ligger det flere mindre morenerygger. Disse kan stort sett bare følges sammenhengende over kortere avstander. Randbeltet med moreneryggene dannes også her for det vesentligste av storblokkig og rikblokkig morenemateriale, men enkelte mindre partier av grus og stein opptrer også i beltet. Såvel blokkene som de finere fraksjonene består utelukkende av gneisgranittisk/granittisk materiale, av samme type som i underlaget.

Gygrastolen, sydøst for Ænes (fig. 24). - Sydøst for Ænes er Hardangerfjordbreens randsone representert ved en stor lateralmorene langs nordsiden av Gygrastolen. Denne moreneryggen er ikke undersøkt i terrenget, men dimensjonene kan anes av kartet (fig. 25), hvor ryggen framtrer i kotene. Lengst vest ligger morenen ca. 930 m o.h., og den stiger mot øst til ca. 970 m o.h., hvor den opphører i den bratte fjellsiden ned mot Furebergdalen. I de steile skråningene østover langs Maurangerfjordens sydside, har jeg ikke funnet spor etter brerandens videre forløp.

Hardangerfjordens sidedaler.

I enkelte av sidedalene til Hardangerfjorden ligger det spredte randmorener, hvis høyde antyder at disse akkumulasjonene er avsatt av dalbreer som kan være tilnærmet synkrone med Sandvoll-Halsnøy-Huglostadiets bre i Hardangerfjorden.

Uskedalen (fig. 26). - Nord for Uskedalen ligger det et større randbelte som lokalt har fått navnet "Langhaugene". Distalt og proksimalt er randbeltet begrenset av to store, skarpe morenerygger. Disse framgår av kartet (fig. 27) og av bildene, fig. 29 og fig. 28.

Fra 620 m o.h. faller den opp til 10m høye distalmorenen i en bue fram mot vest (fig. 29), dreier så av mot Uskedalen og fortsetter fram til sydsiden av Storhaug (fig. 27).

Mellom distal- og proksimalmorenene er det betydelige akkumulasjoner av morene i rygger og hauger. Det sees i dette området flere mindre smeltevannsrenner og dødisgroper. Den største rennen skjærer gjennom distalmorenen og er opp til 15 m bred og 2-5m dyp. Rennet faller mot nord. Dette viser at breoverflaten sydøst for randbeltet har ligget høyere enn en eventuell samtidig bre i Hardangerfjorden.

Syd for proksimalmorenen, i den steile dalsiden langs Solfjelllets sydvestside, er det ingen randavsetninger som kan angi brerandens videre forløp i dette området. Imidlertid viser randbeltets form og beliggenhet at dette er avsatt av en bre gjennom dalen sydvest for Solfjell. Breoverflatens høyde mellom Solfjell og Tverfjell må minimum ha vært ca. 800 m o.h. om breen her skulle nå fram til Langhaugene, se fig. 30. Dette gir en betrykkelse mellom Solfjell og Tverfjell på 180-200m og en gjennomsnittlig helning for breoverflaten fram til Langhaugene på ca. 60m/km, som ansees som en rimelig gradient for en bre av denne typen. Av de nordvestlige skuringsretningene langs fjellryggen vest og sydøst for Månsvatn, framgår det enn videre at breoverflaten i Uskedalen under dette stadium må ha ligget lavere enn denne fjellryggen.

Som nevnt kan distalmorenen i dette randkomplekset følges fram til sydsiden av Storhaug. Her flater ryggen ut og ender 515 m o.h. I dalsiden videre nordvestover til Uskedalens munning fortsetter det et storblokkig morenedekke, hvis øvre grense ligger ca. 500 m o.h., hvilket må tilsvare Uskedalsbreens omtrentlige høyde ved møtet med Hard-

Hardangerfjordbreen. Dette passer også godt med beliggenheten av morenematerialet nord for Storhaug (s. 49) og med lengdeprofilen av sistnevnte bre, slik dette framgår av profilen (fig. 33).

Jeg antar derfor at det ovenfor beskrevne randbeltet, "Langhaugene", er nær synkront med Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet i Hardangerfjorden.

Omvikdalen og Guddalen. - Jeg har i disse to dalene ikke funnet randmorener som kan angi brerandens omtrentlige beliggenhet under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet. Både i Omvikdalen (fig. 58) og i Guddalen (fig. 50) er dalsidene så bratte i de aktuelle høydenivåene at lateralavsetninger vanskelig kan tenkes å bli liggende. Imidlertid gir minimumshøyden for breoverflaten mellom Solfjell og Tverfjell på ca. 800 m o.h. (s. 51) en pekepinn om breoverflatens høyde i de indre deler av Omvikdalen. På basis av nevnte tall blir den gjennomsnittlige helningen for breoverflaten fra skaret nord for Tverfjell og ut til sammenflytning med Hardangerfjordsbreen, hvis overflate i følge profilen (fig. 33) ligger ca. 650 m o.h., omtrent 30m/km.

Muradalen og Melsdalen-Myrdalen. - I munningen til St. Laurdal ligger det en storblokkig, 2-4m høy lateralmorene (fig.31) hvis konvekse form mot øst viser at den er avsatt av en dalbre fra de sydøstenforliggende områder gjennom Muradalen. Denne morenen følger fjellsiden ca. 200m og danner øvre grensen for et mektig morenedekke som også strekker seg videre mot nord og innover langs fjellsiden i Melsdalen. Morenedekkets øvre grense ligger hele veien omtrent 800 m o.h. og angir sannsynligvis randsonens omtrentlige beliggenhet i denne dalen.

Lengst nord i Melsdalen og inn i Myrdalen ligger det langs og rundt høyde 994 m o.h. to framtrædende, parallelle lateralmorener (fig. 32). Den høyeste av moreneryggene stiger fra ca. 840 m o.h. i Melsdalen til ca. 870 m o.h. i Myrdalen. Selv om disse to moreneryggene ligger noe lavere enn lateralmorenen langs Nordlifjellets nordøstside (s. 50), er det likevel rimelig å tro at disse avsetningene tilhører samme randsonen.

Til tross for få randavsetninger og den usikkerhet dette medfører er det nærliggende å tro at to større dalbreer i disse sidedaler, henholdsvis gjennom Muradalen og Melsdalen-Myrdalen -- den sistnevnte også med tilførsler over fjellryggen i nordøst (fra Ænesdalen, s. 50) -- ved Rosendal har forent seg med breen i Hardangerfjorden under Sand-

voll-Halsnøy-Huglo-stadiet.

Sammenfatning.

Som det vil ha framgått av den foregående beskrivelsen, er Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet representert ved framtrede randmorener i de sydligste deler av dette området. Fra Ersland og nordover i fjellsiden til Husnes kan randavsetningene følges nærmest sammenhengende. Videre er det flere større brudd i randavsetningene. Her synes imidlertid den øvre grensen til morenematerialet å gi en indikasjon på brevandens omtrentlige beliggenhet. Det er derfor nærliggende å tro at også randavsetningene langs Nordlifjellet og ved Gygrastolen tilhører samme stadium.

På fig. 33 er breoverflaten av Hardangerfjordbreen antydnet i et longitudinalt profil, konstruert på grunnlag av lateralavsetningene. Etter Andersen (1954, s. 319) gir dette et godt bilde av stigningen på selve bretungen, om longitudinalprofilet har omtrent samme retning som bretungens lengdeakse.

Profilet viser at Hardangerfjordbreen er ca. 42 km lang fra Ænes til endemorenen over Halsnøy. Fra 0-9 km er den gjennomsnittlige hellning på breoverflaten ca. 40 m/km og fra 9-42 km, ca. 15 m/km. Disse gradientene viser god overensstemmelse med gradienter for tilsvarende breer beskrevet av Andersen (1968, s. 42) og Fareth (1970, s. 92-93).

Beliggenheten av randmorenene i Hardangerfjordens sidedaler viser god overensstemmelse med fjordbreens overflate (fig. 33). Det synes derfor nærliggende å anta at også disse avsetningene tilhører dette stadiet. Sannsynligvis har dalbreene i disse områdene dannet et mer eller mindre sammenhengende isstrømmnett under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet, som antydnet på den tentative rekonstruksjonsskissen, fig. 97.

Morenematerialet proksimalt for Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiets distalgrense.

Som det framgår av det kvartærgeologiske kartet, pl. 1, opptrer de vesentligste morenemasser langs Hardangerfjordens østside og i de tilstøtende sidedaler. Dekkets øvre grense synes her nær knyttet til brevandens beliggenhet under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet.

Da morenematerialets sammensetning og tekstur er av betydning for

den senere tolkning av de sorterte avsetningene i dalene, skal jeg her omtale dekkets spesifikke egenskaper noe nærmere.

Morenedekket.

I fjord- og dalsidene er eksposisjonen sammen med graden av sekundær erosjon bestemmende for dekkets nåværende mektighet. Primært synes dalnes og oppstikkende knauser å ha vært bare, mens typiske le- og støtsider, særlig i de syvestlige strøk og i sidedalenes munnings-er, har hatt betydelige materialmektheter.

Dekkets overflate preges nå nesten overalt av sekundære erosjons- og akkumulasjonsformer. Særlig framtrædende er erosjonsformene i Uskedalen, Omvikdalen og i traktene nordøst og øst for Rosendal. Skredrenner og mindre bekkedaler ligger her side om side og gir dekket et ravinert utseende (fig. 63, 58, 46, 32). I de nedre deler av skråningene ligger restene etter de eroderte masser i større og mindre vifter. Med hensyn til sammensetning kan disse avsetningene vanskelig skilles fra dalsidenes primære moreneavsetninger. De er derfor på kartet angitt med morenens bunnfarge, men markeres ved et eget tegn (se pl. 1).

Storblokkig og normalblokkig morenemateriale. - Etter størrelsen og frekvensen av blokker i dekkets overflate er det som nevnt (s. 15), skilt mellom storblokkig og normalblokkig morenemateriale på pl. 1.

Særdeles storblokkig er morenematerialet i granitt- og granodiorittområdene. Gode eksempler på denne morenetypen sees i dalsidene øst for Husnes og Valen (se ellers pl. 1). Felles for disse strøkene er at blokkmaterialet fullstendig domineres av underlagets bergarter. Blokkene ligger her som regel løst på overflaten, ofte opp på hverandre, og kan bli flere m³.

I de storblokkige moreneavsetningene innenfor den store gabbrosonen, er blokkene gjennomgående mindre enn i granitt- og granodiorittområdene. Bare sjeldent finnes det her blokker større enn 1m³.

Den normalblokkige morenen opptrer helst i de lavereliggende partier av dalsidene og i selve dalbunnen, foruten på frittliggende områder langs Hardangerfjorden. Som eksempler på denne morenetypen kan nevnes dekket på Ersland, Husneshalvøya og Fedt-Ripel i Omvikdalen. Blokkene virker her som regel kantslitte og sitter vanligvis fast nedpresset i grunnmassen. Flyttblokker sees her også i noen grad.

Morenematerialets karakteristika.

Morenematerialet er i snitt som regel strukturløst og usortert, både i storblokkige og normalblokkige avsetninger (fig. 34, 35 og 36). I enkelte tilfeller kan det imidlertid opptre mindre grus- og sandlinser (fig. 37). Ofte virker også stein- og blokkinnholdet noe større nær morenens overflate enn i de dypere partier. Dette er spesielt påfallende i den storblokkige morenen, men kan også i noen grad sees i det normalblokkige morenematerialet.

Morenematerialets kornstørrelser. - Fig. 38 viser den karakteristiske mekaniske sammensetning av materialet mindre enn 19,1mm for en del moreneprøver i dette området. Atterbergs (1903) skala er lagt til grunn for inndelingen, mens de ulike morenetyper er gitt etter J. Lundqvist (1958, s. 54-55).

Mens de grusige og sandige materialtyper (A og B, fig. 38) fortrinnsvis opptrer i det storblokkige morenedekket, domineres den normalblokkige morenen av sandig/moig og moig materiale (C og D, fig. 38). Mo-innholdet utgjør her fra 40-60 % av matriksen. Foruten disse typer, opptrer det også på enkelte lokaliteter langs fjorden og i de sydvestlige strøk en blå moig, leirig morene (se E, fig. 38). Mjele utgjør her opp til 20 % av materialet, mens leirinnholdet er ca. 10 %.

På fig. 39 er median^{verdien} for 34 moreneprøver fra området langs Harø-dangerfjorden og i de tilstøtende sidedaler plottet mot høyde over havet. Det høyere innholdet av finmateriale i noen av prøvene langs selve fjorden kan her muligens forklares ved en større oppknusning som følge av lengere transport (langs fjorden, mens morenematerialet i sidedalene trolig i stor utstrekning skriver seg fra de nærmest innenforliggende områder). Det kan også til en viss grad skyldes inkorporering av tidligere avsatte marine sedimenter. H. Holtedahl (1967, s. 194) beskriver således fra Valen en skjellførende, leirig morene. Angående datering av skjellmaterialet, se s. 98.

Morenematerialets steinfraksjon (32-44mm). - Som tidligere nevnt (s.

26), er områdets beragrter lite egnet til detaljerte undersøkelser av morenematerialets sammensetning med hensyn til blokkspredning (steinspredning). Steintellinger kombinert med rundingsanalyser synes likevel å kunne gi visse holdepunkter.

Sammenstilling. - I de granittiske/granodiorittiske områdene nord og syd for den sentrale gabbrosonen (fig. 2), utgjør de førstnevnte bergarter fra 85-100 % av steinmaterialet i morenedekket, se pl. 3. På grensene mot ~~det~~ gabbrosonen og innenfor denne avtar granitt/granodioritt-innholdet og erstattes med gabbro.

På fig. 40 er den grovkornete og meget karakteristiske Melderskinsgranitten (s.26) utskilt fra det øvrige steinmaterialet. Denne bergarten utgjør i morenedekket langs Melderskins nordvest- og sydvestside fra 38-40 % av steinfraksjonen. Forøvrig vil spredningen av denne bergarten omtales senere (se: Yngre oppholdslinjer under Isrecessjonen, s. 60, 64.)

Gabbrobergarter (pl. 3) forekommer sporadisk i alle tellingene langs Hardangerfjordens østside. I tilknytning til den sentrale gabbrosonen utgjør disse fra 40-100 % av steinfraksjonen, mens de i de øvrige tellinger varierer fra 3-16 %. De relativt ~~store~~ høye verdier disse bergarter har i de sydvestligste deler av området, hvor de utgjør opp til 16 % (i St 8), kan muligens skyldes de tallrike diabasganger som her gjennomsetter granittene og granodiorittene. Imidlertid kan det ikke utelukkes at en del av gabbromaterialet også kan være tilført fra de nord- og vestenforliggende gabbroområder, f. eks. på Tysnes. (jfr. N.-H. Kolderup 1941, s. 184). Det er også mulig at det kan stå gabbro i bunnen av Hardangerfjorden. Også i Uskedalens og Omvikdalens morenedekker registreres gabbro. Bergarten utgjør her fra 1-3 %.

Som det framgår av pl. 3, opptrer det i tellingene på Sandvoll og Valen 5-11 % glimmerskifer. Spredningen av glimmerskifer i dette området er forøvrig vist ved korntellinger på fig. 6. Ut fra K 20 og K 21, som begge er negative med hensyn til glimmerskifer, kan denne glimmerskifer ikke være kommet fra områder lenger nord, men må skyldes flaket i Valen-Sunde-området.

Steinfraksjonens runding. - Fig. 8 viser at morenematerialet langs fjorden og i sidedalene til denne domineres av klassene kantet (k) og kantrundet (kr), se s. 30. Klassen kantrundet er som regel større enn kantet og utgjør mesteparten av materialet. I noen rundingsanalyser (R 26, R 35, fig. 8) kan imidlertid opp til 80 % av materialet være kantet. Mengden av kantet materiale er i alle prøver større enn klassene rundet (r) og godt rundet (gr) tilsammen, som bare unntaksvis utgjør mer enn et par prosent. I de fleste analyser mangler disse klasser helt.

Hvor disse to klasser (r og gr) tilsammen omfatter mer enn 7-10 % av steinmaterialet, kan dette som regel forklares ved at en del av materialet har én fluvial fortid. Dette er tilfelle for R 5 og R 7 (fig. 8) som klart skiller seg fra morenehistogrammene ellers langs Hardangerfjorden (R 6, R 8, R 10, R 13). Breen har her uten tvil rykket fram over tidligere avsatte (glasi-) fluviale akkumulasjoner og inkorporert noe av dette materialet i morenen.

Bergersen (1964, s. 24-26) har tidligere funnet at morfogrammer for autoktone og alloktone moreneavsetninger er forskjellige. Histogrammene på fig. 8 viser en slående likhet med hans morfogrammer for autoktone morener (ibidem. type Aa, fig. 6). Da dessuten steinmaterialet i Hardangerfjordsområdet (pl. 3) preges av lokale bergarter, hvis dominans også gjør seg gjeldende i de finere fraksjoner (se nedenfor om tungmineralinnhold), må morenedekket langs Hardangerfjorden kunne karakteriseres som autoktont i henhold til Bergersens terminologi (ibidem. s. 30).

Morenematerialets tungmineralprosent. - For å få et bilde av morenedekket mineralogiske sammensetning er tungmineralprosenten bestemt for samtlige moreneprøver i fraksjonene 250my, 125my og 63my (se tabell 3, s. 22), mens gjennomsnittet av fraksjonene 125my og 63my er framstilt på pl. 2.

I de sydvestligste deler av området, fra Ersland (T 1) til Ljosnes (T 34), er tungmineralprosenten nokså konstant. Det midlere tungmineralinnholdet for 21 moreneprøver, angitt med standardavvik, er her $6,91 \pm 1,92$ %. Dette er temmelig nær det samme som for de formalte, separerte bergartsprøver av granitt og granodioritt (s. 12). Ut fra ovennevnte tall er det således sannsynlig at tungmineralsammensetningen i dekkets finsand- og grøvmofraksjoner her fortrinsvis skyldes mineralsammensetningen i områdets granittiske og granodiorittiske bergarter.

I Rosendal-Guddalstraktene øker tungmineralinnholdet til maksimalt 33 % (T 50, pl. 2). De fleste moreneprøver i dette området (T 49, T 68, T 70, T 72-75, pl. 2) har imidlertid en lavere tungmineralprosent enn moreneprøvene ellers innenfor den store gabbrosone (T 86, T 87, pl. 2). Dette tyder på at en iblanding av et materiale med lavt innhold av tunge mineraler har funnet sted. Da steinfraksjonen i morenedekket også har et høyt innhold av granittiske/granodiorittiske bergarter (pl. 3), angir dette en materialtilførsel fra de nord- og

østenforliggende områder.

Lengst nord langs Hardangerfjorden (T 80, pl. 2) er tungmineralprosenten omtrent den samme som for morenen i de sydvestligste områder.

På fig. 41 har jeg angitt sammenhengen mellom tungmineralprosent og innhold av gabbroide/granittiske-granodiorittiske bergarter i steinfraksjonen (32-44mm). Som det framgår av figuren er en høy tungmineralprosent ledsaget av et høyt innhold av gabbroide bergarter, mens lave prosentverdier svarer til granittisk/granodiorittisk dominans i steinfraksjonen. Det er derfor tydelig at mineralsammensetningen i morenematerialet ved høye tungmineralprosent betinges av gabbrobergartenes mineralsuite, mens lave prosent skyldes granittisk/granodiorittisk materialdominans.

Sammenfatning.

På fig. 42 er prosentsammensetningen av gabbro og granitt/granodioritt i steinfraksjonen sammenstilt med tungmineralinnholdet i et longitudinalt profil langs Hardangerfjordens østside. Selv om det i enkelte områder (Valen-Erslund og i Rosendalstraktene) sees en viss materialtransport, viser både steintellinger og tungmineralinnholdet at morenedekket sammensetning domineres av lokale forhold. Da rundingsanalysene dessuten angir at materialet er av autokton (korttransportert) type (Aa, - jfr. Bergersens klassifikasjon 1964, s. 25), må morenedekket proksimalt for randsonen kunne karakteriseres som en overveiende autokton jordart.

Yngre oppholdslinjer under isrecessjonen.

I sidedalene som var dekket av Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiets fjord- og dalbreer, ligger det i nærheten av marin grense noen større, terrasseformete akkumulasjoner. Disse er i tidligere arbeider tolket som endemorener (jfr. Rekstad 1905, 1907b; Kaldhol 1941; Risan 1950). O. Holtedahl og B. Andersen i O. Holtedahl (1960) har på "Glacial Map of Norway" angitt avsetningene som "marginal moraines or proximal part of marginal deltas." I det følgende skal disse avsetningenes overflateformer, materialsammensetning og dannelse omtales noe nærmere.

Rosendalsområdet (fig. 43).

Som det framgår av pl. 1, ligger Rosendal ved munningene av to større dalfører, Muradalen og Meldalen. Disse dalene er begge hengende i forhold til selve Rosendal og tersklene ligger henholdsvis 130 m o.h. og 150-200 m o.h. Utenom de angitte blotninger av fjellgrunnen på fig. 43, kan denne ikke sees i de sentrale deler av dette området.

Nes. - Løsdekket på Nes (fig. 43), som ligger sammenhengende langs dal-siden fra fjorden og østover mot Meldalen, viser ingen klare overflateformer. I avsetningene er det imidlertid flere snitt som belyser materialsammensetningen.

Et 10m dypt snitt - tidligere grustak - sees i løsmassenes distale deler mot fjorden. Dette viser i de øvre og nå blottlagte partier lagdelt stein- og grusholdig sand. Lagene faller ca. 20° vest og har stor materialvariasjon. En steintelling (St 34, pl. 3) gir her 36 % gabbro, 19 % grovkornet Melderskinsgranitt og 43 % granittisk-granodiorittisk materiale, mens 2 % av materialet er klassifisert som ubestemt. Forøvrig viser tungmineralprosenten (T 79, pl. 2) et noe lavere innhold av tungmineraler enn for de øvrige lagdelte avsetningene innenfor gabbrosonen i Rosendalsområdet (T 66, T 71, pl. 2). Dette tyder på iblanding av et materiale med lavt innhold av tunge mineraler. Da løsmassene i de nord- og nordøstenforliggende områder har et lavt innhold av tunge mineraler og dessuten viser høy frekvens av granitt og granodioritt i steinfraksjonen, angir dette trolig en materialtilførsel fra disse strøk.

Enda to snitt, henholdsvis 30 m o.h. og 40 m o.h., viser samme materialtypen. Det sorterte, lagdelte stein- og grusholdige materialet på Nes kan derfor med sikkerhet sies å nå opp til 40 m o.h. Hvorvidt dette materialet også kan følges noe høyere opp enn her angitt, har jeg ikke kunnet avgjøre på grunn av manglende blotninger i den oppdyrkete overflaten.

Flere snitt i løsavsetningene øst for Nes, viser at de tilstøtende, østenforliggende områder er morenedekket. Det synes derfor lite rimelig at de lagdelte avsetningene på Nes kan settes i forbindelse med det sorterte materialet i viften ved Meldalens munning (fig. 43). Da det heller ikke er erosjonsspor eller andre overflateformer som kan

tyde på at avsetningene på Nes noen gang har vært sammenhengende med viften, er det mest rimelig å tolke disse massene som en selvstendig akkumulasjon. Det høye innholdet av grovkornet Melderskinsgranitt i avsetningen viser imidlertid at materialet på Nes for en stor del må være kommet fra de østenforliggende trakter, hvor denne bergarten står (se fig. 40).

Jeg har tidligere omtalt en yngre nordvestlig isbevegelse med tilhørende kalvingsfront fra Nes til Snilstveitøy (s. 36). Denne bevegelsen gir en naturlig forklaring på en materialtransport av grovkornet Melderskinsgranitt fra de østforliggende strøk til Nes. Det er således rimelig å tro at Nes-akkumulasjonen i det vesentligste skyldes en lateral eller sublateral glasifluvial materialtilførsel, knyttet til denne kalvingsfronten.

Melsdalens og Muradalens vifter. - Som det framgår av kartet (fig. 43) ligger det ved munningene til disse to dalene rester etter vifteformete akkumulasjoner. Da viftenes form og beliggenhet, foruten strukturer og teksturer, antyder at de begge er dannet på samme måte, vil jeg her først omtale viftene enkeltvis og dernest behandle deres dannelse under ett.

Melsdalens vifte. - Denne avsetningen er kort omtalt av Rekstad (1907b, s. 42). Han sier etter først å ha nevnt morenemassene i Melsdalen: "Dette morenefeltet avsluttes ut mod fjorden med en endemoræne op for Kvinnhereds kirke. I tilslutning til denne moræne ligger der paa dens forside et terrasseniveau på 94 m.o.h." Også Kaldhol (1941, s. 77-78) finner at dette er en morene, hvori det er inngravet flere gode terrasser. På avsetningens overflate beskriver han "flere små rygger og enkelte "grytehol," fra innesluttede isblokker ved morenens dannelse." Disse uregelmessigheter synes det imidlertid mest rimelig å tolke som erosjonsformer. Avsetningen nevnes også av Risan (1950, s. 25) som en morene. Han framhever at morenen er lagdelt.

Fig. 43 viser at akkumulasjonen har en vifteformet spredning ut fra et rotpunkt oppe i Melsdalen. Den betydelige erosjon i denne dalens munning og langs avsetningens østside har medført at dette punktet nå ikke kan bestemmes. Det synes likevel rimelig ut fra viftens sammenhengende, stigende overflate mot Melsdalen at dette punktet har ligget minst 150 m o.h.

På viftens overflate er det flere renner etter subaerile vannløp.

Fra den øvre erosjonskanten mot Melselvi løper disse mer eller mindre sammenhengende ned til ca. 87 m o.h. Her opphører rennene på et fram-tredende terrassenivå, hvis ytre og indre kant ligger henholdsvis 85 m o.h. og 87 m o.h. (fig. 44). Dette høyeste nivået er velutviklet på hele avsetningen og angir antakelig stedets marine grense. Rekstad (1907b, s. 43) og Kaldhol (1941, s. 78) oppgir noe høyere tall, henholdsvis 93,7 m o.h. og 90,0 m.o.t. (ø.k.).

Flere yngre og tildels meget framtrødende terrassenivåer sees i akkumulasjonens distale partier (fig. 44). Særdeles tydelig er nivået hvor kirken ligger. Dette har like vest for kirken en ytre og indre kant på 37 m o.h. og 41 m o.h.

Det er i erosjonsskråningene ut mot Melselvi flere større snitt i avsetningen. Fig. 45 viser et 15-20 m høyt grustak ved Bjørke, hvis øvre kant ligger ca. 90 m o.h. Øverst i snittet er det lengst øst velutviklede topsetlag av stein- og grusholdig sand med totalmektighet ca. 3m. Disse faller mot sydvest (sees ikke på fig. 45). Her under og til bunnen av snittet sees foresetlag med fall i samme retningen. Lagene er lite sortert (P 76, tabell 3) og viser stor materialveksling. En steintelling (St 33) i snittets sentrale partier gir 67 % granittgranodioritt, 30 % gabbro og 3 % ubestemte bergarter, som overveiende er kantrundet (R 33). Bare 8 % av materialet er rundet.

Grovkornet Melderskinsgranitt utgjør i dette snittet 30 % av steinmaterialet. Dette er temmelig nær den samme prosent som denne bergarten har i morenematerialet langs Melderskins vest- og sydvestside (se St 32 og St 34, fig. 40). Det er derfor nærliggende å tro at det sorterte materialet i viften vesentlig skyldes en fluvial erosjon og omleiring av denne morenen. Dette framgår også av tungmineralprosenten i viftematerialet (T 76), som tilnærmet er av samme størrelsesorden som i morenedekket (T 72 og T 73, pl. 2).

Øst for Melselvi har denne viften ingen utbredelse. I blotningene her sees det utelukkende morene.

Muradalens vifte. - Fig. 43 og fig. 46 viser denne viften. Akkumulasjonen er i de sentrale partier kraftig erodert av Hattebergelvi. Den opptil 2-300m brede og 40m dype erosjonsrennen deler nå akkumulasjonen i to adskilte områder, Hatteberg og Håland.

Overflaten av akkumulasjonsresten ved Hatteberg (fig. 47) stiger svakt i retning mot Muradalen og når sitt høyeste punkt like vest for St. Laurdalselvi. Viftens overflate ligger her omtrent 120 m o.h. På

de distale delene av akkumulasjonen er det en tydelig utflatning omkring 86 m o.h. Da dette nivået også er meget tydelig på den andre erosjonsresten ved Håland, er dette trolig den marine grensen på avsetningen.

Det er i avsetningen svært få snitt som kan belyse materialsammensetningen. Fig. 48 viser et 3m dypt grustak ved Hatteberg, ca. 88 m o. h. Snittet viser øverst tynne og lite utviklete topsetlag (av steinholdig grus). Under disse lagene er det foresetlag med fall mot nordvest. Materialet utgjøres her av grusholdig sand (P 71, tabell 3). En steintelling i snittets sentrale del (St 30) gir 55 % granitt-granodioritt, 43 % gabbro og 2 % ubestemte steiner. Denne tellingen passer godt med steintellingene i de nærliggende moreneområdene (St 28 og St 31). Disse tellingene viser omtrent samme materialsammensetningen som tellingen i viften. Da steinfraksjonen i viften også er lite rundet (R 30), tyder tellingene på at viften hovedsakelig skyldes en fluvial erosjon og omleiring av de nærliggende morenemasser. I viftematerialets finere fraksjoner er det et høyt innhold av tunge mineraler (T 71). Da tungmineralinnholdet også er høyt i de tilstøtende moreneavsetningene, gir dette ytterligere støtte for det synspunkt at materialet i viften stammer fra morenen.

Den omtrent 300m lange og 100m brede, oppdyrket akkumulasjonsresten ved Håland, har nærmest horisontal overflate. Ved gården Håland ligger avsetningens ytre og indre kant henholdsvis 86 m o.h. og 87 m o.h. Denne flaten angir avsetningens marine grense.

Fig. 50 viser et 5m høyt snitt nederst i distalskråningen, ca. 30 m o.h. Underst i snittet ligger det lagdelt finsand (P 67, tabell 3) sammen med enkelte tynne lag av grusholdig sand. Herover sees skrålag med fall ca. 20° vest, hvor materialet overveiende består av grusholdig sand (P 66). Den øvre begrensning av dette materialet markeres av en erosjonskontakt (til venstre på fig. ⁴⁹50) som representerer en tidligere elveseng. Mens elvesengen og sedimentene i denne er yngre dannelser, knyttet til landhevingen, synes de øvrige partier av snittet å tilhøre primæravsetningen. Steinfraksjonen er her i det under, primære materialet noe bedre rundet (R 29, fig. 8) enn i avsetningen ved Hatteberg. Dette kan muligens forklares ved en noe lengere fluvial transport. Forøvrig er både tungmineralprosenten (T 66, T 67, pl. 2) og steinsammensetningen (St 29, pl. 3) svært lik.

Dannelse. - Overflateformene på viftene tyder på at disse akkumula-

sjonene er subaerile, fluviale dannelser, avsatt under et havnivå 86-87 m høyere enn i dag.

Som nevnt lå dalbreer tilbake i disse områder etter at hovedbreen i Hardangerfjorden var bortå. I en viss periode var det her en mer eller mindre stabil brefront fra Nes til Snilstveitøy (s. 35). Etter at breen kalvet opp og trakk seg tilbake fra denne posisjonen, har dens videre recessjon trolig i stor utstrekning blitt bestemt av de topografiske forhold i de tilstøtende daler. De nærmeste terskler hvor det er mest sannsynlig at de nå adskilte dalbreer ville bli liggende i noe lengere tid, opptrer nettopp ved de antatte rotpunkter for de to omtalte vifter. Det er derfor rimelig å tro at brefrontene en tid har ligget noenlunde stabile i nærheten av disse, og at viftene for en stor del er bygget opp i denne perioden. Dette er også forenlig med avsetningenes store materialveksling og umodne karakter, som best kan forklares ved en glasifluvial dannelse. Da ingen sikker iskontakt kan påvises, har jeg på kartet (pl. 1) og fig. 43 angitt disse viftene som proglasiale avsetninger.

Liknede avsetninger omtales fra Narvikområdet av R. Dahl (1968, s. 113-146). Han finner at avsetninger av disse typer fortrinnsvis opptrer hvor topografiske forhold har redusert kalvingens betydning. Dette støtter min egen tolkning av de omtalte vifter som subaerile, proglasiale avsetninger.

Guddalen (fig. 43).

I Guddalen er det akkumul^{1a}sjoner som har mange trekk felles med de beskrevne avsetningene i Rosendalsområdet. Jeg skal her først omtale avsetningene på Skeie-Seglem og dernest den vifteformete akkumulasjonen ved Naterstad-Guddal-gårdene.

Skeie-Seglem. - Den store terrasseformete akkumulasjonen nord for Guddalens munning, som framgår av fig. 51, er nevnt av Rekstad (1905, s. 7) og Kaldhol (1941, s. 76-77). I tilknytning til terrassemålingene sier Kaldhol: "Gardene Skeie og Seglem ligger på en stor morene som er utvasket av havet og omdannet til terrasser. Breranda har ligget lenge i ro der under Skjærgardstidas avsmeltning." Risan (1950, s. 25) finner også at dette er en morene.

Fig. 52 viser avsetningens overflate. Den er nesten helt horisontal og har sin største bredde på omtrent 130m ved gårdene Skeie og Seglem.

Mellom disse to gårdene er flatens bredde noe mindre. Avsetningen er her erodert av en liten bekk. Flatens ytre kant ligger mellom 85-86 m o.h. (ifølge Kommunalt kartverk i målestokk 1 : 1000 med ekvidistanse 1m), mens dens indre kant ligger 1-2m høyere. Dette viser at avsetningens overflate er utformet under et havnivå 86-87m høyere enn idag. Da denne flaten også er det høyeste terrasserte nivå, er det rimelig å oppfatte dette som avsetningens marine grense. Rekstad og Kaldhol oppgir noe høyere tall, henholdsvis 91,5 m o.h. og 91,2 m.o.t. (ø.k.). På terrassens overflate er det ved Seglem et delvis gjenvokst myrhuil, hvis diameter er 10-15m. Dette er ifølge eieren "bunnløst" og kan muligens være en dødisgrop. Forøvrig har mulige andre primærformer gått tapt ved oppdyrkningen av flaten.

Det er i løsavleiringene ingen dype snitt som kan belyse materialsammensetningen i dette området. Et 2m dypt snitt ved Skeie viser sortert, lagdelt materiale, bestående av stein- og grusholdig sand (P 64, tabell 3). Lagene faller mot fjorden. Steinfraksjonen er i snittet lite rundet (R 25) og består av 10 % granitt-granodioritt og 87 % gabbro, mens 3 % av materialet er klassifisert som ubestemt. Grovkornet Melderskinsgranitt opptrer ikke i snittet.

Et liknende materiale sees også i et snitt i terrassens overflate ca. 200m nord for Seglem, foruten i en hustomt vest for denne gården (ca. 70 m o.h.). Heller ikke i disse blotningene eller på terrasseflaten forøvrig har jeg iaktatt grovkornet Melderskinsgranitt. Dette tyder på at materialet i avsetningens overflate neppe kan ha kommet fra Rosendalsområdet, hvor denne granittvarianten hyppig forekommer (se St 27-36, fig. 40). Det er derfor nærliggende å tro at disse sorterte avsetningene skyldes en materialtilførsel fra Guddalen. Avsetningens høye innhold av tunge mineraler (T 64, tabell 3) passer også godt med det høye tungmineralinnholdet i Guddalen (T 53, T 51, pl. 2).

Langs riksveien, fra Preste-kaien til Seimsfoss, er det flere mindre snitt i avsetningens distalskråning. Disse blotningene viser i de nordligste partier, fra 5-10 m o.h., morene, som i de øvre delene kan være noe utvasket og omleiret. Grovkornet Melderskinsgranitt opptrer ikke i morenen. Dette tyder på at også disse avsetningene kan være tilført fra Guddalen.

Det er ca. 3/4km nord for Seimsfoss et noe større snitt i avsetningens sydligste deler. Dette snittet viser i den nå blottete øvre del, som ligger ca. 10 m o.h., sortert, lagdelt materiale. Lagene faller ca. 20° vest og har vekslende sammensetning (P 62, P 63, tabell

3). Hvorvidt dette lagdelte materialet danner en direkte fortsettelse av det sorterte, lagdelte materialet i avsetningens øvre partier, har jeg ikke kunnet avgjøre. Det finnes her ingen snitt i midlere høyder som kan belyse en eventuell sammenheng.

Ut fra de øvrige blotningene langs veien, nord for dette snittet, er det imidlertid nærliggende å tro at morenemasser kan utgjøre en betydelig del av akkumulasjonens nedre partier.

Som nevnt (s. 63) har isrecessjonsforløpet etter den mer eller mindre stabile frontposisjonen fra Nes til Snilstveitøy, trolig i vesentlig grad vært betinget av de topografiske forhold i de tilstøtende daler. Den markerte terskelen i Guddalens munning representerer den oppholdslinje hvor dalbreen i Guddalen kan tenkes å ha blitt liggende i noe lengere tid (jfr. de tilsvarende terskler i Rosendalsområdet). Da materialsammensetningen i den beskrevne og til terskelen nært knyttete avsetning også angir en materialtilførsel fra Guddalen, ligger det nær å sette dens dannelselse i forbindelse med en dalbre, hvis front lå i området ved terskelen. Riktignok har Kaldhol (1941, s. 76) omtalt denne avsetningen som morene, utvasket av havet og omdannet til terrasser. På grunn av sin store bredde kan imidlertid den markerte terrassen som danner avsetningens overflate, neppe tolkes som noen abrasjonsflate. Det er mer trolig at denne terrassen representerer et akkumulasjonsnivå svarende til en havstand 86-87m høyere enn i dag. Selv om isobaseretningene ikke kjennes med sikkerhet (s. 95), synes såvel høyden som beliggenheten av denne terrassen å antyde at den er av omtrent samme alder som viftene i Rosendalsområdet (s. 63). Avsetningens store dimensjoner og de sorterte sedimenters karakter, spesielt den dårlige grad av rounding, som her bare indikerer en kort transport, tyder også på akkumulasjon i nær tilknytning til en brerand. Brefronten har sannsynligvis under det meste av terrassens oppbygning ligget ved terskelen umiddelbart sønnenfor, selv om den i en tidligere periode kan ha hatt en mer framskutt posisjon (grytehullet ved Seglem).

Terrassen synes altså etter dette, ihvertfall for de øvre delers vedkommende, å måtte tolkes som et isranddelta, som er bygd opp til dattidens havnivå, mens morenematerialet i avsetningens lavere partier muligens kan tilhøre en noe tidligere fase.

Naterstad-Guddal. - Fig. 43 viser utbredelsen av den vifteformete akkumulasjonen ved gårdene Naterstad og Guddal. Avsetningen er i de sentrale partier kraftig érodert av Guddalselvi, som skjærer gjennom

akkumulasjonen.

Det er i overflaten til akkumulasjonsresten ved Naterstad flere framtrædende terrassenivåer. Disse har alle svakt stigende overflate i østlig retning. Med unntak for det øvre nivået, som muligens er et akkumulasjonsnivå, er de lavere terrassene dannet ved erosjon i en tidligere og langt større vifte. Kaldhols målinger av terrasseflatene (1941, s. 76) viser god overensstemmelse med egne målinger, som er angitt på fig. 43. Imidlertid synes den øvre terrassen, hvis ytre kant ligger 83-84 m o.h., lite egnet for bestemmelse av marin grense. På den oppdyrkete og svakt skrånede overflaten sees ingen spor som kan gi en sikker bestemmelse av denne.

Fig. 53 viser et 10m høyt snitt i 60 m-terrassen ved Naterstad. Øverst sees det 1-2m lagdelt steinholdig grus i nær horisontale lag. Disse danner tydelig vinkeldiskordans med de underliggende foresetlag som faller ca. 20° mot sydvest. Mens foresetlagene synes å tilhøre primærakkumulasjonen, er de øvre lagene dannet under utforming av 60 m-terrassen. Foresetlagene har varierende mektighet og viser stor materialveksling (fig. 53 og P 53-57, fig. 54). En steintelling (St 24, pl. 3) i snittets sentrale partier gir 28 % granitt-granodioritt og 70 % gabbro, mens 2 % av materialet er klassifisert som ubestemt. Steinfraksjonen er overveiende kantrundet (R 24, fig. 8). Den dårlige rundingen angir sammen med de øvrige teksturer at materialet har hatt kort fluvial transport, i et meget vekslende fluvialt miljø. Tungmineralprosenten (T 53-57, tabell 3) viser her et høyt innhold av tunge mineraler. Forøvrig er forholdet mellom tungmineralprosent, sortering og median i denne viften omtalt tidligere (s. 21).

På 60 m-terrassen ved Naterstad ligger det en mindre erosjonsrest. Fig. 55 viser snitt i denne avsetningen, hvis øvre kant ligger ca. 68 m o.h. I snittet blottes øverst flattliggende lag av grusholdig sand. Her under sees godt sortert, lagdelt materiale av sand i veksling med moig sand og mo (P 58-61, tabell 3). Lagene faller $5-10^{\circ}$ mot nordvest. I snittets nedre del fant Kåre Naterstad sommeren 1968 to avtrykk av muslingen *Mya truncata* (L), fig. 56. Foruten denne arten har Kaldhol (1941, s. 76, 132) i samme avsetning også funnet avtrykk av *Anomia ehipium* (= *A. squanula*, L), *Macoma calcarea* (Chemn.) og et langt rør, antakelig av peleorm. Han finner at "disse arter tyder nærmest på et kaldt, om enn ikke høgarktisk klima."

I den gjenværende rest av viften ved gården Guddal er det også

noen framtrædende terrasser. Med unntak for det øvre nivået, som også her trolig kan være en akkumulasjonsterrasse, er de lavere flatene erosjonsbetinget. Rekstads (1905, s. 17) aneroidmålinger av disse nivåene gir noe høyere tall enn egne målinger på kartet (fig. 43). Den høyeste flaten, hvis forkant ligger 79-80 m o.h., stiger i retning mot Guddalselvi og kan følges sammenhengende opp til ca. 88 m o.h. Her ender terrasseflaten inn mot en bergknaus. Det sees heller ikke på dette nivået noen spor som kan angi avsetningens marine grense.

Det er i akkumulasjonen flere snitt (fig. 43 og fig. 57). Disse viser lite sortert, lagdelt materiale med fall ca. 20° vest. Materialet er her overveiende stein- og grusholdig sand (P 51, P 52, tabell 3). Forøvrig er både runding, sammensetning av steinfraksjonen og tungminealprosenten (T 51, T 52) omtrent tilsvarende materialet i viftesten ved Naterstad.

Rekstad (1905, s. 25-26) beskriver i en av terrassene ved gården Guddal, avtrykk av følgende muslinger; *Macoma calcaræa* (Chemn.), *Mya truncata* (L), *Portlandia lenticula* (Fabr.) og et mulig avtrykk av *Yoldia arctica* (Gray). Han framhever her imidlertid at det av *Yoldia arctica* bare fantes et avtrykk " som under undersøgelsen ganske smuldrer op. Derfor er bestemmelsen af denne art ikke fuldstændig sikker."

Skjellfunnene ved Naterstad og Guddal kan derfor ikke sies å representere en arktisk fauna, men snarere en arktiskboreal. Imidlertid er det ut fra den store materialvariasjonen i akkumulasjonen rimelig å tro at breen må ha ligget i nærheten. Innsnevringen i selve Guddalen, like sydøst for denne viften, synes da også å kunne ha betinget et opphold under isrecessjonen. Det synes derfor rimelig at Guddalsbreen ble liggende her i noen tid og at viften for en stor del er bygget opp i denne perioden. Da ingen sikker iskontakt kan påvises, har jeg på kartet (pl.1) og på fig. 43 angitt viften som en proglacial avsetning (jfr. forholdene i Rosendalsområdet, s. 63).

Omvikdalsområdet.

Løsavsetningen i dette området er kort omtalt av Risan (1950, s. 25, 28, 29). Han finner her flere tydelige "stagnasjonstrinn" under avsmeltingen ("strandmorenen", "Mya truncata-morenen", "Kyllarhaugsmorenen"). Ifølge hans beskrivelse er både trinn 1. og 2. ("strandmorenen" og "Mya truncata-morenen") lagdelte, mens "Kyllarhaugsmorenen" (trinn 3) består av storblokkig morenemateriale. Den sistnevnte

morenen synes forøvrig å tilhøre det yngre Blådals-stadiet, og er derfor omtalt under dette (s. 87).

Viftene mellom Lio og Sandvik. - Risan (ibidem. s. 25) har tidligere tolket disse avsetningene som morene, tilhørende trinn 1. Han sier at denne morenen "viser i toppen 80m over havet tydelig lagdeling."

Som det framgår av kartet (pl. 1) ligger det i den morenedekte dalsiden fra Lio og østover til Sandvik to vifteformete akkumulasjoner i tilknytning til bekkene fra Dyrhaugbotn og Sandvikebotn. I avsetningen ved elven fra Sandvikebotn er det en mindre utflatning mellom 86 m o.h. og 88 m.o.h. Da dette nivået også opptrer på den andre avsetningen lengere vest, representerer denne høyden trolig akkumulasjonens marine grense. Det er i løsmassene flere snitt. Disse viser lagdelt, lite sortert stein- og grusholdig sand. Lagene faller mot nord (20-30°). Steinfraksjonen er lite rundet og domineres av lokalt materiale (R 14, St 14, tabell 7). Da avsetningene dessuten har et lavt innhold av tunge mineraler (T 39, pl. 2), viser disse undersøkelser sammen med lagenes fallretning at materialet ikke kan være tilført fra Omvikdalen. Det er således nærliggende å oppfatte disse sorterte akkumulasjonene som vifter, dannet ved en fluvial erosjon og omleiring av stedets morenedekke. Det er forøvrig i de sønnenforliggende botner ingen spor etter randmorener.

Omvikdalen. - I de sentrale og vestligste deler av den åpne og U-formete Omvikdalen (fig. 58) ligger det terrasserte, tildels nokså mektige løsavsetninger. Med unntak for de høyeste nivåene ved Bakka og Røysland-Myklebust på henholdsvis ca. 86 m o.h. og 83-85 m o.h. (fig. 59), som kan være akkumulasjonsterrasser, er de lavere flatene dannet ved erosjon under landhevningen. Det sees imidlertid hverken ved Bakka eller Røysland-Myklebust spor som kan gi en sikker bestemmelse av marin grense, som her tidligere av Risan (1950, s. 42) er oppgitt til 88,0 m .

Langs erosjonsskråningene mot Omvikdalselvi er det flere snitt i dalfyllingen. Fig. 60. viser et 5m høyt snitt ved Ripel, hvis øvre kant ligger ca. 55 m o.h. I de nedre 2-3m av blotningen sees lagdelt materiale med nordvestlig fall. Dette er lite sortert og består overveiende av stein- og grusholdig sand (P 40, tabell 3), hvis tungmine-

ralinnhold er høyt (T 40, pl. 2). Den øvre begrensning markeres av en erosjonskontakt som antakelig representerer en tidligere elveseng. Denne er nå oppfylt av godt sortert sand i veksling med mer grusig sand. En steintelling (St 15, tabell 7) i det undre, primære materialet gir 12 % gabbro og 81 % granitt/granodioritt, som overveiende er kantrundet. Bare 13 % av steinene er rundet (se R 15, fig. 8).

Et liknende, lite sortert materiale sees også i andre snitt, bl. a. i de øvre terrassene ved Øyjordet og Bakka. Også her er materialet lagdelt og domineres av stein- og grusholdig sand (P 43, P 44, tabell 3). De finere sandfraksjoner har høyt innhold av tunge mineraler (jfr. T 43 og T 44, pl. 2). I terrassen ved Bakka viser dessuten en steintelling 16 % gabbro og 84 % granitt/granodioritt. Steinfraksjonen er også her lite rundet (R 17, fig. 8).

Den høye tungmineralprosent i finsand/mo-fraksjonene viser sammen med gabbroinnholdet i steinfraksjonen at en vesentlig del av materialet i dalbunnen ikke kan være derivert fra dalsidenes morenedekke. Dette har et betydelig lavere innhold av tunge mineraler (jfr. T 41, T 42, T 45, T 46, pl. 2) foruten at gabbrobergarter her bare synes å opptre underordnet i steinfraksjonen (St 16, pl. 3). Da materialsammensetningen i dalfyllingen heller ikke kan forklares ut fra bergartene innenfor det området som Omvikdalselvi-Aurdalselvi nå drenerer, må denne tilførselen av gabbro sannsynligvis skyldes en glasifluvial drenering fra de sydøstenforliggende områder, hvor gabbroen danner undergrunnen. Under dalbreens avsmeltning og tilbaketrekning gjennom Omvikdalen er trolig gabbromaterialet spylt ut umiddelbart foran den retirerende brefronten. Risan (1950, s. 25, 28) har tidligere ment at avsetningene ved Øvre Sandvik - Fedt - Omvik og ved Brekke - Ripel - Hjelmeland representerer to randtrinn, "strandmorenen" og "Mya truncatamorenen." Imidlertid oppfatter jeg disse avleiringene som deler av selve dalfyllingen. Heller ikke sedimentologisk sett skiller de seg fra denne.

De sorterte avsetningene i Omvikdalen synes således etter dette, da ingen sikker iskontakt kan angies, å måtte tolkes som proglasiale sedimenter avsatt i et marint miljø (se punkt 1 under glasifluviale sedimenter, s. 16).

Uskedalsområdet.

Som det framgår av kartet, pl. 1, finnes det også i dette området

tildels betydelige masser av sorterte sedimenter, særlig i Uskedalens sentrale deler. Jeg vil her imidlertid først omtale en mindre avsetning ved Eik, og dernest akkumulasjonene ved Haugland.

Eikedalens vifte. - Avsetningene på Eik er av Risan (1950, s. 25) tolket som morene. I følge hans beskrivelse er "morenen" lagdelt opp til ca. 80 m o.h. og kan parallelliseres med trinn 1 i Omvikdalen. Imidlertid synes forholdene her og ved Lio - Sandvik i Omvikdalen (s. 68) nokså like.

Fra ca. 80 m o.h. ligger løsmassene langs Eikedalselvis vestside i en vifteformet akkumulasjon mot fjorden. På avsetningens overflate, som ved munningen til Eikedalen er kraftig erodert, sees det ingen spor som kan antyde marin grense. Like øst for denne akkumulasjonen er det imidlertid en abrasjonsterrasse i morenematerialet (fig. 61), hvis ytre kant er nivellert til 83,1 m o.h. Dette nivået er meget markert og representerer trolig stedets marine grense.

Det er i avsetningen flere snitt. Disse viser lagdelt, lite sortert stein- og grusholdig sand (fig. 62). En steintelling (St 9, pl. 3) gir her 85 % granitt/granodioritt og 9 % gabbro, mens 6 % er klassifisert som ubestemt. Dette er temmelig nær den samme petrografiske sammensetning som i det nærliggende morenedekket (St 10, pl. 3). Da steinfraksjonen dessuten er lite rundet (R 9, fig. 8), tyder dette på at viften hovedsakelig skyldes en fluvial omleiring av stedets morenedekke. Dette støttes også av tungmineralprosenten i viftematerialets finere fraksjoner (T 30, pl. 2) som er tilnærmet lik morenens (T 29, T 27, pl. 2). Det er nærliggende å tro at denne omleiring, som må ha foregått like etter at isen i Hardangerfjorden forsvant, skyldes elven fra en bre hvis rand kan ha ligget et sted oppe i Eikedalen (fig. 66).

Haugland/Uskedalen. - Sentralt i den åpne Uskedalen (fig. 63) ligger det terrasserte, tildels nokså mektige løsavsetninger. Med unntak for de øvre nivåene på 80-82m ved Haugland (fig. 64) som antakelig er akkumulasjonsterrasser, er de lavere flater dannet ved erosjon. Den øvre terrassen langs Børgsdalselvis østside, hvis ytre kant ligger ca. 81 m o.h., stiger i retning mot Børgsdalen. Denne flaten opphører inn mot en bratt kant av storblokkig morenemateriale, ca. 84 m o.h. Et korresponderende nivå opptrer også i samme høyde langs elvas vestside. Forkanten til denne flaten ligger 80-81 m o.h., mens det høyeste punkt

lengst øst er bestemt til 83 m o.h. Ut fra disse målingene er det rimelig å tro at marin grense her er ca. 83 m o.h. Rekstad (1905, s.7) og Kaldhol (1941, s. 75) oppgir noe høyere tall, henholdsvis 91 m o.h. og 85,5 m o.t. (ø.k.).

Fra disse nivåene og vestover mot Børgsdalens munning ligger det et storblokkig morenedekke. Dette overleires delvis av rasmateriale fra de steile dalsidene. Dekket er langs elvas nåværende løp betydelig erodert. Syd for elva opptrer det også flere forlatte vannløp, som sammen med skredavsetninger gir overflaten et uregelmessig utseende.

Langs Uskedalens sydvestside er det i erosjonsterrassen, 74-76 m o.h., flere større snitt (fig. 64). Det sees i disse, under et tynt topsetlag, foresetlag med fall mot nord (fig. 65). Materialet består vesentlig av fraksjonene sand-grus-stein og viser stor variasjon i sortering og kornfordeling. Steinfraksjonen er overveiende kantrundet (R 11, tabell 7) og domineres av granittisk-granodiorittisk materiale (St 11, pl. 3).

Kaldhol (1941, s. 75) har tidligere tolket avsetningen ved Børgsdalselvi som en "botnmorene eller gruskjegle fra en bre-elv". Selv om ingen klar iskontakt har kunnet påvises i dette området, er det likevel trolig ut fra materialets tekstur at breen må ha ligget i den umiddelbare nærhet, som antydnet på fig. 66.

Trolig kan også 80-81 m-terrassen langs Uskedalselvis sydvestside settes i en liknende relasjon til en bre i selve Uskedalen. Forøvrig ligger det nord for Øvre Musland en stor randmorene. Denne synes imidlertid å kunne tilhøre det yngre Blådalstadiet og er derfor omtalt under dette (s. 86).

Sammenfatning.

Som det vil ha framgått, er det under avsmeltningen dannet yngre recessjonstrinn i Hardangerfjordens sidedaler. Disse akkumulasjonene er i de fleste tilfeller bygd opp til datidens marine nivå og ligger i posisjoner hvor de topografiske forholdene har redusert kalvingens betydning. Ut fra materialtransporten under denne fasen, som samsvarer med den yngste isbevegelsen i området, kan recessjonsforløpet i disse traktene ha foregått omtrent som forsøksvis skissert på fig. 66.

Etter oppbrytning av breen i selve Hardangerfjorden og dannelsen av

kalvingsfronten mellom Nes-Kalven-Snilstveitøy (fig. 66 A), delte ismassene fra de østenforliggende områder seg opp i separate dalbreer. I Rosendalsområdet retirerte breene hurtig til tersklene i Melsdalens og Muradalens munninger (fig. 66 B), og fra disse posisjoner ble viftene her bygd opp. Også i Guddalen må breene ha blitt liggende en tid ved terskelen i dalens munning, her svarende til randterrassen ved Skeie-Seglem. Først etter oppbygning av denne ble viftene ved Guddal-Naterstad avsatt. Det er således mulig at viftene i Rosendalsområdet og frontterrassen ved Skeie-Seglem er omtrent synkrone dannelser (fig. 66 B). I Omvikdalen er det ingen klare stagnasjonstrinn. Heller ikke i Uskedalens ytre deler er det spor som kan angi opphold av lengere varighet. Trolig var det her en hurtig avsmeltning til det antatte trinn i dalens midtre del.

Såvel beliggenhet som oppbygning av de nevnte avsetninger synes først og framst å ha vært betinget av de topografiske forhold i de respektive daler, snarere enn av klimatiske forandringer. Først senere, under Blådalstadiet (s. 90) ble det igjen dannet randavsetninger som trolig representerer klimaoscillasjoner.

II. FJELLOMRÅDET MELLOM HARDANGERFJORDEN - MATREFJORDEN -
BLÅDALEN.

I fjellstrøkene mot sydvest og lengst nord i dette området, er det tydelige spor (randmorener) etter en tildels omfattende lokalglasiasjon som vil bli nærmere behandlet i det følgende avsnittet.

Plataet mellom Uskedalen - Matrefjorden -
Hardangerfjorden (fig. 67).

De høyeste fjelltoppene i dette området når mot øst og nordøst (Ulvenoso, Englefjell) opp til maksimalt 1247 m o.h., mens de sentrale og vestlige partier av massivet ligger mellom 900-1000 m o.h. Bortsett fra vitringsdekket langs Ulvenoso, Englefjell, Mannen og Melkehaug (se pl. 1) og de tildels betydelige talusmassene i Eikedalen og Børgsdalen, er området bart (fig. 68, s. 46). Risan (1950, s. 17) har tidligere omtalt vitringsdekket på Ulvenoso og Englefjell. Han sier: "Fjellet her er dekt med sterkt forvitra og sundsprengd stein." Og videre: "Dette synes å tyde på at toppane må ha lege isfrie mykje lengere enn området ellers". Som det senere vil framgå har disse to høydeområdene sammen med Mannen og Melkehaug ligget over og utenfor de strøk som var bredekte under lokalglasiasjonen.

Randmorener.

Hellandsdalen. - Som nevnt (s. 49) ligger det langs dalsiden nord for Hellandselvi en meget markert lateralmorene (pl. 1). Morenens form og beliggenhet viser at denne er avsatt av en dalbreutløper fra et østenforliggende breområde. Denne 4-6m høye moreneryggen, som mot Hardangerfjorden ender 410 m o.h., kan mot øst følges sammenhengende opp til ca. 550 m o.h. Her splittes morenen i to parallelle rygger, som igjen løper sammen ca. 660 m o.h. Den storblokkige ryggen er her 1-2m høy (fig. 69). Fra 660 m o.h. dreier lateralmorenen av mot nord, og den markerte ryggformen opphører ca. 700m o.h. Brerandens videre forløp vises nå ved et framtrødende blokkbelte, hvor i det også opptrer enkelte større morenerygger. Dette fortsetter opp til Svartevatnets vestside og ender her 840 m o.h.

Langs Hellandsdalens sydside har jeg ikke funnet spor etter den

korresponderende brerandlinjen. Muligens kan de store blokkene langs fjellfoten her være rester etter en nå nedrast randmorene.

Morenen på nordsiden opphører som nevnt ut mot Hardangerfjorden i en høyde av 410 m o.h., hvilket nokså nær tilsvarende fjordbreens distalgrense i dette området under Sandvoll - Halsnøy - Huglo - stadiet (400 m o.h., se s. 49 og fig. 42). Det er derfor nærliggende å anta at dalbreen har flyttet sammen med Hardangerfjorden, selv om også den teoretiske mulighet foreligger at dalbremorenen er eldre, og at dens nedre del senere er blitt fjernet av breen i Hardangerfjorden. Dette alternativ synes imidlertid lite sannsynlig, da jeg i det sistnevnte tilfellet her ville vente å finne spor etter fjordbreen i de betydelige løsmassene vest for Bremstølsvatn.

Valedalen. - Ved Tverelvi i Valedalen ligger det flere mindre endemorener tvers over dalen ca. 270 m o.h. Ryggene er fra 3-5m høye og består av store blokker. Den distale randmorenen, som også er den mest markerte, kan følges sammenhengende langs dalens nordvestside opp til 600 m o.h. Her opphører ryggen like syd for høyde 604 m o.h. (fig. 70). Øst for denne høyden fortsetter et mer proksimalt trinn fra 580 m o.h. opp til 630 m o.h. (fig. 71). Videre østover har jeg ikke funnet noen spor etter breranden og heller ikke langs Valedalens steile sydøstside. To mindre rygger sees riktignok like syd for Valevatn, men disse må være noe yngre enn de overnevnte morener.

Da den sammenhengende randmorenen i Valedalen ligger over brerandlinjen til Hardangerfjordbreen (fig. 42), kan Valedalsbreen ikke settes i relasjon til fjordbreen. Imidlertid viser de sydvestlige skuringsretningene (37-39, pl. 4) på fjellryggen mellom Valedalen og Børgsdalen, som klart skiller seg fra den V-lige og eldre isbevegelsen på Melkhaug og Horjo-Situovatn (skuring 36 og 43-47), at ismasser har trengt ned i Valedalen fra området vest for Ulvenoso. Da randbeltet langs Børgsdalens østside (s. 75) også muliggjør ismektigheter av tilstrekkelige dimensjoner i disse strøkene, er det rimelig å tro at brekappen var som angitt på rekonstruksjons-skissen (fig. 77), og at randmorenen i Valedalen er samtidig med randmorenen i Hellandsdalen og randbeltet langs Børgsdalens østside. Det kan imidlertid ikke utelukkes at randmorenene i Valedalen kan være eldre, selv om lite tale for dette.

Børgsdalen. - Langs østsiden av Børgsdalen ligger det et markert blokkbelte som faller sydover fra ca. 800 m o.h. ned til ca. 670 m o.h. ved høyde 676 m o.h. Beltets form og beliggenhet viser at dette er avsatt av en dalbre gjennom Børgsdalen, fra det nordenforliggende området.

Som det senere vil framgå (s. 81), ligger det også langs Ulvenosos sydøstside et markert randbelte, avsatt av en brearm fra Matrefjorden. Etter som disse to blokkbeltene på det nærmest når sammen ved høyde 676 m o.h., er det rimelig å anta at en sammenflytning av de tilsvarende breer sannsynligvis fant sted under Skånevikstadiet (s. 81).

Proksimalt for randbeltet langs Børgsdalens østside sees to lavere liggende lateralmorener (fig. 72), avsatt på et noe senere tidspunkt. Den øverste moreneryggen følger dalsiden fra ca. 660 m o.h. ned til 570 m o.h. Fra 570 m o.h. fortsetter ryggen med sterkt fall (ca. 100m/km) ned til 360 m o.h. vest for høyde 365 m o.h., hvor den ender (fig. 73). Videre sydover mot Tveitedalen vises brerandens beliggenhet av spredte rygger og hauger, hvis blokkinnhold for en stor del utgjøres av granittiske-granodiorittiske bergarter fra det nordenforliggende Ulvenosmassivet.

Syd for Bakkastølsvatn ligger det i passpunktet mot Tveitedalen en mindre endemorene (fig. 74). Det er trolig denne ryggen, hvis overflate ligger 206 m o.h., som har forårsaket at avløpet fra Bakkastølsvatn nå går mot vest, ned Handelandsdalen, istedet for sydover til Holmedal (fig. 82). Et 2m dypt snitt i ryggen viser blokkrik, sandig morene (P 102, tabell 3) med lavt innhold av tunge mineraler (T 102). Da også steinfraksjonen domineres av granittiske-granodiorittiske bergarter, som her utgjør 71 % (St 2, tabell 7), viser dette at en stor del ^{av} morenematerialet kommer fra det nordenforliggende granitt-granodioritt-området.

Nord for Utløpet fra Bakkastølsvatn markeres brerandens beliggenhet ved hauger og mindre morenerygger av storblokkig morene. Også langs Børgsdalens vestsida er det enkelte mindre rygger (pl. 1). Disse er imidlertid ikke undersøkt.

Under en viss fase av breframstøtet fra nord gjennom Børgsdalen som fylte bassenget ved Bakkastølsvatn, ble det langs breens østside dannet en mindre lateralterrasse (fig. 75). Denne strekker seg fra Skuleelvi og sydover, nesten helt fram til endemorenen i passet mot Tveitedalen (fig. 82). Lateralterrassens overflate ligger 207 m o.h. og dekkes av spredtliggende stein og enkelte større blokker. Et mindre grytehull sees også ved Skuleelvi. Snitt i terrassen (fig. 76)

viser øverst et 75cm mektig grusholdig sandlag. Under dette og til bunnen av snittet blottes godt sortert sand (P 103, tabell 3) uten tydelige strukturer. Det lave tungmineralinnholdet (T 103) angir at også dette materialet er av granittisk-granodiorittisk opprindelse. Lateralterrassens høyde korresponderer nokså nær med høyden av laveste punkt på moreneryggen i passet mot Tveitedalen. Det er derfor nærliggende å anta at smeltevannet langs bretungens østside fikk avløp sydover gjennom Tveitedalen,^{noe} som også kan forenes med sedimentene i denne dalen (se s. 85).

Nordre Børgsdalen og Eikedalen. - I disse to, nordvendte dalene har jeg ikke funnet randmorener. Det kan likevel neppe være tvil om at breer også her må ha kommet ut dalene fra platået i sydvest.

Var Uskedalen isfri under lokalglasiasjonen, skulle dette vises ^{munningene av de nevnte sidedaler,} ved randdannelser i i likhet med hva Reite (1968, s. 262-287) finner under lokalglasiasjonen på Sunnmøre. Da slike randmorener hverken finnes i tilknytning til Nordre Børgsdal eller i Eikedalen, må breene i disse dalene enten være eldre eller samtidige med dalbreene i Uskedalen. Selv om ingen sikre data foreligger, synes det sistnevnte alternativ ut fra forholdene ellers i dette området å være det mest sannsynlige.

Sammenfatning.

Som det vil ha framgått, har det i disse strøkene høyst sannsynlig eksistert et større breområde samtidig med fjordbrestadiene i Hardangerfjorden og Matrefjorden/Skånevikfjorden, hvis utbredelse trolig var som antydnet på fig. 77. Rekonstruksjonen bygges dels på de foran beskrevne randmorener, mens brerandens beliggenhet i de områder hvor randmorener mangler vesentlig er bestemt på grunnlag av forvitringen (jfr. s. 73). Breen må ha vært av platåbrekarakter og breoverflatens største høyde noe mer enn 1048 m (Svartevasshorgi), kanskje omkring 1100-1200m. Dette viser at det i denne perioden må ha funnet sted en betydelig senkning av glasiasjonsgrensen. Ut fra platåets høyder i de bredekte, vestlige partier, synes denne å ha ligget mellom 900 og 950 m, iallefall neppe over 975m, når det korrigeres for den relative landhevning. Randmorenen langs Hellandsdalen antyder at firngrensen for dette stadium kanskje har vært omkring 800m (korrigert),

idet morenen kan følges opp til foten av brattskrenten 840 m o.h., men ikke kan spores på plataet ovenfor, som ligger 900 m o.h. Forøvrig er forholdet til nåtidens glasiasjonsgrense og firngrense omtalt senere (s. 96).

Melderskinsmassivet.

Dette massivet, hvis høyeste topper når opp til noe over 1400 m o.h., er gjennomskåret av botner og sekkedaler. I enkelte av botnene sees det også idag aktive breer. Disse framgår av pl. 1. I en tidligere fase må imidlertid glasiasjonen i dette fjellområdet vært av større omfang enn nå ifølge de markerte randmorenene, som ligger i noen av botnene.

Randmorener.

St. Laurdal. - Nord og vest for vatnet (1960 m o.h.) ligger det et framtrødende randbelte. Dette dannes av opp til fem parallelt løpende morenerygger, avsatt av en bre fra forsenkningen syd og sydøst for vatnet. Den distale ryggen (fig. 78) er ca. 4m høy og kan følges opp til 1020 m o.h., hvor den tildekkes av rasavsetninger.

Proksimalt for dette randbeltet opptrer det i fjellsiden øst for vatnet to mindre og høyere liggende rygger. Den proksimale morenen, som virker meget frisk, kan muligens skyldes et sent breframstøt (1750 ?), selv om ingen bre nå opptrer i forsenkningen.

Mellom randbeltet nord og vest for vatnet og den før omtalte lateralmorenen i dalens munning (s. 52) er det ingen spor etter eldre randavsetninger. Det synes derfor nærliggende å tro at disse to akkumulasjonene kan være synkrone og således tilhøre samme stadium. Er denne antakelse riktig, angir øvre grense for den distale botnmorenen en minimumsverdi for firngrensen under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet, som om det korrigeres for den relative landhevning, tilsvarer minimum 930 m over datidens havnivå.

Omnatjern, 1065 m o.h. - Langs vatnets øst- og vestsida ligger det markerte randmorener, forbundet med hverandre av rygger som krysser vatnet (pl. 1). Disse morenene, som antakelig representerer to trinn, er avsatt av en bre fra botnen nord for Melderskin (fig. 79). Trinn 1

er lite markert og avskjæres i syd av morenene tilhørende trinn 2. Det er derfor vanskelig å si noe sikkert om firngrensen for dette trinnet, men den må minst ha vært 1000m når den relative landhevning er tatt i betraktning.

Trinn 2 er meget markert og består av flere paralleltløpende rygger. På vestsiden av vatnet kan distalmorenen til dette trinnet følges opp til ca. 1150 m o.h., hvor ryggen opphører inn mot den steile botnveggen. Dette tilsier en minimumsverdi (korrigert) for firngrensen til trinn 2 på ca. 1070m.

Myrdalen - Juklevatn. - I Myrdalen ligger det et betydelig morenedekke som innbefatter flere randtrinn (pl. 1). Disse randdannelser representerer antakelig minst to ulike brestadier og er avsatt av breer fra de sønnenforliggende botner.

Det distale og mest framtrædende randtrinnet i Myrdalen markeres langs dalens vestside av et storblokkig morenebelte. Dette følger dal-siden fra ca. 900 m o.h. i syd (øvre kant) til ca. 800 m o.h. i nord. Antakelig kan det her, til tross for brudd, korreleres med en eller begge av de to større endemorenene som ligger i dalbunnen. Dette tilsier i så fall en gjennomsnittlig helning på breoverflaten (målt til den distale morenen, d.v.s. over en avstand på 1,6km) på ca. 130 m/km. Dalbunnen har på denne strekningen en helning på omtrent 42m/km. Til denne randsonen hører foruten en mindre lateralmorene som fra den sydligste morenen i dalbunnen fortsetter oppover langs Myrdalens østside trolig også de to markerte randmorenene nord for Juklevatn (fig. 32). De sistnevnte morener er avsatt av en bre fra botnen nord for topp 1433 m o.h., som ved Juklevatnets vestside sannsynligvis forente seg med botnbreen i Myrdalen. Er denne antakelsen riktig, angir distalmorenen ved Juklevatnet, idet denne kan følges opp til ca. 1170 m o.h. en minimumsverdi for firngrensen på 1080m (korrigert for relativ landhevning).

Lengere syd langs Myrdalens vestside sees en markert randmorene. Denne kan følges sammenhengende nesten ned i dalbunnen, hvor der også opptrer en betydelig randavsetning. Oppover langs østsiden er der likeledes atskillig morenemateriale, men her er formene mindre klare

Proksimalt for dette randbelte ligger det en mindre, men tydelig blokkmorene tvers over dalbunnen. Denne kan muligens være av subrecent alder.

Sammenfatning.

Det er i dette området spor etter flere randtrinn. Noen av disse kan muligens være av ressent/subresent alder. Imidlertid viser forholdene i Myrdalen at en ihvertfall må regne med to preresente brestadier yngre enn Sandvoll - Halsnøy - Huglo - stadiet. Det eldste randkomplekset her ligger nemlig lavere enn lateralmorenene langs øst- og nordvestsiden av høyde 994 (s. 52), som er antatt å tilhøre Sandvoll - Halsnøy - Huglo - stadiet.

Da dette også er det første markerte randtrinn som opptrer i Melderskinsområdet etter Sandvoll - Halsnøy - Huglo - stadiet, kan dette randkomplekset muligens være av samme alder som Blådalsstadiet i de sydøstlige fjellstrøk (s. 86-90). I det følgende har jeg benevnt dette randtrinnet Myrdalsstadiet.

III. SKÅNEVIKFJORDEN MED SIDEFJORDER OG - DALER.

Det eldste randstadiet i dette området har jeg kalt Skånevik-stadiet. Dette er imidlertid lite markert nord for Åkrafjorden. Kjennskapet til randstadiet bygger således for det vesentligste på tidligere beskrivelser av Rekstad (1908) og personlige meddelelser vit. ass. fra Karl Anundsen om forholdene langs fjordens sydside.

Skånevik-stadiets randsone.

Rekstad (1908, s. 19) omtaler i Skånevik betydelige morenemasser som fortsetter i en terrasseformet morene, hvor på garden Tjelle ligger. Han sier: "Saavel form som beliggenhet viser at dette maa være sidemoræner avsatt av en bræ, som fylgte Skaanevikfjorden." (dvs. innerste del av fjorden). Han nevner ikke hvor brefronten skulle ha ligget. Selve terrassens ytre og indre kant ligger ifølge Rekstad (1907a, s 7; 1908, s. 19) henholdsvis 82 m o.t. og 84 m o.t. Også vit. ass. Karl Anundsen (pers. medd) antar at dette nivå representerer marin grense.

Ifølge Undås (1963, s. 10) går en morene "på land" ved Ølfernes. Moreneavsetningene viser her imidlertid ingen klare ryggformer og dannes altoverveiende av normalblokkig morenemateriale. De finere fraksjoner av morenen utgjøres av en sandigmoig matriks (P 97, tabell 3), hvis tungmineralprosent (T 97, tabell 3), er høyere enn normalt for granitt/granodioritt-morener (s. 57). Den høye tungmineralprosenten i P 97 fra Ølfernes, som også gjenfinnes i morenedekket nordøstover mot Holmedal (se T 98 og T 99, pl. 2), skyldes antakelig mineralsammensetningen i de østenforliggende gabbrosoner ved Holmedal og Baugstø (s. 10). Dette antyder således en vestlig materialtransport av gabbroderivert materiale i morene, som forøvrig er i overensstemmelse med skuringsbildet på Ølfernes. Isbevegelsen er her rettet mot vest (se skuring 1-3, pl. 3).

Det lithiske innholdet i morenematerialet på Ersland (s. 47) viser sammen med randmorenen ved Høylandsbygd på Halsnøy at breen utgjennom Skånevikfjorden ikke har trengt opp i dette området etter Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet i Hardangerfjorden. Det er derfor nærliggende å tro at brefronten i Skånevikfjorden lå omtrent ved Ølfernes-Skånevik under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet i Hardangerfjorden

(se forøvrig s. 81, 83).

Matrefjorden.

Nordøstover i de bratte sidene til Matrefjorden er det få spor som kan antyde brerandens videre forløp. Langs Ulvenosos sydside ligger det et 20-30m bredt randbelte. Dette har en markert øvre grense som faller fra ca. 680 m o.h. til 665 m o.h. vest for høyde 676 ved Børgsdalens munning. Beltets fall mot sydvest viser at dette er avsatt av en brearm som falt inn i området sydvest for Ulvenoso, over de 300-500m høye fjellryggene mellom Bakkastølsvatn og Matrefjorden. Da breens tverrprofil må antas å ha vært noe konvekst, kan trolig breoverflatens høyde midt i Matrefjorden, øst for Ulvenoso, uten større feil settes til 700 m o.h. Dette gir en gjennomsnittlig helning for breoverflaten fram til den antatte brefront mellom Ølfernes og Skånevik på ca. 57 m/km (dvs. 0-12km fra fronten). En gradient av denne størrelsesorden er i overensstemmelse med gradienter for tilsvarende traubreer i Sørvest-Norge, beregnet av Andersen (1954, s. 321). Det synes således rimelig å tro at randbeltet langs Ulvenoso og den antatte oppholdslinjen mellom Skånevik og Ølfernes i Skånevikfjorden er tilnærmet synkrone og sannsynligvis tilhører samme stadium.

Brearmen fra Matrefjorden falt som nevnt inn i området sydvest og syd for Ulvenoso, hvor den fløt sammen med dalbreen nordfra gjennom Børgsdalen (s. 75). Herfra sendte den to mindre bretunger mot syd og vest gjennom henholdsvis Tveitedalen og Handelandsdalen.

Jeg har i Tveitedalen, ned til Holmedal ved Skånevikfjorden, ikke funnet randmorener som kan antyde brerandens videre forløp. Det er likevel trolig ut fra breens mektighet ved Bakkastølsvatn, at bretungen gjennom Tveitedalen har nådd fram til Skånevikfjorden og her antakelig forent seg med fjordbreen. Dette gir også en rimelig forklaring på de store flyttblokkene av Ulvenosgranitt som finnes lengst syd i dalen på garden Tveit (118 m o.h.). Da frekvensen av flyttblokker øker nordover i dalen, utelukker dette at disse kan være avsatt av en brearm fra Matrefjorden som falt inn i dette området fra syd. Forøvrig er det i Tveitedalen enkelte former som kan tyde på at breen i Skånevik-Matrefjorden ble liggende noe lengere enn dalbreen her. Dette er nærmere omtalt under Tveitedalen (s. 85).

Heller ikke i Handelandsdalen er det randmorener som kan angi bre-
randens beliggenhet. Hardangerfjordbreens randmorene på Sandvoll (s.
47) viser imidlertid sammen med de sedimentpetrografiske undersøkel-
sene i dette området at breen i Handelandsdalen ikke har nådd fram
til Høylandssundet etter Sandvoll - Halsnøy - Huglo-stadiets maksimum.
De tildels betydelige glasifluviale avsetningene på Sandvoll (s. 46)
som er avsatt fra øst og nå ligger under moreneavsetningene tilhøren-
de Hardangerfjordbreen (s. 47), tyder på at dalbreens front lå noe
øst for Sandvoll både i tiden like før og under dette stadiets maksi-
mum.

Den eneste randmorenen i Blådalsområdet som muligens kan tilhøre
Skånevikstadiet, er den ca. 30m lange og 1-2m høye lateralmorenen
(fig. 80) langs Ingafjellets nordside, som ligger 900 m o.h. Morenens
beliggenhet er i god overensstemmelse med den tidligere antatte høy-
den på 700 m o.h. for breoverflaten i Matrefjorden, øst for Ulvenoso
(s. 81), selv om en korrelasjon over såvidt store avstander utvilsomt
innebærer en viss usikkerhet. Det er i hvertfall vanskelig å korre-
lere denne ryggen med de øvrige randmorenene i Blådalen, som alle syn-
es å være av yngre alder (s. 86).

At så få spor etter Skånevikstadiets brerand finnes i de sentrale
og indre deler av Blådalsområdet, kan muligens forklares ved at ned-
isningen her har vært noe nær total, med bare få og små nunatakkom-
råder. En del av disse områdene har også antakelig ligget over bre-
kompleksets firngrense (s. 96).

Skånevik - Åkrafjorden.

Foruten de alt nevnte sidemorenene i Skånevik, omtaler Rekstad
(1908, s. 18-19) også morenerygger lengere øst langs Åkrafjordens syd-
side. Han sier: "Mellom Aakrafjord og Stordalen ligger der paa fjeld-
ryggen syd for Skreakollen betydelige moræner, som baade efter sin
form og beliggenhet maa opfattes som side- eller midtmoræner mellom
Aakrafjord- og Stordalsbræen (jfr. Rekstad 1908, fig. 11, pl. V)". Og
videre: "Fra Aakrafjordbræen skjød der sig, da disse moræner avsattes,
en arm efter skaret Sævareid-Lauareid over til Stordalen og forenede
sig med den der værende bræ." Da disse morenene ifølge vit. ass. Karl

Anundsen (pers. medd) ligger ca. 640 m o.h., er det nærliggende å tro at hovedbreen videre vestover gjennom Åkrafjorden har nådd fram til Skånevik, hvor den antakelig kan korreleres med de tidligere nevnte sidemorener her (s. 80). Dette gir i så fall en gjennomsnittlig helning for breoverflaten fram til den antatte brefronten mellom Skånevik og Ølfernes på ca. 50m/km (dvs. 0-11km fra fronten). Det kan her bemerkes at den tilsvarende gradient for breoverflaten i Matrefjorden er ca. 57m/km (s. 81).

Østover fra Skreafjellet, langs Åkrafjordens sydside, er brerandlinjen markert ved tydelige lateralmorener ifølge vit. ass. Karl Anundsen (pers. medd.). Moreneryggene kan her følges nærmest sammenhengende fram til Mysegrånuten, hvor distalmorenen når opp til en høyde av ca. 960 m o.h.

Langs den indre, steile del av Åkrafjordens nordside, har jeg ikke funnet noen spor etter eventuelle korresponderende brerandlinjer. Lenger vest på halvøya, nord for Hilledalsfjell (pl.1) opptrer det \checkmark imidlertid ca. 640 m o.h. et markert blokkbelte, hvis beliggenhet passer med morenene langs Åkrafjordens sydside. Blokkbeltet antyder også sammen med betraktninger over breoverflatens sannsynlige høyde i henholdsvis Matre- og Åkrafjorden (fig. 81) at de to fjordbreene under dette stadiet har flytt sammen gjennom Myrdalen. Passhøyden er her bare 560 m o.h. Selve randmorenen rundt Myrdalsvatn (pl. 1), avsatt av en brearm fra Åkrafjorden, synes således å være noe yngre. Forøvrig er det ingen spor etter randsonen videre vestover mot Skånevikfjorden.

Skånevikstadiet og dets tilknytning til Sandvoll - Halsnøy - Huglostadiet.

Mens Skånevikstadiets brerand er nokså markert langs Åkrafjorden, er det bare få og spredte spor etter dette stadiet i Matrefjord-Blådalsområdet. De her sammenstilte randavsetninger i Matrefjorden og Blådalen synes imidlertid å angi en randlinje i disse strøk som passer godt med randsonen i Åkrafjorden, slik at en parallellisering her må ansees forsvarlig.

Under dette stadiet har nedisningen i de østre deler av disse strøkene vært noe nær total. Bare de høyeste toppene har her muligens stått opp som nunatakker, se rekonstruksjonsskisse, fig. 97.

På fig. 81 er breoverflatene i de to fjordgrevene innenfor den antatte oppholdslinjen mellom Skånevik og Ølfernes antydnet i et longi-

n
tudialt profil. Det framgår her at de to brearmers gjennomsnittlige helning er av omtrent samme størrelsesorden. Fra 0-11 km er denne ca. 55 m/km (korrigert for landhevning), hvilket er temmelig nær det samme tall som for Lysefjordbreen over den tilsvarende avstand. (Profilen av Lysefjordbreen er forøvrig inntegnet på fig. 81, etter Andersen (1954, fig. 25).)

Ut fra profilet (fig. 81) av breoverflaten i Matrefjorden, jfr. randmorenen langs Ingafjellet, lå trolig breoverflaten i Blådalsens ytre partier, like øst for Indre Matre, under Skånevikstadiet mellom 850-900 m o.h.. Denne høydebeliggenhet er i god overensstemmelse med den tidligere antatte høyde av breoverflaten i Omvikdalens indre deler på ca. 800 m o.h. under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet (s. 51). Det synes således rimelig at en sammenflytning har funnet sted gjennom Myklebustdalen mellom disse to brekomplekser, og at dalbreen i Omvikdalen skyldes ismasser i de sydøstenforliggende fjellområder. Utvilsomt har det også skjedd en sammenflytning i Uskedalen. Da lokalglasiasjonen i Ulvenosmassivet dessuten synes samtidig både med Hardangerfjordbreen under Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet og med breen i Matrefjorden under Skånevikstadiet (s. 81), er det til tross for den usikkerhet som gjør seg gjeldende på grunn av manglende randmorener i Blådals-, Omvikdals- og Uskedalsområdene, likevel sannsynlig at disse to randstadier er tilnærmet synkrone. En viss usikkerhet vil imidlertid gjøre seg gjeldende inntil sikre dateringer foreligger.

Yngre oppholdslinjer under isrecessjonen.

Jeg skal her først omtale avsmeltningsforløpet i Tveitedalen og deretter noen senere randavsetninger i Matrefjord- Blådalsområdet.

Tveitedalen.

Tveitedalen er den naturlige fortsettelsen av Børgsdalen mot syd. I de sydligste deler av dalen opptrer det betydelige løsmasser. Disse er gjennomskåret av en 50-70 m bred og opp til 25 m dyp erosjonsrenne (fig. 82). Denne munner ut på en fjellterskel 88 m o.h. mot Skånevikfjorden. I løsmassene er det flere terrassenivåer. Disse er tidligere målt av Thomassen (1879, s.288)*. Stort sett viser deres målinger god overensstemmelse med egne resultater som er påført fig. 82. * og Rekstad (1905, s. 6), foruten av Kaldhol (1941, s. 96).

Det er i løsavsetningene ingen dype snitt som kan belyse material-sammensetningen. Imidlertid viser noen mindre grøfter ved gårdene Tveit (118 m o.h.) og Holmedal (106 m o.h.) morene. Det synes derfor mulig at de øvre flatene for en stor del kan være erosjonsnivåer i morene som framholdt av Kaldhol (1941, s. 96).

De øvre nivåene og den store erosjonsrennen på fig. 83, kan neppe tenkes å ha blitt utformet av de vannmengder som går her idag (se fig. 82). Det synes derfor nærliggende å sette dannelsen av disse former i forbindelse med en glasialt betinget drenering fra Bakkastølsområdet, både før og samtidig med akkumulasjonen av moreneryggen syd for Bakkastølsvatn (s. 75). Dette forklarer også materialsammensetningen i en 5-7 m høy erosjonsrest ved gården Tveit (123 m o.h.). I et 2 m dypt snitt sees det her sortert, lagdelt sand (P 101, tabell 3), hvis innhold av tunge mineraler er meget lavt (T 101, pl.2). Da tungmineralprosenten i gabbromorenen er betydelig høyere (T 99, T 104, pl. 2) kan dette materialet ikke være derivert fra morenedekket. Trolig er derfor materialet i denne erosjonsresten, i likhet med materialet i lateralterrassen øst for Bakkastølsvatn (s. 75), av granittisk/granodiorittisk opprinnelse. Dette angir en materialtransport fra nord gjennom Tveitedalen, noe som støtter den overnevnte tolkning.

Kaldhol (1941, s. 96) finner at det i Tveitedalen kan ha vært en isdemt sjø, men sier: "...jeg finner det utvilsomt at det under Skjærgårdstidas avsmeltning har havstanden her i lengere tid vært ca. 118 m.o.t."

De øvre terrasseflatene i Tveitedalens munning har markerte erosjonskanter mot fjorden. Særlig er dette framtreddende for terrassen ved gården Holmedal (fig. 82 og fig. 83). Flatens ytre kant ligger her 101 m o.h., og høyden stiger i nordlig retning til 105 m o.h. Dette tyder på at erosjonsbasis under terrassens dannelselse ikke kan ha vært betinget av marin grense, som her trolig er 85-87 m o.h. (Rekstad (1908, s. 19) oppgir 84 m o.h. som marin grense i Skånevik, se s.80). Derimot kan muligens terrassens høyde forklares ved en isdemning i syd. Det samme gjelder også for 118 m-terrassen ved gården Tveit (118 m o.h.)

Det forhold at avsmeltningen i Tveitedalen således synes å ha tatt til før fjordbreen var borte fra Holmedalsviki (fig. 82), kan trolig forklares ved en generell senkning av breoverflaten i selve Matrefjorden, som på et relativt tidlig tidspunkt medførte at det 300-500 m høye fjellpartiet mellom Bakkastølsvatn (pl. 1) og fjorden hindret Matrefjordbreen i å trenge inn i disse strøk. Dalbreeene i Tveitedalen og Handelandsdalen ville da på grunn av manglende istilførsel

fra selve fjordbreen, neppe kunne bevare sine posisjoner i de respektive daler. Derved ble de nedre deler av disse daler isfrie på et tidspunkt da fjordbreen enda blokkerte dalmunningen i Tveitedalen, slik at bredemte sjøer kunne oppstå. (I Handelandsdalens vestlige del er det ingen spor etter bredemte nivåer.) Etter oppbrytning av selve Matrefjord/Åkrafjordbreen ble så erosjonsrennen og distalterrassen i Tveitedalens sydligste del dannet.

Matrefjorden - Blådalområdet.

Det opptrer langs Blådalens sider og i de tilstøtende fjelltrakter flere markerte randmorener. En del av disse moreneryggene synes å passe så godt sammen at de høyst sannsynlig representerer et eget stadium som jeg her har kalt Blådalstadiet.

Blådalstadiet. - Nord for Fjellandsvatn ligger det i Uskedalen en 30-35 m høy endemorene som antakelig tilhører dette stadiet (fig. 84). Morenens form viser at den er avsatt av en bretunge, som fra Matrefjorden trengte inn i dalens øvre deler over Haugane, hvor passpunktet ligger ca. 330 m o.h.

Et 3 m dypt snitt i ryggens øvre del (fig. 85) viser blokkrik, grusholdig morene (P 35, tabell 3). En steintelling (St 12, tabell 7) gir her 69 % granitt-granodioritt og 2 % gabbroide bergarter, foruten 6 % kvartsitt og 23 % gneiser (antakelig av granittisk/granodiorittisk opprinnelse) som her er plassert i gruppen "ubestemte". Denne tellingen viser sammen med den lave tungmineralprosenten i morenens finere fraksjoner (T 35, pl. 2) at bretungen som trengte ned i Uskedalen fra Matrefjorden må ha vært nærmest fri for gabbro-materialet som ellers preger avsetningene i Blådalen og Indre Matre (se St 18-22, pl. 3 og T 84-89, T 93-94, pl. 2).

Proksimalt for denne endemorenen ligger det flere markerte, mindre morenerygger like nord og øst for Fjellandsvatn (pl. 1).

Langs sydsiden av Gråfjellet er det et markert randbelte av storblokkig morenemateriale. Dette beltet, som også innbefatter enkelte mindre, men klare morenerygger, kan følges sammenhengende fra litt nedenfor høyde 566, langs vatnets (523) nordvestside, frem til sydskråningen av høyde 625. Her ender beltet ca. 570 m o.h. Ut fra dets form og beliggenhet er det nærliggende å tro at dette randbeltet er

avsatt samtidig med morenen nede i Uskedalen og således antyder brerandens omtrentlige høyde ved Indre Matre under dette stadiet. Øst for høyde 625 ligger det flere mindre hauger av morene opp til 620 m o.h. Disse småhaugene angir muligens fortsettelsen av ovennevnte randbelte mot øst.

Langs Blådalens nordside er dette randstadiet markert ved en fram-tredende lateralmorene langs sydsiden av Klamrhaugen (fig. 86). Denne morenen, som tidligere er nevnt av Risan (1950, s. 19), følger dal-siden fra 645 m o.h. i vest til 700 m o.h. i øst. Herfra fortsetter et storblokkig randbelte østover til Stemnvatn (800 m o.h.), hvor det opp-trer noen mindre rygger. Den mest markerte ryggen ligger her 805 m o.h.

Nordover mot Omvikdalen, langs Myklebustdalens steile østside, er brerandens beliggenhet markert ved en del ryggformete moreneakkumula-sjoner. Ved Storskaret, nord for Klamrhaugen, ligger disse ca. 540 m o.h.

I Omvikdalens øvre del har jeg ikke funnet noen klar endemorene for dette stadiet. Ved munningen til Myklebustdalen er det imidlertid en større akkumulasjon av storblokkig morenemateriale. Denne akkumu-lasjonen er tidligere av Risan (1950, s. 29) tolket som en endemorene (Kyllarhaugs-morenen). Den lille breutløperen fra sydøst, gjennom Myklebustdalen, kan neppe ha nådd særlig langt ned i den åpne Omvik-dalen. Det synes derfor rimelig å legge breranden for Blådalsstadiet ved denne avsetningen.

Fra Stemnvatn (800 m o.h.) og videre nordøstover i Blådalen er det få spor etter Blådalsstadiets brerand. I de tre sydøstvendte flan-kebotnene langs sydøstsiden av Vardafjell, ligger det betydelige akku-mulasjoner av storblokkig morenemateriale som muligens er rester etter en nå nedrast randlinje. Nordvest for Rauahorgi sees det 930 m o.h. en 30 m lang lateralmorene, avsatt fra Blådalen. Beregnes gradienten mellom moreneryggene ved Stemnvatn og denne avsetning, blir gjennom-nittsgradienten ca. 30 m/km. Da dalbunnen på denne strekningen faller gjennomsnittlig 12 m/km, er dette en rimelig gradient for en bre av denne typen. Det er således nærliggende å anta at de nevnte avsetning-er er nær synkrone og tilhører samme stadium.

Risan (1950, s. 19) har tidligere omtalt lateralmorenen langs Rindafjellets sydside (fig. 87). Denne morenen er 1-2 m høy og kan følges sammenhengende bortimot en km fra 870 m o.h. opp til 1020 m o.h. i selve passpunktet mellom Rindafjellet og høyde 1153. Ryggens beliggenhet viser at den er avsatt av en bretunge som falt inn nord og syd for høyde 1153, fra det øst- og sydøstenforliggende Blådals-

området. Ut fra morenens høyde i selve passpunktet har ismektigheten her neppe vært mer enn 10-20 m. Dette sammen med lateralmorenens høyeste punkt (1020 m o.h.) tyder på at breoverflaten like øst for høyde 1153 ikke kan ha ligget mer enn 1050-1100 m o.h. ved ryggens dannelse. Da en breoverflate i dette høydeintervall også synes å passe med beliggenheten av lateralmorenen nordvest for Rauahorgi, kan muligens randmorenen langs Rindafjellets sydside også tilhøre dette stadium.

Forøvrig har jeg ikke funnet spor i de nordenforliggende strøk som kan antyde brerandens videre forløp. Imidlertid er det trolig ut fra den antatte beliggenhet av breoverflaten øst for høyde 1153, som gir en maksimal ismektighet på 200-300 m i passområdet vest for Veranut (pl. 1), at breen herfra også måtte nå et stykke ned i Hildalen, kanskje til vatnets vestende (fig. 93). Randmorenene ved Hildalssætra og Hellevatn (pl. 1) må således trolig være noe yngre enn dette stadiet.

Langs Blådalens sydside er breranden for dette stadiet langs Giskafjellets østside markert av et belte av storblokkig morenemateriale, med skarp grense (ca. 750 m o.h.) mot det ovenforliggende bare fjell.

Fra Blådalen må det under dette stadium ha falt en bretunge inn i den nord-sydgående dalen mellom Giskafjell og Ingafjell. Langs den nordlige, bratte del av skråningen vest for Børstølsvatn sees riktignok ingen spor etter breranden, som fra 650 m o.h. markeres med en framtrædende randmorene. Denne ^{ned}faller i en sammenhengende bue mot syden av vatnet, hvor toppen av morenen ligger 610 m o.h. (fig. 88). En mindre endemorene opptrer også like syd for denne ryggen, i skråningen ned til Stølsvatn. Både distalmorenen og den proksimale ryggen viser i overflaten stein- og blokkrikt morenemateriale, overveiende av gabbroid opprinnelse. Fra proksimalmorenen, som er meget markert og omkring 10 m høy, fortsetter en skarp, 2-3 m høy lateralmorene opp langs østsiden av dalen, over Futen, fram til foten av Ingafjell (fig. 89). Morenen opphører her 760 m o.h.. Den sammenhengende randmorenen ^{øst}vest for Børstølsvatn viser at breoverflaten i tungeområdet har vært meget steil, med en gjennomsnittlig gradient på 120 m/km 0-1 km fra fronten.

Videre østover langs Ingafjellets nord- og østside ligger det betydelige akkumulasjoner av storblokkig morenemateriale. Det er imidlertid vanskelig å skille ut en klar randlinje i dette området, og breranden kan derfor bare angies tilnærmet (se rekonstruksjonsskisse,

fig. 93). Under dette stadiet falt en mindre bretunge ned i dalen sydøst for Ingafjellet, hvor Åkrastølen (624 m o.h.) ligger. Brerandens beliggenhet framgår her av et markert randbelte (fig. 90). Dette dannes av blokkrikt morenemateriale, opplagt i hauger og rygger. I overflaten sees flere mindre dødisgroper og smeltevannsrenner. Sentralt er disse avsetningene gjennomskåret og tildels betydelig erodert av Åkraelvi. Et mindre snitt i den vestre erosjonskråningen viser blokkholdig, sandig morene, med enkelte linser av gåasifluvialt materiale. Steinfraksjonen domineres av gabbroide bergarter.

Langs dalsiden øst for Åkrastølen ligger det flere mindre lateralmorener som angir brerandens videre forløp. Disse ryggene kan bortsett fra visse mindre brudd følges fram til Ingavatn (721 m o.h.). Det er mulig at brefronten her har trengt inn i bassenget og først på et noe senere tidspunkt avsatt blokkbeltet nord for dette vatnet.

Nordøstover langs Frankrikheis vest- og nordside sees enkelte spredtliggende, større akkumulasjoner av morene. Det er her imidlertid ikke mulig å skille ut noen klar randlinje. De vestlige skuringsretningene langs Frankrikheii (100-102, pl. 4) antyder at breoverflaten under dette stadiet må ha ligget lavere enn høydedraget her. Det er derfor rimelig at brerandlinjen fulgte vest- og nordvestsiden av dette platået, som antydnet på rekonstruksjonsskissen (fig. 93). Dette gir også god overensstemmelse med lateralmorenene langs sydsiden av Hillersfjell (fig. 91). Den vestligste morenen ligger her ca. 800 m o.h., mens den østligste når opp til 870 m o.h.

I sydenden av Kvandalsvatn ligger det en større randavsetning. Denne markeres øst for utløpet fra vatnet (fig. 92) av tre parallelle, 7-10 m høye morenerygger, mens det syd for elva bare sees to rygger. Det framgår av ryggenes konkave form mot nord at de er avsatt av en bre fra det nordenforliggende området. Vest for Kvandalsvatn ligger det i passpunktet mellom Frankrikheii og Skavehei en mindre blokkmorene, avsatt fra øst. Denne morenen, som ligger 830 m o.h., kan trolig korreleres med randbeltet i Kvandalsvatnets sydende, selv om ingen sikker randlinje kan angies i det mellomliggende området. Den vestlig-sydvestlige isbevegelsen i dette området (99-100, pl. 4) viser sammen med denne blokkmorenen at breen som lå ved Ingavatn under Blådalsstadiet ikke kan ha trengt inn i Kvandalsområdet fra nordvest, gjennom passpunktet mellom Frankrikheii og Skavehei. Ut fra breoverflatens høyde nord for Frankrikheii under dette stadiet, basert på

beliggenheten av lateralmorenen langs Hillersfjelllets sydside og longitudinalprofilet av breen i selve Blådalen (fig. 81), er det imidlertid rimelig å tro at en brearm kan ha trengt inn i Kvandalsbassenget gjennom passpunktet (870 m o.h.) øst for Frankrikheii, fra Blådalen. Det er derfor nærliggende å tro at også randavsetningene i Kvandalsområdet tilhører dette stadiet.

Østover langs Blådalens sydside har jeg forøvrig ikke funnet spor som kan angi brerandens videre forløp. Dette kan muligens skyldes at fjellssidene i de aktuelle høyder er så steile at avsetninger vanskelig har kunnet bli bevart.

Sammenfatning. - På fig. 81 er breoverflaten i Blådalen/Matrefjorden under dette stadiet antydnet i et longitudinalt profil. Selv om det i Matrefjorden ikke sees avsetninger som kan angi brefrontens beliggenhet, framgår det av profilet, at denne trolig må ha ligget i området like øst for Ytre Matre. Imidlertid tilsier ikke de topografiske forhold her noen stabil frontposisjon av lengere varighet, og stagnasjonsperioden har derfor trolig vært relativt kort.

På grunnlag av randmorenene i de ytre og midtre partier av Blådalen har brerandlinjen under dette stadium sannsynligvis ligget som vist på fig. 93. Jeg har tidligere under beskrivelsen av det yngre Myrdalsstadiet antydnet at dette trolig kan være av samme alder som Blådalsstadiet, da de tilhørende avsetninger innenfor sine respektive områder er de første markerte framstøtsmorener som opptrer etter henholdsvis Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet og Skånevikstadiet.

Yngre randmorener i Blådalen. - Det er her foruten de alt nevnte randmorenene også flere lavere liggende randavsetninger. Disse akkumulasjonene kan vanskelig parallelliseres med bestemte stadier.

Fagnabotn - Hillersfjell. - Vest for Reikatindane ligger det i Fagnabotn en større endemorene. Denne er avsatt av en bretunge som falt inn fra Blådalen. Ryggen er 3-4 m høy og består av blokk- og steinholdig morenemateriale.

Langs nordsiden av Reikatindane fortsetter mindre blokkmorener (fig. 94) østover mot Hillersfjell, hvor det ligger en 2 m høy lateralmorene. Denne følger fjellside ca. 100 m fra 670 m o.h. til ca. 700 m o.h. Det synes nærliggende ut fra beliggenheten av disse rygg-

ene at de er noenlunde samtidige.

Ifølge profilet, fig 81, kan muligens fronten til breen som avsatte disse randmorenene ha ligget ved Indre Matre. Det er her en større terrasseformet akkumulasjon. Denne avsetningen består idag av to selvstendige deler uten forbindelse med hverandre, i det den i de sentrale partier er delt av et fjellparti, som fortsetter i forlengelsen av Åsen inn til den østenforliggende dalsiden (fig. 95). Både nord og syd for dette fjellpartiet ligger avsetningens nærmest horisontale overflate ca. 81 m o.h.

Et ca. 10 m høyt snitt i akkumulasjonens søndre del viser øverst velutviklede topsetlag av stein- og grusholdig sand med totalmektighet på ca. 2 m. Under dette ligger det foresetlag med fall mot syd. Materialvekslingen i lagene er stor.

Fig. 96 viser materialsammensetningen i den øvre del av akkumulasjonen nord for det nevnte fjellparti, ved Indre Matre. En steintelling (St 18, pl. 4) gir her 78 % granitt-granodioritt og 19 % gabbro, mens 3 % av materialet er klassifisert som ubestemt. Steinmaterialet er overveiende kantrundet (R 19, fig. 8), I de finere fraksjoner er tungmineralprosenten høy (T 93-94, pl. 2). Dette viser sammen med gabbroinnholdet i steinfraksjonen at materialet i akkumulasjonen til en viss grad kommer fra den østenforliggende gabbrosonen i Blådalen (se pl. 2 og pl. 3).

Dreneringsnett i dette området gir ingen tilfredsstillende forklaring på den del av denne avsetningen som ligger syd for det nevnte fjellpartiet. Det finnes her heller ikke spor som kan antyde at Blåelvi under en tidligere periode kan ha rent over denne fjellryggen. Ut fra akkumulasjonens beliggenhet og store materialveksling er det derfor sannsynlig at dette er et isranddelta, bygd opp umiddelbart foran en bre, hvis front må ha nådd over passpunktet mellom Bergshovda og Veslefjell. Derved ville materialet kunne avsettes samtidig på begge sider av den tidligere nevnte fjellrygg. Akkumulasjonens mektighet synes de fleste steder ikke å være særlig stor. Dette sammen med den store materialtransporten som etter alt å dømme må ha foregått langs Blådalen, tyder på at oppbygningen har skjedd nokså raskt. Det er derfor rimelig at høyden av de horisontale toppflater meget nær tilsvareer havnivået under avsetningen, som følgelig har vært 80-81 m høyere enn idag. Se forøvrig s. 93-95.

Vetruhusvatni. - Langs fjellryggen mellom Blådalen og Vetruhusvatni ligger det et mindre belte av 1-2 m høye morenerygger avsatt av breen i Blådalen. Fra dalsiden syd for Blådalshorgi kan dette følges nærmest sammenhengende fra 783 m o.h. og rundt nord-siden av høyde 786. Den høyeste morenen ligger her 760 m o.h. Herfra fortsetter noen mindre rygger fram til utløpet fra Vetruhusvatni, hvor beltet opphører 730 m o.h. I dalsiden ned mot Blådalen er det også noen lavereliggende morenerygger (se pl. 1). Ifølge profil, fig. 81, kan dette randbelte neppe korreleres med randmorenene langs Hillersfjell-Fagnabotn.

I fjellstrøkene vest for Folgefonni opptrer det noen spredte, mindre blokkmorener. Disse er sammen med de resente morenene ved Inste Møsevatn og Fonnaavatn angitt på pl.1.

SAMMENSTILLING; MARINE GRENSER, FIRNGRENSE - GLASIASJONSGRENSE
og DATERING.

Under den regionale beskrivelsen har jeg ment å kunne fastslå at Sandvoll-Halsnøy-Huglo-stadiet i Hardangerfjordsområdet og Skåmevikstadiet i de sydøstligste deler er av tilnærmet samme alder og også samtidige med lokalglasiasjonen i Ulvenosmassivet. I det følgende vil dette stadium for korthets skyld bli benevnt fjordbrestadiet.

På fig. 97 er fjordbrestadiets randlinje forsøksvis rekonstruert på grunnlag av tidligere omtalte randmorener og breprofiler. Dette viser at nedisningen i de østlige og nordøstlige strøk under fjordbrestadiet har vært noe nær total, med bare få og små nunatakk-områder. Foruten det nevnte lokalglasiasjonssentrum i Ulvenoso, var det også under fjordbrestadiet en betydelig glasiasjon i Melderskinsmassivet.

Under avsmeltningen fra fjordbrestadiets maksimum forsvant breen relativt hurtig i selve Hardangerfjorden, samtidig som isen ennå var mektig i sidedalene. Breene herfra synes under denne fasen ihvertfall periodevis å ha dannet tilnærmet stasjonære kalvingsfronter i de ytre, dengang submarine deler av disse daler. Dette forhold er særlig utpreget i Rosendal - Guddal-traktene, hvor også materialstudier verifiserer at den yngste isbevegelsen har gått ut dalene mot vest og nordvest.

Det videre recessjonsforløp gjennom dalene synes i første rekke å ha blitt bestemt av de lokale topografiske forhold. Det er således flere steder dannet proglasiale avsetninger i nær tilknytning til terskler, hvor kalvingens betydning må antas å ha blitt sterkt redusert. De fleste av disse akkumulasjoner er bygd opp til marin grense.

I de sydøstligste deler av området og i Melderskinsmassivet opptrer det også et yngre randstadium, henholdsvis Blådalsstadiet og Myrdalsstadiet. Det er mulig at disse randstadier kan være av noenlunde samme alder, selv om ingen direkte forbindelse kan knyttes.

Marin grense.

Med hensyn til marin grense er det lite å bygge på i dette området. Da forholdene i de tilstøtende strøk også er lite kjent, med-

fører dette en betydelig usikkerhet ved fastlegning av isobaseretning og strandlinjegradierter.

Dersom isobaseretningen skal kunne bestemmes må det foreligge synkrone nivåer. Under avsmeltningen fra fjordbrestadiet har det trolig både i Hardangerfjorden og Skånevikfjorden skjedd en meget rask tilbakerykning ved kalving. Det er således rimelig å tro at de terrasser som da ble dannet i området nærmest innenfor brefrontene er av nær samme alder. Jeg har derfor forsøksvis oppfattet nivåene ved Skånevik (82-84 m o.h.) og ved Eik (83,1 m o.h.), som begge representeres av markerte abrasjonsterrasser i morene (s. 80 og s. 70), som tilnærmet synkrone. Da disse dessuten ligger i nær samme høyde, gir de også en omtrentlig isobaseretning. Denne blir her ca. 10° vest for nord.

Derimot synes det adskillig vanskeligere å bestemme strandnivåenes gradierter. Under den regionale beskrivelsen har jeg omtalt en flate proksimalt for randsonen på Sandvoll (s. 45) og antydnet at denne kanskje kan representere marin grense. Imidlertid ligger denne lokalitet bare 4 km vest for linjen Eik - Skånevik, slik at en relativt beskjeden feil her lett vil kunne gi seg stort utslag i gradienten. Ved Onarheim på nordvestsiden av fjorden har H. Holtedahl (pers. medd.) med Paulinbarometer bestemt et marint nivå i morene til 64 m o.h. Dersom denne observasjon legges til grunn, blir den relative landhevninggradient proksimalt for randsonen 1,6 m/km. Dette tall synes å være i største laget.

Kaldhol (1941, s. 74, 125) har ved nivellement bestemt øvre og nedre kánt av høyeste marine flate ved Onarheim til henholdsvis 70,0 m o.t. og 62,0 m o.t., og setter marin grense til 70,0 m. Dette tall passer også godt med Inge Aarseths (pers. medd.) observasjoner over marin grense lengere nord og med Undås' "surf limit" på Ølve, som er oppgitt til 79,8 m (1964, s. 292). Dette gir en gradient på ca. 1 m/km, noe som ser ut til å være en sannsynlig verdi, særlig når en sammenlikner med de noe yngre terrasser (fig. 98). De gradierter som oppgis for andre områder for tilsvarende tidsrom (jfr. s. 98) ligger stort sett omkring eller litt under 1m/km (Marthinussen 1960, pl. 16; Andersen 1968, s. 140-143; Fareth 1970, s. 153; Reite 1967, s. 276). Isobasene for fjordbrestadiets slutfase, slik disse forsøksvis er antydnet på fig. 98B, er derfor bygd på et antatt havnivå på ca. 70 m ved Onarheim.

På fig. 98A er terrasseflatene plottet i et ekvidistant strand-

linjediagram vinkelrett på isobaseretningen. Tross den usikkerhet et diagram på dette grunnlag representerer, synes det nokså klart at den marine grense i Rosendalsområdet (fig. 98 B, 8-11) må være litt yngre enn terrassene ved Skånevik og ved Eik. Nivået her burde ellers trolig ha ligget omkring 93 m o.h. Den relative landhevning er imidlertid beskjeden, hvilket tyder på liten tidsforskjell fra breen retirerte fra området ved Halsnøy til den lå ved viftene i Rosendal (s. 60) og ved frontterrassen nord for Guddalen (s. 63).

Diagrammet viser derimot at de marine grenser på strekningen Uskedal-Ænes med den her antatte isobaseretning faller tilnærmet på samme linje. Dette antyder at alle disse nivåer kan være noenlunde synkrone. Denne linjen har en gradient på ca. 0,8m/km, hvilket igjen tyder på at den angitte helning for den øvre linje er tilnærmet riktig.

De høye terrassene i Tveitedalen (fig. 98 A, 15) og 81-metersnivået i indre Matre (2) ligger henholdsvis 20-30 m over og 11 m under det antatte isobaseplan for fjordbrestadiet. I Tveitedalen kan forskjellen forklares ved oppdemning (s. 85), mens flaten i Matre er yngre (s. 91). Det relativt store avvik for sistnevnte sted tyder på at breen fortsatt lå i de indre strøk av Matrefjorden også etter at den hadde trukket seg tilbake fra de nevnte randavsetningene i Rosendal - Guddalsområdet.

Det relative aldersforhold mellom de marine nivåer i de ulike deler av området synes etter dette, til tross for den usikkerhet som gjør seg gjeldende i et diagram på det foreliggende grunnlag, å støtte det tidligere antatte recessjonsforløp.

Firngrense og glasiasjonsgrense.

Østrem & Liestøl (1964, s. 325-326) har ut fra empirisk bestemte nettobudsjettkurver for resente breer i Sør-Norge fastlagt den firngrense som gir balanse på hver enkelt bre. Ifølge disse beregninger er firngrensen på Folgefonna 1400 m o.h., mens den vestover til Melderskinsområdet og Ulvenosmassivet senker seg til henholdsvis 1300 m o.h. og 1200 m o.h. Østrem & Liestøls verdi for firngrensen på Folgefonna viser god overensstemmelse med direkte målinger foretatt av Pytte et al. (1965, s. 12-13; 1969, s. 20-21). For året 1964 er firngrensen på henholdsvis vest- og østsiden av breen beregnet til ca. 1410 m o.h. og 1350 m o.h., mens den for året 1968 er 1370 m o.h.

(vest) og 1390 m o.h. (øst).

I de sentrale, sydligste deler av Folgefonna halvøya er den resente glasiationsgrensen etter Engquists toppmetode oppgitt til 1500 m o.h. av Østrem & Liestøl (ibidem. s. 325). Selv har jeg etter denne metoden bestemt glasiationsgrensen i Melderskinsmassivet til ca. 1420 m o.h.. Dette viser at glasiationsgrensen på samme måte som firngrensen senker seg vestover og ligger omtrent 100 m høyere enn denne, i likhet med hva Østrem & Liestøl (ibidem. fig. 37) finner for de vestligste deler av profilet fra Ålfotbreen over Nigardsbreen til Gråsubreen. Disse oppgir her for de første 50-70 km fra kysten en forskjell mellom glasiationsgrensen og firngrensen på 70-100 m. Trolig kan derfor den resente glasiationsgrensen i de vestligste deler av Ulvenosmassivet uten større feil settes til 1300-1350 m o.h..

Som det vil ha framgått, er det på fjellplatået vest for Ulvenoso spor etter et tidligere glasiationsentrum, som antas å være synkront med fjordbrestadiet. Jeg har her ment å kunne fastslå glasiationsgrensen til 900-950 m over datidens havnivå, mens firngrensen på den vestligste breutløperen (i Hellandsdalen, s. 76) trolig har vært ca. 800 m, referert til samme havnivå. Dette tilsier i så fall en senkning av både glasiationsgrense og firngrense på omtrent 400 m i forhold til dag. Denne senkning passer også godt med den gitte minimumsverdi på 930 m for firngrensen i St. Laurdal i Melderskinsmassivet (s. 77), som tilsvarer en maksimal senkning på ca. 370 m i forhold til nåtidens firngrense på ca. 1300 m i dette området. Tilsvarende gir lateralmorenen langs Gygrastolens nordside (s. 50), som ender 880 m over datidens havnivå, en maksimumsverdi for senkningen på 420 m i forhold til nåværende firngrense. Langs Åkrafjordens sydside opphører morenene som nevnt 960 m o.h., hvilket ved korreksjon for landhevingen gir en minimumsverdi for firngrensen på 860 m, dvs. en maksimal senkning på omtrent 450 m i forhold til nåtiden. Ut fra dette kan trolig senkningen både for glasiationsgrensen og firngrensen under fjordbrestadiet settes til 400 ± 50 m.

For det noe yngre Myrdalsstadiet i Melderskinsmassivet antyder lateralmorenene (s. 78) en maksimal senkning av firngrensen på omtrent 225 m i forhold til nåtidens. Når det gjelder Blådalstadiet i de sydøstlige strøk, tillater ikke de randmorener som er funnet i de høyereliggende områder her nærmere slutninger vedrørende firngrensen for dette stadium.

Andersen (1954, s. 325) har for Lysefjordstadiet i Ryfylke, som senere er korrelert med ra-framstøtet på Sørlandet (Andersen, 1960, s. 38), funnet at snøgrensen maksimalt var 400-550 m lavere enn idag. Senkningen er her referert til en klimatisk snøgrense på Folgefonn-halvøya og i Ryfylke på 1350-1450 m o.h. for årene 1900-1930. Senere har han imidlertid (1968, s. 127) korrigert denne maksimumsverdi for senkningen ut fra "more recent observation of the modern snow line, done by Østrem and Liestøl (1964, p. 325) and Pytte et al. (1965, p. 14; 1966, p. 8)", og oppgir nå en senkning for Yngre Dryas snølinje på 450-600 m i Sydvest-Norge.

For det antatte preboreale breframstøtet i indre Hardanger (Eidfjord - Osa-stadiet) oppgir Anundsen og Simonsen (1968, s. 27) en maksimal senkning av firngrensen på 350 m referert til nåtidens forhold på Hardangerjøkulen. Liestøl (1962, s. 138) har for det samme randkompleks angitt en klimatisk snølinje på ca. 1450 m (korrigert for landhevning), hvilket tilsier en senkning på omtrent 200 m.

I Troms finner Andersen (1968, s. 127-128) at "the difference in altitude between the Younger Dryas and the modern firn lines (regional snowlines and glaciation limits) must have been approximately 475 ± 50 m" for Tromsø-Lyngen-trinnet, mens de preboreale Stordal-trinnetes "snow lines" lå omkring 200 m lavere enn dagens.

Reite (1968, s. 282) setter senkningen av glasiasjonsgrensen på Sunnmøre under Yngre Dryas til omtrent 600 m sammenliknet med nåtidens glasiasjonsgrense.

Ifølge Fareth (1970, s. 172) lå firngrensen og glasiasjonsgrensen i Nordfjord både under Blåfjellstadiet og hovedstadiet, det sistnevnte stadium av Yngre Dryas alder, omkring 450 m lavere enn idag.

Sammenfatning.

Sammenholdt med de overnevnte arbeider, peker størrelsen av den firngrense- og glasiasjonsgrensesenkning som har funnet sted under fjordbrestadiet i Sunnhordland, i retning av at dette stadium tilhører Yngre Dryas, mens de yngre randkomplekser i Myrdalen og eventuelt Blådalen kanskje kan være av samme alder som Eidfjordstadiet. I alle tilfelle må fjordbrestadiet etter sin beliggenhet være eldre enn dette sistnevnte stadium.

Datering.

Anundsen (1968, s. 453) mener å kunne følge brerandsonen fra Jøsenfjorden, etter Andersen (1960, s. 38) svarende til Yngre Dryas, gjennom Ryfylke og Sunnhordland til Etne og videre til Skånevik i munningen av Åkrafjorden. En pollenanalyse mellom Ølen og Sandeid (utenfor breranden) viser etter Anundsen nederst en Yngre Dryas (/Allerød ?) vegetasjon, mens en C-14- datering i den antatte prebo-reale del av spektret ga 9900 ± 220 år B.P. (T-663). Dette viser ifølge Anundsen at brerandlinjen representert ved de østenforliggende morener er fra Yngre Dryas.

Undås (1963, s. 11-13) har fra Halsnøy i Hardangerfjorden fulgt randlinjen videre nordvestover til Huglo og Tysnes - Bjørnefjorden - Fusafjorden til Os - Bergensområdet. Det finnes her i områdene innenfor den antatte brerand en skjellførende bunnmorene (H. Holtedahl, 1964, s. 315-322), hvor C-14- dateringer viser at disse strøk ble isfrie tidlig i Allerød og igjen dekket av is sent i Yngre Dryas. Etter Mangerud (1968, s. 465) har dette isframstøtet nådd vest til frontavsetningene ved Herdla. Disse er tidligere antatt å representere ræet ifølge Undås (1963, s. 19).

I den senere tid er det også foretatt C-14-dateringer i den ytre del av Hardangerfjorden. H. Holtedahl (1967, s. 194) beskriver fra Valen og Onarheim en skjellførende, leirig morene, og skjellfragmenter fra disse to lokaliteter er datert til henholdsvis $11\ 470 \pm 180$ år B.P. (1950) og $9\ 940 \pm 160$ år B.P. (1950). Forskjellen i alder kan skyldes at den førstnevnte datering gjelder eldre skjellmateriale inkorporert i morenen under et tidlig framstøt i Yngre Dryas, mens skjellfaunaen ved Onarheim kan ha levet i en periode mot slutten av Yngre Dryas, da brefronten midlertidig kan ha trukket seg litt tilbake og senere rykket framigjen under hovedframstøtet, som etter dette trolig har funnet sted sent i Yngre Dryas.

Konklusjon. - Det synes etter dette overveiende sannsynlig at fjordbrestadiet er av (sen) Yngre Dryas alder, idet såvel størrelsen av den firngrense- og glasiationsgrensesenkning som har funnet sted, selve dateringene, samt forholdene i de tilstøtende områder, alle peker i samme retning. Når det gjelder de yngre stadier, er dateringen noe mer usikker. Som allerede antydnet i foregående avsnitt, er

det nærliggende å parallellisere Myrdals- og/eller Blådalsstadiet med Eidfjordstadiet. Forholdene i Blådalsområdet antyder at det kanskje også har funnet sted flere breframstøt etter fjordbrestadiet, men det er foreløpig for tidlig å si noe mer konkret om dette.

LITTERATURFORTEGNELSE.

- Andersen, B. G., 1954. Randmorener i Sørvest-Norge. Norsk Geogr. Tidsskr. 14: 273-342.
- , 1960. Sørlandet i sen- og postglacial tid. Norges Geol. Unders. 210: 1-142.
- , 1968. Glacial geology of western Troms, North Norway. Norges Geol. Unders. 256: 1-160.
- Anundsen, K., 1968. Litt om israndtrinn i Sørvest-Norge. Geol. Føren. Førrhandl. 99: 453.
- Anundsen, K., & A. Simonsen, 1968. Et pre-borealt breframstøt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. Univ. Bergen, Årbok 1967 (7): 1-42.
- Bergersen, O. F., 1964. Løsmateriale og isavsmeltning i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal. Norges Geol. Unders. 228: 12-83.
- Bøe, R. E., 1949. En undersøkelse av skuringsstripenes retning på øyene i Sunnhordland og den ytre del av Folgefonnhalvøya. Hovedfagsoppgave, Universitetet i Oslo.
- Dahl, R., 1968. Late-glacial accumulations, drainage and ice recession in the Karvik-Sjomen district, Norway. Norsk Geogr. Tidsskr. 22: 101-165.
- Ewing, C. J. C., 1931. A comparison of the methods of heavy mineral separation. Geol. Mag. 68: 136-140.
- Fareth, O. W., 1970. Brerandstadier i midtre og indre Nordfjord. Hovedfagsoppgave, Universitetet i Bergen.
- Foslie, s., 1955. Eisdistriktet Varaldsøy-Elve i Hardanger og Bergverksdriftens historie. Norges Geol. Unders. 147: 1-106.
- Flint, F. R., 1963. Glacial and pleistocene geology. 3. Ed. John Wiley & Sons, New York.

- Gjessing, J., 1954. Skuringsanalyse til belysning av is-recessjonen ved Oslofjorden. Norsk Geogr. Tidsskr. 14: 75-99.
- Holmsen, G., 1951. Oslo, beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. Norges Geol. Unders. 176: 1-62.
- Holtedahll, M., 1956. On the norwegian continental terrace, primarily outside Møre-Romsdal: its geomorphology and sediments. Univ. Bergen, Årbok 1955 (14): 1-209.
- , 1964. An Allerød fauna at Os, near Bergen, Norway. Norsk geol. Tidsskr. 44: 315-322.
- , 1967. Notes on the formation of fjords and fjord-valleys. Geogr. Ann. Ser. A. 49: 188-203.
- Holtedahll, O., 1960. Geology of Norway. Norges Geol. Unders. 208: 1-540.
- Hörner, R. G., 1944. Nordens mekaniska sammensättning. Geol. Fören. Förhandl. 66: 699-720.
- Järnefors, B., 1952. A sedimentpetrographic study of glacial till from the Pajala district, N. Sweden. Geol. Fören. Förhandl. 74: 185-211.
- Jenny, H., 1941. Factors of soil formation. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York and London.
- Kaldhol, H., 1941. Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. Hellesylt.
- Kvale, A., 1946. Noen bemerkninger om Telemarkformasjonen på Vestlandet. Bergens Mus. Årbok 1945 (5): 1-18.
- Kolderup, N.-H., 1931. Vestnorske fjorders avhengighet av kaledonisk tektonikk. Norsk Geol. Tidsskr. 12: 441-458.
- , 1932. Kyst- og høifjellstil i foldningsprofeten i Vest-Norge. Geol. Fören. Förhandl. 54: 269-278.

- Kolderup, W.-H., 1941. Trekk av Sunnhordlands geologi. Norsk Geol. Tidsskr. 31: 183-185.
- Krumbein, W. C. & F. J. Pettijohn, 1938. Manual of sedimentary petrography. Appelton-Century-Crofts, New York.
- Köster, E., 1964. Granulometrische und morphometrische Messmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. Ferdinand Enke, Stuttgart.
- Liestøl, O., 1963. Et seneglacialt brefframstøt ved Hardangerjøkulen. Norsk Polarinst. Årbok 1962: 132-139.
- Ljunggren, P., & Å. Sundborg, 1968. Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology. II. A study of some heavy mineral deposits in the valley of the river Lule Älv. Geogr. Ann. 50: 121-135.
- Lundqvist, G., 1935. Blockundersökningar. Historik och metodik. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, 390: 1-45.
- , 1963. Beskrivning till jordartskarta över Gävleborgs län. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca, 42: 1-181.
- Lundqvist, J., 1952. Bergarterna i Dalarnernas block- och grusmaterial. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, 525: 1-48.
- , 1958. Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca, 38: 1-229.
- Maisey, G. H., 1968. Geomorfologiske og maringeologiske studier i og rundt Raunefjorden, Hordaland. Hovedfagsoppgave, Universitetet i Bergen.
- Mangerud, J., 1963. Isavsmeltningen i og omkring midtre Gudbrandsdal. Norges Geol. Unders. 223: 223-274.

- Mangerud, J., 1968. Breoscillasjoner og vegetasjonshistorie i sen-glacial tid i Bergensområdet. Geol. Fören. Förhandl. 99: 465.
- Mortensen, O., 1942. Et eruptivfelt i Kvinnherad og Krånevik herreder. Bergens Mus. Årbok 1942 (3): 1-100.
- Pettijohn, F. J., 1957. Sedimentary rock. 2. Ed. Harper & Row, Publishers, New York.
- Pytte, R., 1969. Glasiologiske undersøkelser i Norge 1968. Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen. Rapport nr. 5/69: 1-149.
- Pytte, R., & G. Østrem, 1965. Glasio-hydrologiske undersøkelser i Norge 1964. Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen. 14: 1-92.
- Reichelt, G., 1961. Über Schotterformen und Rundungsgradsanalyse als Feldmethode. Pet. Geogr. Mitt. 105: 15-24.
- Reite, A. J., 1968. Lokalglaciation på Sunnmøre. Norges Geol. Unders. 247: 262-287.
- Rekstad, J., 1905. Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge. Bergens Mus. Årbok 1905 (2): 1-46.
- , 1906. Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige og nordlige Norge. Bergens Mus. Årbok 1906 (1): 1-48.
- , 1907a. Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige Norge. Bergens Mus. Årbok 1907 (9): 1-31.
- , 1907b. Folgefonns-halvøens geologi. Norges Geol. Unders. 45: 1-47.
- , 1908. Geologiske iagttagelser fra Søndhordland. Norges Geol. Unders. 49: 1-26.
- Risan, K. A., 1950. Om Kvinnherads kvartærgeologi. Hovedfagsoppgave, Universitetet i Oslo.

- Rittenhouse, G., 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. Bull. Geol. Soc. Am. 54: 1723-1730.
- Selmer-Olsen, R., 1954. Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. Norges Geol. Unders. 136: 1-102.
- Sitler, R. F., 1963. Petrography of till from northeastern Ohio and northwestern Pennsylvania. Jour. Sed. Petrology 33: 365-379.
- Steinberg, R. W., & J. S. Creager, 1961. Comparative efficiencies of size analysis by hydrometer and pipette method. Jour. Sed. Petrology 31: 96-100.
- Thomassen, T. C., 1879. Geologiske undersøgelser paa Folgefons Halvø. Nyt Mag. f. Nat. vid. 24: 274-288.
- Undås, I., 1963. Ra-morenen i Vest-Norge. J.W. Eides Forlag, Bergen.
- , 1964. When were the heads of the Hardangerfjord and the Sognefjord ice-free? Norsk Geogr. Tidsskr. 19: 291-295.
- Østrem, G., & O. Liestøl, 1964. Glasiologiske undersøkelser i Norge 1963. Norsk Geogr. Tidsskr. 13: 281-340.