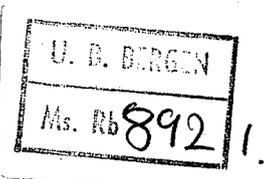


Oppgáva for Universitetsbiblioteket ha til utlån / ikkje utlån.



27/2/1975 Kåre Skår

dato

underskrift

ISAVSMELTING OG POSTGLACIALE FLAUMSKREDVIFTER I ARNA, HORDALAND.

av

Kåre Skår

Del I: Tekstbind med tabellar.

Vedlagt: Del II: Illustrasjonsbind.  
Del III: EDB-utskrift.

Hovudoppgåve i kvartargeologi og geomorfologi ved Geologisk  
Institutt, avd. B, Universitetet i Bergen vårsemesteret 1975.

## FORORD

I samråd med rettleiaren valde eg i 1971 Arna-dalen med nærliggjande område til hovudfagsfelt. Ein del av feltobservasjonane gjorde eg alt sommaren 1971, men det meste av feltarbeidet vart utført sommaren og hausten 1972. Denne sesongen vart det og gjort grunnundersøkingar distalt for ei flaumskredvifte ved Haukelandsvatnet.

For å letta arbeidet med å rekonstruera isrørsla i seinglacial tid, vart ein del av den korte feltsesongen 1973 nytta til observasjonar på Osterøy.

Föremålet med oppgåva var primært å studera isavsmeltinga, og dessutan kartleggja lausavsetningane. Då arbeidet med dei postglaciale flaumskredviftene seinare viste seg å gje interessante resultat, valde eg å la problem i samband med desse utgjera den største delen av oppgåva. Av denne grunn blir det lagt mindre vekt på isavsmeltinga.

Til feltarbeidet har eg fått økonomisk støtte frå Norges allmenvitenskapelige forskningsråd og Universitetet i Bergen.

Försteamanuensis dr. philos Jan Mangerud har gjeve god og inspirerende rettleiing. Han har vist stor interesse for arbeidet, og har vore med i feltet fleire gonger.

Dei fleste av observasjonane langs Sörfjorden og Osterfjorden er gjorde saman med cand. real. Rune Aa med instituttet sin båt "Hans Reusch" førd av Kjell Sögnen.

Cand. real. Kristian Bjerkli har hjelpt til med å bergartsanalysera steinprövane.

Grunnundersøkingane ved Haukelandsvatnet vart utförde med Instituttet sitt borutstyr. Til dette arbeidet stilte Instituttet dessutan bil og mannskap til disposisjon. Konstruktörane Harry Isaksen, Terje Sæbø og Kjell Sögnen og cand. real Eivind Sönstegaard har hjelpt til med boringsarbeidet.

Til arbeidet med pollenanalysen har eg hatt særleg stor hjelp av vitenskapleg assistent Jan Berge, men professor dr. philos Knut Fægri, stipendiat Peter Emil Kaland og konservator Dagfinn Moe ved Botanisk Museum har og hjelpt til med identifikasjonsproblema,

og har elles gjeve praktiske og faglege råd. Vidare har dei gjeve nyttige kommentarar til det endelege pollendiagrammet.

Ellen Irgens og Masaoki Adachi har reinteikna og fotografert pollendiagrammet, og kontorassistent Astri Dundas har reinskrive delar av manuskriptet.

I tillegg til dei personane som er nemnde ovanfor, vil eg takka andre tilsette ved Instituttet og medstudentar som har vore til hjelp under arbeidet med oppgåva.

# INNHALD

	Side
INNLEIING .....	1
TOPOGRAFISK/GEOMORFOLOGISK OVERSYN .....	4
BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSYN .....	6
ISAVSMELTINGA OG GLACIGENE AVSETNINGAR .....	8
Brerørsle .....	8
Vestleg til sørvestleg isrørsle .....	9
Sørleg isrørsle .....	9
Glaciasjonsgrense .....	12
Nord- til nordvestleg isrørsle .....	13
Den siste glaciasjon .....	14
Kort oversyn over brerørsle .....	16
Kvartærgeologisk kart .....	17
Moreneavsetningar .....	18
Kornfordelingsanalyse .....	20
Steinteljing .....	21
Runding .....	23
Retningsanalyse .....	24
Haugane ved Haukelandsvatnet .....	26
Glacifluviale/fluviale avsetningar .....	31
Avsetningane i Arna-dalen .....	31
Avsetningane ved Mjeldheim .....	34
Avsetningane langs Arnavågen .....	37
Fjordsida mellom Tunes og Romslo .....	39
Marine terrassenivå .....	40
FLAUMSKREDDVIFTENE I UNNELANDSOMRÅDET .....	42
Kort oversyn .....	44
Gjela ovanfor viftene .....	45
Morenemateriale i fjellssidene .....	47
Kjende flaumskred på viftene .....	48
Stratigrafiske undersøkingar .....	52
Borteknikk .....	52
Djuyn .....	53
Deltafronten og bassenget utanfor .....	54
Stratigrafi i det indre bassenget .....	55
Det submorene materialet .....	56
Sedimentet mellom 12 og 0 m u.o. ....	58

	Side
Skredavsetningar. Oversyn. ....	62
Slushflow .....	63
Nokre av dei alluviale viftene som er observerte andre stader .....	64
Korleis viftene i Unnelandsområdet er danna .....	67
Flaumskreda sin innverknad på vegetasjonen .....	70
Sedimentasjonsfart .....	73
Den horisontale utbyggingsfarten til deltaet .....	74
Skredfrekvensen .....	75
Sluttmerknad .....	77
 POLLENANALYSE .....	 79
Borlokaliteten. Pollenanalytisk synspunkt .....	79
Prepareringsmetodar .....	80
Diagramoppbygging .....	81
Lokale pollensoner .....	84
Vegetasjonsutviklinga i dei submorene sedimenta .....	85
Betula-analyse .....	88
Kort oversyn over vegetasjons- og klimautviklinga .....	93
Samanlikning med andre sein-glaciale pollendiagram .....	94
Det marine sedimentet .....	96
Alderen på morenen og det underliggjande sedimentet .....	99
Havnivå i seinglacial tid .....	100
Vegetasjonsutviklinga i Holocen .....	102
Særmerkte drag .....	102
Utviklinga innafor dei einskilde pollensonene .....	103
 SAMANDRAG .....	 116
TABELLAR .....	118
LITTERATUR .....	150

## INNLEIING

Det undersøkte området (Fig. 1) er stort sett svært fattig på lausmateriale, og truleg av denne grunnen er det tidlegare gjort lite kvartærgeologisk arbeid i området.

C.F. Kolderup (1908) har gjort ein del målingar av høgda på marine terrassar i Arna-dalen og ved Mjeldheim (Plansje II). Desse terrassane er i tillegg til marine nivå ved Garnes og målte av Kaldhol (1941).

Jan Mangerud (dagbok 1963 og 1966) har gjort ein del feltarbeid i området. Særleg har han gjort mange observasjonar av isskuringsstriper i fjella vest og aust for Arnadalen (Plansje I) og desse observasjonane har eg hatt stor nytte av.

Frå kringliggjande strøk ligg fleire kvartærgeologiske arbeid føre. N.H. Kolderup (1927) skriv om oppbygging av morenar og terrassar i Oster- og Sørfjorden. I 1938 gjev han eit oversyn over Herdlatrinnet, som han kallar for "de ytterste glaciallag i Bergensfeltet!"

Undås (1945) diskuterer mellom anna havnivå-endingar i sein- og postglacial tid. Han konstruerer eit strandlinjediagram som dels byggjer på egne og dels på andre forskarar sine målingar av terrassar og strandliner. I 1954 skisserer Undås avsmeltingshistorien til isen i Bergensdalen på grunnlag av skuringsobservasjonar og morenemateriale. Seinare (1963) freistar Undås å følgja "Ra-morenen" gjennom Bergensfeltet. Dette arbeidet er seinare revidert ved eit grundigare arbeid av Aarseth og Mangerud (1974). Dei brukar her namnet Herdlamorenen på avsetningen som markerer den ytste breranda i Yngre Dryas.

Jan Mangerud sitt arbeid frå 1970 gjev godt oversyn og tolking av kvartærgeologien i Bergensområdet. Ved hjelp av pollenanalyse påviser han klimaendingar i seinglacial tid.

Undersøkingar frå Voss (Mangerud & Skreden 1972) og  $C^{14}$ -dateringar av seinglacialt materiale frå Trengereid (Aarseth og Mangerud 1974), indikerer at dei lågastliggjande områda i Arna har vore isfrie i Alleröd kronosone.

Svein Hagebö (1967) har gjort pollenanalytiske undersøkingar

av den postglaciale utviklinga i Bergensdalen. Hans pollen-diagram er dei som geografisk ligg nærast Arna, og representerer derfor eit verdifullt samanlikningsgrunnlag.

Som nemnt i forordet, er oppgåva sett saman av to hovuddelar:

1) Undersøking av glacigene avsetningar og isavsmeltingsproblema. Som det går fram av Fig. 14, ligg Arnaområdet eit godt stykke innanfor Herdlamoren og har derfor vore dekt av innlandsisen i Yngre Dryas. Eit av hovudproblema er å rekonstruera isrørsla i Arnaområdet for denne og tidlegare periodar. Arbeidet er først og fremst konsentrert til dei sentrale dalføra Arna-dalen og Kvam - Borgo-dalen (Fig. 2), men for å få eit klårare bilete av isrørsla i området, har eg gjort ein del observasjonar i dei nærliggjande fjellområda, langs Sørfjorden, langs Osterfjorden og på Osterøy.

Avsetningane i det sentrale området er kartlagt og sedimentologisk undersøkt.

Relativt godt kart-materiell dekkjer området. Dei sentrale delane av feltet kjem med på Bergens omlandkart IV i målestokk 1:25000. Dette kartet er nytta som grunnlagskart for jordartskartet (Plansje II). Fjellområda aust for Arnadalen, og det meste av Osterøy er dekt av gradteigskartet B33 vest (Bergen) i målestokk 1:100 000, og ei oppfotografering av dette kartet er brukt som grunnlagskart ved innteikning av skuringsobservasjonar (Plansje 1). Over Arnadalen finst dessutan økonomiske kart i målestokk 1:5 000 og 1:1 000 som er konstruerte på grunnlag av fotografar som vart tekne i juli 1951.

Over området finst gode flyfoto i målestokk 1 : 8 000 og 1 : 15 000 som har vore til stor nytte.

Til måling av høgder, som marine terrassar, er brukt Paulin-barometer (type Paluk) og/eller økonomiske kart med koteavstand på 1 m. Ein terrasse i Mjeldadalen og ein terrasse på Gjerstad, Osterøy, er nivellert.

2) Undersøking av flaumskredvifter. Etter eit kort oversyn over viftene og gjela i fjellsidene ovanfor, blir kjende flaumskred omtala. For å få svar på spørsmålet om korleis viftene er bygde opp, og på kva måte dei byggjer seg ut, vart det gjort 14 sonderboringar distalt på ei av viftene. Deretter vart ein 14,7 m lang borkjerne teken opp frå den djupaste delen av det

bassenget som sonderboringane påviste. Denne borkjernen er undersøkt lithostratigrafisk og pollenanalytisk.

Resultata av pollenanalysen er sett saman i eit diagram som dekkjer om lag dei siste 12 000 år (Fig. 156). Materialet er såleis datert pollenanalytisk, og dessutan ved fem  $C^{14}$ -dateringar som vart utført ved  $C^{14}$ -laboratoriet i Trondheim. Etter dette vart det mogeleg å rekna ut sedimentasjonsfarten for ulike delar av kjernen, og vidare ein tilnærma skredfrekvens for tidsrommet mellom 7300 og 6500  $C^{14}$ -år før nåtid.

## TOPOGRAFISK / GEOMORFOLOGISK OVERSYN

Ved Haukelandsvatnet, som ligg i eit etter måten breitt og ope basseng, møtest tre dalsystem (Fig. 2). Det vestlegaste, som eg her vil kalla for Kvam - Borgo -dalen, har ein lengderetning nær parallell med Arnadalen som held fram ut i Arnavågen. Desse to dalföra, som begge stort sett følgjer strøket til bergarten, er elles ganske ulike. Arnadalen og Arnavågen har eit svært rettlina løp (Fig. 3 og 4), og dalbotnen er relativt trong. Kvam - Borgo -dalen er derimot open og vid, og har eit meir svingande løp (Fig. 5 og 6).

Dalföret som går sørvestover frå Svartavatnet (Fig. 2), deler seg sørvest for Osavatnet i to greiner. Den nordlegaste av desse er svært krokete, og svingar etter kvart mot vest før ho munnar ut i Arnadalen ved Espeland, N for Haukelandsvatnet. Dalen har typisk fluvial karakter med trangt V-forma tverrprofil (Fig. 7). Som Ahlman (1919) nemner, er dalen hengande i relasjon til Arnadalen. Den sørlegaste greina har derimot svært bein retning mot sørvest, og har typisk glacialt preg med ope, Uforma tverrprofil (Fig. 8).

Sør for Haukelandsvatnet går dalsystemet ut mot Nesttun gjennom det lange, smale og fjordliknande Grimevatnet.

Ahlman (1919) omtalar den kompliserte geomorfologien i området, og han meiner at vi her har døme på eit preglacialt elvesystem som er omforma av iserosjon. Kvam - Borgo-dalen representerer den preglaciale hovuddalen som drenerte sørover gjennom Haukelandsbassenget og inn i Bergensdalen ved Nesttun (Fig. 2). Arnadalen sør for Espeland var berre ein liten sidedal. Dette preglaciale dalsystemet vart sterkt omforma av iserosjonen. I nord vart Arnavågen uterodert slik at han først kom i samband med Kvam - Borgo-dalen. Vidare erosjon førde til at Haukelandsvatnet fekk avløp mot nord. Vatnet frå Kvam - Borgo-dalen vart såleis fanga opp, og dreneringssystemet er derfor i dag unormalt. Den sørlegaste delen av Kvam - Borgo-dalen er altså ein agnordal.

Fjella vest og aust for dei dalföra som er nemnde ovanfor har jamne, svakt undulerande toppflater, som Ahlman meiner er

restar av den paleiske overflata. Særleg har "Byfjellet" mellom Ulriken og Vardeggi jamn toppflate som ligg mellom ca. 600 og 670 m o.h. (Fig. 2 og 9). Fjellområdet blir då og kalla for "Vidden", sjølv om arealet er langt mindre enn det vi til vanleg legg i dette omgrepet. Fjella i aust (Fig. 10) er noko høgare, og Gullfjellet når opp i 987 m o.h.

Som det går fram av Fig. 1 og 2, utgjer fjellområda største delen av feltet. Berre ein liten del av arealet ligg lågare enn 100 m o.h. (Fig. 1), og det største området ligg mellom 300 og 600 m o.h. Einskilde fjellparti når over 600 m o.h., og av desse er Gullfjellområdet klart størst.

## BERGGRUNNSGEOLOGISK OVERSYN

Det er i dei seinare åra ikkje publisert berggrunnsgeologiske arbeid frå Arna-området. Det siste berggrunnsgeologiske oversynet er gjeve av C.F. & N.H. Kolderup 1940. Eg brukar derfor her deira kart som berggrunnsgeologisk oversynskart for området (Fig. 11). Sjølv om berggrunnen er meir komplekst samansett enn det kartet gjev inntrykk av, gjev kartet eit verdifult oversyn og grovinndeling av bergartane.

Det aktuelle området ligg innanfor den regionen som mellom geologane blir kalla "Bergensbuene," og då mellom den ytre, eller store, og den indre, eller vesle Bergensbuen.

Innanfor det området som eg har undersøkt, har Kolderup & Kolderup (1940) skilt ut desse bergartssonene:

1) Gneis-området på Ulriken. Då desse bergartane ligg så langt mot vest, er dei ikkje å finna i kvarteravsetningane i Arna-området.

2) Mangeritt-gneisar. Desse gneisane ligg som eit relativt breitt belte aust for Ulriken-gneisane. Bergarten vitrar svært lett, og det er derfor uråd å finna glaciåle erosjonsmerke, som isskuringsstriper, i fjellsida vest for Borge (Fig. 2).

3) Massive mangeritt-bergartar finst i eit smalt band aust for mangeritt-gneisane. Desse bergartane inneheld mykje mørke mineral, særleg biotitt, som gjev mest svart farge.

4) Eit sentralt anortositt-belte ligg på begge sider av Arna-vågen og i Arna-dalen. Anortositten inneheld stort sett svært lite mørke mineral, og er derfor lys på farge. Ein kan likevel finna soner med mørke mineral som pyroksen og amfibol. Desse ligg ofte i linser med nord - sør lengderetning. Linsene er frå nokre få cm til mange m lange, men er som regel berre få cm breie.

Somme stader inneheld anortositten store mengder granat. Særleg rikt på granatar er fjellet aust for Arnadalen, i området opp mot Skåldalsnipa (Fig. 2). Her ligg granatane ofte så tett at dei er det dominerande mineralet i bergarten, som av denne grunn får ein sterk raud-farge. Av og til er granatane arrangert i koronastruktur kring til dømes ein pyroksenkjerne.

- ( -

5) Aust for anortosittbeltet ligg ei sone med gneisbergartar. I følge Kolderup & Kolderup (1940) desse bergartane nokså kompleks samansetning. Her finst kvartslinser, albitt, epidot og andre mikroklinar. Gneisen liknar ofte svært lite på mangeritten, men ein finn likevel overgangsformer av mangerittgneis som klårt syner slektskapen mellom dei vanlege mangerittane og gneisane.

I området aust for Osavatnet har gneisen raudleg farge på grunn av stort innhald av raud feltspat. Då fragment av denne gneisen er svært lett å kjenna att, representerer han ein viktig "lede-bergart" i samband med steinteljingsarbeidet.

Gneis-sonen og gabbro-partiet austanfor, er skilde av eit tynt band med rein anortositt. Bandet går over Svartavatnet, og er der berre 2-300 m breitt.

6) På sørsida av Sörfjorden, mellom Tunes og Takvam (Fig. 2), ligg ein kile med mørke gabbroide bergartar. Kolderup & Kolderup (1940 s. 87) meiner at denne bergarten kan klassifiserast som jotun noritt. Granat-innhaldet er her svært lågt, bortsett frå på overgangen til anortositten.

7) Heile Gullfjellsområdet ligg innanfor ein sone med saussoritt-gabbro. Bergarten har hornblende og epidot som hovudkomponentar og inneheld svært lite plagioklas (Kolderup 1940 s. 26)

Mellom Trengereid og Gullfjellet ligg ein stor Trondheimitt-intrusjon. Litt lenger sør, aust for Svartavatnet ligg ein liten isolert flekk med same bergart.

## ISAVSMELTINGA OG GLACIGENE AVSETNINGAR

### Brerørsle

Då samanhengande israndavsetningar manglar, må rekonstruksjonen av brerørsle for det meste baserast på erosjonsmerke i fast fjell.

Bergartane i området vitrar svært lett, og dette gjer at det er vanskeleg å finna gode isskurings-lokalitetar. Verkeleg gode lokalitetar finst som oftast berre der tette sediment, som morene, har lege over det isskurde fjellet. Av denne grunn er mange av dei sikraste skuringsobservasjonane som er innteikna på Plansje 1, gjorde der lausmaterialet er fjerna, til dømes i samband med veg- eller husbyggjing.

Isskuringsobservasjonane gjev eit komplisert bilete av isrørsle i sein-glacial tid. Sterkt skiftande retningar gjer tolkinga vanskeleg.

På dei høgste partia av Byfjellet (fjella rundt Bergen) og i Gullfjellsområdet, fann Mangerud (1966) vestlege isskuringsstriper. I lågare områder, særleg aust for Gullfjellet, er det mange lokalitetar som viser ei sørleg brerørsle. Ved Espeland i Arnadalen påviste Mangerud tydeleg sørleg isskuring, og på ein lokalitet ved Rödland, ca. 1 km lenger nord, kunne han ikkje avgjera om isen hadde gått nord eller sør dalen. Ved Arnavågen fann han dessutan nordleg isskuring.

Mine undersøkingar slår fast at isen har gått både nord og sør gjennom Arnadalen, og at den nordlege rørsle er yngst. (Fig. 12 og 13).

Plansje 1 viser dei fleste isskuringsobservasjonane innanfor området. Både observasjonar som er gjorde av meg sjølv og av andre, er tekne med. Resultata er dessutan førde opp i Tabell 1. Skuringsmerkene indikerer desse hovudretningane:

1) Vestleg til sørvestleg isrørsle. Som Mangerud (1966) viser, og som seinare er stadfesta ved mine observasjonar, har dei høgste fjellpartia merke etter vestleg til sørvestleg isrørsle, og retningar som dominerer i lågareliggjande område er dårleg representerte.

2) Sørleg isrørsle. Denne dominerer særleg i den sørlegaste delen av Arnadalen, men er og påvist inst i Arnavågen. Elles dominerer denne retninga mellom Samnangerfjorden og Sørfjorden (Mangerud 1966), og i det sørlegaste partiet av Osterøy.

3) Nord-til nordvestleg isrørsle. Merke etter nordleg isrørsle finn ein ved Arnavågen, i Arnadalen, nord for Espeland, og ved Austre- og Vestre Vatn, Osterøy. I den nordlegaste delen av Arnadalen og på begge sider av Arnavågen, er det dessutan skuringsstriper som indikerer ei nordvestleg brerørsle. Den same retninga er vidare påvist i dei sentrale delane av Osterøy og på Byfjellet.

### Diskusjon

Vestleg til sørvestleg isrørsle. Det ligg nær å setja dei vestlege skuringsmerka på dei høgste fjelltoppane i samband med ei isrørsle eldre enn framstøytet i Yngre Dryas. Isfronten har i denne perioden lege langt utanfor Norske-kysten, og topografien har hatt liten innverknad på rørsle til den tjukke innlandsisen.

Også i andre nærliggjande område på Vestlandet er det gjort observasjonar i høgare fjellområde, som viser ei eldre, vestleg isrørsle (Holte Dahl 1967 Fig. 2; Aarseth 1971 s.12, Follestad 1972 s.35, Aa 1974 s.15).

Sørleg isrørsle. Denne isrørsle må setjast i samband med ein seinare fase då isen var så tynn at rørsle vart meir påverka av topografien. Dessutan har isfronten som no låg relativt nær feltet, verka inn på isrørsle. I Ra-tid låg til dømes isfronten berre ca. 15 km frå Haukelandsvatnet, og ca. 23 km frå toppen av Gullfjellet (Fig. 14).

Fortare avsmelting i dei djupe og opne fjordane sør for Bergenshalvøya kan vera årsak til den sørlege isrørsle i Arna og Trengereid-området. Herdla-morenen som er innteikna på Fig. 14, viser då og ei sterk avbøying mot aust i dei sørlege delane av Bergenshalvøya. Denne faktoren har truleg verka inn på isrørsle både i tilbaketrekkjingsfasen i Allerød tid, og i fram- og tilbaketrekkjingsfasen i Yngre Dryas. Dei sørgående skurings-

stripene på Osterøy kan korrelerast med den sørlege skuringa i Arna og ved Trengereid. Isen har altså truleg ei tid gått på tvers av Sörfjorden.

På Osterøy finn ein spor etter sørleg isrørsle berre lengst sør på öya (Plansje 1). Lenger nord har isen først hatt ein sør-vestleg retning, men har seinare dreia meir mot vest. Spor etter vestleg isrørsle finst og som ei yngre retning i den sørlege delen av Osterøy.

Årsaka til at ein ikkje finn merke etter sørleg isrørsle lenger nord på Osterøy, er truleg at isen her har hatt kortast veg til fronten i vest. Samstundes drenerte isen mot sør over sør-delen av öya. Den yngre vestlege rörsle i sørlege delen av Osterøy kan representera ei tid då isfronten hadde drege seg noko attende, slik at det også her vart lettast avløp mot vest.

Då samanhengande sidemorenar manglar mest heilt, er det vanskeleg å rekonstruera hellinga på breoverflata under innlandsisen sitt siste store framstøyt. Nokre sidemorenar ved Fanafjorden (Mangerud 1966) syner likevel at isen hadde langt brattare overflate enn det ein skulle venta i eit så oppe landskap (ca. 100 m/km).

Gradienten som ei rekke fjordbrear hadde under Yngre-Dryas-framstøytet er rekna ut (Andersen 1954 s.321, 1960 s.57, 1968 s.42, 67, Follestad 1972 s.42, Anundsen 1972 s.5).

Desse gradientane er vanlege for fjordbrear:

0-5 km frå brefronten:	70-100 m/km
5-15 " " " "	: 25-40 "
15-20 " " " "	: ca. 20 "

Under maksimums-framstøytet i Yngre Dryas var isfronten i Fanafjorden den delen av isranda som låg nærast Haukelands- og Gullfjellsområdet. (Frå Haukelandsvatnet var avstanden ca. 15 km, og frå toppen av Gullfjellet 23 km). Reknar vi med ein gradient på 80 m dei første 5 km, 30 m dei neste 10, og seinare 20 m/km, blir isen 630 m tjukk ved Haukelandsvatnet, og ved Gullfjellet vil isoverflata liggja 860 m o.h.

Eg vil rekna desse tala som maksimumsverdiar på grunn av at det opne landskapet i Fana-området truleg ville resultera i at

innlandsisen her hadde mindre gradient enn det som er vanleg for ein typisk fjordbre.

Aarseth (1971 s. 35) har funne at på ein 6 km lang strekning langs austsida av Fusafjorden fall overflata av Yngre Dryas-isen frå 340 m til 0 m o.h. Fallet av den delen av randmorenen som ligg over MG, er ca. 50 m pr. km. Ved å rekna med ein gradient på 30 m pr. km mellom 5 og 15 km frå brefronten, og 20 m pr. km lenger inne, får vi at isoverflata aust for Gullfjellet låg ca. 850 m o.h.

Utrekningane ovanfor er sjølvsagt usikre, men dei skulle likevel gje ein viss indikasjon på kva storleiksorden istjukna hadde i området. Innlandsisen si overflate i Yngre Dryas har altså lege i om lag same, eller litt lågare nivå enn dei høgaste partia på Byfjellet, og ein del lågare enn dei høgaste områda på Gullfjellet.

Som nemnt finn ein på Byfjellet mest vestlege skuringsstriper. Stripene er til dels svært grove, og dette indikerer at dei er erodert av tjukk is (Fig. 15). Då ein eventuell innlandsis må ha vore ganske tynn over Byfjellet i Yngre Dryas, representerer dei vestlege skuringsstripene truleg ein eldre del av siste istid.

På det nordlege, og noko lågare partiet av Byfjellet, og desutan ved toppen av Ulriken, dominerer skuringstriper med sørvestleg retning.

Sør for Ulriken bøyer stripene endå meir av mot sør, og dette, saman med sør- til sørvestlege skuringsstriper på Lövstakken, indikerer at ismassane har drenert sør gjennom Bergensdalen i ein sein fase av siste istid.

At austsida av Byfjellet totalt manglar israndavsetningar, kan vere ein indikasjon på at isen gjekk over dette fjellpartiet under det siste framstøytet. Ein kan derfor ikkje heilt sjå bort frå at dei vestlege skuringsstripene representerer framstøytet i Yngre Dryas.

Som Aarseth og Mangerud (1974 s. 25) påpeikar, er det indikasjonar på at breen i Yngre Dryas voks ut frå eit akkulasjonsområde nord og aust for Fensfjorden. Dette samsvarar og med

resultatet av undersøkingane i indre Nordhordland (Aa 1974). Den sør- til sørvestlege brerørsle som det er så tydelege spor etter i Arna og nærliggjande område, høver godt inn i dette bildet. Den særmerkte topografien saman med det opne fjordområdet i sør, gav sørleg isrørsle i Arna-området og ved Trengereid.

Det synest etter dette klårt at dei sørvestlege skuringsstripene på Byfjellet og i Arna, og dei sørlege i Arnadalen og ved Trengereid, representerer isframstøytet i Yngre Dryas.

Sør- til sørvestlege skuringsstriper er på Byfjellet funne opp til eit nivå på 660 m o.h., på Liavarden 660 m o.h. og på Austerrinden 800 m o.h. (Plansje 1). Vidare er sørleg skuring funne på dei høgaste toppane (vel 700 m o.h.) av fjella mellom Sørfjorden og Samnangerfjorden søraust for Trengereid.

På toppen av Gullfjellet er det berre funne spor etter vestleg isrørsle, noko som støttar teorien om at innlandsisen under framstøytet i Yngre Dryas ikkje gjekk over det høgaste av Gullfjellet. Rett nok viser nokre striper sør for toppen sørleg retning, men området kan her ha vore influert av ein eventuell lokalbre på Gullfjellet (Dette spørsmålet vil bli diskutert seinare.)

Glaciasjonsgrense. Etter Östrem og Liestöl (1964 s. 326) ligg glaciasjonsgrensa for Gullfjellsområdet i dag ca. 1200 m o.h. Likevektslina har i Yngre Dryas truleg lege mellom 375 og 525 m lågare enn i dag. For ulike distrikt på Vestlandet har ein kom fram til desse resultatane:

Sentrale deler av Rogaland:  $-525 \pm 50$  m (Andersen 1968 s.128).  
N-Rogaland og Sunnhordland:  $-375 \pm 25$  m (Anundsen 1972 s.19).  
Folgefonnhalvöya:  $-400 \pm 50$  m (Follestad 1972 s.57).  
Nordfjord:  $-400$  m (Fareth 1970).

Etter dette vil det vera rimeleg å rekna med ei senking av likevektsgrensa på rundt 400 m også i Gullfjellsområdet. I Yngre Dryas skulle såleis likevektslina her liggja ca. 800 m o.h. Eit relativt stort område på Gullfjellet har derfor lege over, medan Byfjellet, derimot, har lege godt under glaciasjonsgrensa (Fig. 2).

Sommartemperaturen var i Alleröd vel  $2^{\circ}$  C lågare enn i dag (Mangerud 1970 s. 131). Dette svarar til ei senking av likevekts-

lina på om lag 300 m (Vorren 1973 s. 43). Det er derfor lite truleg at isen i Alleröd har smelta heilt bort frå Gullfjellet, her kan tvert imot ha vore ein aktiv bre. Ved klimaendringa i Yngre Dryas voks denne breen fort, og har dekt eit større areal då innlandsisen seinare kom inn over området frå nordaust.

Som nemnt tidlegare, er det ikkje funne indikasjonar på at innlandsisen gjekk over det høgaste partiet av Gullfjellet i Yngre Dryas. Det mest sannsynlege er derfor at det i denne perioden var eit lokalt glaciasjonscenter på Gullfjellet.

Nord- til nordvestleg isrørsle. Denne rørsle kan setjast i samband med tilbaketrekkjeingsfasen på overgangen mellom Yngre Dryas og Preboreal. Kalving i fjord-distriktet i vest og nordvest resulterte truleg i at isfronten drog seg fortare attende her enn på Bergenshalvøya. Isrørsle i Arna vart påverka slik at ho etter kvart vart meir nordvestleg. Dei yngste skuringsstripene i Arnadalen og ved Arnavågen viser nordleg retning, og dette indikerer at det kom ein aktiv bre ut dalen etter at fjordisen hadde fått lettare avlöp i nordvest. Årsaka til dette var truleg at isen byrja å kalva opp ytst i Sørfjorden. Isen i Arnadalen har i denne perioden truleg fått tilførsle frå akkumulasjonsområdet på Gullfjellet.

Det er i Arnadalen ikkje funne spor etter nordleg isrørsle sør for Espeland (Plansje 1). Lenger sør har skuringsstripene sørleg eller sørvestleg retning, men i området like nord for Haukelandsvatnet viser dei yngste stripene avbøying mot nord. Dette kan tyda på at det i avsmeltingsfasen har vore eit is-skilje over Haukelandsbassenget, og isen har truleg samstundes drenert både mot Nesttun og mot Arnavågen.

Den yngste, nordlege brerørsle i den sentrale og nordvestlege delen av Osterøy, tyder på at også Osterfjorden vart tidleg isfri. Observasjonane ved Osterfjorden viser generelt ei eldre brerørsle langs med, og ei yngre ut mot fjorden.

Ein skuringslokalitet ved Haus, Osterøy (Plansje 1, lok. 61), indikerer at dei yngste stripene er eroderte av fjordisen. Isen i Mjeldadalen, Osterøy, har såleis ikkje vore aktiv etter at fjordisen drog seg attende.

Nokre mindre morenerygger tyder på at isen har hatt opphald, eller mindre framrykk under tilbaketrekkingssfasen gjennom Arnadalen (Fig. 16). Tydelegast er endemorenen ved Espeland (Fig. 16 og 17), som kan følgjast på begge sider av Storelva.

I åssida nord for Lono (Fig. 16) ligg morenemateriale opp til eit nivå på ca. 150 m o.h. Også her er nokre mindre rygg-formasjonar (Fig. 18).

Mellom 120 og 130 m o.h. er det ved Borgo opphoping av morenemateriale med tydeleg brattkant mot aust, som truleg representerer iskontakt (Fig. 16 og 19).

Slik dei nemnde morenekonsentrasjonane ligg til, er det mogeleg at dei er danna synkront. Isranda kan då ha lege om lag slik som vist på Fig. 16.

Området ved Haukelandsvatnet er karakterisert av ei mengd større og mindre haugar, som for det meste inneheld morenemateriale. Dei fleste av desse ryggene ligg slik til at det er lite truleg at dei representerer randavsetningar. Som vist seinare er det sannsynleg at ryggene er danna på andre måtar. Eg har derfor ikkje gjort forsøk på å rekonstruera isranda i dette området.

Den siste glaciason. Sjølv om området har svært sparsomt morenedekke, er det i Gullfjellstraktene funne fleire indikasjonar på framstøyt av lokalbrear etter at innlandsisen hadde drege seg attende.

Nokre tydelege endemorenar er avmerkt på Plønsje 1. På sørvest og nordvest-sida av Svartavatnet kan ein følgja tydelege endemorenar (Fig. 20, 21 og 22). Særleg markert er moreneryggen ved nordvestenden av vatnet, der han når 10-20 m over terrenget. Tydeleg er og moreneryggen som ved sørvestkanten av Svartavatnet går som eit nes ut i vatnet.

Ved nordaust-sida av vatnet er fleire snitt i lagdelt silt og finsand som ligg mellom 1 og 6 m over vassnivået i det oppdønde vatnet. Eit ca. 1 m høgt snitt viser nedst usortert materiale, men oppå dette ligg ca. 0,6 m med lagdelt finmateriale. Som Fig. 23 syner, er laga noko skipla med mange små forkastningar. Her er også tendens til mindre foldingar. Over det lagdelte materialet ligg usortert materiale som til dels er nedskore i finmaterialet (Fig. 24).

At silten ligg langt over det postglaciale vass-nivået i Svartavatnet, kan tyda på at vatnet har vore oppdemt då silten vart avsett. Ei rimeleg tolking kan vera at ei istunge med tilførsle frå aust, har fylt det meste av Svartavatnet. Finmateriale har så blitt sedimentert i ein isfri del i nord-enden av vatnet, eller avsett lateralt.

Slik lokaliteten ligg til under ei bratt li, kan det grove materialet övst i snittet vera skredmateriale, men det er heller ikkje urimeleg at det er morene. I så fall er han truleg avsett under det same framstøytet som danna moreneryggene som er nemnde ovanfor.

Skuringsobservasjonane ved nordaust-enden av Svartavatnet, tyder på at isen under dette framstøytet trengde fram frå sør-aust (Plansje 1). Truleg var Kinndalen, og først og fremst det bratte Glimregilet viktige tilførselsrenner.

Mindre endemorenar som indikerer seine isframstøyt, er og å finna andre stader i Gullfjellsområdet. Aust for Gullbotnen (Plansje 1) ligg nokre markerte morenerygger i om lag same högd over havet som endemorenen ved Svartavatnet (Mangerud 1966, 23/8).

Mangerud (1966) har funne skuringsstriper med austleg retning ned til eit nivå på 340 m o.h. aust for Gullfjellet, og ned til 336 m i søraust. Dette, saman med endemorenane, syner at Gullfjellet har hatt ein aktiv lokalbre etter at innlandsisen smelta tilbake.

Alder. Då breframstøytet skjedde etter at innlandsisen hadde drege seg tilbake, er det rimeleg å rekna med ein Preboreal alder.

I Preboreal var det fleire periodar med kaldare klima som førde til breframstøyt i dei indre fjordströka på Vestlandet. Det eldste av desse, Eidfjord - Osa - Trollgarden-stadialen i Hordaland og Ryfylket (Anundsen 1972, s. 19), blir rekna til tidleg Preboreal tid. Anundsen & Simonsen (1967, s. 35) meiner å ha datert breframstøytet i Eidfjord til ca. 9700 C<sup>14</sup>-år BP.

I Aurland, indre Sogn, er det eldste isframstøytet i Preboreal datert til eldre enn 9790 ± 160 B.P. (Bergström 1971). Vorren (1973, s. 38) legg Gaupne-stadialen i Luster mellom 9800 og 9500 B.

Under Eidfjord - Osa - Trollgarden-stadialen legg Anundsen (1972, s. 19) firngrensa 350 - 400 m lågare enn i dag, medan Vorren under Gaupnestadialen reknar med ei senking på 300 ± 50 m (Vorren 1973, s. 33).

Under den nest eldste preboreale stadialen i Sørvest-Norge (Blåfjell), er det og indikasjonar på at firngrensa vart senka med 350 m (Anundsen 1972, s.19). I indre Sogn låg likevektslina under den tilsvarande stadialen mellom 100 og 300 m lågare enn i dag (Vorren 1973, s. 33).

Det ligg etter dette nær å slutta at frontavsetningane ved Svartavatnet representerer eit breframstøyt av same alder som den eldste av dei nemnde preboreale stadialane, då opplysningane ovanfor tyder på at firngrensa var lågast i denne perioden.

I høgare nivå er det ikkje funne tydelege randmorenar i Gullfjellsområdet. Dette indikerer ei rask avsmelting utan nye breframstøyt i den tida som gjekk med frå isen låg i Svartavatnet til heile Gullfjellsområdet var isfritt.

Kort oversyn over isrørsla. Fig.25 viser retninga til skuringsstripene i ulike høgdeintervall. Som venta dominerer den vestlege retninga i området som ligg over 600 m o.h. Denne representerer ei eldre isrørsla, og truleg siste istid sitt maksimumsframstøyt.

Vidare syner figuren eit lite, austleg og eit endå mindre nordleg maksimum for det høgaste fjellområdet. Desse stripene er yngst, og danna av lokalbreen på Gullfjellet.

Ein etter måten stor del av stripene over 600 m o.h. har retning i intervallet mellom 180 og 220°. Desse stripene finst i den lågaste delen av området og er yngre enn dei vestlege.

Skuringsstripene mellom 300 og 600 m o.h. har eit svært markert maksimum i sørvestleg retning. Saman med dei sørlege stripene i området over 600 m o.h., representerer desse truleg framstøytet i Yngre Dryas.

Stripene som ligg lågare enn 300 m o.h., har ei ganske jamn fordeling mellom 180 og 20°, men som Fig. 25 syner, kjem det fram eit sørleg og eit nordvestleg maksimum. Det nordlegaste maksimumet representerer isrørsla i avsmeltingsfasen då isen drenerte nord Arnadalen og ut Sørfjorden.

Fig. 26 viser isrørsla i dei ulike fasane som er nemnde ovanfor.

Kvartærgeologisk kart.

Lausavsetningane i området er teikna inn på kart i målestokk 1 : 25 000 (Plansje II). Under feltarbeidet vart det meste av avsetningane kartlagt i målestokk 1 : 5 000, og til dels i målestokk 1 : 1 000.

Då området ved Haukelandsvatnet er vist særleg interesse, først og fremst ved undersøking av postglaciale flaumskredvifter, er denne delen av feltet kartlagt i målestokk 1 : 10 000 (Plansje III).

Inndeling av sedimenta, val av fargar og teikn følgjer det framlegget som vart utarbeid av representantar for NGU, dei geologiske institutta i Oslo og Bergen, og Norges Landbruks-  
høgskole. Det einaste unntaket frå dette framlegget er at fargane for vitrings- og skredmateriale er bytte om.

Det kartlagde området er, sett under eitt, fattig på lausavsetningar. Den største delen av arealet består av fast fjell. Det lausmaterialet som finst, er for det meste konsentrert i dalbotnar og lågare område.

Generelt er berre det øvre jordlaget teikna inn. Somme stader, der det er klart at det ligg ein tjukk sedimentpakke under det øvre laget, viser kartet fargen for det undre materialet. Det øvre laget, som kan vera fleire meter tjukt, er vist ved hakar, sjølv om dette teiknet elles er brukt for jorddekke som i gjennomsnitt er tynnare enn 20 cm.

Det kartlagde området er, sett under eitt, fattig på lausavsetningar. Den største delen av arealet består av fast fjell. Det lausmaterialet som finst, er for det meste konsentrert i dalbotnar og lågare område.

Moreneavsetningar.

### Regional fordeling.

Morenedekket er stort sett svært tynt og usamanhangande i området. Her finst likevel nokre unntak. Dette gjeld i første rekke ved, og dalsida vest for Borgo. Som nemnt tidlegare, er det her store morenemassar mellom 120 og 130 m o.h. I lia vestanfor ligg det moreneakkulumasjonar opp til eit nivå på ca. 260 - 270 m o.h. (Plansje II). I Borgadalen, nordvest for Borgo, ligg store mengder morene opp til eit langt høgare nivå. Særleg er det mykje morene der bekken frå Borgastemma renn saman med bekken frå Skitnedalen (Plansje II).

Haukelandsbassenget utgjer det andre store morene-området. Materialet ligg som nemnt her ofte i haugar og rygger. På sør-austsida av Haukelandsvatnet er Fagerhaugen (Plansje III) ein markert morenerygg. Sjølv om det ikkje er påvist fast fjell i denne haugen, vil eg ut frå storleiken sjå det som mest sannsynleg at han har ein kjerne av fast fjell. Ved Spikenes, 400 m lenger mot nordaust, ligg og ein ganske tydeleg morenerygg med bratt proximalskråning. På Nesklubben er morenedekket særleg tjukt på vest- og sørvest-sida. Slik morenen på Fagerhaugen, Spikenes og Nesklubben ligg til, kan ein ikkje sjå bort frå at dei representerer eitt og same breframstøyt, eller stagnasjon av isfronten. På den andre sida er det ikkje råd å finna spor etter sidemorenar i dei kringliggjande dalsider som kan indikera eit eventuelt randtrinn.

Rambjørsgilet er ein bratt sidedal som munnar ut ved Unneland (Plansje III). I austsida av denne dalen ligg det mellom 250 og 400 m o.h., store akkumulasjonar med morenemateriale som er konsentrert i lange, høge rygger som ligg nedetter dalsida (Fig. 2). Det ligg nær å tolka dette materialet som bunnmorene som er avsett som le-sidemorene under det siste isframstøytet. Isrørsla var då på tvers av Rambjørsgilet, mot sør - sørvest. Ryggformene er blitt til ved seinare erosjon. Ryggene viser at bunnmorenen har vore tjukkast nær dalbotnen (i Rambjørsgilet), og gradvis tynnare oppover i dalsida. Nedst i den største ryggen er morenemassane meir enn 30 m tjukke.

I motsetning til austsida, er vestsida av Rambjørsgilet så godt som heilt fri for morenemateriale. Denne sida er dekt med eit tynt lag med torv- og vitringsmateriale (Fig. 28).

Denne akkumulasjonen av morenemateriale i lesida av ein sidedal, samsvarar godt med dei undersøkingane som er gjorde i Gudbrandsdalen (Bergersen & Garnes 1972 s. 9, Garnes 1973 s. 90).

Dalføret mellom Ådland og Osavatnet har ein del morenemateriale i dalbotnen (Fig. 29). Ved garden Hardbalen ligg det på nordsida av dalen ein 5 - 10 m hög rygg med lengderetning i nord - sør. Sjølv om ryggen kan ha ein kjerne av fast fjell, syner eit snitt at ein stor del er morenemateriale, og det ligg nær å tolka ryggen som endemorene. På same måten som ved Haukelandsvatnet er det heller ikkje mogeleg å følgja denne ryggen opp i dalsidene. Likevel kan moreneryggene takast som indikasjon på at tilbakesmeltinga av isen frå Arnavågen til Svartavatnet, ikkje har gått utan opphald, eller mindre framstøyt av isfronten. Morenane tyder på ein viss aktivitet av dalbreen frå aust, som nok har hatt næringsområde i Gullfjellstraktene.

I sørvestsida av Kvamsdalen, mellom Mjeldheim og Kvam, ligg eit tynt, men tydeleg morenedekke (Fig. 30). Nordaustsida av dalen, og åsane austanfor er derimot heilt snaue. Då den siste isrørsla her var nordleg, kan dette, på same måten som i Rambjørsgilet, tolkast som lesidemorene.

Like nord for vass-skilet der bekken frå Björndalen kjem ned i Kvamsdalen (Plansje II), ligg ein stor akkumulasjon av bunnmoren i dalbotnen (Fig. 31). Morenen, som ligg like nord for det punktet der dalen byrjar å halla sterkt mot nord, er truleg avsett av den siste, nordgåande isen.

### Kornfordelingsanalyse.

Kornfordelingsanalysane er utførde i samsvar med vanleg prosedyre (Krumbein & Pettijohn 1938 s. 166 - 172). Sikter med desse maskeviddene er brukte: 0,063, 0,125, 0,250, 0,500, 1,00, 2,00, 4,00, 8,00 og 16 mm.

Partiklar som er større enn 16 mm, er ikkje tekne med i analysane. Dersom det var mykje finmateriale i prøven, vart hen våtsikta. Generelt våtsikta eg prøvar som etter visuell vurdering hadde meir enn 10 % av vekta mindre enn 0,063 mm. Etter våtsiktinga vart finmateriale slemma etter pipette-metoden. Eventuelt organisk innhald var på førehand blitt fjerna ved hjelp av  $H_2O_2$ .

Analysedataene er kjørde i EDB-program (Myhre 1972 s. 63) ved Universitetet i Bergen sitt EDB-anlegg (Vedlegg III).

Alle moreneprøvane er tekne rett ut frå snitt, og mellom 200 og 500 g av kvar prøve er analysert.

Fig. 32 og 33 viser kornfordelingskurvene for ein del moreneprøvar som er tekne ulike stader i feltet. Som det går fram av kurvene, dominerer sand- og grusfraksjonen. Finfraksjonane er dårleg representerte, og leirinnhaldet er som oftast under ein prosent.

I morenen finn ein ofte parti med betre sortert materiale. Dette gjeld særleg moreneakkulumasjonane sør for Håkelandsvatnet, men og morenen ved Borgo og i Arnadalen. Generelt må morenen i og nær dalbotnen karakteriserast som svært sandig, og inneheld ofte soner med godt sortert materiale (som oftast sand). Liknande tilhøve er og rapportert frå Gudbrandsdalen (Mangerud 1962 s. 38 og 39, Bergersen og Garnes 1972 s. 8). Årsaka kan i Arna som i Gudbrandsdalen vera omleiring av eldre glacifluviale/fluviale sediment. Når det gjeld Arna, kan mykje av dette materiale skriva seg frå avsmeltingsfasen i Allerød. Då isen gjekk over området i Yngre Dryas, vart det glacifluviale materialet innkorporert i morenen.

Det låge innhaldet av finmateriale i morenen kan anten vera berggrunnsbestemt, eller det kan vera eit resultat av utvasking. Begge desse faktorane har truleg verka inn, men eg vil likevel

leggja störst vekt på den förste, då det låge leir-innhaldet er karakteristisk for alle dei analyserte moreneprövane.

### Steinteljing.

Steinteljing er gjort på 18 prøvar frå morenemateriale. Til kvar steinprøve er 100 stein plukka ut tilfeldig. Steinane vart som oftast tekne direkte ut frå snitt, og den lengste akselen ligg mellom 2 og 10 cm. Tidlegare forfattarar meiner at 100 stein er nok til å gje eit representativt bilete av steinmaterialet (Bergersen 1964 s.20.)

Dei kompliserte bergartane i området er ofte vanskelege å skilja frå kvarandre. Innanfor dei ulike bergarts-sonene finn ein parti som liknar bergartar i andre soner.

Bergartfragment av rein anortositt er lett å skilja ut. Derimot er dei mørke partia i anortositten vanskeleg å skilja frå bergartar i andre soner.

Mangerittgneisar med stort glimmerinnhald, som finst i gneis-partia aust og vest for den sentrale anortositt-sona, er og skilde ut som eiga gruppe under steinteljinga. Då denne bergarten blir svært lett nedknust, vil steinfragment av denne berre vera å finna nær kjeldeområdet.

Mørke gabbroar og massive mangerittar kan visuelt vera vanskeleg å skilja frå kvarandre, og er skilt ut i ei samla gruppe.

Kvarts og kvartsittar er skilde ut som eiga gruppe, men desse utgjer i dei fleste prøvane mindre enn 5 % av steinmaterialet.

Vidare har eg skilt ut dei raude gneisbergartane som det er særleg mykje av i området aust for Osavatnet, og den sterkt granat-förande anortositten som finst i fjellsida aust for Arnadalen.

Fig. 3<sup>4</sup> -39, og Tabell 2 syner den prosentvise fordelinga til dei ulike bergartsgruppene for dei undersøkte steinprövane. Dei fleste prøvane er tekne frå materiale som ligg innanfor den sentrale anortosittsona. Her utgjer då og anortositten ein svært hög prosent (Fig. 3<sup>4</sup>).

Særleg høg er anortosittprosenten i den vestlege, og sentrale delen av anortosittsona. Dette indikerer at isrørsla har hatt ein viss vestleg retningskomponent, og slik ført ein del materiale inn frå aust.

Som det går fram av figuren, inneheld morenen i Borgodalen svært lite anortositt, sjølv om den vestlegaste prøven er teken berre ca. 1 km vest for grensa mellom anortositt og mangeritt. Morenetransporten mot vest må etter dette ha vore liten i den seinare perioden av siste istid. Dette samsvarar godt med is-skuringsobservasjonane som viser at isrørsla var parallell med Arnadalen. Sjølv om isen så vidt kan ha gått over Ulriken under maksimum av Yngre Dryas-framstøytet (s. 11), har dreneringa denne vegen ikkje vore stor nok til å påverka isretninga i Arna-dalføret i særleg grad.

Som venta, utgjer raude gneis-bergartar ein høg prosent av steinmaterialet i morenen ved, og aust for Haukelandsvatnet (Fig. 35). Dette vitnar her om transport frå aust, noko som samsvarar med skuringsobservasjonane, som viser aktiv isrørsla ut dalføret mellom Osavatnet og Haukelandsvatnet (Plansje 1).

Moreneprøver frå Arnadalen inneheld og ein del raud gneis (Fig. 35). Dette kan tyda på morenetransport nord Arnadalen i samband med den siste isrørsla som her var mot nord.

Prøvane som er tekne nær Borgo, har og innslag av denne bergarten, men her inngår truleg fragment av den lokale gneisbergarten.

Som Fig. 36 syner, utgjer gruppa mangeritt / gabbro ein relativt høg prosent i det sentrale anortositt-området. Det er likevel her mest sannsynleg at dei nemnde mørke partia i anortositten spelar ei avgjerande rolle.

Alle steinprøvane viser ein svært stor dominans av den lokale bergarten. Steinteljingane indikerer altså i det heile at morenen er kort-transportert. I dei undersøkte prøvane er det påvist få sikre saussorittgabbroar og trondheimittar frå Gullfjellsområdet.

I samband med graving av ei grøft gjennom morenemassane på Fagerhaugen (Plansje III), vart det teke opp ei kalksteinsblokk der alle tre aksane var vel ein halv meter. Dette funnet er interessant, då den næraste kjende kalksteinssona ligg ved Trengereid, vel 10 km aust for Fagerhaugen. Mellom desse to stadene ligg det nesten 1000 m høge Gullfjellet. Då isen under framstøytet i Yngre Dryas hadde ei sørleg retning i området, er det lite rimeleg at kalkblokka er transportert frå Trengereid-distriktet i denne fasen. Meir sannsynleg er det at blokka er transportert, i alle fall vest om Gullfjellet, i ein eldre periode av istida. Seinare har ho så vorte flytta på av yngre is. Denne blokka, saman med ein 5 cm lang stein som vart funnen ca. 200 m sør for Fagerhaugen, er det einaste kalksteinsfragmentet eg har påvist i Arna-området.

### Runding.

Rundingsanalyse er utført på i alt 23 steinprøvar. Dei fleste av desse er vist resultat av på Fig. 40 og i Tabell 3. Med unntak for prøve 3, 17, 19 og 21, er alle prøvane tekne av morenemateriale.

Til kvar rundingsanalyse er brukt 100 stein med lengste akse mellom 4 og 10 cm. Der snitt var tilgjengeleg, vart steinane gravne ut frå eit så lite område som mogeleg. Under analysearbeidet brukte eg ei referanse-samling som er utarbeidd av Jan Mangerud. Steinmaterialet er her delt inn i 9 rundingsklassar, frå 01 til 09, på grunnlag av Vadell sin definisjon (Pettijohn 1957 s. 56). Kvar einskild stein vart samanlikna med referanse-samlinga og deretter lagd i den rette rundingsklassen.

Som histogramma på fig. 40 syner, er det meste av morenematerialet dårleg runda. Dei lågaste rundingsklassane, som representerer det mest skarpkanta materialet, dominerer, og då ofte særleg klasse 02 og 03. Steinprøvane frå dei djupe snitta i morenematerialet nord for Haukelandsvatnet skil seg ut frå dei andre moreneprøvane ved at steinmaterialet her er betre runda. Histogrammet for prøve 14 viser ei større spreiding når det gjeld runding. Ulikt dei andre prøvane frå morenemateriale, er alle 9 rundingsklassane representert i denne prøven. Dette materialet vil bli diskutert nærare seinare.

Generelt sett, viser morenematerialet i Arnadalen og nær Haukelandsvatnet den beste rundinga. Prövane som er tekne frå morenen på vestsida av Haukelandsvatnet, prøve 11 og 12, viser noko betre runding enn prøvane frå austsida av vatnet. Prövane lenger vest, ved Borgo, er derimot dårlegare runda.

Rundingsanalysen viser altså på same måten som steinteljingane at ein svært liten del av morenemassane ved Borgo er transportert frå Haukelandsbassenget, eller frå områda lenger aust.

### Retningsanalyse.

Det er gjort retningsanalyse på 11 moreneprøver som er tekne ulike stader i feltet (Fig. 41). Til kvar analyse er teke med mellom 25 og 55 steinar. Berre stein med tydeleg langakse er målt. Som hovudregel brukte eg at a-aksen (lengste aksen) skulle vera dobbelt sålang som b-aksen. I praksis viste det seg likevel snart at det ofte var vanskeleg å finna stein som fullt ut stetta dette kravet, og eg måtte derfor måla ein del stein der forholdet mellom a- og b-aksen var noko mindre.

Lengda på a-aksen varierer, for dei målte steinane, mellom 3 og 17 cm, men for dei aller fleste steinane er a-aksen frå 5 til 10 cm.

Alle steinane er gravne ut av snitt i morenemateriale. Eg har freista å ikkje ta med stein som stikk mykje fram av snittet då desse kan vera sekundært skipla. Dessutan kan det vera fare for umedviten seleksjon av stein som stikk ut av snittet. For at ikkje steinane skulle endra fall eller retning, vart materialet like over kvar stein først grave bort.

Under arbeidet vart det snart klart at ein ofte, alt etter å ha målt 15 til 20 steinar, fekk ein sterk indikasjon om korleis steinane var orienterte. På Fig. 42 A er orienteringa til dei 30 første målte steinane i prøve 14 vist ved rosedigram, og Fig. 42 B syner orienteringa etter at 55 steinar var målte. Som vi ser gjev A og B om lag det same orienteringsbiletet. Det markerte nord - sør-maksimumet i A kjem endå tydelegare fram i B.

Dersom ein vel ut stein med tydeleg lang-akse, vil eg etter dette slutta at der orienteringa er relativt god, er 25 - 30 stein nok til å gje eit bra orienteringsbilete. Dersom det ikkje var alt for vanskeleg å finna høvelege steinar, har eg likevel for dei fleste prøvane målt retning og fall på ca. 50 steinar for å få eit sikrare resultat.

Dei fleste forfattarane som har arbeidd med partikkelorientering i morenemateriale, er komne fram til det resultat at lang-aksen, som ein hovudregel, blir orientert parallelt med isrørsla (Johansson 1965, s. 8, Andersen & Sollid 1971, s. 35, Lundquist 1948, s. 27). Unntak frå denne regelen finn ein helst i endemorenar (Richter 1936, p. 26; Lundquist 1948, s. 21), for blokker (Richter 1933, s. 8), etter steinkollisjonar i is (Glen et. al. 1957, pp. 202) og i ablasjonsmorene (Lundquist 1948, pp. 21 - 23).

Resultatet av retningsanalysen er framstilt i Smith's nett på Fig. 41. Som vi ser, viser dei fleste prøvane etter måten dårleg orientering. Likevel kjem det som oftast fram maksima som fell nokolunde saman med den siste isrørsla (Plansje 1). Desidert best orientert er morenen nordfor Haukelandsvatnet (prøve nr. 13).

Årsaka til den dårlege orienteringa, kan vera den sterkt skiftande isrørsla i seinglacial tid.

### Haugane ved Haukelandsvatnet.

Dei fleste av dei karakteristiske ryggene nord for Haukelandsvatnet er bygde opp av lausmateriale. Sjølv om det i nokre av ryggene stikk opp fast fjell, er det mykje lausmateriale i dei fleste. Som det går fram av Fig. 43, ligg ryggene (haugane) særleg tett like sør for vatnet, på austsida av Storelva.

På Fig. 43 er og vist rygger i fast fjell og rygger i lausmateriale. Dei fleste ryggene som består av fast fjell, har ein lengde-akse som peikar noko meir i nordvestleg retning enn ryggene som er bygde opp av lausmateriale. Lengde-aksane til dei sist-nemnde ryggene peikar om lag i nord - sør.

Haugane på vestsida av elva har noko meir uregelbunden form enn haugane på austsida. Den tydelege morenekonsentrasjonen ved Lone campingplass har bratt skråning mot aust og sør-aust (Fig. 43, A og Fig. 44, noko som tyder på iskontakt. Retningsanalysen (Fig. 41, pr. 12) viser at steinmaterialet har eit orienteringsmaksimum i nordvestleg retning, med fleire sekundermaksima.

Rishaugen (Fig. 43, H) har bratte sider mot aust og nord-aust. Den nordlege delen av ryggen har nordvestleg lengderetning, men den sørlege delen er orientert meir i nord - sør. Fast fjell er ikkje å sjå nokon stad i ryggen, og dei mange blokkene, særleg i skråningane mot aust og nordaust, vitnar om morenemateriale.

Sjølv om dei to moreneryggene som er nemnde ovanfor, ikkje kan følgjast over eit større område, kan ein ikkje sjå heilt bort frå at dei kan vera endemorenar.

Ryggene på austsida av elva (Fig. 45) har nord - sørleg lengderetning. Lengda, som varierer frå 20 - 30, til over 100 m, er for dei fleste ryggene meir enn det dobbelte av breidda. Den maksimale høgda over det kringliggjande terrenget er frå eit par meter for dei minste, til over 10 meter for dei største haugane.

Fig. 46 viser profil gjennom ein av dei mest markerte ryggene (Fig. 43, C). Ryggen er ca. 90 m lang, 35 m brei og vel 10 m høg. Den lengste aksene har retning  $20^{\circ}$  N. Som det går fram

av lengdeprofilen, er ryggen svært bratt i nord-enden, men mot sør er skråningen slak. Figuren syner vidare at grunnprofilen si største bredde og det høgaste punktet på ryggen ligg nærast nord-enden.

Forma til ryggen er svært lik det som er vanleg for drumlinar. Som Chorley (1959 s. 339) understrekar i eit kort litteraturoversyn har drumlinar ei svært karakteristisk og regelbunden form. Alden (1905 s. 18) har definert drumlin som ein haug morenemateriale som har form som ein forlengd ovoid. Avstanden frå stöt-enden til den breiaste delen av horisontal-projeksjonen, og til det høgaste punktet på ryggen, er mindre enn ein tredjedel av den lengste akselen. Forma blir av Alden kalla for halvtorpedoform. Elles er forma blitt samanlikna med egg og kvelvdskel (Flint 1957 p.66). Charlesworth (1957 p.394-95) peikar på drumlinane si straumlineform, og at den enden som vender mot isretningen er brattare og høgare enn distal-enden. Han meiner at denne forma samsvarar med dei fysiske lovene, då ho gjev minst motstand mot transportmediet.

Fig. 47 viser profil gjennom ein liknande rygg lenger nord (Fig. 43, G). Dei fleste andre ryggene og haugane i området, som består av lausmateriale, viser og nær same form.

Materiale. Eit 5 - 6 m høgt snitt i rygg C viser relativt usortert materiale med stein og blokker, men her finst og godt sorterte sandparti (Fig. 48). Desse partia er ikkje godt avgrensa, men det er ein gradvis overgang mellom sortert og usortert materiale. Materialet i den øvre 0,5 til 1 m av snittet skil seg noko ut frå det som ligg lenger nede. Steinane er her meir skarpkanta, og dessutan synest det å vera mindre finmateriale i dette øvre partiet. I motsetning til lenger nede er materialet her brunfarga av jernutfelling.

Snitt i ein rygg som ligg ca. 100 m lenger aust, viser heilt analoge tilhøve (Fig. 43, D og Fig. 49). I begge snitta er det ei etter måten veldefinert grense mellom det øvre og det nedre materialet. Grensa er ikkje horisontal, men har ein undulerande gang.

Fig. 50 viser kornfordelingskurvene for materialprøver som er tekne i dei to snitta. Prøve nr. 64 er frå eit parti med

godt sortert fins./silt, og prøve nr. 214 er frå usortert material ca. 3 m under toppen av snittet i rygg C. Prøve nr. 192 er teken i det nedre, og prøve 193 i det øvre materialet i snittet i rygg D. Som det går fram av figuren, er det nedre, usorterte materialet svært sandig både i C og D. Ca. 50 % av prøven frå snitt C (214) og ca. 60 % av prøven frå snitt D (192) ligg innanfor sandfraksjonen. Begge dei to prøvane som er nemnde ovanfor, har lite finmateriale. Berre ca. 18 % er mindre enn 63 micron, og ca. 2 % er mindre enn 2 micron.

Prøve nr. 193, som er frå det øvre materialet i snitt D, skil seg sterkt ut frå dei andre prøvane, Her ligg berre ca. 18 % i sandfraksjonen, medan grusfraksjonen utgjer heile 70 % av prøver

Steinteljingar frå snitt D viser at bergartssamansetjinga er svært ulik i det øvre og det nedre materialet (Fig. 51). I den øvre prøven utgjer anortositt-gruppa 67 %, mot berre 34 % i prøva frå det nedre materialet. Då lokaliteten ligg i anortosittsona, ber det øvre materialet preg av å vera transportert ein langt kortare distanse enn det nedre materialet.

Steinprøve frå snitt C viser at det nedre materialet i dette snittet har same bergartssamansetjing som det nedre materialet i snitt D (Fig. 51).

Av rundingsanalysane som vart utført på det same materialet, går det fram at det nedre materialet er langt betre runda enn det øvre (Fig. 52). Det er ikkje gjort rundingsanalyse på det øvre materialet i snitt C, men ut frå visuell vurdering, har dette same runding som det øvre materialet i snitt D.

Samanliknar vi med moreneprøvar frå andre stader i området, går det fram at det nedre materialet i C og D er betre, og det øvre dårlegare runda enn det som er vanleg for morene.

Retningsanalyse av stein frå det nedre materialet viser god orientering i nord - nordaustleg - sør-sørvestleg retning både i snitt C og D (Fig. 53). I snitt D er steinane likevel orientert litt meir mot nordaust - sørvest. For rygg C feil steinmaterialet si orientering saman med ryggen si retning. Rygg D har i dag mindre tydeleg lengderetning, noko som er eit resultat av at mykje materiale er køyrt bort, men også her synest det som om steinmaterialet er orientert parallelt med ryggen.

I snitt D gjorde eg dessutan retningsanalyse av stein frå det øvre, skarpkanta materialet. Steinane viste her ei mykje dårlegare orientering enn lenger nede (Fig. 53). Det er likevel råd å ana eit orienteringsmaksimum i vest - nordvestleg - aust - søraustleg retning, og eit sekundær-maksimum i nord - sør, sjølv om alt for få steinar er målte til at dette kan seiast sikkert.

Særleg forma, og resultatet av retningsanalysen tyder på at haugane nord for Haukelandsvatnet er drumlinar. Retningsanalysen viser at den nedre, tjukke morenen er avsett av is som anten har gått nord eller sør dalen. Då det ikkje er funne spor etter nordleg isrørsle i Haukelandsområdet, er det nedste materialet i dei undersøkte haugane truleg avsett av den sør-gåande isen. Som vist tidlegare, er det funne indikasjonar på at isen gjekk sør Arnadalen under framstøytet i Yngre Dryas, og det er derfor mest truleg at ryggene vart til i denne perioden.

Som nemnt er det parti med godt sortert sand i ryggene. Det er ikkje uvanleg at drumlinar inneheld sortert materiale, og funn av slikt materiale i drumlinar er rapportert frå dei fleste drumlin-felt (Gravenor 1953 s. 676).

Innhaldet av sortert materiale, saman med den høge rundingsgraden til steinmaterialet, er ein indikasjon på at ryggene er utforma i eldre glacifluvialt eller fluvialt materiale. Då området var isfritt i Alleröd, er det rimeleg å tru at mykje av dette materialet først vart avsett under avsmeltingsperioden i Alleröd, på grunn av at det er større sjanse for at materiale som er avsett under eventuelle eldre, isfrie interstadial-periodar eller interglacial-tider, er blitt fjerna av tjukkare og meir aktiv is.

Dersom vi samanliknar rundingsgraden til steinprøvane som er frå det nedre materialet i C og D (Fig. 52, prøve 13 og 14), med rundingsgraden for steinmateriale frå Aadlandselva sitt delta (Fig. 41, prøve 17), finn vi at rundingsgraden ikkje er svært ulik. Materialet i ryggene kan såleis ha hatt ein liknande, eldre fluvial transport.

På grunnlag av dei undersøkingane som er utførde, blir tolkinga denne: Ryggene er danna under isframstøytet i Yngre Dryas då det

var kraftig sørleg isrørsle i området, og til dels utforma i eldre, glacifluvialt/fluvialt materiale. Det övre materialet er truleg morene som er avsett under ein seinare fase då isen gjekk nord Arna-dalen. I denne fasen har ikkje isen vore aktiv nok over Haukelandsbassenget til å fjerna dei tidlegare danna ryggene.

## Glacifluviale/fluviiale avsetningar.

### Avsetningane i Arna-dalen.

I Arnadalen nord for Espeland, på begge sider av Storelva, ligg relativt store glacifluviale avsetningar som når opp i eit øvre nivå på vel 60 m o.h. (Plansje II). Overflata er karakterisert av mange nær horisontale terrassar, men berre nokre få av desse når opp i det øvre nivået, som truleg representerer den marine grense for området. (Fig. 54 og 55).

Snitt viser at den største delen av avsetningane består av finmateriale med silt og finsand som dei dominerande kornfraksjonane, men særleg nær overflata finst sand- og grusparti.

Det flate området mellom Storelva og jernbanelina ved Espeland (Plansje II), har nærast overflata eit tynt myrlag, men under dette ligg grus og sand.

I det området Tangelandselva møter Storelva, ligg ein sand- og grusavsetning som har høgaste nivået vel 60 m o.h. Slik avsetningen ligg til, er det tydeleg at han er glacifluvialt danna, og er truleg avsett frå sidedalen.

På garden Rödland ligg det frå elva og opp til omkring 60 m-nivået, tydelege akkumulasjonar av lausmateriale. Ein del ravinar i skråningen ned mot elva indikerer finmateriale, og av grunne snitt går det fram at det meste av materialet består av silt og finsand.

Toro fabrikk er bygd på ein stor terrasse, ca. 1 km sør for Arna stasjon (Plansje II). I denne terrassen, som ligg 40 m o.h., var det i juni 1972 ein del snitt i samband med nybygg. Desse snitta synte at det meste av materialet var finsand og silt, men i dei djupare delane av snitta var leirinnhaldet større. Nærast overflata låg dei fleste stader eit 0,5 til 1 m tjukt gruslag. Fig. 56 viser eit av snitta i terrassen. Snittet hadde aust-vestleg lengderetning, og var 2 - 3 m djupt og ca. 10 m langt. Som figuren viser, er materialet lengst aust i snittet usortert og moreneliknande. Over, og vestanfor dette ligg lagdelt silt og finsand som har erosjonsgrense mot eit 0,5 m tjukt, øvre gruslag. Den djupaste delen av snittet

viser nedst blåleire. Sterk jernutfelling, og aurbilledning på grensa mellom det usorterte og det lagdelte finmateriale, vitnar om ulik permeabilitet.

Danning. Den nordlegaste av terrassane som er bygde opp til MG, ligg på austsida av elva, ca. 300 m sør for garden Liland (Plansje II). Lenger nordover i dalen ligg dei øvre terrassane i etter kvart lågare nivå. Dette tyder på at berre dei sørlegaste delane av dalen vart fylt med glacifluvialt materiale opp til MG. Terrassane lenger nord i dalen er anten erodert ut i glacifluvialt materiale eller så er dei bygde opp av resedimentert materiale i samband med landhevinga.

Set vi snittet ved Toro inn i dette biletet, kan den nedre, blå leira representere primært avsett glacifluvialt materiale, men det lagdelte, overliggjande materialet kan vera resedimentert i seinare periodar. Det grove materialet som ligg øvst i snittet, representerer i alle høve den tid då terrasseflata vart utforma. Havnivå har då altså stått kring 40 m o.h.

Lagdelt sediment over MG. På Eikhaugen, Arnatveit (Plansje II), vart det funne sortert, svakt lagdelt materiale over MG. Fig. 57 viser det 1,5 - 2 m djupe, og ca. 10 m lange snittet. Ein oppstikkande fjellknaus skil snittet i ein vestleg og ein austleg del. Vest for knausen ligg eit 0,5 til 0,8 m tjukt parti med finsand og grov silt. Materialet er godt sortert og ligg i ganske tydelege, tynne lag med kryss-skikting. Sjølv om dei einskilte laga er godt synlege, er det liten skildnad på kornstorleiken frå eit lag til eit anna. Aust for fjellknausen ligg det og nedst eit parti med sortert materiale men dette er grovare og inneheld sand- og gruslag.

Vest for knausen skrår laga mot vest, men på austsida har dei ein gradient på  $4 - 10^{\circ}$  mot aust.

Øvst viser heile snittet ganske usortert, grovt materiale.

Fig. 58 syner kornfordelingskurvene for tre material-prøver som er tekne ulike stader i snittet, slik som avmerkt på Fig. 57. Prøve 55 er frå eit lag med finsand / silt, og prøve 56 frå eit lag med grovare sand i den austlege delen av snittet.

Pröve 54 er frå det usorterte materialet övst i snittet.

Som det går fram av figuren, manglar dei finaste kornstorleikane mest heilt i alle prøvane. Dersom det övre materialet er morene, noko eg held for å vera det mest sannsynlege, er denne truleg ein del utvaska.

At dei lagdelte sedimenta ligg 77 m o.h., altså 15 - 16 m over MG, kompliserer spørsmålet om korleis dei er blitt danna. Dei fölgjande tre tolkingsteoriane er mogelege:

- 1) Sedimentet er avsett i marint miljø i ein seinglacial periode med högare havnivå enn under den siste isavsmeltinga.
- 2) Sedimentet er blitt avleira i ein bredemt dam, og isen har seinare rykt fram og avsett den övre morenen.
- 3) Sedimentet er danna subglacialt.

Materialet ser ut til å vera heilt reint for organisk innhald, og er truleg avsett nær isfronten. Slik sedimentet ligg plassert sør, og aust for ein liten fjellrygg (Fig. 59), kan ein dam lett ha blitt til mellom fjellryggen og ein nærliggjande isfront. Materialet kan anten vera avsett framfor breen under framrykkjingsfasen i Yngre Dryas eller i den siste avsmeltingsfasen. At det ikkje ligg morene under det lagdelte materialet, og eit etter måten tjukt morenelag over, kan tyda på at det har vore eit større breframstøyt etter at materialet vart avsett. Det ligg her nær å tenkja på framstøytet i Yngre Dryas.

Den austlege hellinga på laga gjer likevel ein subglacial danning mest sannsynleg. Materialet må då vera avsett av smeltevatn under isen.

Dei opplysningane og undersøkingane som ligg före, er ikkje nok til å avgjera spørsmålet om korleis dei lagdelte sedimenta er blitt danna, og eg må derfor gå frå problemet ulöyst, men eg vil likevel halda ei subglacial tolking som mest rimeleg.

Avsetningane ved Mjeldheim.

Framfor det vesle sidedalföret som munnar ut ved Mjeldheim, ligg ein relativt stor grusavsetning (Fig. 3 og Fig. 60). Slik avsetningen ligg til, er det tydeleg at materialet er avsett frå sidedalen.

Avsetningen er bygd opp til eit övre nivå på vel 60 m o.h., og materialet ligg på begge sider av det löpet Mjeldheimselva har i dag. Det meste av materialet finst likevel sør for elva.

I dei distale delane går avsetningen over i sand og silt. Mot sør grensar han mot siltmaterialet som er avsett frå Arnadalen. Det er ingen markert overgang, så denne grensa kan ikkje fastleggjast nöye ut frå overflateformene.

Det er teke ut mykje sand og grus i dei sentrale delane av avsetningen, og snitt viser lagdelt, grovt materiale med tydelege foreset-lag som heller ut frå Mjeldheimselva.

Mai 1972, var det eit 3 m djupt snitt ca. 70 m sør for innslaget til jernbanetunnelen gjennom Ulriken (Fig. 61, A), og seinare, den same sommaren, var det eit noko djupare snitt ca. 40 m lenger nord (Fig. 61, B).

Nedst i snitt A ligg homogen finsilt, og lenger oppe følgjer silt og finsand som övst går over i grus. Övst i gruspartiet, ca. 1,5 m under overflata ligg nokre blokker med diameter mellom 0,5 og 1 m. Over desse ligg lagdelt finsand, og övst viser snittet om lag 1 m med silt.

2,7 m under overflata, på grensa mellom den nedre, fine silten og det noko grovare materialet som ligg over, renn mykje grunnvatn ut. Dette grunnvatnet skulle eigna seg bra som drikkevatn. Det tette, övste laget hindrar forurensing frå overflata, og i dei mellomliggjande sandpartia blir vatnet filtrert og rensa.

Snitt B er over 4 m högt (Fig. 61), og viser nedst usortert, steinrikt materiale. Dette ligg under ein 1,5 m tjukk lagpakke med laminert og lagdelt silt og finsand (Fig. 62). Övst har lagpakken erosjonsgrense mot eit 30 cm tjukt lag med sand og grus. Silt- og finsandlaga har eit fall på  $16^{\circ}$  mot  $54^{\circ}$  nord-aust, og dette indikerer at materialet er avsett frå Mjeldheimselva.

Övst i lagpakken er det erodert ut ei ca. 90 cm djup grop (Fig. 61). Gropa er övst om lag 3 m brei, men som figuren syner, smalnar ho fort av nedover. Nedst er gropa fylt opp av grov, godt sortert sand (Fig. 63), men lenger oppover blir sanden etter kvart finare og får ganske svak lagdeling. Gropa sin lengdeakse har retning ca.  $60^{\circ}$  mot nordaust, og står om lag vinkelrett på snittet.

Litt lenger sør i snittet er ei liknande, men mykje mindre grop (Fig. 61). Denne er klart yngre enn den første gropa, for ho er, som figuren viser, til dels uterodert i det materialet som ligg inne i den første gropa. Materiale som fyller den andre gropa, er grus og sand som er svært lik det materialet som ligg over det lagdelte partiet.

Den mest sannsynlege tolkinga er at gropene er uterodert av ras som har lösna lenger oppe i deltaskråninga.

Ca. 20 cm oppe i det 30 cm tjukke sand- og gruslaget ligg eit tynt lag med småstein som kan følgjast langs heile snittet, og over sand- og gruslaget ligg homogen silt.

Det loddrette snittet er vel 2 m högt, men det er endå nærare 3 m att til markoverflata. Lenger oppe ligg skråning med mykje nedrast materiale. Ved å reinska opp snitt fleire stader i skråningen, vart det klart at materialet her for det meste var homogen silt og finsand. Nedst i skråningen har finmaterialet stort innhald av stein. Oppreinsking i den nordlege delen av skråningen viste at det her var eit parti med svært hardpukka, usortert materiale. Materialet, som når ca. 3,5 m over snittet si nedre grense, er svært skarpt avgrensa mot den overliggjande finsanden. Som figuren syner, har grensa eit sterkt fall mot sør. Sjølv om materialet er usortert, utgjer silt og finsand ein stor prosent (Fig. 64, prøve 175), men med stort innhald av grov sand, grus og stein, skil materialet seg klart ut frå det som ligg over og under.

Det ligg nær å tolka både det sist omtala materialet og det usorterte materialet som ligg nedst i snittet som morenemateriale. Som kornfordelingskurvene og histogramma på Fig. 64 viser, har det övre, usorterte materialet eit noko større innhald av finmateriale enn det nedre, men dette kan vera eit resultat av at

av at breen har gått fram over dei fine glacifluviale sedimenta då den øvre morenen vart danna. Begge prøvene viser bimodalt materiale, men det øvre materialet er langt sterkare bimodalt enn det nedre (Fig. 64). Som vi ser av figuren, dominerer silt og finsand i det øvre materialet, medan den grovare sandfraksjonen manglar mest heilt. Dette støttar teorien om preframstøyt over eldre finmateriale. Den laminerte silten viser ein del mindre foldingar og forkastingar, og dette kan vera eit teikn på prekonsolidering av is. (Fig. 62 og 63).

Det ca. 1 m tjukke gruspartiet øvst i snittet er truleg blitt til då havnivå stod om lag i dette nivået.

Framfor snittet ligg ein del store moreneblokker (Fig. 65). Det er ikkje heilt visst kva for eit nivå i snittet desse er komne frå, men det ligg nær å setja dei i samband med den øvre morenen. Ei anna mogleg forklaring er at blokkene er isdroppa.

Danning. Som nemnt tidlegare, tyder både plasseringa og strukturane som er synlege i snitt, på at materialet er avsett frå sidedalen. Mjeldheimselva har i dag eit svært lite dreneringsfelt, og det verkar lite truleg at dette vesle området kan ha vore stort nok til å skaffa nok materiale til den relativt store Mjeldheimsavsetningen. Ein del av materialet er derfor truleg ført med smeltevatn frå utanfor-liggjande område.

Funn av morenemateriale og store moreneblokker i snitt i avsetningen sine distale deler, tyder på at isen har lege svært nær i danning perioden. Forma til morenekonsentrasjonen i snitt B kan indikera at isen i Arnadalen har gjort eit mindre framstøyt etter at Mjeldheimsavsetningen var bygd ein del opp.

Det er all grunn til å rekna med at Arnavågen og Arnadalen på grunn av kalving vart isfri før Borgodalen, og at isfronten har lege nær Mjeldheim då avsetningen vart danna. I denne perioden har truleg smeltevatn frå området som ligg i alle fall så langt sør som Borgo-bassenget, drenert ut ved Mjeldheim.

### Avsetningane langs Arnavågen.

Generelt sett, har begge sidene av Arnavågen berre eit tynt dekke av lausmateriale, og bart fjell ligg mange stader oppe i dagen. Unntak frå dette biletet er glacifluviale sand- og grusavsetningar ved nokre av bekkene på vestsida av Arnavågen, og siltavsetningane som særleg ligg i forsenkningane i lågareliggjande område.

Sand- og grusavsetningar. Den største avsetningen vest for Mjeldheim ligg ved Trollskardbekken (Plansje II). Like ved bekkene når litt glacifluvialt materiale opp i ca. 60 m o.h., utan at her finst tydeleg terrasse-nivå. Dei største akkulumasjonane er å finna mellom 25 og 45 m o.h. der bekkene renn i ei over 10 m djup nedskjæring i lausmassane.

Eit vel 3 m høgt snitt, ca. 30 m o.h. (Fig. 66), viser at det nærast overflata her ligg ca. 2 m med sand, grus og småstein. Under dette er vel 1 m med lagdelt finsand og silt synleg i snittet.

På sørsida av bekkene sør for garden Hardbakken ligg ein liknande men mindre avsetning mellom 35 og 50 m o.h. Snitt ca. 45 m o.h. viser at også denne avsetningen er bygd opp av sand og grus. Overflata til avsetningen ligg mellom 40 og 50 m o.h., og heller sterkt mot aust.

Dannelse. Plasseringa til avsetningane, og fallet på laga, syner at materialet er avsett av bekkene. Då bekkene i dag drenerer eit svært lite område, har dei truleg under isavsmeltinga fått tilførsle av smeltevatn frå område som no ligg utanfor bekkene sitt dreneringsfelt. Dagens dreneringsfelt er alt for lite til at så påss store avsetningar kan bli avsett.

Som nemnt tidlegare, har Arnavågen truleg smelta tidleg opp, og isen kan ha lege ei stund lenger i Kvam - Borgo-dalen. Smeltevatn frå denne isen kan så ha drenert ut mot Arnavågen og avsett det glacifluviale materialet.

Silt-avsetningar. Særleg på den indre delen av den vestlege sida av Arnavågen ligg ein del finkornige sediment som for det meste består av silt. Snitt viser ofte veksling mellom silt- og finsandlag (Fig. 67).

Distalt for sand- og grusavsetningane ved dei nemnde bekkene ligg finare materiale som nok for det meste er avsett frå dalsida, men ein kan likevel ikkje sjå bort frå at ein del av det finaste materialet er avsett frå hovuddalen.

Spørsmålet om kor mykje av materialet som er komme frå dalsida, og kor mykje som er kome frå hovuddalen kunne truleg ha blitt löyst ved mineralundersøkingar, men på grunn av arbeid med andre problem, har eg ikkje freista å finna svar på dette.

Lagdelt sediment som ligg under usortert materiale. Fig. 68 viser eit snitt i ei tomt ca. 150 m nord for Garnes ungdomsskole. Her ligg lagdelt sand og silt under eit parti med usortert, grovt materiale. Materialet, som ligg ca. 40 m o.h., er truleg avsett i samband med isavsmeltinga. Det grove materialet kan vera morene, men ein kan heller ikkje sjå bort frå at det er ras eller solifluksjonsmateriale, sjölv om tomta ligg i ei etter måten slak skråning. Mindre forkastningar i det lagdelte sedimente kan vera eit resultat av prekonsolidering av is, men kan og ha blitt til ved normale setningar i sedimenta.

### Fjordsida mellom Tunes og Romslo.

Denne delen av fjordsida har stort sett eit tynt dekke av morene og vitringsmateriale. Framfor dei fleste av dei mange gjela i fjordsida ligg likevel relativt store akkumulasjonar av lausmateriale mellom 50 og 100 m o.h. (Fig. 69). Avsetningane, som er vifteforma, har jamt hellande overflate med gradient mellom 12 og 20° (Fig. 70). Distalt har avsetningane eit markert knekkpunkt som ligg vel 60 m o.h. Nedanfor dette er ei bratt skråning, og tjukna til lausmassane minkar fort.

På den vestlegaste avsetninga. (ved Tunestveit) ligg knekkpunktet 62 m o.h., og på viftene lenger aust ligg knekkpunktet like høgt, eller litt høgare. Jamt over ligg knekkpunktet mellom 62 og 64 m o.h., med litt stigande verdiar innover langs fjorden. Eit unntak er vifta ved Romslo som har knekkpunktet 75 m o.h. Alle målingane er gjorde med Paulin-barometer.

Eit 6-7 m høgt snitt i den vestlegaste avsetninga viser grovt, nokså usortert materiale med innhald av stein og blokker, men einskilde parti består av betre sortert sand og grus (Fig. 71). Som Fig. 72A og B syner, er stein- og blokkmaterialet ein del runda.

Danning. Ut frå form og materiale er det ikkje klart korleis avsetningane er danna. Sjølv om materialet verkar usortert, manglar finfraksjonane (Fig. 73), og det er såleis ikkje noko typisk morenemateriale. I alle høve er materialet vasshandsama, utan at det kjem fram noka tydeleg lagdeling.

Brattkanten nedst i avsetningane kan vera eit resultat anten av at materialet er avsett mot is-støtte, eller blitt til ved seinare erosjon i avsetningane. Dersom den første forklaringa er rett, må det ha lege is i fjorden etter at isen hadde smelta tilbake frå fjordsida. Dette høver dårleg med resultatata av skuringsanalysen som indikerer tidleg oppkalving av fjorden. Meir truleg er det at avsetningane er bygde opp av smeltevatn frå is som har lege oppe i fjellsida etter at fjorden var isfri. Det meste av materialet er truleg morenemateriale frå fjellsida som er blitt utvaska og omleira av smeltevatnet.

Avsetninga er bygd opp over havnivå for dannelsesperioden. Det er sannsynleg at havnivå då låg nær det nemnde knekkpunktet. Brattkanten er blitt til ved bølge-erosjon under landhevingsperioden.

### Marine terrassenivå.

Dei tydelegaste marine terrassane er avmerkte på jordartskartet, Plansje II, og Fig. 74 viser det nivået dei ulike terrassane ligg i.

Ved Mjeldheim når dei øvste terrassane opp i 61,5 m o.h., og ved Tangelandselva inst i Arnadalen maksimum 61 m o.h. Mellom desse stadene ligg terrassar som når opp i nær same nivå. Alle er bygde opp av glacifluvialt materiale, og representerer truleg MG.

Arnadalen ligg om lag parallelt med isobaselinene for Yngre Dryas (Fig. 14), og høgda på MG-terrassane skulle derfor indikera kor fort isen smelta tilbake gjennom Arnadalen. At skilnaden mellom øvre terrasse ved Mjeldheim og ved Tangelandselva er svært liten, tyder altså på rask tilbakesmelting.

Fig. 75 viser nivået på terrasseflater som truleg representerer MG, i Arna og nærliggjande område. Den øvre terrassen i Mjeldadalen, Osterøy er nivellert til mellom 62,5 (nedre kant) og 64 m o.h. (øvre kant). Lokaliteten ligg i luftline ca. 4 km aust for Arnadalen, og den høge verdien for MG indikerer at området vart isfritt ei kort tid etter Arna-dalen.

Den høgaste terrassen på Gjerstad, som ligg lenger nord og i dei sentrale delane av Osterøy, vart målt til å liggja mellom 61 og 63 m o.h. Dette indikerer at området her vart litt seinare isfritt enn Mjeldadalen, noko som og er rimeleg ut frå den avskjerma plasseringa i dei sentrale delane av øya.

MG-terrassen er i Bergen (Årstadvollen) målt til 57 m o.h. og på Nesttun 55 m o. h. (etter kart i målestokk 1 : 1 000).

Ved å forlengja isobaselinene for Yngre Dryas (Fig. 14), ser vi at Arna-dalen nær følgjer 70-meters-isobasen. Årstadvollen ligg om lag på 60- og Nesttun på 59-meters-isobasen. Ser ein isbasane i relasjon til terrasse-høgdene på Fig. 75, har det i Bergen vore ei landheving på ca. 3 og i Arna ca. 9 m i den perioden som ligg mellom det tidspunktet isobasane og terrassane representerer.

Hagebö (1967) har kome fram til ein landhevingsfart på 4,7 m pr. 100 år for Bergensdalen i Preboreal tid. Brukar vi denne verdien, får vi at isfronten brukte vel 60 år på å dra seg attende frå Herdis-morenen til Bergen, og det tok enno ca. 130 år før Arna-

området vart isfritt.

Dei etter måten låge terrassehögdene på Nesttun viser at området her vart isfritt litt seinare enn Bergen.

## FLAUMSKREDVIFTENE I UNNELANDSOMRÅDET.

I den NV-vende dalsida S for Haukelandsvatnet (Fig. 76) ligg tre markerte vifteforma avsetningar som er teikna inn på Fig. 77. Ei fjerde vifte ligg ved Kurlatjörn; ca. 700 m aust for Osa-vatnet (Plansje I).

Vifte I. Denne vestlegaste vifta, som er tydelegast avgrensa, ligg like sør for Nygardsvika (Fig. 78). Vifta har konvekst tverrprofil, og har form som ei kjegle med rotpunktet 130 m o.h. Her har bekken grave seg 5 - 6 m ned i lausmateriale, men lenger nedover på vifta blir bekkefarete etter kvart grunnare. På den stein- og blokkrike overflata er det ein del tørre erosjonsrenner som syner tidlegare bekkelöp.

Av snitt langs bekken ser ein at materialet for det meste er samansett av grov grus, stein og til dels blokker (Fig. 79).

Lengdeprofilen (Fig. 80, .) viser ei svært jamnt skrånande overflate, der gradienten i den største delen av profilen ligg kring  $17^{\circ}$ . I dei 40 - 50 m av profilen som ligg nærast rotpunktet, er hellinga noko mindre, og gradienten kjem under  $15^{\circ}$ .

Vifte II. Den andre vifta ligg på garden Li, ca. 300 m aust for vifte I (Fig. 81). Også her er vifteforma tydeleg, men eit tverrsnitt gjennom denne vifta ville gjeve eit langt mindre tydeleg konvekst profil enn av den første. Denne flatare forma gjer vifta vanskelegare å avgrensa, særleg i meir distale deler.

Ved rotpunktet, som her ligg på ca. 175 m o.h., er nedskjeringa minst like stor som i vifte I, og somme stader stikk fast fjell opp i bekkefarete. Snitt langs bekken viser grovt, steinrikt materiale (Fig. 82 og 83).

Også her finst tørre bekkelöp på ei stein- og blokkrik overflate. Löpa er som oftast grunne, noko usamanhangande, og som regel overgrodde av gras. Dei fleste har truleg blitt til under flaumar når bekken har gått inn over vifta. På Fig. 84 er dei tydelegaste löpa inn-teikna.

Profil langs etter vifta (Fig. 80, .) syner den same jamne hellinga som for vifte I, men vifte II er noko brattare i dei

sentrale partia. Gradienten ligg her mellom 17 og 18°. Som for vifte I er hellinga mindre nær rotpunktet, her heilt nede 12,3°.

Vifte III. Denne vifta ligg framfor Rambjörsgilet, som munnar ut ved Unneland (Fig. 85 og 86).

Ved rotpunktet, som ligg ca. 175 m o.h., er det ei opphoping av blokker. Nokre av dei minste blokkene ser ut til å ha vore flytta på av folk for å hindra bekken i å bryta seg nytt løp.

I den delen av vifta som ligg mellom 130 og 175 m o.h., er overflata rik på blokker som ligg jamt spreidde på overflata. Nedanfor 130 m o.h. er det i det midtre partiet av vifta store stein- og blokkoppoppingar. Til dels er blokkene konsentrerte i ryggar som går rett nedover vifta. Den vestlegaste ryggen er tydelegast, og har ei retning på ca. 300°. Övst i ryggen ligg blokker med lengste akse på vel 2 m. I det midtre partiet er blokkene mindre, og nedst er dei på ny noko større.

Av tørre bekkeløp merkjer særleg eit som går langs heile austsida av vifta, seg ut. Då dette løpet er så markert og samanhangande, er det truleg blitt til i seinare tid.

Dei store blokkksamlingane gjer at denne vifta får ei meir ujamn overflate (Fig. 87, ). Gradienten er om lag som for dei andre viftene, og ligg mellom 15,5 og 18,5°.

Vifte IV. Tre små dalføre munnar ut ved Korlatjörn. Framfor den austlegaste av desse ligg ei stor vifte som demmer opp tjörna (Fig. 88 og 89).

Tilhöva på denne vifta er svært lik det som vart funne for dei andre viftene. Også her er mykje stein og blokker på overflata. Dei største blokkene er mellom 1,5 og 2 m lange, men ei blokk er nærare 4 m.

For både denne og dei andre viftene gjeld at det meste av steinmaterialet er litt runda, men det finst og ein del ganske skarpkanta materiale.

Bekken renn no langs vestsida av vifta, men erosjonsrenner viser tidlegare flaumløp eller meir permanente bekkeløp (Fig. 89).

Ved rotpunktet har bekken grave seg 4 - 5 m ned i laus- materialet, og somme stader renn han på fast fjell (Fig. 90). Som Fig 87 viser, er denne vifta, særleg i området nærast rot- punktet litt mindre bratt enn dei andre viftene.

#### Kort oversyn.

Viftene er svært like både i form og oppbygging. Nedanfor følgjer eit kort oversyn over dei hovedtrekk som karakteriserer viftene:

- 1) Form og gradient. Alle viftene er kjegleforma. Gradienten ligg stort sett mellom  $15^{\circ}$  og  $18^{\circ}$ , medan ein vanleg talus normalt har ein gradient på over  $30^{\circ}$  (Fairbridge, Reinhold 1968 s. 1107)
- 2) Materiale. På den jamnt hellande overflata finn vi eit relativt tett dekke med stein og blokker. Vifte III skil seg ut ved at blokkene her til dels er konsentrert i ryggar.  
Snitt langs bekkene viser alle stader grovt, stein- og blokk- rikt materiale, men grus- og sandfraksjonane er og representerte. Sorteringa er dårleg, og tydeleg lagdeling manglar. Langs etter viftene er det likevel ei viss sortering med grovast materiale nær rotpunktet og finare lenger distalt.
- 3) Törre bekkelöp. Overflatene er karakterisert av ei mengd relativt grunne renner og forsenkingar. Det ligg nær å tolka desse som gamle bekkelöp eller flaum-löp.
- 4) Erosjon og akkumulasjon. Bekkene sin sterke nedskjering nær rotpunktet tyder på erosjon i den övre delen av viftene. Oppgrunning lenger nede i bekkefarete tyder på akkumulasjon, og dette fører til at bekken lett kan flöyma ut over vifta når vass- föringa er stor. Erosjonsrenner langt distalt på viftene indi- kerer at vi også her kan ha erosjon. Fig. 91 viser ei renne som vart erodert langt nede på vifte II under flaumen i februar 1973. Fotoet er teke ca. 95 m o.h.

Gjela ovanfor viftene.

Alle viftene ligg framfor djupe gjel (canyons) som er utforma i den bratte fjellsida. Mange stader har gjela 20 - 30 m høge, mest vertikale sider.

Gjela ovanfor dei tre vestlegaste viftene har alle i dei øvre delane retning om lag rett mot nord-nordøst. 275 m o.h. svingar det vestlegaste gjelet mot nord, og litt lenger nede mot nord-vest (Plansje III). Gjelet ved vifte II svingar i ei høgd av 330 m o.h., og gjelet ved vifte III svingar meir mot vest i eit nivå av 250 m o.h. Det austlegaste gjelet er derimot svært rettlina med retning 15°.

Gjelet ved vifte I. 60 - 70 m opp for rotpunktet renn to bekker saman (Fig. 92). Gjela som dei to bekkene følgjer, er begge tronge i dei nedre delane, men over ca. 180 m o.h. blir det austlegaste grunnare og vidare, medan det vestlegaste har mykje djupare nedskjeringar lenger oppover. Særleg er gjelet djupt i den delen som ligg mellom 250 og 450 m o.h.

Det nedste partiet er i dag (jan. 1974) svært ulikt i dei to gjela. I det austlegaste renn bekken over mosegrodde steinar, som vitnar om rolege tilhøve i seinare tid (Fig. 93). Det vestlegaste gjelet har derimot store mengder "friskt" steinmateriale, og dei nedste 3 - 4 m av gjelsidene er reinskrappt for all vegetasjon (Fig. 94).

Oppover langs det vestlege gjelet er det svært aktiv canyonerosjon. Bekken, som renn om lag parallelt med strøket til bergarten, har grave seg ned i ein djup, trong canyon (Fig. 95).

Erosjonen er langt mindre i det austlege gjelet, Årsaka til dette kan vera at bekken har mindre vassføring og / eller at retninga er ei anna i høve til strøket.

Gjelet ved vifte II. Dei lågast-liggjande 100 m av dette gjelet er noko djupare og brattare enn gjela ved vifte I (Fig. 96), men lenger oppe er gjelet heller litt vidare.

Langs gjelet er vitringsprosessane aktive (Fig. 97 og 98), og i bekkefarete ligg mykje stein og blokker. Somme stader har større blokker kilt seg fast i den tronge canyonen (Fig. 99), og demmer opp store mengder steinmateriale (Fig. 100).

På grunn av den sterke oppsprekkinga og vitringa av fjellet, vil slike materialkonsentrasjonar liggja heller ustabil, og kan lett rasa ut. Kjem dette grove materialet først i rørsle, er det lite som hindrar det i å rasa ned gjennom det bratte gjelet og like ut på vifta.

I andre deler av canyonen kan bekkeløpet vera heilt reinspylt for bergartsfragment (Fig. 101). Materialet er stort sett samla bak "blokkdemningar", eller i mindre groper i gjelbotnen.

Gjelet ved vifte III. Gjelet liknar svært på dei som er omtala ovanfor. Nedskjeringa er særleg markert i den delen som ligg mellom 250 og 320 m o.h. Her har gjelet over 20 m høge, nesten loddrette sider. Som i dei andre gjela er også her rikeleg med stein og blokker langs bekkefarete.

Gjelet ved vifte IV. Ovanfor vifta går bekken i ein svært trang canyon (Fig. 102), og renn parallelt med strøket til den skifrige gneis-bergarten som her har eit mest loddrett fall. Dette kan vera ei av årsakene til at bekken har grave seg så snøgt ned.

Somme stader i gjelet sprekk fjellet opp i store blokker som er 2 - 3 m lange. Den største delen av vitringsmaterialet er likevel dominert av langt mindre fragment der steinfraksjonen er godt representert.

Det meste av materialet som ligg nede i bekkefarete, er ein del runda. Rundinga blir truleg til under materialtransporten nedetter gjelet. Etter dette ligg det nær å slutta at ein svært stor del av det materialet som finst nede på vifta, og har fått rundinga under transporten ned gjennom gjelet.

Også i fjellssidene ned mot gjelet ligg det mykje vitringsmateriale, sjölv om vitringsprosessen her verkar mindre intens enn langs bekken (Fig. 103). Det meste av materialet i dalsidene er overgrodt, men somme stader finn vi større og mindre stein- og blokk-konsentrasjonar. Desse ligg ofte som striper nedetter dalsida.

Både for dette, og dei andre gjela gjeld at det nok er ein viss massetransport frå fjellssidene og ned til gjelbotnen, der bekken transporterer materialet vidare nedover. Solifluksjon

er truleg den viktigaste transportagensen, men ein kan heller ikkje sjå bort frå at det av og til kan gå mindre skred.

Morenemateriale i fjellssidene.

Som jordartskartet (Plansje III) viser, er det svært lite morene i den bratte dalsida sør for Haukelandsvatnet. Eit unntak frå dette biletet finn vi ved Rambjørsgilet, der det mellom 300 og 400 m o.h. ligg store morenekonsentrasjonar (Fig. 85). Då det er store ravinar i massane, er det klårt at mykje morenemateriale er transportert ned i gjelet og vidare ut på vifta.

Liknande morenekonsentrasjonar er ikkje å finna oppover langs dei andre gjela. Ein kan likevel ikkje sjå bort frå at ras og skråningsprosessar kan ha ført morenemateriale ned i gjela, og dette er seinare blitt avsett på viftene.

Ved foten av fjellside, der gradienten er mindre, ligg ein del morenemateriale. Særleg er det relativt tjukke moreneakkulumasjonar i lia sørvest for vifte II. Også her er morenen prega av djupe ravinar, og ein del materiale har nok blitt transportert ned på vifta.

I dalsidene nær dei andre viftene ligg og noko morenemateriale, som ofte er oppblanda, og til dels dekt av ras- og vitringsmateriale. Dette gjer kartleggings-arbeidet vanskeleg.

### Kjende flaumskred på viftene.

Vifte III. Etter sagnet skal det i gamal tid ha vore ein naturkatastrofe på Unneland. Årsaka skulle, etter det folk veit å fortelja, vera at ein fjellterskel som demde opp Rambjørsvatnet (Plansje III), hadde glidd ut. Vatnet, som fløynde ned gjennom Rambjørsgilet, reiv med seg jord og stein. Alle husa på Unneland vart tekne av ras og flaum, og dei folka som budde der, omkom.

Det er i dag ingen teikn som tyder på at det har vore nokon demning framfor Rambjørsvatnet, korkje av fast fjell eller av lausmateriale. Då det som nemnt ligg store mengder lausmateriale i den bratte fjellsida aust for gjelet, kan eit jordras lett ha demt opp bekken. Sidan har demningen svikta, og flaumskredkatastrofen vart resultatet. Ei tydeleg skredgrop nedst i den største moreneryggen vitnar då og om utrasingar (Fig. 104).

Også i nyare tid har det vore flaum på Unneland. Ein vinter under krigen (1943 eller 1944) vart dei nedste delane av Rambjørsgilet fylt med snö. Det slo brått om til mildvær, og ein dam demd av snö vart til oppe i gjelet. Så rauk snödemningen, og store vassmengder, som reiv med seg mykje lausmateriale, fløynde nedover vifta. Ei bru vart riven bort, og fleire hus fekk vatn inn i kjellaren.

Ved dette hövet grov bekken seg nytt løp på vifta. Før gjekk han langs aust-sida, men seinare har han runne langs vestsida av vifta (Fig. 86).

Ein bonde på Unneland, som heldt på med morgonstellet i fjöset då raset kom, fortalde at det vart eit voldsomt drönn og ein larm som kunne höyrast vidt om kring. Men larmen vart snart overdöyvd av brölet fra tyskarane i forlegningen på den andre sida av dalen, for dei rekna med det var sabotasje.

Vifte II. Sterk nedbör, först som snö og seinare som regn, förde i februar 1973 til flaumskred på denne vifta (Tab. IV, Fig. 105 og 106). Det er noko uklart korleis skredet starta. Då det var mykje snö oppe i gjelet, kan vi ha fått danna ein snödemning slik som i samband med det siste skredet på vifte III.

Ei anna forklaring, som kanskje er vel så sannsynleg, er at eit snöskred vart utlöyst oppe i gjelet. Den vassmetta snöen har så sopt nedetter, og teke med seg ein god del av det lausmaterialet som låg langs gjelbotnen.

Undersøkingar kort tid etter skredet gjekk, viser at det har vore stor erosjon i gjelet. Snitt syner at jord og stein er fjerna. Mange av dei trea som står nærast bekkefare, har fått greiner brotne av og borken oppflerra. Andre tre er slått rett av, og berre stubbane står att.

Tre like nedanfor rotpunktet til vifta, som har fått borken riven av, syner at flaumskred-materialet har nådd fleire meter over bekkefare (Fig. 107). Dette indikerer stor materialtransport framom denne delen av vifta. Resultatet er likevel erosjon övst på vifta, og bekken renn ved rotpunktet i ei 3 - 4 m djup nedskjæring i lausmateriale (Fig. 108).

Skredmaterialet kom inn på vifta først 40 - 50 m nedanfor rotpunktet. Det grovaste materialet, som for det meste består av stein og blokker, vart liggjande att övst og nærast bekkelöpet, medan det finare materialet vart transportert lenger (Fig. 109). Fleire tre-stammer vart ført ut på vifta (Fig. 110). Dei fleste av desse er utan bork og greiner, noko som tyder på lang transport, og/eller at dei er blitt sterkt slipte av lausmateriale.

Fig. 77 viser den delen av vifta som vart overflöymd og dekt med grus, stein og blokker. Tydelege erosjonsrenner (Fig. 91) indikerer likevel at vi ikkje berre har hatt akkumulasjon i dette området. Rennene er truleg blitt utforma av bekken, som etter skredet rann ut over vifta på grunn av at bekkelöpet var fylt av skred-materiale.

Flaumskredet førde til ein del mindre skader på den dyrka marka distalt for vifta, og noko større skader på beite-marka på sjölve vifta. Dessutan vart bygdevegen, som går nedst på vifta, riven opp.

Etter skredet vart bekkelöpet utvida ved hjelp av grave-maskin. Dette vart gjort for å föra bekken tilbake til sitt gamle löp, og særleg for å hindra eventuelle nye skred i å gå ut over vifta.

Vifte I. Seint om kvelden den 18. november 1973 kom, etter det folk som bur i det nye huset som er bygt nedst på vifta (Fig. 78) fortalde (Bergens Tidende 20. november 1973), eit snöras nedetter lia og stansa först i garasjeveggen få meter frå huset.

Same dagen hadde det snudd om til mildver med kraftig regn etter ein stabil kuldeperiode (Tab. 5).

Merker etter stor erosjon i det vestlegaste av dei to gjela i fjellsida opp for vifta, syner klårt at skredet har kome ned gjennom dette gjelet og ikkje det austlegaste, der liknande erosjonsspor manglar.

Vel 400 m o.h. er det i gjelet ei lita skredgrop som viser at jord og stein har glidd ut (Fig. 111). Nedanfor denne staden er mest all vegetasjon fjerna frå gjelsidene i eit 2 - 3 m breitt belte på begge sider av bekken. Lenger oppe er gjelet derimot overgrodd med gras og mose mest like ned til bekken.

Ca. 10 m nedanfor rasgropa låg (januar 1974) fleire 0,5 - 1 m tjukke snöblokker som var dekt av sand og grus (Fig. 112). Dette kan vera ein indikasjon på at skredet eit kort stykke gjekk oppå snöen.

Då det må ha lege store mengder snö her oppe i gjelet då raset lösna, har raset truleg blitt ei blanding av jord- og snöskred. Det vesle jordraset, som det er tydelege spor etter oppe i gjelet, kan ha utlöyst snöskred som har rent ned gjennom gjelet og ut på vifta. På grunn av den kraftige nedbøren og snösmeltinga, har vassføringa i bekken vore svært stor og snömassane våte.

Nede på vifta vart resultatet av raset om lag det same som på vifte II eit knapt år tidlegare. Også på denne vifta har vi hatt erosjon nær rotpunktet, og skredmaterialet har gått inn over vifta ca. 30 m lenger nede. Nedanfor er ein stor sektor av vifta dekt av "ferskt" skredmateriale (Fig. 77 og 113). Fig. 114 og 115 viser vifta för og etter skredet.

I samband med skredet vart bekkeløpet tetta att av snø eller skred-materiale, og vatnet fløynde inn over vifta, der det laga nye erosjonsrenner (Fig. 116).

For nokre år sidan vart bygdevegen, som kryssar vifta like ovanfor huset, gjort breiare. Her stansa det meste av skred-tunga, som besto helst av snø. Hadde vegen vore like smal som før, ville visseleg skadane på huset blitt større. No vart det berre mindre vass-skadar i kjellar-etasje.

Straks etter skredet vart også dette bekkeløpet reinska opp ved hjelp av gravemaskin.

Under regnværet i februar 1973, som førde til flaumskred på vifte II, kom det og ein del vatn inn over vifte I, og noko av dette kom inn i kjellaren på det nye huset, men denne gongen vart det ikkje ført noko særlig materiale inn på vifta.

### Stratigrafiske undersøkingar.

For å studera nærare korleis viftene er bygde opp, vart det gjort ein del boringar distalt i vifte II. Grunnen til at denne vifta vart valt, og ikkje vifte I, som er mest markert, er at det mellom vifte II og Haukelandsvatnet ligg eit relativt stort areal, som kunne vera ei utfylling av finmateriale frå vifta. Vifte I går derimot bratt ut i vatnet med grovt materiale (Sjå Fig. 77).

Borlokalitetane er avmerkt på Fig. 77. Sonderboring er gjort på lok. 1 - 15. På lok. 3 er det dessutan teke opp kjerneprøver. Lok. 17, 18 og 19 representerer kjerneprøver som er tekne frå botnen av Liavika, Haukelandsvatnet.

Borteknikk. All boring vart utført med Instituttet sitt borutstyr. Under sonderboringa vart det lagt på lodd til den totale vekt var 100 kg, og deretter dreia. Omdreiningstalet vart notert og merkt av på diagram (Fig. 117 - 119). Var det uråd å få boret lenger ned med dreining, brukte vi slegge eller bormaskin.

Til prøvetaking vart mest nytta Geonors stempelprøvetakar med diameter 54 mm. Materialet som vi ikkje kunne få opp med denne, vart teke opp med tubkjernebor eller ein kombinasjon av tubkjernebor og stempelprøvetakar (54mm). Tubkjerneboret vart då først slått ned, og deretter vart innerrøyra tekne opp og 54 mm plassert inne i ytterrøyra til tubkjernen.

Tubkjerneboret er konstruert av ingeniørfirmaet A/B Borros, Solna, Sverige, og er eigna til å ta opp kjerneprøver frå grovt materiale som sand og grus. Dette borutstyret vart kjøpt inn til Instituttet våren 1972 og vart brukt for første gong i samband med prøvetakinga ved lok. 3.

Tubkjerneboret har eit neddrivings-system og eit prøvetakings-system (Fig. 120). Til neddrivingsystemet høyrer foringsrøyr, borspiss, slagdyne og styringsrøyr. Boret blir drive ned ved hjelp av eit 100 kg lodd og motorbukk (Fig. 121 og 122). Prøvetakings-systemet består av prøvetakingsrøyr med 11 prøvehylser som kvar er 17 cm lange, lukkemekanisme nedst i

prövetakingsrøyret, innerröyr, justeringsröyr med låsmekanisme og ordning for opp- og nedtaking av prøvetakings-systemet. For å kontrollere at prøven går inn i røyret, nyttar ein lodd og snor.

Det synte seg snart at prøvar tekne med tubkjerneboret vart ein del skipla under prøvetakinga. Friksjon mot sidene i prøvehylsene gjer at vi nær kanten får ei sterkare nedpressing av materialet enn midt i prøvehylsene. Dette kjem klårt fram i lagdelte sediment der laga vert nedböygde mot kanten (Fig.123, A). Ved bruk av 54 mm'en får ein derimot opp prøvar der sedimentet sine primærstrukturar ikkje er endra (Fig.123,B). På den andre sida hindrar den effektive lukkemekanismen til tubkjerneboret materialet i å rasa ut av prøverøyret slik det ofte hender ved bruk av 54 mm'en i laust sandmateriale.

Tubkjerneboret viste seg å vere effektivt i grovt sand- og grusig materiale. I den fine, godt konsoliderte silten var derimot nedtrengjingsfarten ekstremt låg. Grunnen til dette er truleg at den breie spissen i tubkjerneboret må trengja til side svært mykje meir materiale enn den knivskarpe egga på prøverøyret til 54 mm'en.

Av denne grunn, og for å få opp uskipla prøvar, vart 54mm'en kjørt ned inni tubkjerneboret etter at dette var slått gjennom morenen. Vi fekk likevel berre opp vel ein meter prøve med 54 mm'en frå dette materialet, for prøverøyret vart pressa heilt saman. Årsaka til dette var både sterkt konsolidert materiale og eit og anna sand- og gruskorn i silten.

I Haukelandsvatnet utanfor deltafronten vart det teke opp sedimentprøvar med ein Livingstone stempelprövetakar med innvendig diameter 36 mm (Fægri & Iversen 1966 s.57).

Djupn. Resultatet av sonderboringane syner ein ujamn berggrunnstopografi. Fig. 124 viser djupna for dei ulike lokalitetane. To hovudbasseng merkjer seg ut (Fig. 125). Eit indre og eit ytre basseng er skilde av eit grunnare fjellparti, som ved bor-lokalitet 2 berre ligg 4 m under overflata. Det ytre bassenget er nær vasskanten 9,5 m djupt (lok. 1 Fig. 77), medan det største djupet som er funne i det indre bassenget, er 16,7 m (lok. 3).

Fig. 125 viser at det indre bassenget har store djup også lenger sør-vestover langs bekken. Av figuren går det og fram at den ytre delen av dette bassenget blir raskt grunnare mot sør-aust.

Deltafronten og bassenget utanfor. Fig. 126 viser vassdjupna frå bekkemunningen og utover i Liavika langs ei line med retning  $360^{\circ}$ . Som vi ser av figuren, går bekken i ei 0,5 - 1 m djup renne som brått går over i ei bratt skråning. Djupna aukar frå 0,7 til ca. 4 m 12 m lenger ute. Lenger utover vert fronten etter kvart slakare, og vel 30 m frå bekkemunningen er botnen om lag horisontal. Opploddingane indikerer delta-utbygging.

På 4 stader vart det teke opp borkjerner frå botnen av Lia-vika (lok. 16, 17, 18 og 19 på Fig. 77). Ved lok. 16, som ligg om lag midt i den bratte deltaskråninga, lukkast det dessverre ikkje å få opp meir enn ca. 0,5 m med prøve, då materialet raste ut av prøverøyret. Kjernen inneheld grov sand med eit endå grovare parti mellom 15 og 25 cm under overflata. Fig. 127 syner kornfordelingskurvene for to prøvar frå denne kjernen. Prøve nr. 31, som er teken mellom 16 og 21 cm u.o., (= meter under overflata), er frå det grovaste materialet og prøve 32 frå det noko finare materialet lenger nede. Som det går fram av kurvene, er det svært lite finmateriale i desse prøvane. Materialet liknar svært på ein del av det grovaste ein finn i det indre bassenget, til dømes prøve nr. 28 og 29 (Fig. ).

Det vart ved lok. 17 teke opp to kjerneprøvar mellom 0 og 2,20 m u.o., ved lok. 18 to prøvar mellom 0 og 1,8 m u.o. og ved lok. 19 ein prøve mellom 0,9 og 0 m u.o. (Fig. 128).

Kjernane viser at materialet på alle tre lokalitetane er siltig gytje utan klare minerogene lag. Ein kan likevel ana ein viss variasjon i silt-innhaldet. Dette kjem og fram av glødetapskurvene på Fig. 128, der glødetapet varierer frå under 10 til over 40 %. Dei tre glødetapskurvene har tilnærma same form. Kurve 1 har ein minimumsverdi 30 cm u.o., medan kurve 3 har eit minimum 15 cm u.o. Frå kjernen ved lok. 18 vart det ikkje

teke ut glödetapsprövar tett nok til å kunne påvisa eit eventuelt liknande minimum, då materialet her såg svært homogent ut.

Ein maksimumsverdi har kurve 1 90 cm u.o., kurve 2 80 cm u.o. og kurve 3 50 cm u.o.

Då den minerogene tilførsel vil vera størst og minst til same tid innan eit så lite område, må maksimums- og minimumsverdiar på glödetapskurven kunna korrelerast. Dersom maksimumsverdiane, som er nemnde ovanfor, representerer synkront sedimentert materiale, er det etter denne tid avleira 90 cm ved lok. 17, 80 cm ved lok. 18 og 50 cm ved lok. 19. Etter det tidspunktet som den øvre minimumsverdien representerer, er det ved lok. 17 sedimentert 30 cm og ved lok. 19 15 cm.

Sjølv om desse resultat er basert på relativt få verdiar, indikerer dei ein monaleg større sedimentasjon i dei indre enn i dei ytre delane av bassenget.

#### Stratigrafi i det indre bassenget.

Sonderboringane viste alle stader svært blaute sediment dei næraste m under overflata. Men som det går fram av Fig. 117 og 118, blir sedimentet gradvis fastare lenger nedover. Dei djupaste boringane (3, 6 og 8) syner ein ganske brå overgang til fastare materiale i ei djupn på mellom 11 og 12 m u.o. Grovt materiale med stein vart ved lok. 3 påvist frå 12,20 m u.o. og ca. 0,5 m nedover. Ved lok. 6 stöytte vi på grovt materiale mellom 11,5 og 12 m u.o., og ved lok. 8 rundt 12 m u.o. Det tok svært lang tid å trengja gjennom materialet som låg under det steinrike. Sonderboringane indikerte at dette var hardpakka, leirige sediment.

I den djupaste delen av bassenget (ved lok. 3) vart det teke opp kjerneprövar mellom 0 og 14,70 m u.o. Dessverre lukkast det ikkje å få opp prøve frå det steinrike materialet. Årsaka til dette var truleg at ein stein har blitt liggjande under spissen av prøvetakaren og på denne måten hindra materialet i å trengja inn.

Då vi manglar prøve, kan vi følgjeleg ikkje seia sikkert om materialet representerer morene eller skredmateriale. Ut frå plasseringa like framfor vifta, er skredmateriale ei nærleggjande tolking. Noko som svekkjer denne tolkinga, er at det ikkje er råd å finna liknande grovt materiale nokon annan stad i lagrekkja. Eg vil sjå det som mest sannsynleg at det steinrike materialet er eit tynt morenedekke som er avsett under det siste isframstøytet; truleg i Yngre Dryas. Den konsoliderte silten som ligg under, er også eit indisium på dette.

For å freista finna ei löysing på dette problemet, vart ein del prøvar frå det eldste materialet tekne ut til pollenanalyse. Dersom det grove materialet verkeleg representerer eit isframstøyt, skulle dette verka inn på vegetasjonsbiletet.

Eg vil heretter kalla det steinrike materialet mellom 12 og 13 m under overflata for morene, for dei undersøkingane som blir omtala seinare, tyder og på at dette er rett. Borkjernen er teikna inn på pollendiagrammet, Fig. 156.

Det submorene materialet. Av det submorene materialet fekk eg opp kjerneprøvar av sedimentet mellom 14,70 og 13,00 m under overflata. På grunn av sterk konsolidering lukkast det ikkje å få opp prøve frå det materialet som ligg under 14,70 m u.o. Prøverøyra til 54 mm'en vart pressa saman, og tubkjerneboret var ikkje råd å slå lenger ned.

Kjerneprøven under 14,20 m u.o. vart teken opp med tubkjerneboret, og mellom 14,20 og 13,00 m u.o. vart ein kombinasjon av tubkjernebor og 54 mm nytta.

Materialet i den nedste kjerneprøven består av finsilt utan strukturar. Silten er ikkje heilt rein, men inneheld eit og anna sand- og gruskorn. I dei nedste 10 cm av kjernen er det mykje meir sand og grus enn høgare oppe. I denne prøven kan det ha vorte ei omrøring av materialet under prøvetakinga. Ved hjelp av loddsnora kunne det påvisast at sediment med stort vassinnhald hadde trengt inn i prøverøyra og stod mest ein halv meter høgare enn det nivået vi byrja å ta prøven i.

Mellom 14,20 og 14,06 m u.o. ligg silt med svak laminering (Fig. 129 A). Materialet verkar godt sortert, men inneheld eit og anna sandkorn. Eit skarpt avgrensa grus- og sandlag følgjer

mellom 14,06 og 14,03 m u.o. Over sandlaget kjem materiale som liknar silten under, men dette manglar laminering og er lysare på farge. Grovt materiale som inneheld grus og småstein, finn ein og mellom 13,75 og 13,68 m u.o. Då vi manglar prøve mellom 14,00 og 13,75 m u.o., kan vi ikkje seia kor tjukt laget er, men det må vera minst 7, og maksimum 32 cm tjukt.

Over dette grove laget ligg laminert finsilt (Fig. 129 B). Her er ei regelbunden skifting mellom mørke og lyse lag. Dei mørke laga er som oftast berre nokre få mm, medan dei lyse er opp til eit par cm tjukke.

Materialet mellom 13,11 og 13,06 m u.o. har svært uklar laminering, og mellom 13,06 og 13,00 m u.o. er silten heilt homogen. Denne silten er lys på farge og verkar noko grovare enn den laminerte silten lenger nede.

Histogramma Fig. 130 syner kornfordelinga for materialet. Ser vi bort frå prøve 4a og 5, er siltfraksjonen dominerande. Alle dei andre prøvane har, med unntak for prøve 1a, over 70 % silt.

Leirinnhaldet er lågt, men er høgast i den laminerte silten i kjerneprøve 3 og øvst i kjerneprøve 2, der over 10% av materialet ligg i leirfraksjonen. Generelt aukar leirinnhaldet frå prøve 1b til prøve 6. Prøve 1b har 2,7, medan prøve 6 har 10,9% leir. Prøve 7, som er frå den homogene silten, har derimot eit leirinnhald på berre 2,6 %. Denne prøven viser og eit større sandinnhald enn prøven frå den laminerte silten (pr. 6).

Som venta, dominerer sand- og grusfraksjonen i prøve 4 a og prøve 5. Desse to prøvane viser ganske lik kornfordeling, men prøve 5 har eit noko større innhald av finmateriale.

Vidare viser figuren at sandinnhaldet er langt større i silten nedst i sedimentsøykla enn lenger oppe.

Den nedste prøven (1 a) viser meir usortert materiale. Sjølv om siltfraksjonen dominerer, er og dei andre fraksjonane godt representerte.

Å sjå til er sedimentet svært reint minerogent utan organiske restar. For likevel å kunna påvisa eit eventuelt humusinnhald, vart ein del prøvar tekne ut til glødetapsundersøking. Som Fig. 156 og Tab. 7 viser, er glødetapet som venta svært

lågt. Materialet mellom 14,70 og 14,40 m u.o. har eit glødetap på ca. 1,4 %. Størst er glødetapet i partiet mellom 14,20 og 14,06 m u.o., der det utgjer ca. 3,4 %. I den laminerte silten mellom 13,68 og 13,11 m u.o. ligg glødetapet mellom 1,3 og 2,1 %, og den homogene silten like over har eit glødetap på 1,3 - 1,4 %.

Det er grunn til å rekna med at det organiske innhaldet i prøvane er ein god del mindre enn glødetapet. Viktigaste grunnen til dette er nok at ein del vatn, som er bunde til leirmineral, ikkje blir frigjort ved 105° (Ekström 1927). Då berggrunnen i området ikkje inneheld karbonater, kan ein sjå bort frå ei slik feilkilde.

Sedimentet mellom 12 og 0 m u.o. Kjerneprøvane mellom 0 og 10 m u.o. vart tekne opp med stempelprøvetakaren med diameter 54 mm, og mellom 9 og 12 m u.o. vart tubkjerneboret nytta. Dessverre lukkast det ikkje å få opp samanhengande kjernar, då grovt sandmateriale hadde lett for å rasa ut av prøverøyret til 54 mm'en. Under prøvetakinga vart dessutan torv- og gytjeprøvar noko komprimert. Kompresjon og utrasing er vist på Fig. 156. I dei fleste prøvane har det vore både kompresjon og utrasing, og det vil derfor vera uråd å avgjera heilt nøye kor stor kompresjonen og utrasinga er kvar for seg. Av dette går det fram at ein heller ikkje kan seia heilt sikkert kor djupt kvart punkt i kjernane har lege under markoverflata.

Nedanfor blir dei einskilte kjerneprøvane omtala, den djupna dei er tekne i, er ført opp, og andre referansar er gjorde til toppen eller botnen av kvar kjerneprøve.

Kjerneprøve 4. Denne er teken mellom 12 og 11 m under overflata. 5 cm frå botnen av kjerneprøven ligg eit om lag 1 cm tjukt sandlag som er raudfarga av jernutfellingar (Fig. 131). Under sandlaget ligg silt utan synlege teikn til lagdeling. Silten inneheld i dei nedre delane nokre få sand- og gruskorn, og dessutan

ein stein med lengste akse på 4 cm. Over sandlaget følgjer eit ca. 20 cm tjukt siltparti med svak laminering.

Kurvane på Fig. 131 viser kornfordelinga til materialet. Prøve 8 er teken under, prøve 9 i, og prøve 10 er teken over det raude sandlaget. Som denne figuren og den lithostratigrafiske delen av Fig. 131 syner, er materialet over sandlaget finare, og dårlegare sortert enn materialet i og under sandlaget.

Glødetapet er svært lågt; 1,6 % for silten under, og 2,7 % for silten over sandlaget (Fig. 156).

Den laminerte silten er blå-grå på farge nedst, men lenger oppover blir han etter kvart brunare på grunn av større humusinnhald.

27 cm over botnen av kjernen er det ein markert auke i det organiske innhaldet (Fig. 156), og glødetapskurva når straks ein førebels maksimumsverdi på 18 %. Herifrå og opp til 8,20 m u.o., er det heile vegen ei skifting mellom mørke og lysare lag. Dei mørke laga inneheld meir eller mindre rein gytje, og er som oftast tynnare enn 1 cm. Dei lyse laga, som har eit større innhald av minerogent materiale, er som regel tjukkare enn dei mørke.

Kjerneprøve 5. Prøven representerer materialet mellom 11 og 9 m u.o., og inneheld mørk, laminert gytje (Fig. 132). I den øvre delen, som overlappar med kjerneprøve 5, er ein del tynne sandlag.

Kjerneprøve 6. Prøven er frå materialet mellom 10,2 og 8,2 m u.o. I dette partiet ligg ein del svært reine sandlag (Fig. 133). Dei tynnaste av desse laga er mindre enn 0,5 og det tjukkaste vel 6 cm tjukt. Innhaldet av organisk materiale i sandlaga er svært lågt, og i dei reinaste laga er glødetapet under 2 % (Fig. 156 og Tab. 7).

Fig. 134 viser kornfordelingskurver for materialprøver frå nokre av dei tydelegaste sandlaga. Som figuren syner, har tre av laga svært godt sortert materiale, som nesten alt ligg i sandfraksjonen. Prøve 13 syner at det tjukkaste sandlaget inneheld noko grovare sand enn dei tynnare laga. Laget øvst i kjerneprøven har noko grovare og dårlegare sortert materiale.

Kjernepröve 7. Nedst i kjernepröven, mellom 8,2 og 6,2 m u.o. ligg eit ca. 25 cm tjukt parti med sand og grus (Fig. 135). Dette går gradvis over i eit om lag 18 cm tjukt, homogent sandlag. Over dette, og ca. 33 cm oppover, ligg eit nytt parti med grovare sand og grus. Særleg grovt materiale finn ein nedst i dette partiet, der det og ligg ein stein som er ca. 5 cm lang. Om lag 20 cm oppe i den same lagpakken, ligg eit anna lag med grovt materiale. Dei grove partia ser ut til å vera grovast nedst og gradvis finare oppover.

Ca. 35 cm frå toppen av kjernen får vi ein ny gradvis overgang til finare, homogen sand, og i dei övre 13 cm av kjernen ligg gytje med glödetap på vel 50 %. Sand- og gruspartia nedanfor har på si side eit svært lågt glödetap (sjå Fig. 156).

Som Fig. 135 og Fig. 156 viser, er det grove materiale langt dårlegare sortert enn dei finare homogene sandpartia. Det övre sandpartiet er finast og best sortert.

Kjernepröve 8. Det meste av den 1,2 m lange kjernen mellom 6,2 og 4,2 m u.o. inneheld godt sortert, medels til grov sand. I dei övre 30 cm av kjernen ligg eit parti med noko finare sand (Fig. 136).

Kjernepröve 9 ligg mellom 4,2 og 2,2 m u.o. Dei nedste 60 cm av kjernen viser ei veksling mellom grove og finare sandlag. Som Fig. 137 viser, er det to lag som er særleg grove. Det nedste av desse ligg mellom 99 og 92 cm, og det övste mellom 75 og 80 cm under toppen av kjernen. Det nedste laget er grovast nedst og blir gradvis finare lengre oppover, medan det övste laget er grovast i midten og blir finare oppover og nedover. Kornfordelingspröve nr. 26 og 29 (Fig. 137) representerer desse laga. Som denne figuren og Fig. 156 viser, inneheld laga grov sand og grus, og er dårleg sortert samanlikna med dei finare sandpartia.

Ca. 74 og 85 cm under toppen av kjernen ligg to tynne (1 .. 2 cm) finsandlag med noko større organisk innhald. I det nedste av desse er glödetapet ca. 4 %, og i det övste ca. 11, medan glödetapet elles i sandpartia er langt mindre (Fig. 156).

65 cm frå toppen av kjernen er det ein markert overgang til siltig/sandig gytje. Glødetapet kjem straks opp i 15 % og aukar til over 30 % ca. 40 cm lengjer oppe. 25 cm frå toppen av kjernen blir på ny det minerogene innhaldet større, og glødetapet går ned i 10 %.

Endringane i det prosentvise organiske innhaldet er ofte brå, og er godt synlege i kjerneprövane. Særleg tydelege er overgangane som er nemnt ovafor, 65 og 25 cm frå toppen av denne kjernen.

---

Kjerneprøve 10. Prøven er teken mellom 1,9 og 1,1 m u.o. Prøven vart under prøvetaking og/eller utstøyting komprimert frå 80 til 48 cm, altså ein kompresjon på 40 %, dersom alt materialet vartskore inn.

I dei nedste 26 cm av kjernen ligg gytje eller godt omdanna torv med glødetap på nær 90 % (Fig. 156). Over dette partiet ligg eit tynt (0,5 - 1 cm), sandig lag, der glødetapet berre er 17 %.

Den øvre delen av kjernen har mindre omdanna torv med glødetap på ca. 70 %.

Kjerneprøve 11. Prøven mellom 1,2 og 0 m u.o. inneheld torv med høgt glødetap. Nedst i kjernen ligg eit 5 cm og eit 2 cm tjukt siltlag som begge har eit glødetap på ca. 10 % (Fig. 156). I det 2 cm tjukke torvlaget som skil siltlaga, er glødetapet over 30 %, og i den delen som ligg under det nedste siltlaget, over 70 %.

Mellom 70 og 30 cm under toppen av kjernen er torva ganske rein med eit glødetap på mellom 70 og 80 %, men i dei øvste 20 cm er det på ny noko større minerogent innhald, og glødetapet kjem under 30 %.

Sandlaga i dei øvste kjernane er ikkje horisontale, men har ei meir eller mindre tydeleg helling. Særleg gjeld dette sandlaga i kjerne 9. Liknande helling kan ikkje påvisast i dei nedste kjernane. Dei mange markerte sandlaga i kjerne 6 er til dømes ganske horisontale.

## Skredavsetningar. Oversyn.

Materiale som er frigjort frå fast fjell ved vitring og erosjon, og akkumulert ved foten av bratte fjellsider, blir i litteraturen omtalt som skred- eller talus-avsetningar. Orda skred og talus er ofte brukt på ein synonym måte, men nokre forfattarar avgrensar talus til å gjelda det materialet som ligg framfor kløfter eller gjel i fjellsidene (Fairbridge 1968 s. 1106).

A. Rapp gjev i 1959 (s. 34) eit oversyn over akkumulasjonsformer som er danna av steinsprang, mudflow, snøskred og steinskred;

1. Talus-kjegle (Fig. 138, 1). Denne blir danna framfor gjel og kløfter, for det meste ved mange små steinsprang. Skråningsprofilen er rett, eller svært svakt krumma med gradient mellom 30 og 40°. Materialet er usortert, skarpkanta, og dei største blokkene er å finna ved foten av talus-kjegla.

2. Alluvial kjegle (Fig. 138, 2). Kjeglene er blitt til ved mudflow og regnskyll. Profilen frå øvst til nedst på kjegla er konkavt. Øvst kan skråningen vera like stor som rasvinkelen (30 - 40°), men er normalt slakare. Distalt på kjegla kan gradienten vera så låg som 3 - 10° med ein gradvis overgang til dalbotnen.

Overflata er ujamn, med bekkelöp, mudflow-renner og levear. Alluviale kjegler kan bli danna ved omforming av talus-kjegler ved mudflow og vasstransport. Av denne grunn blir sorteringa av materialet, som her normalt er kantrunda, omvendt av det ein finn i talus-kjegler. I dei alluviale kjeglene ligg altså det grovaste materialet øvst, og det finare lenger distalt.

Alluvial vifte blir brukt om liknande akkumulasjonsformer som alluvial kjegle, men somme forfattarar reknar vifta for å vera mindre bratt enn kjegla (Fairbridge 1968, s. 1108).

3. Lavine-blokktunge (Fig. 138, 3). Materialet er erodert og avsett av snøskred. Forma er ofte svært regulær, og skråningsprofilen er tydeleg konkavt. Dei distale delane av tunga kan nå langt ut over dalbotnen, og stundom eit stykke opp i den motstående dalsida.

Overflata er ganske flat og har ikkje semisirkulær kontur, slik som talus-kjegler og alluviale vifter. I materialet er det ofte mange store angulære blokker, og sortering manglar, sjølv om dei største blokkene ofte har ein tendens til å leggja seg langs begge sidene og fronten av tunga.

Ein type blokktinger blir av Rapp kalla for vifte-tinger. Dette er som oftast tynnare, vifteforma materialkonsentrasjonar som når lenger ut over dalbotnen.

Lavine-blokktingene er berre ei av mange akkumulasjonsformer som blir danna av snøskred. Dei ser ut til å vera vanlege og tydelege berre i skråningar som er rike på forvittringsmateriale og ligg over skoggrensa.

4. Steinskred - tunge. (Fig. 138, 4). Dette er ein tunge-liknande akkumulasjon som normalt har konkav skråningsprofil, og har på same måten som lavine-blokktingene låg gradient i dei distale delane. Overflata er ujamn med mange store angulære blokker, og all form for sortering manglar.

Steinskredtunga har ikkje blitt bygd opp ved meir eller mindre kontinuerleg material-tilførsle slik som dei tre første akkumulasjonstypene, men er eit resultat av ein einskild katastrofe.

Av akkumulasjonsformene som er nemde på side 62, er alluvial vifte den forma som ligg nærast avsetningane ved Unneland. Då dei observasjonane som er gjorde i området, tyder på at flaumar og skred er svært viktige faktorar når det gjeld oppbygging og utforming av viftene, har eg her likevel valt å kalla dei for flaumskred-vifter.

#### Slushflow.

Slushflow er definert som den mudflow-liknande flyte-rørsle vassmetta snø kan ha langs elvelöp (Washburn & Goldthwait 1958, s. 1657). Resultata av den same prosessen har vore omtalt som slushers (Koerner 1961, s. 1068, Ward & Orvig 1953, s. 161), og som slush avalanches (Caine 1969, Nobles 1966, Rapp 1960, s. 138 - 147).

Då prosessen og kan gå på isbrear der det ikkje finst veldefinerte elvelöp, meiner Washburn (1973 s. 166) at det er betre å definera slushflow som den stort sett lineære flyte-rørsle til vassmetta snø. Vidare understrekar han at slushflow

er ei overgangsform mellom ein fluviol prosess og snöskred, og er vanleg i periglaciale område der intens snösmelting om våren resulterer i meir smeltevatn enn det som kan drenera gjennom snöen.

Eit karakteristisk trekk i fjellområde er vifteforma avsetningar av usortert materiale framfor gjel. Viftene kan bli danna av slushflows, og materialet er usortert med partikkelstorleik frå fin sand til blokker. (Washburn, 1973 s. 166).

Nokre av dei vifteforma avsetningane som er observert andre stader.

I litteraturen finst det ein del arbeid som omhandlar taluskjegler, alluviale vifter etc. Avsetningane er å finna i alle klimasoner frå tropiske til arktiske område, men kan bli oppbygt av ulike prosessar. Nedanfor blir det gjeve nokre døme på vifter som i alle fall tilsynelatande, er ganske like viftene i Unnelandsområdet når det gjeld form og oppbygging.

Lötschental, Schweiz. Rapp, 1958 omtalar vifter frå denne dalen i samband med studie av snöskred. Slik viftene ligg til framfor bratte gjel i fjellssidene, blir dei ofte dekt av snöskred. Törre snöskred, som går om vinteren, eroderer lite eller inkje, og legg såleis ikkje noko særleg materiale att på viftene. På den andre sida eroderer dei våte skreda, som kan gå om våren og forsommaren, kraftig, og ganske mykje lausmateriale kan koma nedover viftene.

Fig. 139 viser ein stad i Lötschental der det i juni 1957 kom eit snöskred ned gjennom gjelet frå fjellet, og stoppa på vifta nedanfor. Jord, stein og blokker utgjorde detrituslasta, og Rapp (1958 s. 126) meiner at dette først og fremst er erodert frå morenemateriale.

Skredet var blitt utløyst som eit resultat av brått omslag til mildt regnvær. Det same regnværet førde til flaum på ei alluvial - kjegle S for Lötschental, og det vart gjort store skader i ein by som ligg der. Snöras blir ikkje nemnt

her, men vifta vart dekt med store mengder lausmateriale.

Rapp konkluderer med (s. 127) at alluvial-kjeglene i Löt-schental og andre dalar nok for den største delen er bygde opp av bekkeflaumar, men at snöskred og har hatt ein del å seia for oppbygging og utforming.

Hell's Creek, Alberta, Canada. Winder (1965 s. 270-277) diskuterer ei stor alluvial kjegle i eit fjellområde i dei sentrale delande av Alberta. Kjegla er bygd opp framfor eit bratt og kort amfiteaterliknande sidedalföre, og har tvinga den store hovudelva (Smoky River) over på den motsette dalsida.

Under eit kraftig regn- og torevar i juli 1962, kom eit jordskred nedover kjegla. Det usorterte materialet hadde svært stort vassinnhald og mudflow-karakter. Korn-storleiken til materialet i overflata varierte frå leir til blokker. Den vesle delen av kjegle-materiale som er synleg i snitt, viser liknande usortert materiale.

Forfattaren har sett mange slike kjegler i Alberta og British Columbia. Ei eller to av desse kjeglene har ei svært ujamn overflate og er truleg avsett av skred, men mange andre har moderat og jamn skråning, og ei relativt lita elv på den blokkrike overflata. Sjølv om det vil liggja nær å tru at kjeglene er bygde opp av elva, ser forfattaren, etter observasjonane på Hell's Creek kjegla, ikkje bort frå at mudflow kan vera den viktigaste faktoren når det gjeld dannelsen av slike kjegler i alpine områder.

Ladtjovagge, Svensk Lappland. I Ladtjovagge, eit dalföre nær Kebnekaise-området, ligg nokre vifteforma avsetningar mellom 500 og 700 m o.h. (Hoppe & Ekman 1964 s. 338 - 342).

Det er tydeleg at i alle fall ein del av desse viftene vart bygde heilt opp under isavsmeltinga, men nokre er og aktive i dag. I den største vifta, som dekkjer 4 km<sup>2</sup>, har det vore stor erosjon og berre restane av eit høgare nivå står att. Ein del seismiske profil som er lagde over vifta, viser at djupna til fast fjell er langt mindre enn det ein skulle venta.

Det blir ikkje sagt noko om materiale i kjeglene, men den lave gradienten til den største (ca.  $6^{\circ}$  övst) indikerer mykje finmateriale.

Aklavik, Canada. Sommaren 1954 vart det teke opp borkjerner frå to alluviale vifter nær utløpet til Mackenzie elva, Nord-Canada (Legget et al. 1966 s. 15-30). Sjølv om desse viftene ligg i eit arktisk område, og av oppbygning er svært ulike dei ved Unneland, finn eg det likevel rett å nemna dei her då dei er dei einaste viftene eg kjenner frå litteraturen, der det er gjort meir detaljerte grunnundersøkingar.

Årsaka til at undersøkingane vart sett i gang, var at viftene var blitt peikt ut som eigna lokalitet for byggjing av ein ny by. Viftene ligg framfor canyonar, og er bygde opp av dekomponert bergartsprodukt. Det blir understreka at nedbrytinga av den lokale sandsteinsbergarten går svært fort i det arktiske klimaet på grunn av den store frostaktiviteten. Det at viftene ligg svært nær kjeldematerialet, vart teke som indikasjon på at viftene inneheldt mykje grovt materiale.

Gradienten for dei to undersøkte viftene er  $6,1\%$  ( $3,5^{\circ}$ ) i övre halvdel av den eine og  $1,9\%$  ( $1,1^{\circ}$ ) i övre halvdel av den andre vifta. Den nedre delen av dei to viftene har ein gradient på  $2,3\%$  ( $1,3^{\circ}$ ) og  $1,3\%$  ( $0,8^{\circ}$ ). Gradienten er altså langt mindre enn for viftene på Unneland.

Borkjernane som vart tekne opp ulike stader på viftene, viste at materialet var langt finare enn det som var kalkulert med på førehand. Det vart klårt at det meste av viftene var bygt opp av finsand, silt og leir med ganske stort hirusinnhald. Sjølv nær rotpunktet dominerer finmateriale, og lokaliteten var ikkje lenger aktuell som byggjestad.

Arna-området. Utanfor Unnelandsområdet finst det og andre stader vifteforma avsetningar i Arna. Som nemnt s. 39 ligg nokre vifteliknande avsetningar i fjordsida mellom Tunas og Romslo. I motsetning til viftene ved Unneland er desse i dag heilt inaktive.

I Gullfjellsområdet er det fleire velutvikla taluskjegler (Fig. 140 og 141). Desse ligg under stupbratte fjellsider og

har langt brattare overflate enn viftene i Unnelandsområdet, og er i det heile svært typiske taluskjegler.

#### Korleis viftene i Unnelandsområdet er danna.

Etter å ha undersøkt gjela, kan ein slå fast at store mengder materiale blir frigjort ved vitring og erosjon. Bekken tek nok alltid ein del materiale med seg når vassføringa er stor, men særleg mykje materiale blir ført nedover i samband med flaumskred. Dei tre siste kjende større flaumskreda har gått i vinterhalvåret under svært like vørtilhøve. Alle skreda vart utløyst ved brått omslag til mildver med mykje regn, som saman med sterk snøsmelting resulterte i at bekkene fløynde opp. Det er noko uvisst kor stor rolle snøskred har spela, men i alle fall under det siste skredet kom det snømassar ned over vifta. Snøen har vore våt då skredet løsna, og vassinnhaldet har nok på grunn av flaumen i bekken blitt større etter kvart som skredet kom lenger nedetter gjelet. Skredmassane kan derfor ha blitt flytande og fått slushflow-karakter. Såleis kan skreda vera ganske like slushflow-lavinane som er omtalt frå Kärkevægge, Nord-Sverige (Rapp 1960, s. 138).

Særleg under det siste skredet på vifte II viste spor ved rotpunktet at ein ganske tjukk skredmasse hadde passert. Likevel var det ingen akkumulasjon øvst i viftene i samband med dei siste skreda, noko som kan tyda på at materialet her er avsett under ein tidlegare sedimentasjonsfase. Dette kan vera ei tid då materialtilførsel var større enn i dag, og det ligg nær å tenkja på tida like etter at isen smelta bort frå området. Det er grunn til å rekna med at det då var stor erosjon i det morenematerialet som isen hadde lagt att i dei bratte dalsidene. Først og fremst gjeld dette tida for vegetasjonen etablerte seg i området. Seinare er materialtilgangen blitt mindre, og berre dei lågare delane av viftene blir bygt ut.

J. Sölch (1949, s. 370) har undersøkt alluviale kjegler i Alpane og meiner at desse er bygd opp i fleire fasar. I første fase får vi bygt ut ei ganske bratt kjegle, men når bekken blir i stand til å transportera bort meir materiale enn

det som blir ført ned til vifta, byrjar han å skjera seg ned nær rotpunktet. Vi får så i neste fase bygt ut ei lågare kjegle framfor den første, og gradienten blir mindre etter kvart som kjegla byggjer seg ut. Dei øvre delane av kjegla er derimot ikkje lenger aktive. Det som er nemnt ovanfor, er truleg grunnen til det tydelege knekkpunktet mange vifter har mellom ei bratt øvre og ei slakare nedre overflate. (Jamfør til dømes Legget et al. 1966, s. 19).

Observasjonane frå Unnelandsområdet som viser erosjon øvst i kjeglene og akkumulasjon lenger nede, kan tyda på analog oppbygging sjølv om skredavsetningar her spelar ei større rolle enn det som Sölch tilsynelatande reknar med i Alpane. Seinare observasjonar (Rapp 1959) kan tyde på at skred, og særleg snøskred, er viktige prosessar når det gjeld oppbygging av liknande vifter også i Alpane.

Jamvel om det er klårt at det meste av viftene er bygt opp av materiale som er transportert ned gjennom gjela, kan ein sjølvsagt ikkje sjå bort frå at det under viftene kan liggja ein del primært avsett morenemateriale. Dette spørsmålet har det ikkje lukkast å få svar på, for det finst ikkje djupare snitt i dei sentrale delane av viftene. I dei øvre delane har derimot bekkene grave seg 4 - 6 m ned i skredmaterialet utan at morene kjem til syne. Ein må koma gå ut frå som sikkert at eit eventuelt morenedekke ikkje er tjukkare under viftene enn i dalsidene ved sida av, og at materialoppbygginga i viftene er eit resultat av tilførsle frå gjela ovanfor.

Distale område. Undersøkingane ved bekke-munningen viste at dei distale delane av vifte II i dag blir bygde ut som eit delta. Bekken transporterer materiale med seg frå gjelet og frå vifta, der det særleg etter kvart flaumskred vil vera rikeleg med finare materiale bekkene kan ta med seg. Då det er rimeleg å tru at tilgangen på materiale gjennom heile post-glacial tid har vore om lag like stor eller større enn i dag, har delta-utbygginga byrja tidleg i Holocen.

Stratigrafien i det indre bassenget høver godt inn i dette biletet. I den første delen av post-glacial tid låg delta-

fronten langt innanfor borlokaliteten (Fig. 142). Spar-sam vegetasjon, liten produksjon i bassenget og stor sedimentasjon av minerogent materiale gav den første tida ganske reine leirige/siltige sediment.

Sedimentasjonen av organisk materiale auka snøgt og sette preg på sedimentet. Gytja som no følgde er lagdelt på grunn av skiftande silt/leir - tilførsel. Det grovare materialet som ein må rekna med vart avsett i samband med flaumskred, nådde enno ikkje så langt ut i bassenget.

Delta-fronten bygde seg etter kvart utover (Fig. 142), og grovare sandlag vart avsett ved lok. 3. Dei markerte sand-laga fra 10 m og oppover (kjerneprøve 6) representerer truleg flaumskred (Fig. 143). For tjukke gytjelag ligg mellom sand-laga til at desse kan vera avsett årleg. Som vist seinare, ligg det ofte eit relativt stort tidsrom mellom sandlaga (sjå side 73).

Det tjukke sandpartiet mellom ca. 8 og 6,35 m u.o. (kjerneprøve 7) inneheld til dels langt grovare materiale enn det ein finn lenger nede i sedimentsøyra, og dette kan tyda på avsetjing i sjølve delta-skråningen. Kornfordelingsanalysar viser at dette materialet er svært likt det som ligg i dagens delta-front (Fig. 127 og 134). Då ein må rekna med stor kompresjon av den underliggjande gytja, er det grunn til å tru at denne grove lagpakken er avsett i relativt grunt vatn, kanskje berre på eit par meters djupn. Sandpartiet inneheld grove og finare lag som kan tyda på fleire flaumar. Dersom heile lagpakken representerer ein flaum, har denne gått i fleire etappar. Liten variasjon i vegetasjons-samansetjinga (Fig. 156) og mangel på organisk materiale, tyder i alle høve på svært rask sedimentasjon.

Den siltige gytja som ligg øvst i kjerneprøve 7, kan vera eit resultat av at bekken har skifta løp, slik at tilførsla av minerogent materiale vart mindre. Ei anna mogleg forklaring er det tjukke sandpartiet kan ha ført til sterk kompresjon av det underliggjande gytjematerialet. Dette har så resultert i djupare vatn og deltafronten har drege seg litt attende.

Pollen-spektrum nr. 47, som ligg ca. 10 cm over grensa mellom sand og gytje, skil seg noko ut frå nr. 46, som ligg øvst i sandpartiet, og dette indikerer langsam sedimentasjon.

Sanden i kjernepröve 8 (ca. 4 - 6 m u.o.) kan vera avsett etter at deltafronten på ny rykte fram. Denne sanden er svært homogen og har ikkje fleire grovare lag slik som sandpartiet i kjernepröve.7. Dette kan tyde på at sanden er avsett under ein flaum. Den finare sanden övst i kjernepröven kan representera rolegare tilhöve etter flaumen.

Dei markerte, grove sandlaga nedst i kjernepröve 9 (mellom ca. 2 og 4 m u.o.) er truleg og flaumlag. Gytje-innhaldet i dei finare, mellomliggjande laga indikerer ein viss tidsperiode mellom sandlaga. Större variasjonar i pollendiagrammet kan tyda på noko langsamare sedimentasjon enn i sandpartia lenger nede. Den store hellinga på laga tyder på at materialet er avsett i deltafronten. Det laget som har störst helling, skråar  $34^{\circ}$  i biletplanet (Fig. 137). Dette höver bra med den hellinga som vart målt for dagens deltafront ( $34^{\circ}$ ).

Fronten har seinare etter kvart bygd seg utover, men det har enno ei tid vore ein viss kompresjon i sedimenta, slik at det i förstninga har blitt danna gytje og seinare torv.

Flaumskreda sin innverknad på vegetasjonen.

Pollendiagrammet (Fig. 156) syner for partiet med dei markerte sandlaga (kjernepröve 6) svært ujamn kurvegang. Særleg varierer Alnus- og Betula-kurva sterkt. AP-diagrammet der Alnus er ekskludert, viser ei jamnare Betula-kurve, noko som indikerer etter måten större variasjonar i pollen av Alnus.

For å finna ut om flaumskreda har hatt nokon innverknad på vegetasjonsbiletet, har eg talt pollen like under og like over 3 sandlag i kjernepröve 6 og eit i kjernepröve 11.

Innhaldet av dei viktigaste trepollenslaga i desse prøvane er vist på Fig. 144, rekna i prosent av sum pollen.

For dei tre övste sandlaga viser prøven like over laget tydeleg mindre innhald av Alnus-pollen enn prøven like under. Som figuren syner, merkjer det nedste sandlaget seg ut då prøven over dette laget (pr. 35) viser ein svak auke i innhaldet av

Alnus-pollen. Dersom vi derimot reknar prosentten av sum AP, er det også for dette laget ein nedgang i innhaldet av Alnuspollen.

Som pollendiagrammet viser, har Betula-kurva ein svært lik gang i samband med lag 1 og 3. Ved begge desse laga når Betula-kurva eit tydeleg maksimum. Her er likevel ein klar forskjell, for maksimumet ved lag 1 ligg like over (pr. 35), og ved lag 3 like under sandlaget (pr. 41).

Elles viser Betula-kurva stigning for lag 2, men nedgang for lag 4. Biletet er altså nokså variert, og Betula-kurva har ingen eintydig gang i samband med sandlaga. Ser vi derimot bort frå lag 2, der prøve 2, som vist seinare kan gje eit feil bilete, har Alnus- og Betula-kurva, som Fig. 144 viser, svært lik gang ved sandlaga, og for 2 av 3 sandlag utgjer pollen av Betula og Alnus ein mindre prosent i den øvre prøven.

På grunn av evnen til å kunna greia seg i våte områder, er det rimeleg at dei distale delane av vifta var veksestad for Alnus og til dels Betula. Vidare har truleg desse treslaga stått nærast bekkefaret lenger oppe på vifta, og såleis mest i faresona for å bli rivne bort av flaumskred. Tendensen til mindre innhald av Alnus- og Betula-pollen i prøvane som er tekne like over sandlaga, kan altså vera eit resultat av at skogen nærast bekken er blitt øydelagt av flaumskred.

Ved tre av fire sandlag er innhaldet av QM-pollen størst i prøven like over laget. Desse treslaga har truleg vakse på dei tørrare delane av vifta, og lenger borte frå bekkeløpet. Såleis har dei vore mindre utsett under flaumskred.

Pollenprøve 38, som er teken like under det tjukke sandlaget (lag 2), skil seg sterkt ut frå dei over- og underliggjande spektra. Som vi ser av diagrammet, dominerer pollen av Alnus og Corylus heilt. Alnus har 69,9 og Corylus 27,6 % av den totale pollensummen, og altså til saman heile 97,5 %. Ispektret like over sandlaget er Alnus-prosenten framleis svært høg, men dei andre vanlege pollenslaga er rikelegare representerte, og pollensamansetjinga er meir "normal".

Samansetjinga av spektrum 38 er sært vanskeleg å tolka, men det er sannsynleg at spektret ikkje gjev noko rett bilete av vegetasjons-samansetjinga. *Alnus* og *Corylus* er nok overrepresenterte. Også spektrum 39, som er frå materiale like over sandlaget, har høg *Alnus*-prosent, noko som indikerer at olderkrattet har stått tett langs vasskanten på denne tid. Det høge innhaldet av *Corylus*-pollen i spektrum 38 kan vera eit resultat av at hassel-raklar er förde ut i bassenget. Både hassel og older blomstrar svært tidleg på året, oftast i februar (Austin & Moen 1960 s.142 og 144). Som för nemnt er det grunn til å tru at flaumskreda först og fremst går i vinterhalvåret. Slik kan skred ha rive med seg blomstande tre, og raklar kan ha blitt fördeut i bassenget og såleis gjeve lokal overrepresentasjon. Ein kan ikkje sjå bort frå at dette kan vera forklaringa på den sterke dominansen av *Alnus*, og særleg *Corylus* i spektrum 38, sjölv om pollen-pröven er teken like under sandlaget. Flaumskredet som eventuelt har fört pollen ut i bassenget, har gått för det store som avsette det tjukke sandlaget. Dette förste skredet har ikkje vere stort nok til at sandlag vart avsett ved borlokalitetet.

Den bratte delen av vifta vil vera ein rimeleg veksestad for hassel, då deltaet nok er for vått for dette treslaget. Teorien ovanfor kan såleis brukast til å forklara dei høge verdiane av *Corylus* og kanskje også av *Alnus* i spektrum 38.

Det avviket som pollenpröve 62, som er teken midt i sandlag 4, viser, kan vera eit resultat av storleiks-sortering av pollenkorna. Dei pollenslaga som synest å vera overrepresenterte, er alle relativt store (*Pinus*, *Ulmus*, *Quercus*). Vidare viser *Filices* eit maksimum for dette spektret. Dette er og eit indisium på liknande sortering. At også *Pinus*-kurva har eit lite maksimum, er likevel litt vanskeleg å forklara. Rett nok har *Pinus* store pollenkorn, men det er rimeleg å venta at luftsekkene som korna er utstyrde med, vil resultera i at dei blir transportert lenger.

Eit flaumlag vil truleg og innehalda pollen som er fört med skredmaterialet frå lia, som var veksestad for dei tree som er nemnt ovanfor. Den nemnde overrepresentasjonen kan såleis både vera resultat av storleikssortering og tilförsle frå lia.

### Sedimentasjonsfart.

Ved hjelp av fem C-14 - dateringar kan sedimentasjonsfarten reknast ut for dei övre 10,5 m av borkkjernen. Medelverdien kan finnast mellom to tidfeste punkt, men innanfor eit slikt intervall kan sjölvst sagt sedimentasjonsfarten variere ein heil del.

C-14 - dateringane, som er påført pollendiagrammet, er her brukt direkte utan standardavvik. Dei fleste dateringane fell saman med pollengrenser, og dei gjev eit resultat som ligg nær andre dateringar gjorde i Hordaland av dei same grensene.

Som Fig. 145 syner, har sedimentasjonsfarten vore låg for dei nedre delane av bottom-set-laga, berre 0,33 mm pr. år mellom dei to nedste dateringane.

Lenger oppe, i partiet med dei markerte flaumskredlaga, er sedimentasjonsfarten som venta større. Medelverdien blir her 2,53 mm pr. år. Sidan sandlaga er avsett på svært kort tid, kan sedimentasjonsfarten for den mellomliggjande gytja reknast ut til 2,07 mm pr. år.

Botnen og toppen av foreset-laga er datert (T-1492 og T-1750). Då den nedre datering er av den siltige gytja övst i kjernepröve 6 og det nedste materialet i kjernepröve 7, raste ut av prøveröyret, kan denne prøven vera teken litt under nedre grense for foreset-laga. Eg vil likevel sjå det sannsynleg at den C-14 - daterte prøven ligg svært nær denne grensa, for erfaringane har synt at det er sand- og grusmateriale, og ikkje gytje, som rasar ut av prøveröyret. Dersom gytjematerialet hadde nådd særleg langt opp i kjernepröve 7, ville dette hindra sanden lenger oppe i å falla ut.

Det 13 cm tjukke gytjepartiet som ligg midt i foreset-laga (kjernepröve 7) kompliserer utrekninga av sedimentasjonsfarten for foreset-laga. Då dei nedre 80 cm av materiale i kjernepröven over (8) raste ut, kan vi ikkje avgjera heilt nöye kor tjukt gytjepartiet er, men det må altså vera minst 13 og maksimum 80 cm tjukt. Etter same resonnement som ovanfor vil den rette verdien liggja langt nærare det förste talet.

Dersom vi går ut frå at det nemnde gytjepartiet er 15 cm tjukt, og brukar den same sedimentasjonsfarten som er funnen for gytja som ligg like over foreset-laga (0,69 mm pr. år), blir medelverdien for sedimentasjonsfarten i foreset-laga 14,36 mm pr. år.

Fig. 145 viser vidare at sedimentasjonsfarten er svært låg i torva övst i kjernen; i dei övre 2 m er medelverdien 0,40 mm pr. år.

#### Den horisontale utbyggingsfarten til deltaet.

Framrykkingsfarten til deltafronten kan reknast ut på tre måtar:

- 1) Som nemt er deltaskråningen i dag målt til  $34^{\circ}$ , og det er funne indikasjonar på at gradienten har vore om lag den same i tidlegare periodar og (s. 70). Legg vi den funne sedimentasjonsfarten for foreset-laga til grunn, kan den årlege horisontale utbyggingsfarten reknast ut slik:  
 $14,36 \text{ mm} : \text{tg } 34^{\circ} = 21,29 \text{ mm}.$
- 2) Avstanden frå borlokaliteten til övre kant av dagens deltafront er 120 m. Reknar vi at foten av deltaskråningen ligg 20 m lenger ute (sjå Fig. 126), og at den  $C^{14}$ -daterte prøven like under foreset-laga (Fig. 143), låg i ein liknande posisjon i høve til deltafronten i den tid prøven representerer, har deltaet i ein periode på 6560 år bygd seg ut 140 m. Etter dette blir den årlege utbyggingsfarten for deltaet i gjennomsnitt 21,34 mm.
- 3) Strekingen frå borlokaliteten til deltafronten er bygd ut på 6040 år (Fig. 145, datering like over foreset-laga). Dette gjev ein årleg utbyggingsfart på 19,87 mm.

Som vi ser, fører utrekningane ovanfor til nær same resultat, og dei syner at den funne vertikale sedimentasjonsfarten for foreset-laga ligg nær den rette verdien.

Det bör sterkt understreka at tala ovanfor representerer medelverdier, og at den vertikale sedimentasjonsfarten, og særleg den horisontale utbyggingsfarten har variert mykje. Desse faktorar har truleg verka inn:

1) Skiftande materialtilførsle. Denne var nok størst tidleg i Holocen og i nedbørrike periodar med høg flaumskredfrekvens.

2) Basseng-djupn. Den horisontale utbyggingsfarten vil vera sterkt influert av djupna til sedimentasjonsbassenget, og størst der bassenget er grunnast. I det djupe området kring borlokaliteten har framrykkinga truleg vore relativt langsam.

3) Kompresjon av materiale med stort organisk innhald. Etter kvart som deltafronten byggjer seg ut over ukomprimert gytje vil denne bli sterkt samanpressa, og dette vil seinka framrykkinga. Denne faktoren har nok hatt mest å seia i seinare periodar etter at store mengder organisk materiale var akkumulert i bassenget.

Fig. 146 viser om lag kor deltafronten låg plassert ved ulike tidspunkt.

#### Skredfrekvensen.

Fig. 147 viser flaumskredlaga i kjerneprøve 6. Tre tjukke sandlag peikar seg ut (A, B og C), og desse representerer truleg svært store flaumskred. Legg ein den sedimentasjonsfarten som er rekna ut for dette partiet (2,07 mm/år) til grunn, går skred B om lag 150 år etter skred A, og skred C ca. 320 år etter B.

Som det går fram av figuren, har det før kvart av dei store flaumskreda vore lange, rolege periodar utan nokon særleg skredaktivitet. Rett nok går det to skred i dei siste 10-åra før skred B, men desse er svært små samanlikna med det store skredet.

Dei små rasa som har gått i tida mellom dei store, er skilde av svært ulikt lange tidsrom. Etter lange, rolege periodar kjem det gjerne nokre 10-år med stor skredfrekvens. Mellom desse små skreda ligg gjerne ein tidsperiode på mindre enn 20 år.

Skulle ein undersøkja flaumskred-aktiviteten i yngre tidsperiodar, måtte ein ta opp borkjerner på stader som ligg

distalt for lok. 3. For å få undersøkt tidsrommet mellom 6500 og ca. 5700 år BP, måtte kjernen takast nær, og kanskje berre få (ca. 15) m frå lok. 3. Dersom vi skulle dekt heile tidsrommet opp til idag, ville det vera naudsynt å ta opp om lag ni borkjerner, om vi går ut frå at vi i kvar kjerne fekk dekt like stort tidsrom som i den undersøkte kjernen.

For å studera flaumskred-frekvensen i tida eldre enn 7300 år BP, må ein på tilsvarende måte ta opp borkjerner innanfor lok. 3.

### Skiftande bekkelöp.

Eit problem er om sandlaga til ein viss grad er eit resultat av skiftande bekkelöp. Fig. 148 viser om lag korleis deltafronten låg plassert i høve til borlokaliteten (lok. 3) i det tidsrommet sandlaga mellom 8 og 10 m u.o. vart avsett. Bekken må ha munna ut like innanfor lok. 3 då sandlaga vart danna (A på figuren). Skiftande bekkelöp vil sjölvsagt verka inn på sedimentasjonen av minerogent materiale ved lok. 3. Dersom bekken skiftar löp slik at han munnar ut etter måten langt frå borlokaliteten (til dønes ved C på Fig. 148), vil det ikkje bli avsett sandlag ved lok. 3. Ein kan derfor stilla spørsmål ved om sandlaga verkeleg representerer flaumskred, eller berre er eit resultat av vekslande bekkelöp.

At sandlaga er svært reint minerogene tyder på rask sedimentasjon. Var sandlaga eit resultat av vekslande bekkelöp, skulle ein venta meir varierende minerogene parti med veksling mellom grovt og finare materiale. Grunnen til dette er at vi må rekna med at bekken har hatt det same löpet eit visst tidsrom, og at varierende materiale vart avsett i takt med varierende vassføring.

Etter dette må konklusjonen bli at sandlaga representerer flaumar. Det er likevel grunn til å understreka at vi kan ha hatt flaumar som ikkje har danne flaumlag ved borlokaliteten. Desse kan ha gått ei tid då bekken munna ut for langt borte til at vi fekk avsett sandlag her. Flaumskred-frekvensen som er skissert på Fig. 147 vil såleis gje minimumsverdiar for flaum-

skredaktiviteten i den perioden figuren dekkjer.

Spørsmålet om det har gått store flaumskred som ikkje er vist på Fig. 147, ville det nok vera råd å finna svar på ved å ta fleire borkjerner ved sida av lok. 3, til dømes ved D og E på Fig. 148. Det sedimentet som er avsett mellom 7200 og 6500 år BP, måtte så lokaliserast ved hjelp av pollenanalyse og eventuelt C-14 - datering. Til slutt måtte sandlaga teiknast inn og setjast i relasjon til Fig. 147.

#### Slutt-merknad.

Så langt eg kjenner til er det ikkje tidlegare gjort nærare undersøkingar av liknande flaumskredvifter i Noreg sjølv om slike avsetningsformer ser ut til å vera vanlege i alle fall på Vestlandet. I utlandet er det tydeleg vist større interesse for kjegle- og vifteforma avsetningar, men grundigare undersøkingar av oppbygging og dei prosessane som byggjer opp viftene, manglar.

Når ein ser vifteforma avsetningar framfor gjel og bratte sidedalar, ligg tanken om fluvial oppbygging nær. Observasjonar som er gjorde tidlegare ulike stader i Europa og Nord-Amerike, tyder på at prosessar som solifluksjon og skred, kan ha mykje å seia.

Undersøkingane i Unnelandsområdet indikerer at flaumskred er ein svært viktig, og truleg den viktigaste prosessen når det gjeld å transportera materiale frå gjelet og ned på vifta. Ved sida av denne spelar nok fluvial transport ei viss rolle, særleg når det gjeld finare materiale.

Viftene kan delast inn i ein aktiv og ein inaktiv del (Fig. 142). På den aller øvste, og inaktive delen av vifta har vi idag for det meste erosjon, medan den aktive delen framleis byggjer seg ut. Vidare viser undersøkingane at brattskråningen, som har ein gradient på ca.  $15^{\circ}$ , er bygd opp av skredmateriale, men dei distale områda blir bygde ut som eit delta. I deltaet finn ein veksling mellom silt-, sand- og gytjelag. Særleg i samband med flaumskred blir mykje minero-

gent materiale ført ut på deltaet. Ved deltafronten blir flaumskreda markert med tydelege og reine sandlag. Sandlaga, og dermed flaumskreda kan daterast som vist ovanfor. Slik kan ein få eit bilete av kor ofte det har gått flaumskred tidlegare og kor ofte ein kan venta skred i framtida. Slike undersøkingar vil vera av stor verdi til dømes når det gjeld planlegging av vegtrasear og bustadområde på, eller nær flaumskredvifter (Jamfør flaumskredet i november 1973, då eit hus var sterkt truga).

## POLLENANALYSE.

For å datera sedimentet, og finna ut kva måte og fart vifta har bygd seg ut med, gjorde eg pollenanalyse på materiale frå borkjernen ved lok. 3 (Fig. 77). Eit anna spørsmål som pollenanalysen kanskje kunne gje svar på, var kva innverknad flaumane som representerer dei markerte sandlaga, har hatt på vegetasjonen. Først vart relativt få prøvar med stort mellomrom talde. Dersom desse indikerte markerte endringar, vart det talt mellomliggjande prøvar, og pollengrensene vart på denne måten nøye fastlagde.

Vidare vart det teke prøvar nær markerte endringar i sedimentet, som til dømes sandlag, og overgang mellom sand- og gytjeparti.

### Borlokaliteten. Pollenanalyttisk synspunkt.

Borlokaliteten er valt av sedimentologiske omsyn, men eg vil her også vurdera korleis han høver for undersøking av vegetasjonsutviklinga. Lokaliteten ligg idag ca. 120 m frå Liavika, Haukelandsvatnet, og 2,5 - 3 m høgare enn vassoverflata etter at vatnet i seinare tid er senka med vel 1 m. Vidare er borkjernen teken i det indre av dei to bassenga som vart påvist under sonderboringa (s. 53).

Fægri og Iversen (1966 s. 54) set opp 5 reglar for valg av lokalitet som er eigna til å ta pollenprøvar frå:

1. Innsjø-sediment høver betre enn torv.
2. Ein bør unngå for små og for store basseng. (5000 m<sup>2</sup> er ideell storleik.)
3. Bassenget bør ikkje vera omkransa av torv.
4. Prøvane bør takast frå ein roleg stad der det ikkje har vore nokon vind eller straumaktivitet.
5. Stader der bekker kjem ut i bassenget høver dårleg på grunn av fare for forurensing, oksydasjon og straum.

Det første av desse krava fyller borlokaliteten ved Haukelandsvatnet ganske bra, jamvel om den aller øvste delen av borkjernen er nokså rein torv.

Det indre bassenget har nok i den eldste delen av postglacial tid hatt ein storleik som har lege nær det som er nemnt i punkt 2 ovanfor, men bassenget har heile tida hatt eit relativt breitt utløp mot det fleire km<sup>2</sup> store Haukelandsvatnet.

Dei siste krava (3 - 5) stettar lokaliteten heller dårleg. I den eldste delen av postglacial tid har bekkemunna ut relativt langt innanfor borlokaliteten, men etter kvart har deltafronten bygd seg utover, og ein del av sedimentsøyra er avsett like ved bekkemunningen. I denne delen kan straumpåverking ha gjort at det er stor fare for resedimentasjon av eldre pollen.

Konklusjonen ser altså ut til å bli at lokaliteten er heller dårleg eigna til undersøking av vegetasjonsutvikling ved hjelp av pollenanalyse. Særleg kan det vera grunn til å frykta ein del resedimentasjon av eldre pollen. Etter kvart som arbeidet med pollenanalysen skreiv fram, viste det seg at denne frykta nok på førehand var større enn det var grunn til. Dei fleste av dei vanlege pollengrensene kom svært godt fram i diagrammet, og den postglaciale vegetasjonsutviklinga er, når ein ser bort frå nokre få arter, svært lik den som er funnen i andre diagram frå Vestlandet.

#### Prepareringsmetodar.

Prepareringsmetoden vart variert ein del etter kor stort det organogene innhaldet i prøven var. Prøver som etter ei visuell vurdering vart funne å innehalda relativt lite minerogent materiale, vart preparert etter Erdtman sin acetolysemetode (Fægri & Iversen 1966, s. 71). Prøver med stort minerogent innhald vart preparert på fleire ulike måtar. I byrjinga nytta eg HF-metoden mest. Dei fleste prøvane som vart preparert etter denne metoden, låg først i kald fluss-syre i lengre tid (1 - 2 veker) og vart deretter handsame med HCl (Fægri & Iversen 1966, s. 69). Nokre få prøvar vart i staden for å liggja i kald HF, kokt i 3 min. i fluss-syre. Dette vart først og fremst gjort for å få preparata tidlegare ferdige.

Leirige/siltige prøvar med svært lågt organisk innhald synte det seg snart å vera uråd å få gode preparat av ved å bruka HF-metoden. Det var svært vanskeleg å få bort alt det minerogene materialet, og dessutan var svarte fluorid ofte eit stort problem, sjølv om desse nok kunne fjernast under prepareringa (Aa 1974 s. 78). Då særleg den submorene silten var fattig på organisk materiale, var det vidare vanskeleg å få konsentrert nok pollen til ein analyse. For å nå ein sum på 3-400 pollen, måtte opp til 13 objektglass teljast, og arbeidet vart derfor svært tidkrevjande.

Bromoform-metoden viste seg å gje reinare preparat. Metoden er tidlegare nytta av Vorren (1972), og eg har brukt hans prosedyre frå 1971 (upublisert). E. Sönstegaard, som brukte denne prosedyren samstundes, har dei einskilde punkta i prosedyren med i si hovudoppgåve (1974).

Det synte seg å vera viktig å dispergera prøvane godt med etanol (eller isopropanol) før bromoform vart sett til. Særleg gjeld dette leirige prøvar som hadde lett for å fnokkulera. Særvekta på bromoformen vart halden mellom 2,1 og 2,2; altså litt lettare enn det som er oppført i prosedyren. Dette vart gjort for å vera viss på at alt det minerogene materialet skulle verta skilt frå.

Nokre prøvar vart først handsame med kald, eller varm HF og så bromoform. Dette vart gjort for å få pollenkorna betre lausrivne frå dei minerogene partiklane. Eg gjekk likevel snøgt bort frå denne metoden då han i praksis ikkje gav synlege føremoner, og i tillegg tok lengre tid.

Ein må venta at ulike prepareringsmetodar kan verka ulikt inn på storleiken til pollenkorna. Dette er diskutert nærare under avsnittet om *Betula*-analyse s. 88. Vidare synte det seg at *Hystrixfossila* vart sterkt påverka ved bruk av bromoform. (Sjå avsnittet om dei marine sedimenta s. 96.)

#### Diagramoppbygging.

Diagrammet er samsett av desse hovuddelane: Kronostratigrafi, Lithostratigrafi, biostratigrafi og ei kolonne som

viser kva prepareringsmetode som er brukt for dei einiskilde pollenprövane.

Kronostratigrafi. Lengst til venstre på Fig. , som viser analyseresultata framstilt i pollendiagram, er teke med ei kronostratigrafisk oversikt.  $C^{14}$ -dateringane er utførde i Trondheim, og er på figuren plassert i rett nivå i høve til kjerneprövane som er innteikna lenger til høgre. Inndelinga i etasjar og kronosoner følgjer det framlegget som er utarbeid av Mangerud (1973 s. 14 og 27).

Lithostratigrafi. Den lithostratigrafiske delen av Fig. viser først sorteringa etter Inman sin definisjon, og resultatet av ein del kornfordelingsanalyser frå dei minerogene sedimenta uttrykt med phi-verdiar.

Glødetapskurva viser den sterke variasjonen i det organiske innhaldet. Dei fleste av prøvane som vart tekne ut til glødetap vog mellom 1 og 2 g etter at dei hadde vorte tørka ved ein temperatur på  $105 - 110^{\circ}$  (Tabell 7). Prøvane vart gløda i 1 time ved ein temperatur på  $750^{\circ}$ .

Rubrikken lengst til høgre i den lithostratigrafiske delen viser dei einiskilde kjerneprövane og dessutan kva bortype som vart brukt under prøvetakinga. Då kompresjon og utrasing gjer det vanskeleg å plassera kvart punkt i rett djupn under overflata, er djupna som kvar kjerne er teke i, innteikna, og kjernen er plassert i denne djupna slik figuren syner. I prøvar som inneheld sand- og grusmateriale er kompresjonen svært liten, og desse kjerneprövane er derfor plassert med øvste enden nær det nivået vi byrja å ta kjerneprøven i.

Biostratigrafi. Den biostratigrafiske delen viser lengst til venstre dei lokale pollensoneane som er fastlagde på grunnlag av den vegetasjonsutviklinga som diagrammet viser. Grensene mellom dei lokale pollensoneane fell ikkje heilt saman med kronosonegrensene, då dei treslaga som markerer grensene ikkje vandra inn samstundes i ulike områder. (Mangerud 1973 s. 19).

Pollenprövane er plassert i rett nivå i høve til dei innteikna kjerneprövane. Storleiken på pollenprövane varierte

mykje etter kor stort det organiske innhaldet i sedimentet var. Var det høgt organisk innhald i sedimentet, gav ein svært liten prøve nok pollen, men særleg frå silten nedst i borkjernen måtte ein ta store pollenprøver; ofte 2 - 3 gram.

Vidare er den biostratigrafiske delen bygd opp av eit samsett AP-diagram (Fægri & Iversen 1966, s. 86), eit samansett AP-diagram der *Alnus* er ekskludert, eit oppløyst totaldiagram og diagram av andre mikrofossil.

AP-diagrammet skal syna samansetjinga av trepollen (arboreal pollen), og dermed samansetjinga av skogen. Eg har ikkje skilt ut pollen av buskar, men late dei gå inn i sum AP. Dette er gjort på grunn av at det ofte kan vera svært vanskeleg å avgjera om eit pollen representerer ein tre- eller buskforma art. Dette gjeld til dømes for *Salix* og for *Betula* der eg berre har skilt ut *Betula nana* (dvergbjökk) i ein del av prøvane. Pollen av tydelege buskvekstar som *Rhamnus frangula* (trollhegg), *Hedera* (bergflette), *Lonicera* (vivendel) og *Cotoneaster* (dvergmispel) er og teke med i AP-diagrammet, men desse utgjer ein heilt ubetydeleg del av den totale AP-summen. *Corylus* er det derimot no heilt vanleg å inkludera i sum AP (Fægri & Iversen 1966, s. 84).

Alle pollenprøvane er frå sediment som er avsett i, eller relativt nær vasskanten. Som oftast er *Alnus glutinosa* (svartolder) det treslaget som når lengst ut mot vatnet. Som det går fram av AP-diagrammet, er og *Alnus* det dominerande treslaget i den største delen av Holocen. Etter det som er nemnt ovanfor, er det grunn til å rekna med ein sterk overrepresentasjon av *Alnus*. For betre å få fram utviklinga til dei andre treslaga, har eg konstruert eit diagram av AP eksklusiv *Alnus*. Prosentverdiane er i dette diagrammet rekna av sum AP - *Alnus*.

Totaldiagrammet viser høvet mellom AP og NAP (non-arboreal pollen). Dette diagrammet skal normalt syna endringar i høvet mellom skogen og markvegetasjonen, eller beint fram kor tett skogen er til kvar tid. I dette høvet er det grunn til å rekna med ein viss overrepresentasjon av pollen av

urter som har stått ved vasskanten (Hafsten 1965, s. 36). Dagens vegetasjonsbilete syner nærast vatnet eit tett belte av Cyperaceae (halvgras), Gramineae (gras), Filipendula (mjödurt) og Rumex (höymole). Pollen av desse plantene er og rikeleg representert i diagrammet, og særleg i dei övre delane.

Det opplöyste totaldiagrammet gjev eit oversyn over pollenkurvene til alt AP og NAP som er talt. Prosentane er rekna ut av sum AP + NAP (= sum pollen).

For vassplanter er prosentane rekna av sum AP+NAP+sum pollen av vassplanter, for algar av sum pollen + sum algar og for sporar av sum pollen + sum sporar.

Uidentifisert pollen er rekna i prosent av sum AP + NAP. Som vi ser av kurva, er det ganske store variasjonar i det pollenet som eg ikkje har greidd å identifisera. Dette har først og fremst to årsaker: 1) Dårleg konserverte pollen. Særleg i sandig, permeabelt materiale var pollenkorna ofte svært korroderte og sundriven, og såleis vanskelege å identifisera. 2) Dårleg preparering. Dette gjeld i første rekke prøvar der det er mykje minerogent materiale att etter prepareringa. Nokre gytjeprøvar som vart preparert etter acetolysemetoden, hadde eit så stor innhald av minerogent materiale at dette i einiskilde høve kunne föra til fleire uidentifiserte pollen.

I andre preparat kunne pollenkorna ofte vera heilt eller delvis dekt av planterestar som ikkje er blitt borte under prepareringa. Som nemnt tidlegare förde preparering etter HF-metoden ofte til dårlege preparat.

#### Lokale pollensoner.

På grunnlag av den lokale vegetasjonsutviklinga har eg delt diagrammet inn i 6 hovudsoner. Nokre av desse er delt vidare inn i subsoner.

Soner og subsonene har fått namn etter pollenslag som særmerker dei. Ofte vil dette seia dei pollenslaga som dominerer, men av og til er pollenslag tekne med i sonenamnet sjölv om

andre, som ikkje er tekne med, utgjer ein høgare prosentdel. Dette gjeld pollenslag som er sterke klimaindikatorar, t.d. QM (eikeblandingasskog).

Sonegrensene er plassert der det er tydelege endringar i diagrammet, på rein visuelt grunnlag. Det er ikkje sett noko krav om at eit pollenslag skal utgjera ein viss prosent av sum AP eller sum AP + NAP for å bli teke med i sonenamnet. Fastsette prosentkrav kunne nok ha verdi ved samanlikning med andre pollendiagram, men då den lokale vegetasjonssamansetjinga kan variera ganske mykje sjølv innafor små område, kan ei inndeling etter faste prosentkrav føra til ulik soneinndeling sjølv i nærliggjande område.

#### Vegetasjonsutviklinga i dei submorene sedimenta.

For dei submorene sedimenta har eg konstruert eit eige pollendiagram (Fig. 157). Hovud-diagrammet dekkjer og dette eldste materialet, men her er færre spektra tekne med.

Oppbygginga av dei to diagramma er lik, men heile den lithostratigrafiske delen er ikkje teken med i diagrammet for dei submorene sedimenta då hovud-diagrammet gjev fullgod dekning.

Det submorene materialet har svært lågt innhald av Pinuspollen. I alle spektra utgjer pollen av furu mindre enn 7 % av sum pollen, og for ein stor del under 1 %. Med ein så låg prosent er det klart at furu ikkje kan ha vakse i området, og at alt dette pollenet er resultat av langtransport. Det same gjeld truleg og dei låge prosentane av Alnus og Corylus, og dei få korna av QM som er funne.

Gjennom heile diagrammet er NAP-prosenten høg. Jamt over ligg han mellom 60 og 70 %, og berre i eit spektrum (10) er prosent under 50, rekna av sum pollen. Av urte-pollenet utgjer pollen av Gramineae og Rumex/Oxyria dei største gruppene i det meste av diagrammet, men i ein del av den laminerte siltten er det Artemisia-kurva som viser dei høgaste verdiane.

Det er stort innhald av Salix- og Betula-pollen, og heile diagrammet kan derfor karakteriserast ved ei Salix - Betula -

NAP-sone. Subsonene, som blir omtalt nedanfor, gjev ei finare inndeling av diagrammet.

Sedimentasjonsmiljö. Den eldste delen av sedimentet er avsett i lakustrint miljø, men funn av marinindikatorar tyder på at dei övre 50 cm av det submorene materialet er marint.

1. Betula subsona. Sona er representert ved berre to spektra, men begge viser dominans av Betula-pollen. Særleg er denne dominansen stor i det nedste spektret.

Pollen av Alnus er funne både i spektrum 1 og 2, og utgjer i det sistnemnde spektret 1,2 % av sum pollen. At Alnus har vakse i området i denne perioden er, som nemnt, svært lite truleg, så pollenet må vera langtransportert. Det same kan nok her og gjelda for andre treslag, som til dømes ein del av Betula-pollenet.

Det etter måten store innslaget av tre-pollen (40 - 50 %) kan tyda på låg lokal pollenproduksjon, slik at langtransportert pollen har utgjort ein større del av det totale pollenregnet. Relativt hög Pinus-verdi støttar denne tolkinga.

Utanom denne subsona er det funne svært lite Botryococcus, men i spektrum 2 utgjer denne 1,5 %, og i spektrum 1 heile 3 % av sum pollen.

Subsona viser elles større innhald av sporar enn andre stader i diagrammet. Særleg er gruppa for Filices stor, og korkje i andre deler av dette, eller i det postglaciale diagrammet er det funne liknande høge prosentlar for Lycopodium selago.

Polleninnhaldet i denne sona indikerer kaldt klima og pioner-vegetasjon, med spreidde tre/buskar av Betula og Salix, og i endå mindre grad Juniperus.

2. Salix - Juniperus subsona. Grensa mellom 1 og 2 er sett der kurvene for Betula- og Salix-pollen skjær kvarandre i AP-diagrammet. Som namnet seier, er det pollen av Salix og Juniperus som dominerer AP, og Betula har i denne sona lågare verdiar enn elles i diagrammet.

Betula-analyse frå prøve 5 viser ein høg prosent med *Betula nana* (Tabell 8). Saman med dei høge prosentane av urtepollen tyder dette på kaldt klima også i denne subsona, med dvergbjörk, vier- og einerkraut.

3. *Betula - Artemisia* subsona. Mellom spektrum 5 og 6 aukar innhaldet av *Betula*-pollen frå 7,3 til 22,7 % av sum pollen. Samstundes går *Salix*-prosenten noko tilbake, og på grensa mellom sone 2 og 3 får *Betula* større verdiar enn *Salix*.

*Pinus*-pollen spelar i denne subsona ei endå meir underordna rolle enn lenger nede i diagrammet. I prøve 9 talde eg 515 pollen utan at eit einaste pollenkorn av *Pinus* vart funne.

Betula-analyse av prøve 7 indikerer meir *Betula pubescens* enn i prøve 5 (Tabell 8). Av dette er det grunn til å slutta at den markerte *Betula*-oppgangen, som diagrammet viser, er eit resultat av ekspansjon av tre-forma björk.

Nedst i subsona syner NAP berre ein mellombels nedgang. Det er derfor liten grunn til å rekna med noko større klimabetring i samband med *Betula*-auken. Ei rimeleg tolking kan vera at *B. pubescens* ikkje har vakse i området etter at isen drog seg attende. Ho har ikkje hatt tid til å vandra inn før ved overgangen til denne subsona, då ho etablerte seg i nærleiken av borlokaliteten. Skogen har likevel vore open og gjeve rom til lyskrevjande planter som *Artemisia*, som i siste halvdel av subsona når eit maksimum på heile 32,6 % av sum pollen.

4. *Juniperus* subsona. *Juniperus*-kurva viser ein sterk oppgang ved overgangen til denne sona. Kurva for *Betula*-pollen ligg høgt, medan *Salix*-kurva gjennom det meste av sona viser avtakande verdiar. Mot slutten av sona har derimot *Salix*-kurva ein kraftig oppgang samstundes med at *Betula*-kurva går noko ned.

Som Tabell 8 syner, har det truleg vakse mykje treforma björk i området gjennom det meste av denne perioden. Mot slutten skjer det likevel ei endring, for frå og med spektrum 14 blir innslaget av *B. nana* langt større.

5. Gramineae subsone. Innhaldet av NAP aukar övst i diagrammet. Denne auken er først og fremst eit resultat av kraftig auke av Gramineae-pollen.

Betula-analyse av pollenprøve 15 og 16 indikerer mykje B.nana. Oppgangen av Betula övst i subsone 4 og nedst i subsone 5 kan derfor vera eit resultat av at B.nana har ekspandert. Dette, saman med større innhald av Salix-pollen, kan tyda på kaldare klima. Biletet blir forsterka av det aukande Gramineae-innhaldet.

### Betula-analyse.

Innleiing. Det er vanleg å dela Betula inn i 3 arter: B.nana, B.pubescens og B.verrucosa. Mange botanikarar har skilt ut B.tortuosa som ei separat art, eller underart av B.pubescens. I følge Gunnarson (1925) finn ein B.tortuosa for det meste i det subalpine beltet. Hylan-der (1955, 1966) meiner at det finst overgangsformer, og at B.tortuosa av den grunn må inkluderast i B.pubescens.

Meiningane er noko ulike, men palynologiske granskingar indikerer at det er to, ein tanke ulike taxa: B.pubescens og B.tortuosa (Berglund & Digerfeldt 1970). Artene kan i somme område vera meir like enn i andre. Ein kan heller ikkje sjå bort frå at artene har vore meir ulike i sein-glacial tid.

På grunn av denne uvissa, gjer eg her ikkje nokon freistnad på å skilja ut B.tortuosa.

Diameter-målingar av pollen frå dei ulike Betula-artene viser at pollen av B.nana er minst av B.verrucosa større, av B.pubescens endå større, og størst er pollen av B.tortuosa (Fægri 1935, Eneroth 1951, Andersen 1961, Birks 1968, Berglund & Digerfeldt 1970).

Dei einskilte forfattarane reknar med ulike medel-verdiar for diameteren til kvar av Betula-artene. Det er klart at prepareringsmetode, og kanskje også det miljøet som pollenet er sedimentert og lagra i, spelar ei viktig rolle (Wenner 1953).

B.nana-pollen har eit større høve mellom diameter og pore-djup enn pollen av dei andre underartene (Birks 1968). Mykje

pollen der dette hövet er stort, skulle altså tyda på stort innhald av B.nana.

For å kunna påvisa eventuelle ulikskapar i bjørkeskogen si samansetjing i den perioden då dei submorene sedimenta vart avsette, og tidleg postglacial tid, har eg gjort Betula-analyse av sju prøvar frå det submorene sedimentet, ein frå materialet like over morenen, og for samanlikninga si skuld, av ein prøve frå yngre materiale.

Både diameter og poredjup vart målt på dei einskilte pollenkorna. Dersom eit pollenkorn hadde ulik lange diameterar (tverrsnitt), vart den lengste diameteren målt. Diameteren vart målt frå utkanten av ei pore til midtpunktet på den motståande sida av pollenkornet (Fig. 149). Poredjupet målte eg frå ytste kanten av poren til innkanten av endeaksinen. Berre heile og ueroderte pollenkorn vart tekne ut til analysen. Til målinga vart brukt eit objektiv som forstørra 100 gonger og eit okkular som forstørra 12,5 gonger. I måleskalaen er ei eining 0,67 micron. Resultata er gjevne i heile måle-einingar, alltid avrunda nedover. Ligg til dømes den målte verdien ein stad mellom 24 og 25 einingar, vert 24 ført opp som resultat.

I det eldste materialet er NAP-prosenten svært høg, så sjølv om pollen av Betula ofte dominerer AP, kunne relativt få pollenkorn bli målt i ein del prøvar. 29 pollenkorn er det minste, og 122 det meste som er målt i ein prøve.

Då det er kjent at pollenkorna kan svella når dei ligg i glyserin (Reitsma, 1969), er alle prøvane det er gjort Betula-analyse på, analysert kort tid (1 - 2 dagar) etter dei vart preparerte.

#### Dei ulike prepareringsmetodane sin innverknad på pollenkorna.

For å finna fram til den prepareringsmetoden som gav best preparat, vart ein del prøvar preparert etter noko ulike metodar. Desse fire prepareringsmåtane er nytta på pollenprøvar som eg har gjort Betula-analyse på:

- 1: Kald fluss-syre + bromoform + acetolyse.
- 2: Koking med fluss-syre + bromoform + acetolyse.
- 3: Bromoform + acetolyse.
- 4: Bromoform + acetolyse - 2 min. koking med KOH.

Metode 4 viste seg å gje best preparat ved kortast prepareringstid, og under den siste delen av arbeidet vart berre denne metoden nytta. Fem prøvar er preparert etter metode 4, to etter metode 2, ein etter metode 3, og ein prøve er preparert etter metode 1.

Varierande prepareringsmetodar er, som nemnt, uheldig for Betula-analysen. Den innverknaden som dei ulike metodane har på storleiken til pollenkorner, kan likevel til ein viss grad kontrollerast ved prøvar som ligg svært nær einannan i kjernen. Histogramma på Fig. 150 viser korleis Betula-pollenet sin diameter varierer i dei einskilde prøvane. Prepareringsmetodane 2 og 4 kan lett samanliknast ved pollenprøve nr. 14 og 15. Metode 2 er brukt på pollenprøve 14 og metode 4 på pollenprøve 15. Då desse to prøvane er tekne berre 4 cm frå kvarandre i kjernen, vil dei vera av nær same alder. Det er derfor grunn til å venta at prøvane skulle visa om lag den same samansetjinga av bjørkeskogen. Dei to histogramma gjev og eit svært likt bilete. Begge har eit maksimum på 35 skalaeiningar, og dei dekkjer om lag den same delen av horisontal-aksen, sjølv om det i prøve 15 er eit litt større innhald av små pollenkorner. Etter dette må konklusjonen bli at prepareringsmåte 2 og 4 ikkje har ulik innverknad på storleiken til pollenkorner.

Metode 3 er vanskelegare å kontrollere, men diameterhistogrammet for prøve 9, som er preparert etter metode 3, skil seg ikkje svært mykje frå histogrammet for prøve 7, som er preparert etter metode 2. Prøve 9 vart teken ut 7 - 8 cm over prøve 7 i kjernen, og prøvane ligg innanfor den same pollensona. Pollendiagrammet viser ganske lik vegetasjonssamansetjing i spektrum 7 og 9, og det skulle heller ikkje vera nokon grunn til å venta noka endring i samansetjinga av bjørkeskogen.

Det er påvist at koking i lengre tid med KOH berre fører til ein svært liten storleiksauke av Betula-korner (Reitsma 1969). Prepareringsmetode 3 og 4 er like når ein ser bort frå at prøvar som er preparert etter metode 3, er kokt 2 min. lenger i 10 % KOH. Det som er nemnt ovanfor, tyder på at metode 3 og 4 har om lag den same innverknaden på storleiken til pollenkorner.

Ein får det inntrykket at prepareringsmetode 2, 3 og 4 ikkje har særleg ulik innverknad på pollenkorna.

Berre pollenprøve nr. 13 er preparert etter metode 1. Diameterhistogramma for denne prøven viser monaleg større pollenkorn enn dei nærliggjande prøvane. Prøven låg, før han vart preparert, lang tid (ca. 10 dagar) i kald fluss. Det verkar likevel noko urimeleg at dette skal vera årsaka til dei store pollenkorna då det er kjent at pollenkorna minkar når dei ligg i fluss-syre. Ein kan derfor ikkje sjå bort frå at denne prøven verkeleg har eit større innhald av store Betula-korn. Relativt store er også pollenkorna i prøve nr. 9 (Fig. 150), og denne delen av diagrammet kan derfor representera større innslag av Betula-arter med store pollenkorn.

Samansetjinga av bjørkeskogen i avsetjingsperioden til dei submorene sedimenta og i postglacial tid. Ved å samanlikna diameter-histogramma (Fig. 150), ser vi at histogrammet for prøve 5, sjølv om berre 29 pollenkorn er målte, viser eit større innhald av små pollenkorn enn dei næraste prøvane ovanfor (7, 9 og 13). Prøve 14, 15 og 16 viser på ny større innslag av små Betula-pollen.

Prøve 19 som er teken like over morenen, viser eit mindre innhald av små Betula-pollen enn prøvane like under morenen. Histogrammet for prøve 46, som er frå eit langt yngre parti av kjernen, har ei svært symmetrisk form og viser lite små Betula-pollen.

For å få ein større sum av målte pollenkorn, er tre av dei submorene prøvane slått saman. Alle desse prøvane er frå parti med relativt mykje små pollenkorn, og dei er preparerte på same måte. Som det går fram av figuren, er det eit langt større innhald av små pollen i det submorene enn i det yngre materialet.

Histogramma på Fig. 151 viser høvet mellom diameter og poredjup for pollenkorna i dei einskilte prøvane. Av denne figuren går det fram at dei øvste og nedste prøvane frå det submorene materialet har meir pollen der dette høvet er stort

enn det prøvane midt i sedimentsøyra har. Ifølge Birks (1968) er dette ein indikasjon på større innhald av *B.nana*.

Som vi ser, skil histogrammet for dei submorene prøvane seg ut med ei meir asymmetrisk form enn histogramma for dei yngre prøvane, og det er tydeleg at det eldste materialet har meir pollen med stort høve mellom diameter og poredjup. Prøve 19 har på si side meir pollen der dette høvet er stort, enn prøve 46.

Histogramma for diameter-variasjonane og histogramma for høve mellom diameter og poredjup kan for dei submorene materialet tolkast slik: Dei to nedste prøvane det er gjort *Betula*-analyse på (prøve 5 og 7) indikerer ein god del *Betula nana*. To prøvar lenger oppe (prøve 9 og 13) viser eit mindre innhald av *B.nana*. I dei øvste submorene prøvane aukar på ny innhaldet av *B.nana* sterkt. Auken i innhaldet av *B.nana* kan takast som indikasjon på overgang til strengare klima mot slutten av perioden. Dette høver godt med det biletet som pollendiagrammet gjev.

Vidare synest det klart at *B.nana* utgjorde ein større del av bjørkeskogen i perioden før det siste isframstøytet enn i tida like etter at isen drog seg attende siste gongen. *B.nana* spela likevel ei langt større rolle tidleg enn seinare i den post-glaciale perioden. Dette samsvarar med undersøkingar frå Jæren og S.Sverige (Berglund & Digerfeldt 1970 s. 112).

D. Moe (upubl) har utarbeidd ein metode som grafisk skil *B.nana* frå *B.pubescens*. Grense-lina for *B.nana* er basert på ein maksimum korndiameter på 23,7 micron (til og med klasse 8 i inndelinga til Eneroth 1951 tab. 2 og 14), og eit høve lik 11 mellom diameter og poredjup. For *B.pubescens* er minimumsgrensa for diameteren sett til 20,8 micron og eit høve på 16 mellom diameter og poredjup.

Moe reknar i sitt arbeid med ein *Corylus*-standard på 27,07 micron. Målingar av nokre få *Corylus*-korn frå det submorene sedimentet på Unneland viser nær den same, eller litt større medelverdi. Eit av desse korna hadde ein diameter på 41 måleiningar (ca. 27,5 micron), fire korn var 42 (ca. 28 micron) og to korn var 43 måleiningar (28,7 micron).

Sjölvi om resultatet byggjer på alt for få målingar, indikerer det likevel ein Corylus-standard som ligg nær den som Moe kom fram til på grunnlag av sine undersøkingar. Eg har derfor brukt hans grenseverdier ved innteikning av grenselinene for *B.nana* og *B.pubescens* (Fig. 152). Etter denne metoden blir høvet mellom *B.nana* og *B.pubescens* slik som vist i Tabell 8.

Det bør likevel leggjast til at i nokre prøvar er det gjort *Betula*-analyse på for få pollenkorn til at resultatet kan vera heilt sikkert. For å retta på dette, og for å samanlikna vegetasjonen i tida før og etter morenen vart avsett, er prøve 5, 15 og 16 slegne saman og framstilt også på Fig. 152.

Resultatet av *Betula*-analysen blir at det var ein god del meir *B.nana* i tidlegare og seinare deler av den perioden då dei submorene sedimenta vart avsett enn det var i tidleg Preboreal tid. Midt i perioden ser derimot *B.pubescens* ut til å ha dominert bjørkeskogen.

Analyseresultata for prøve 19 syner at *B.pubescens* dominerte over *B.nana* tidleg i Preboreal, men innhaldet av *B.nana* er så stort at denne må ha vakse i området.

Som venta viser pr. 46 at bjørkeskogen i Atlantisk tid mangla *B.nana* mest heilt.

#### Kort oversyn over vegetasjons- og klimautviklinga.

Pollendiagrammet vitnar om kaldt klima i den perioden då det submorene sedimentet vart avsett. Pollensamansetjinga indikerer mykje gras og urter utan tett skog. Likevel endrar vegetasjonsbiletet seg ein god del innanfor perioden.

*Betula*-analysen viser at høvet mellom *Betula nana* og *Betula pubescens* varierer mykje. Etter dette høvet kan diagrammet delast inn i tre deler:

1. Subsone 1 og 2. I subsone 2 er det høgt innhald av *B.nana*. På prøvane frå subsone 1 er det ikkje gjort *Betula*-analyse, men som nemnt på s.86 er det her grunn til å rekna med ein vesentleg del langtransportert pollen.

Årsaka til det store innslaget av *B.nana*-pollen kan anten vera at klima var for strengt, eller at treforma björk ikkje har hatt tid til å vandra inn etter at isen drog seg attende.

2. Subsone 3 og 4. Her er meir *B.pubescens*. Den sterke stiging som *Betula*-kurva syner mellom spektrum 5 og 6, representerer truleg ein rein ekspansjon av *B.pubescens*.

Den høge prosenten av *B.pubescens*-pollen kan tyda på at klimaet var betre enn i dei andre delane av perioden, eller mest sannsynleg, at treforma björk, som nemnt ovanfor, først no hadde nådd fram til området.

3. Subsone 5. Her er på ny meir *B.nana*. Den nedgangen som *Betula*-kurva viser på slutten av subsone 4, er truleg eit resultat av at *B.pubescens* går tilbake, og oppgangen ved overgangen til subsone 5 er resultat av at *B.nana* ekspanderer.

Som nemnt, tyder denne utviklinga på kaldare klima. Då dei övre prøvane er tekne frå sedimentet like under morenen, er truleg omslaget til strengare klima det same som resulterte i det siste isframstøytet.

#### Samanlikning med andre sein-glaciale pollendiagram.

Frå Hordaland er det berre publisert eit pollendiagram som dekkjer Sein-Weichsel. Dette diagrammet viser vegetasjonsutviklinga på Blomvåg som ligg ca. 40 km NV for Unneland (Mangerud 1970). Andre stader i Noreg er det berre diagramma frå Jæren (Fægri 1940, Chanda 1965) og Lista (Hafsten 1963) som gjev eit komplett bilete av vegetasjonsutviklinga i denne perioden.

Sjølv om Blomvåg ligg ein god del nærare kysten enn Unneland, vil diagrammet herifrå gje det beste samanlikningsgrunnlaget, då avstanden til Jæren og Lista er så mykje større. Den delen av Blomvåg-diagrammet som dekkjer Alleröd interstadial, viser ei vegetasjonssamansetjing som i store trekk er svært lik den vi finn i Unneland II-diagrammet. Begge

diagramma viser høge, og stort sett jamhøge prosentverdiar for Salix og Betula.

Diagrammet frå Jæren og Lista syner eit noko anna høve mellom desse to trepollen-slaga i Alleröd, då Betula begge dei nemnde stadene har langt høgare verdiar enn Salix.

Unneland II-diagrammet viser mykje Juniperus. I store deler av diagrammet er over 20 % av sum AP pollen av Juniperus. Berre eit parti midt i perioden ligg kurva under 10 %. I Blomvåg-diagrammet er Juniperus-kurva usamanhangande og syner låge verdiar. Mangerud (1970a s.127) ser likevel ikkje bort frå at materialet kan innehalda meir pollen av Juniperus enn det som diagrammet viser.

På Jæren og Lista er det funne lite eller inkje Juniperus-pollen i Alleröd-materialet, men i Danmark og Torreberga, Sör Sverige er det i den same perioden påvist høgt innhald av Juniperus (Berglund & Digerfeldt 1970 s. 121).

Både Alleröd-sedimentet på Blomvåg og det submorene frå Unneland har eit svært lågt innhald av Pinus-pollen. Innhaldet er lågast i det midtre partiet av begge sediment-söylene.

Diagramma frå Jæren og Lista viser liknande låge Pinus-verdiar for dei sein-glaciale interstadialperiodane, og det er allmenn sëmje om at det Pinus-pollenet ein finn i sein-glaciale materiale, er langtransportert (Mangerud 1970a s. 141). Årsaka til det lågare Pinus-innhaldet midt i perioden, er truleg eit resultat av at den lokale pollen-produksjonen er større.

Unneland II-diagrammet viser noko større innhald av NAP enn det Blomvåg-diagrammet gjer for Alleröd. Auken av NAP övst i det först-nemnde diagrammet kan samanliknast med auken i NAP-innhaldet som Blomvåg-diagrammet syner övst i Alleröd. Årsaka kan såleis begge stader vera eit resultat av klima-forverringa ved overgangen til Yngre Dryas.

Blomvåg-diagrammet og Unneland II-diagrammet viser svært lite Ericales-pollen, og begge stader er innhaldet langt større i tidleg postglacial tid. Dei sein-glaciale diagramma frå Jæren og Lista indikerer derimot ein del meir Ericales.

Berre på ein av pollen-prövane frå Blomvåg er det gjort Betula-analyse (Mangerud 1970a s.127). Prøven er teken frå den delen av sedimentsøyla som viser dei lågaste NAP-prosentane i Alleröd, og representerer truleg det klimatisk beste tidsrommet. B.pubescens dominerer her klart over B.nana, og høvet er om lag det same som det som vart funne i den midtre delen av Unnaland II-diagrammet (Tabell 8). Frå Jæren er det gjort pollenanalyse av sein- og tidleg post-glacialt materiale. Resultata av analysen indikerer at pollen av B.nana dominerte stort i periodar eldre enn Alleröd (Fægri 1940, Tafel 2 og 4). I Alleröd (sone V)-materialet var det derimot meir pollen av treforma björk, men ved overgangen til Yngre Dryas blir pollen av B.nana på ny dominerande.

Ei liknande utvikling er og funnen frå S-Sverige (Berglund & Digerfeldt 1970 s. 111). Også her er det lågt innhald av B.nana-pollen i Alleröd-materialet, men i Yngre Dryas spelar B.nana større rolle.

#### Det marine sedimentet.

Hystrix. Funn av store mengder Hystrix i pollenprövane frå materialet mellom 13,60 og 13,00 m u.o. syner at dette er avsett i eit marint miljø (Fig. 156). Under 13,60 m u.o. er det berre funne nokre få Hystrix i to prøvar: to Hystrix i prøve 3 og ein i prøve 1.

To ulike slag Hystrix er å finna i dette sedimentet. Det slaget som dominerer øvst, der det er mest Hystrix, har tjukke, kraftige armar. Det andre slaget har mykje tynnare armar og ser ut til å dominera meirlenger nedover i sedimentsøyla. Dei få Hystrix-fossila som eg fann i prøve 1 og 3, er alle av dette siste slaget.

Dei ulike prepareringsmetodane sin innverknad på Hystrix-fossila. Etter at få prøvar var talde, vart det klart at prepareringsmetodane hadde ulik innverknad på Hystrix-fossila. Prøvar som var preparert etter HF-metoden, viste eit stort

innhald av heile, uskadde Hystrix. I prøvar som var preparert etter bromoform-metoden var det derimot relativt få heile Hystrix. Armane var her ofte blitt rivne av, slik at berre sjølve "Hystrix-kroppen" var att. Over heile preparatet låg lausrivne Hystrix-armar.

Fig. 153 viser korleis høvet mellom Hystrix med - og utan armar varierer i dei einskilde prøvane. I prøvar som eg preparerte etter HF-metoden, fann eg ingen sundrivne Hystrix. Derimot hadde ein svært stor del av Hystrix-fossila mista armane i dei prøvane som var preparert etter bromoform-metoden (til dømes prøve 9 og 16). Prøvar som først hadde blitt handsama med fluss-syre, og deretter preparert etter bromoform-metoden, viste relativt færre sundrivne Hystrix enn prøvar som vart preparert etter rein bromoform-metode (til dømes prøve 11, 13 og 14).

For å få nok pollen til prøve 15, måtte eg preparera to gonger. Den første prepareringa vart utført etter HF- og den andre etter bromoform-metoden. Begge prepareringane vart avslutta med acetolyse-handsaming. Dei to preparata viste eit svært ulikt Hystrix-innhald. I den HF-preparerte delen av prøven vart det funne 14 heile, og ingen sundrivne Hystrix etter 82 talde pollen (Fig. 153).

I den delen som vart preparert etter rein bromoform-metode, vart det funne relativt langt færre Hystrix, og dei fleste av desse var sundrivne. Etter å ha talt 364 pollen, fann eg berre 3 heile, men 14 sundrivne Hystrix.

Ut frå det som er nemnt ovanfor, kan ein dra to slutningar:

- 1) Svært mange Hystrix misser armane under bromoform-preparering.
- 2) Ein del Hystrix vert borte ved denne prepareringsmetoden.

Vorren (1972) peikar og på ein underrepresentasjon av Hystrix ved bromoform-preparering. Han meiner at den ujamne morfologien til Hystrix-fossila gjer at dei ikkje blir frigjorde frå leirmaterialet. Mine granskingar tyder på at dette til ein viss grad er rett, men det er og klart at mange fossil blir frigjorde utan armar. Ved å telja dei Hystrix-fossila

som manglar armar, vil ein få fram ein langt rettare prosent for Hystrix-innhaldet.

Det er ikkje sikkert at variasjonane til Hystrix-kurva over prøve 6 (Fig. 157) indikerer eit vekslande Hystrix-innhald. Som det går fram av diskusjonen ovanfor, har prepareringsmetodane ulik innverknad på Hystrix-fossila. Årsaka til at prøvar som er preparert etter bromoform-metoden gjev ein lågare Hystrix-prosent enn prøvar som er handsama med fluss-syre, kan altså vera både at ikkje alle Hystrix-fossila blir frigjorde frå det minerogene materialet og at Hystrix som manglar armar, er vanskelegare å identifisera. Under preparering med fluss-syre får ein frigjort Hystrix frå det minerogene materialet utan at fossila blir skadde. Då prøvar som først er handsama med fluss-syre og deretter preparert etter bromoform-metoden, og viser mykje Hystrix som manglar armar, er det grunn til å tru at ein del Hystrix misser armene under sjølve bromoform-handsaminga.

Etter dette er det grunn til å slutta at det reelle innhaldet av Hystrix er minst like stort, og truleg noko større, enn det som kurva i diagrammet gjev inntrykk av.

Den sterke stiging i Hystrix-innhaldet mellom prøve 6 og 7 er i alle høve klar, og tyder på eit skifte til saltare sedimentasjonsmiljø.

Dei få Hystrix som er funne i den nedste delen av sedimentet, kan tyda på at havet i periodar så vidt har nådd opp i Haukelandsvatnet, men at vatnet ikkje har hatt stort nok saltinnhald til at desse marine organismane kunne leva her. Hystrix-fossila kan ha blitt skylde inn frå fjorden under springflo med pålandsvind, eller blåst inn med sjödrev.

Uidentifisert marint fossil. Dette fossilet fann eg første gong i ein marin pollenprøve frå Ågotnes, Sotra (talt for J. Mangerud). Seinare er fossilet funne i marine sein-glaciale prøvar frå Eikanger, Sandviken og Os.

Fossilet, som eg berre har funne i marine prøvar, er sidan identifisert av dr. Barrie Dale, Woods Hole, Mass., U.S.A

til å vera ein dinoflagellat i same gruppe som Hystrix, og kan reknast for ein sikker marin-indikator.

Som diagrammet viser er dette fossilet og funne i det submorene sedimentet frå Haukelandsvatnet, og då berre i det partiet som inneheld mykje Hystrix. Saman med Hystrix er dette ein sterk indikasjon på at materialet er avsett i eit marint miljø.

### Alderen på morenen og det underliggjande sedimentet.

1) Prekonsolidering. Som alt sonderboringane viste, er silten svært hardpakka. Dette indikerer prekonsolidering, truleg av isen som avsette det overliggjande, moreneliknande materialet.

Det siste store framstøytet til innlandsisen i dette området skjedde i Yngre Dryas. Sjølv om ein i nokre fjord- og fjellstrøk har påvist mindre isframstøyt tidleg i Preboreal tid, vil eg sjå det som svært lite rimeleg at ei istunge i denne perioden har nådd fram til Haukelandsvatnet. I så fall må ein brearm ha kome ned frå Gullfjellsområdet. Somnemnt tidlegare (s. 14), er det teikn som tyder på at det tidleg i Preboreal var ei iskappe på Gullfjellet. Skulle ein dalbre frå denne nå ned til Haukelandsvatnet, måtte han hatt ei lengde på ca. 8 km frå issentret til fronten. Sett i relasjon til det vesle akkumulasjonsområdet på Gullfjellet, er dette lite sannsynleg. Heller ikkje finst det i Haukelands- eller nærliggjande område tydelege bre- randavsetningar som indikerer eit slikt breframstøyt. Det vil såleis vera mest rimeleg at det submorene materialet er avsett i Alleröd eller eldre interstadialperiodar.

2) Havnivå. Terskelen for Haukelandsvatnet er 73 m o.h., og MG i området er 61 m o.h. Dette viser at det marine sedimentet er avsett før den siste isavsmeltinga.

3) Vegetasjonsutvikling. Då vegetasjonssamansetjinga for interstadialperiodane er svært lite kjend på Vestlandet, kan pollen- diagrammet ikkje sikkert visa alderen på sedimentet. Unneland II- og Alleröd-delen av Blomvåg-diagrammet gjev likevel eit så likt vegetasjonsbilete at dei kan representera same tidsrom.

Resultatet av Betula-analysen er ein sterk indikasjon på at det submorene sedimentet på Unneland er avsett i Alleröd.

Då det ut frå undersøkingane på Jæren er lite truleg at det der har vakse treforma bjørk i seinglaciale periodar eldre enn Alleröd, vil eg sjå det som heilt urimeleg at Unnelandsområdet har hatt slik skog i eventuelle tidlegare isfrie sein-glaciale periodar. Etter som det er stort innhald av *B. pubescens*-pollen både i det seinglaciale materialet frå Blomvåg og Unneland, blir konklusjonen at det submorene sedimentet er avsett i Alleröd.

Dessverre lukkast det ikkje å få C-14-datert sedimentet, og ein kan derfor likevel ikkje sjå heilt bort frå at det kan representera interstadialperiodar eldre enn 20 000 år BP. I så fall må sedimentet ha "overlevd" hovudframstøytet for siste istid. Sjølv om det i Bergensområdet er funne interglaciale sediment (Mangerud 1970b), som ut frå polleninnhaldet er klart eldre enn Unnelands-sedimentet, ser eg det som mykje meir sannsynleg at dei gamle sedimenta vart fjerna, i alle fall under større isframstøyt.

#### Havnivå i seinglacial tid.

Innhaldet av marin-indikatorar syner altså at berre den øvste delen av det submorene sedimentet er avsett i eit marint miljø. Dette tyder på at i tidlegare deler av Alleröd har havet ikkje, eller berre så vidt, nått opp i Haukelandsvatnet. Seinare har havnivået stige, slik at Haukelandsbassenget har blitt ein del av fjordarmen som gjekk inn gjennom Arnadalen.

Tidlegare undersøkingar viser at landhevinga gjekk svært snøgt etter som isen smelta bort etter framstøytet i Yngre Dryas (Hafsten 1960). Dei eldre periodane veit vi lite om, men det er grunn til å venta at jordskorpa reagerte på same måten då isen drog seg attende i interstadialperiodane. Tilhøva seinare i interstadialperiodane må likevel ha vore fundamentalt ulike den postglaciale utviklinga. Ved overgangen til Holocen skjedde ei brå og langvarig klimabetring. Klimabetringa i interstadialperiodane må ha vore mindre (Mangerud 1970a, s. 131), og klimaet vart snart strengare med det resultat at isen på ny rykte fram.

Ut frå den mindre klimabetringa, er det og grunn til å rekna med at isen i interstadialperiodane smelta seinare bort enn i postglacial tid. Dette skulle vidare føra til ei langsamare landheving.

Fleire forfattarar har tidlegare freista å rekonstruere det eustatiske nivå i sein- og postglacial tid. Både Fairbridge (1961) og Mörner (1968) har kome fram til at det var ei markert stiging i havnivå i ei tid som svarar til Alleröd interstadial (Mörner 1969 s. 447), men dei reknar med noko ulike verdiar. Medan den eustatiske kurva som er konstruert av Mörner, berre viser ei stiging på ca. 4m, har Fairbridge si eustatiske kurve ei stiging på mest 10 m for om lag den same perioden.

Transgresjonen som er påvist i Alleröd-materialet frå Unneland kan ha to årsaker: 1. Den eustatiske stiging, som var eit resultat av smelta ismassar, har vore større enn jordskorpa si isostatisk stiging. 2. Nedpressing av jordskorpa då isen rykte fram ved overgangen til Yngre Dryas.

Dei variasjonane i vegetasjonsutviklinga som pollendiagrammet viser, indikerer at dei marine sedimenta spenner over eit visst tidsrom. Dersom transgresjonen var eit resultat av at den avanserende Yngre Dryas-isen pressa jordskorpa ned, skulle ein nok venta at dette skjedde relativt kort tid før området atter vart dekt av isen.

Det er i pollendiagrammet ingen indikasjon på overgang til strengare klima i tida før bassenget vart marint. Betula-analysen viser tvert imot at treforma björk etablerte seg i området like etter. Først heilt øvst i det submorene sedimentet er det teikn som tyder på dårlegare klima. Her blir treforma björk skifta ut med dvergbjörk, og NAP-prosenten aukar.

Det som er nemnt ovanfor, tyder på at årsaka til transgresjonen ikkje var isostatisk nedpressing ved overgangen til Yngre Dryas. Teorien om større eustatisk enn isostatisk stiging i avsmeltingsperioden i Alleröd verkar meir sannsynleg.

Som Fig. 154 viser var havnivå tidleg i Alleröd lågare enn -73 m, men transgresjonen førde altså til at havet gjekk inn i Haukelandsvatnet. Det er uvisst kor høgt havet stod i byrjinga av Alleröd-perioden, sjölv om funn av nokre få *Hystrix* kan tyda at terskelen låg nær havnivå.

På Jæren har Fægri ( 1940 ) påvist ein transgresjon som han ut frå pollenanalytiske undersøkingar, set i samband med Alleröd-vekslingane (Alvevatn-transgresjonen). Også på Bömlo har Fægri (1943) ved hjelp av pollenanalyse funne spor etter ein liknande transgresjon, og han korrelerer denne med Alvevatn-transgresjonen.

*Hystrix*-innhald i sein-glacialt materiale frå Ryfylket vitnar om transgresjonar også her (Karl Amundsen, pers. medd.).

Alle undersøkingane nemnde ovanfor, indikerer transgresjon på Sør-Vestlandet i seinglacial tid. På Unneland har det vore transgresjon i Alleröd, og det kan vera den same transgresjonen det er funne spor etter på Bömlo, i Ryfylket og på Jæren.

På Fig. 155 er observasjonane frå Unneland sett i relasjon til strandlinjeforskyvnings-kurvane for Bömlo og Bergensdalen.

Vegetasjonsutviklinga i Holocen.

Særmerkte drag.

Pinus. Gjennom heile diagrammet viser kurva for *Pinus*-pollen samanlikna med dei andre diagramma frå Vestlandet uvanleg låge prosentverdiar. I største delen av diagrammet ligg verdiane under 10 % og kjem maksimalt opp i 17,3 % av sum AP. Når ein tek omsyn til at *Pinus* er ein svært stor pollenprodusent, er verdiane ekstremt låge.

Det er ikkje klårt kva som er årsaka til dette låge innhaldet av *Pinus*-pollen. Ei forklaring kan vera at bekken har resultert i at straumen alltid har gått ut av bassenget. Det er rimeleg å tru at *Pinus*-pollen vil flyta lettare enn

dei fleste andre pollenslaga på grunn av dei store luftsekkene, og mykje Pinus-pollen kan såleis ha blitt ført ut av bassenget. Ei anna forklaring er sjølvstøtt at Pinus aldri har vakse i Unnelandsområdet. Dette høver bra med det faktumet at det heller ikkje idag veks furu i Unnelandsområdet. Så svært langt borte kan likevel ikkje furuskogen ha stått, då diagramma frå Bergensdalen viser ganske høge prosentantar med Pinus-pollen (Hagebö 1967).

Ulmus. Ein del av diagrammet viser ein frekvens av Ulmus-pollen som er langt høgare enn i noko anna diagram frå Vestlandet. Rundt, ofte over 10 % av sum AP er Ulmus. Maksimalt går denne verdien opp i over 20 %, medan det i andre diagram berre er vanleg med nokre få prosent Ulmus-pollen.

Filices. Også denne gruppa har uvanleg høge prosentantar, og utgjer på det meste nærare 80 % av sum pollen + sum sporar. Kurva viser svært ujamn gang. Særleg høge er prosentverdiene i sandpartia, noko som kan tyda på storleiksortering.

Alnus. Den høge frekvensen av Alnus-pollen er som nemnt eit resultat av borlokaliteten si plassering.

Utviklinga innanfor dei ein-skilde pollensone.

2. Betula-NAP sone. Som diagrammet viser, er NAP-innhaldet svært høgt, men har avtakande verdiar oppover i sone. Ein liknande gang har Betula-kurva, men Salix-innhaldet er lågast nedst og aukar oppover.

3. Betula-Salix sone. Ved nedre sonegrense stig Salix-kurva svært, og når eit maksimum på nærare 20 % av sum pollen. Nedgangen av NAP held fram, men litt mindre markert enn i sone 2.

Juniperus subsone. Juniperus når her ekstremt høge verdiar. Kurva har ein liknande gang som Salix-kurva, men stiginga

for Juniperus kjem litt seinare, og denne kurva når maksimumet ei kort tid etter Salix-kurva.

Kort oversyn over vegetasjonsutviklinga i den eldste post-glaciale tida. Pollendiagrammet fortel for sone 2 og 3 om typisk pioner-vegetasjon. Særleg er det i sone 2 indikasjonar på at det ikkje har gått lang tid sidan området vart isfritt. Den høge NAP-prosenten viser at området var så godt som skoglaust.

Betula-analyse frå spektrum 19 syner at 13,6 % av Betula-pollenet er av B.nana, og resten er av treforma bjørk. Det er likevel noko uvisst om det har vakse treforma bjørk i området i sone 2. Eg vil sjå det som sannsyleg at i alle fall ein del pollen av B.pubescens er transportert inn frå nærliggjande område, som vart isfrie før Unneland, der treforma bjørk hadde hatt tid til å etablera seg.

Den sterke oppgangen i Salix-kurva ved overgangen til sone 3 indikerer ekspansjon av Salix. Då Betula-kurva samstundes fell, kan det sjå ut som om Salix-ekspansjonen fører til at den lokale bjørke-skogen går tilbake. Ei anna mogleg forklaring er at produksjonen av lokalt pollen, i første rekke av Salix, blir så stor at transporten utanfrå spelar ei mindre rolle. Nedgangen til Salix-kurva i siste del av sone 3, samstundes med at Betula-kurva har ei markert stiging, kan vera eit resultat av at treforma bjørk no etablerer seg i området. Dessverre er det ikkje gjort Betula-analyse som kan stadfesta dette.

Det store innhaldet av Juniperus, som er ein lyskrevande busk, indikerer open skog. Nedgangen i Juniperus-kurva samstundes med at Corylus-kurva går opp, kan tyda på at det først etter Corylus-oppgangen vart tett skog i området.

Relativt høge prosentverdiar for Juniperus går att i dei eldste delane av mange andre pollendiagram frå nærliggjande område (Hagebö 1967, diagram frå Titlestادتjern, Haukelandstjern og Tveitevatn. Sönstegaard 1974, diagram frå Os). Sönstegaard finn i sine diagram eit liknande,

men noko mindre markert maksimum like för *Corylus*-oppgangen.

I sonene som er nemnde ovanfor, er det relativt mykje *Ericales*, som i sone 2 når opp i 10 % av sum pollen. Analyseresultata synte at av dette var det meste pollen av *Empetrum* (krekling). I spektrum 19 utgjer *Empetrum* vel 70 % av *Ericales*-pollenet. Dette samsvarar med det Mangerud (1970 s. 129) finn på Blomvåg. Hans sone B: 3, tidleg i Preboreal tid, viser eit høgt maksimum av *Ericales*, men ulikt Unnelands-diagrammet, har Blomvåg-diagrammet høge verdiar og lenger oppover.

Hagebö (1967) finn liknande høge *Ericales*-prosentar i det eldste post-glaciale materialet frå Bergensdalen. Mest *Ericales* finn han i diagrammet frå Titlestad tjern, Fana, der prosenten i det nedste spektret er ca. 6 % av den totale pollensummen. Men på same måten som i diagrammet frå Unneland, fell *Ericales*-kurva snart til låge prosentverdiar.

4. *Corylus* sone. Diagrammet har ein svært markert og veldefinert *Corylus*-oppgang. Men sjølv om *Corylus* når opp i 34 % av AP, er det likevel *Betula*-kurva som viser den högaste verdien også i denne sone. Dette biletet er noko ulikt dei andre pollendiagramma som er konstruert i Bergensområdet. Både i diagramma frå Os og Bergensdalen ligg *Corylus*-kurva i den tilsvarende perioden tydeleg over *Betula*-kurva.

Årsaka til den større *Betula*-dominansen kan vera å finna i den strandnære staden borkjernen er teken i. Då *Corylus* ikkje kan veksa på så våte stader som *Betula*, er det rimeleg at bjørka stod nærare vasskanten og såleis resulterte i ein lokal overrepresentasjon. Dette er i samsvar med det vegetasjonsbiletet vi har i dag med bjørk og older like i vasskanten.

I denne scena, som nær fell saman med den Boreale kronosone, er det i dei fleste publiserte pollendiagram eit *Pinus*-maksimum som på Vestlandet kjem like etter *Corylus*-maksimumet. Desse karakteristiske maksima er svært svakt

utvikla i mitt diagram, og Pinus-maksimumet kjem berre så vidt fram i spektrum 26 og 27, og er eit nytt teikn på at Pinus ikkje har vakse i området, men at pollenet er langtransportert. Dessverre manglar vi litt materiale mellom borkjerne 4 og 5, og ein kan ikkje sjå bort frå at Corylus-maksimumet kan liggja i dette partiet, altså mellom prøve 25 og 26.

Diagrammet indikerer nå to små Corulus-maksima i denne sona, men sidan det her er relativt langt mellom spektra, vil eg sjå desse maksima som usikre. Slike doble Corylus-maksima er vanlege i mange diagram frå Bömlo og Jæren, men er ikkje tidlegare funne i diagramma frå Bergensområdet. Det bør likevel nemnast at sedimentasjonsfarten på den aktuelle lokaliteten har vore monaleg større enn på dei andre nærliggjande pollenlokalitetane. Av denne grunn ville eit eventuelt dobbelt Corylus-maksimum koma betre fram i dette diagrammet.

Datering. Det er vanleg å bruka Corylus-oppgangen som grense mellom Preboreal og Boreal tid. Då pollengrensene er tids-transgressive, vil dei i ulike område ikkje falla heilt saman med dei definerte kronosone-grensene. I Arna vil såleis grensa mellom Preboreal og Boreal kronosone falla litt seinare enn 9000 år, som er gjort framlegg om av Jan Mangerud (1973) for denne kronosonegrensa.

Corylus-diagrammet er datert ved hjelp av C-14. På grunn av at det ikkje var tid til å telja tett nok med prøvar for materialet skulle sendast til datering, vart den daterte prøven teken 5 cm under Corylus-oppgangen. Med ein sedimentasjonsfart på 0,33 mm pr. år (s. 73) svarar dette til ein periode på ca. 150 år. Dateringa gav ein alder på  $8960 \pm 220$  år BP (T-1491), og Corylus-oppgangen blir såleis  $8810 \pm 220$  år BP. Om lag same alder er funnen for Corylus-oppgangen i Austrheim, Nordhordland (P.E. Kaland, pers.medd.).

5. Alnus - QM-sone. Grensa mellom sone 4 og 5 er først og fremst markert ved den sterke Alnus-oppgangen, men og ved tydeleg stiging av QM (her Ulmus). Både Alnus og Ulmus-

kurva har ein hale som går gjennom det meste av sone 4. Alnus-pollen utgjer her 2 - 3 % av AP, medan den tilsvarende verdien for Ulmus er mindre enn 1 %. Ein slik Boreal Alnus-hale er funnen i fleire andre diagram frå Vestlandet. Dette gjeld til dømes diagramma frå Vorlandstjönn og Longhamrane på Bömlo (Fægri 1944a s. 29), Tveitevatn på Stord (Hafsten 1965 s. 41), Bergensdalen (Hagebö 1967 s. 29). I diagrammet frå Os manglar derimot liknande Alnus-haler (Sönstegaard 1974).

Ved overgangen til sone 5 går Alnus straks opp i 35 % av AP, og har frå no av høge, men varierende verdier resten av diagrammet. I dei fleste spektra utgjer Alnus ca. 50 % av AP, og går i nokre spektra opp i nærare 70 %. Årsaka til denne Alnus-dominansen kan, som nemnt tidlegare, vera at prøvane er frå materiale som er sedimentert nær vasskanten.

Den relativt høge Alnus-prosenten i sone 4 kan tyda på at Alnus vaks i området også i dette tidsrommet, men det tørre klimaet kan ha vore årsak til at older ikkje ekspanderte før ved overgangen til sone 5, då klimaet vart meir oceanisk (Hagebö 1967 s. 30).

Ulmus-kurva stig ved nedre sonegrense til 3 % av AP, men auken held jamnt fram, og verdiane kjem snart opp i over 20 %. Innhaldet av Quercus-pollen er lågt i den nedre delen av sone. Diagrammet indikerer vidare at Quercus kjem inn ei stund etter Ulmus i Unnelands-området. Fægri (1944a s. 74) finn i pollendiagramma frå Bömlo indikasjonar på at Ulmus etablerte seg før Quercus. Derimot kan ikkje Hagebö (1967 s. 29) seia at det same er tilfelle på grunnlag av undersøkingane i Bergensdalen; men både diagramma frå Os (Sönstegaard 1974) og Eidslandet (Aa 1974) indikerer oppgang av Ulmus ei stutt tid før Quercus. I diagramma frå Tveitevatn, Stord er det ein tydeleg oppgang av Ulmus kort tid etter Alnus-oppgangen og før Quercus-oppgangen (Hafsten 1965 plate III and IV).

Datering. Alnus-oppgangen er datert til  $7430 \pm 110$  C-14 år BP (T-1749) og er såleis yngre enn grensa mellom Preboreal og Atlanticum kronosone (8000 BP). Ei datering frå Os

(Mangerud, pers.medd.) viser  $7710 \pm 100$  (T-1160), og altså ein noko høgare alder. Dateringar frå ytre strök av Nordhordland gjev nær same alder (P.E. Kaland, pers.medd.). Nokre dateringar frå indre deler av Vestlandet viser derimot lågare alder. På Eidlandet er oppgangen datert til  $6900 \pm 140$ , (R.Aa, pers.medd.) og i Aurland til  $7180 \pm 100$  (Bergström 1971). Det synest klart at Alnus-oppgangen kom ei god stund seinare i dei indre fjordströka enn ute ved kysten. Dateringar frå Unneland gav likevel ein alder som er noko yngre enn det som er å venta ut frå den etter måten kystnære plasseringa.

På grunnlag av samansetjinga av QM, er sone 5 delt inn i to subsoner:

1) Ulmus subsona. Nedre grense for denne subsona fell saman med nedre grense for sone 5, sjölv om den mest markerte auken av Ulmus-pollen kjem litt etter Alnus-oppgangen.

Subsona utgjer over halvparten av högda på diagrammet. Dette er likevel svært misvisande då sedimentet i dette partiet for ein stor del er sand og grus som ein må rekna med er avsett i eit ganske kort tidsrom (s. 73).

Liknande høge Ulmus-verdiar er ikkje funne i andre diagram frå Vestlandet. Heller ikkje er det vanleg at Ulmus dominerer så sterkt over Quercus som her. I diagrammet frå Tveitvatn, Fana finn Hagebö (1967) i sone VI - VII, som tilsvarar sone 5 i mitt diagram, meir Quercus enn Ulmus. I diagrammet frå Kristienborgv. er hövet om lag det same, medan Ulmus dominerer over Quercus i diagrammet frå Haukelandstjern. I diagrammet frå indre Nord-Hordland, er det i den tilsvarande sona påvist meir Ulmus enn Quercus i diagrammet frå Eidslandet, men i dei andre diagramma dominerer Quercus (Aa 1974). Det same gjeld Os der Quercus dominerer i alle diagramma (Sönstegaard 1974).

Sjölv om det i dei fleste av diagramma frå nærliggjande område er funne høgare Quercus- enn Ulmusprosentar i denne sona, gjeld altså ikkje dette generelt. Som vist ovanfor,

er hövet i fleire diagram omvendt. Det er derfor tydeleg at dei lokale tilhöva har spela ei stor rolle.

2) Quercus subsona. Grensa mellom dei to subsonene er sett mellom spektrum 55 og 56, der kurva for Quercus stig sterkt. Då vi mellom desse to prøvane manglar ca. 30 cm av sediment-söyla, kan ikkje grensa for Quercus-oppgangen fastsetjast heilt nöye.

Den vegetasjonsutviklinga som pollendiagrammet viser i denne sona, skil seg litt ut frå det biletet som kjem fram for tilsvarende periode i andre pollen-diagram frå Vestlandet. Den "normale" utviklinga er at kurva for både Quercus-, Tilia- og Ulmuspollen stig mot slutten av Atlanticum, men Ulmus når maksimumet for Quercus, og er ved overgangen til Subboreal på veg ned, medan kurva for Quercus-pollen held fram med å stiga. I Unnelands-diagrammet går Ulmus først ned etter at Quercus har nådd maksimumsverdien, og slik eg har lagt sonegrensa, litt ut i Subboreal tid.

Mellom spektrum 56 og 57 skjer det i følge diagrammet store endringar i vegetasjonssamansetjinga. Ulmus går ned frå 16,6 til 6 %, og Quercus-kurva fell samstundes frå 16,1 til 6,4 % av sum AP. Alnus- og Betula-kurva har derimot ein oppgang, men hövet mellom AP og NAP er mest uendra.

Ut frå den brå endringa i pollendiagrammet ligg tanken på ein hiatus nær. Det er likevel ikkje råd å sjå noka endring i materialet i kjernen mellom spektrum 56 og 57, og det er derfor grunn til å tru at det her verkeleg er ei drastisk endring i vegetasjonssamansetjinga.

Datering (T-1490). Den markerte endringa, som er omtalt ovanfor, er C-14 datert til  $4440 \pm 80$ . Dette stadfestar dei tidlegare slutningar om tidleg Subboreal tid.

Almefallet. Overgangen til Subboreal er i S-Skandinavia markert av ein sterk nedgang i innhaldet av Ulmus-pollen (Almefallet), ofte til langt mindre enn halvparten av den tidlegare prosentverdien (Tauber 1965 s. 54). Samstundes aukar innhaldet av Quercus-pollen, og i mange diagram også prosenten av Fraxinus- og Tilia-pollen. C-14-dateringar

indikerer at fallet var mest synkront i Nordvest- og Sentral-Europa, og hende for om lag 5000 år BP.

Det har dei siste 10 åra vore stor diskusjon om kva som var årsaka til denne drastiske endringa i vegetasjonssaman-setjinga ved overgangen mellom Atlanticum og Subboreal. I denne debatten blir almefallet tolka som anten eit resultat av kultur-inngrep eller klimaendring.

Den første forklaringa går ut på at lauv og bork frå skogstre vart brukt som dyrefor. Der alm finst er alme-bork alltid blitt valt framom bork av andre treslag og nytta både til dyrefor og menneskemat. Troels-Smith (1954, 1960) støttar sterkt denne teorien og meiner (1960 s. 28) at ein kan sjå heilt bort frå forklaringar som klimaendring, jord-utarming og almesjukdomar. Fægri (1944b s.412) peikar på at vi i Subboreal tid på Jæren hadde eit klima som Tilia kunne trivast i, og at det derfor er svært lite truleg at klimaet samstundes var for strengt for Ulmus. Han understrekar likevel og at almefallet kjem før dei første kultur-indikatorane, og såleis er det usannsynleg at almefallet er eit resultat av kultur-inngrep.

Ein sterk nedgang i pollenfrekvensen av Hedera (berg-flette) på overgangen mellom Atlanticum og Subboreal, blir av Iversen (1941 s. 35) tolka som resultat av ei klimaendring. Både Hedera og nokre av Ulmus-artene (særleg *Ulmus carpini-folia*) er tydeleg termofile, og ein nedgang av begge skulle såleis indikera strengare klima. Troels-Smith (1960 s.27) meiner derimot at forklaringa er å finna i at også berg-flette vart brukt som dyrefor.

Det har vore tvil om steinalderfolka kunne greia å gjennomføra eit så vidfemnande inngrep som almefallet er (Iversen 1960 s. 19). Når lauv av i første rekkje alm og ask blir brukt til dyrefor, blir treet stuva og ungskota nytta med nokre få års mellomrom. Det vil vera nokså utenkjeleg at steinaldermannen med sin primitive reiskap på kort tid kunne stuva så mange almetre at det gav eit større utslag i pollen-

regnet. For å få tak i lauvverket på dei vaksne almetrea, måtte han dessutan klyva 15 m, eller meir, oppetter trestammene. I dag blir berre unge tre stuva, og det er grunn til å tru at det same var tilfelle i steinalderen og.

Iversen (1960 s. 20) kastar fram den teorien at vaksne tre lett kunne bli drepne ved berkjing av stammene, og samstundes er unge tre blitt stuva for å kunna produsera lauv til for. Den tida som går med frå treet blir stuva til det blomstrar, er for alm 7 - 8 år (Troels-Smith, 1960 s. 26). Hyppig stuving kan derfor vera årsak til den låge frekvensen av Ulmus-pollen. Lind blomstrar 4, ask 2 - 3 år etter stuving, så desse trea kan i langt større grad halda pollenproduksjonen oppe.

Eiketrea vart ikkje øydelagde, for eikenöter var av stor verdi som dyre- og menneskeføde. Desse trea fekk no betre vekstvilkår i den låge kringliggjande skogen og auka såleis pollenproduksjonen.

Tauber (1965 s. 54) meiner at den viktigaste årsaka til almefallet kan vera ei senking av grunnvassnivået. Nær ei myr eller eit vatn står trea ordna etter dei edafiske tilhøva. Ved vasskanten står older og selje. På det nærliggjande, fuktige beltet veks older og eik (*Quercus robur*), kanskje blanda med björk og ask, alt etter jordtilhøva. På den låge og fuktige mineraljorda kjem så alm, blanda med eik på fattigare jord. På noko høgareliggjande, og ikkje for fattig jord får vi ein gradvis overgang til skog dominert av lind.

Eit slikt ökologisk system vil vera svært sensitivt for jamvel små endringar i grunnvassnivået. Eik kan på grunn av dei djupe rötene tåla store endringar i grunnvassnivået, men almen er, med det meir horisontale rotsystemet, mykje meir utsett. Dette, saman med stort krav til jordsmonnet gjer at Ulmus i tørkeperiodar taper i konkurransen med andre treslag.

På dei tørrlagde innsjøsedimenta ekspanderer older- og seljekratt, og formar eit tett belte mellom bassenget og skogen innanfor. Dette krattet vil stengja for vindsirkulasjonen mellom trestammene i skogen, slik at mindre pollen blir ført inn i bassenget. Vidare vil pollensamansetjinga i bassenget bli påverka av større filtrering.

Det er, som vist, svært motstridande meiningar om kva som var årsaka til almefallet. Ut frå det materialet som ligg føre i dag, er det vanskeleg å sjå bort frå nokon av dei aktuelle teoriane. Usamsynleg er det heller ikkje at fleire av faktorane har verka inn samstundes.

Diagrammet frå Unneland viser, som nemnt, ein svært markert nedgang i innhaldet av Ulmus-pollen mellom spektrum 56 og 57. Denne nedgangen er C-14-datert til  $4440 \pm 80$  år BP (T-1490, Fig. 156). Prøven vart teken av dei 11 nedste cm av kjerneprøve 10, og dekkjer materialet mellom pollenprøve 56 og 57.

Like før Ulmus-nedgangen har Quercus-kurva, som nemnt, eit ekstremt høgt maksimum og går så ned samstundes med Ulmus-kurva. Det bør likevel understrekast at maksimumet berre er representert ved eit pollenspektrum. Dersom vi ser bort frå spektrum 56, har Quercus-kurva ein mindre, men tydeleg stiging mellom spektrum 55 og 57, og biletet ville dermed blitt meir likt det som er funne i dei andre pollen-diagramma frå Vestlandet, med eit meir langvarig Quercus-maksimum. Det kan derfor vera god grunn til å stilla spørsmål om prøve 56 av ein eller annan grunn er overrepresentert av Quercus-pollen. På den andre sida viser og nokre av dei andre diagramma frå Vestlandet eit svært høgt Quercus-maksimum i Sub-Boreal tid. Dette gjeld til dømes diagramma frå Skarsvatn og Bökjevoll, Nordhordland (Fægri 1954 pl XXI) og Tveitavatn, Stord (Halsten 1965, pl. IV).

Sjølv om diagrammet ikkje er fullgodt i dette partiet, synest det klårt at almefallet kjem først etter at Quercus-kurva har stige mykje og antan nærma seg, eller passert maksimumet. Vidare når Tilia-kurva maksimumsverdien samstundes med at Ulmus-kurva tek til å falla. Dette tyder på at almefallet ved Haukelandvatnet var noko forseinka i høve til Quercus- og Tilia-oppgangen. C-14-dateringa stadfestar dette.

I diagramma frå Bergensdalen er almefallet svært dårleg utvikla, men har også her ein tendens til å komma ei tid etter at Quercus-kurva har byrja å stiga. (Jamfør diagrammet frå Tveitev., Fana, Hagebö 1967).

Sonegrensa mellom Atlanticum og Sub-Boreal er i Danmark datert til ca. 5000 år BP (Iversen 1960 Pl.I), og almefallet var her samstundes med sonegrensa.

I Nordhordland er det i det siste utført nokre dateringar av den same sonegrensa, og desse dateringane viser ein alder som er vel 1000 år høgare enn T-1490 (P.E. Kaland pers. medd.). Grensa er og datert i eit pollendiagram frå Tveitav., Stord, og resultatet vart her  $2140 \pm 150$  år BP (Hafsten 1965 s. 43). Denne dateringa er seinare kritisert av Kaland, som meiner at sonegrensa er lagt for høgt i dette diagrammet (Bakka & Kaland 1971 s. 20).

Det er klårt at overgangen frå Atlanticum til Sub-Boreal ikkje skjedde brått, men var resultat av ei gradvis klimaendring. Sonegrensa blir ofte lagt der Ulmus-kurva skjer Quercus-kurva i diagrammet (Fægri 1944b s. 453). Ved å dra sonegrensa slik, vil ein utan tvil risikera at grensa kjem til å variera ein god del frå diagram til diagram, sjølv innanfor nærliggjande område. I dei fleste diagram viser Quercus-kurva ei jamn og ganske langvarig stiging. Då innhaldet av Ulmus-pollen i høve til Quercus-pollen varierer mykje frå diagram til diagram, vil og sonegrensa variera i tid dersom kriteriet nemnt ovanfor blir lagt til grunn. Er det høg prosent Ulmus-pollen i høve til Quercus-pollen, vil grensa falla seinare enn om den same prosenten var liten. Av denne grunn vil tydelege fall eller oppgangar i pollenkurvene vera betre som grunnlag for fastsetjing av pollensonegrenser.

Dateringa (T-1490) indikerer altså at almefallet i Unnelandsområdet kom nokre hundre år seinare enn i Danmark og går såleis mot teorien om at almefallet skjedde samstundes i heile Nordvest- og Sentral-Europa. Denne eine dateringa er likevel ikkje sterkt nok grunnlag til å avgjera sikkert at almefallet kom seinare i Vest-Norge. Problemet bør følgjast opp med dateringar frå pollen-diagram i ulike område.

#### 6. Betula - Alnus - Gramineae sone.

Ved overgangen mellom Subboreal og Subatlanticum skjedde ei radikal endring frå oceanisk til meir kontinental klima.

I kystströk som V-Jylland (Jessen 1939-40), Jæren (Fægri 1940) og Bönlo (Fægri 1944a), resulterte klimaendinga i ei rask og ganske definitiv avskoging med særleg rask tilbakegang av QM. Pollendiagram frå Stord viser ikkje teikn på liknande tilbakegang av trepollen, sjölv om frekvensen av QM-pollen også her går sterkt ned. Eit karakteristisk trekk er ei tydeleg stiging av kurva for Pinus-pollen (Hafsten 1965 s. 45).

Ellers viser diagramma frå Bönlo og Jæren sterk oppgang av Ericales og Sphagnum (Fægri 1940).

Også i diagramma frå Bergensdalen kan ein registrera auke i Ericales- og Sphagnumkurvene (Hagebö 1967), men dette blir helst tolka som transportert frå heiområda i vest.

Det mest markerte trekket i den övre delen av diagrammet frå Unneland er ei svært sterk stiging av NAP, og nedre grense for sone 6 er sett der denne stiginga byrjar. Nedst i sona stig kurva for Cyperaceae-pollen snöggast, men lenger oppe aukar kurva for Gramineae-pollen meir og pressar Cyperaceae-kurva ned. I det övre spektret (67) utgjer Gramineae-pollen 61 % og NAP heile 81,7 % av sum pollen. Av andre urte-pollen viser særleg pollen av Rumex/Oxyria og Ranunculus stigande verdiar oppover i sona.

Pollen av QM og særleg av Ulmus går tilbake. Övst i sona er det ein svak auke av Quercus-pollen, men det vart her funne svært få pollen av Ulmus. Av tre-pollen dominerer pollen av Betula og Alnus stort, men kurvene viser svært ujamn gang i denne delen av diagrammet. Höge Betula-verdiar gjev låge Alnus-verdiar og omvendt. Ved sonegrensa går Pinus-kurva over frå stigande til fallande prosentverdiar, og utgjer ein større del av trepollenet enn noko annan stad i diagrammet, men utgjer likevel ikkje meir enn maksimalt 17,3 % av sum AP. Corylus-pollen spelar derimot ei heilt underordna rolle.

Diagrammet viser ikkje på same måten som diagram frå meir kystnære strök stor auke i frekvensen av Ericales-pollen, men i sone 6 er det likevel større prosent enn i sone 5. Auken i Sphagnum-sporar er derimot noko meir markert, og denne kurva når her dei högaste verdiane.

Den auken av Spagnum-frekvensen som diagrammet indikerer, startar litt før grensa mellom sone 5 og 6, noko som kan tyda på at sonegrensa er litt yngre enn grensa Subboreal/Subatlanticum i andre diagram frå Vestlandet.

SAMANDRAG.

Isskuringsobservasjonane indikerer fire hovudfasar:

- 1) Vestleg isrørsle. Skuringsmerke etter denne finst berre i dei høgaste fjellområda, og rørsle representerer eit eldre stadium med tjukk is.
- 2) Sør-til sørvestleg isrørsle. Særleg i Arna-dalen og i området ved Trengereid viser mange skuringslokalitetar denne denne retninga, som truleg representerer isframstøytet i Yngre Dryas.
- 3) Nordvestleg til nordleg isrørsle. Dette er den yngste rørsle det er funne spor etter i Arna-dalen og det nærliggjande fjord-området. Rørsle kan setjast i samband med avsmeltingsfasen i Yngre Dryas.
- 4) Lokalglaciasjon i Gullfjellsområdet. Sjølv om eg her byggjer på relativt få skuringsobservasjonar, kan observasjonane saman med nokre få endemorenar, takast som indikasjon på at det var ein lokalbre på Gullfjellet i Preboreal tid.

Med unntak for nokre få, mindre område, er morenedekket tynt og usamanhangande. Stort innhald av lokale bergartsfragment som er dårleg runda, indikerer at morenen generelt sett er kort-transportert.

I området like nord for Haukelandsvatnet er morenematerialet konsentrert i ryggar og haugar som truleg er drumliner. Snitt viser ein tjukk nedre, og ein tynn øvre morene. Det øvre er dårlegare runda og har langt større innhald av lokale bergartsfragment enn det nedre materialet.

Glacifluviale grusavsetningar finst framfor mindre sidedalføre som munnar ut på vestsida av Arna-dalen og Arna-vågen, og er alle avsett frå sidedalen.

I Arna-dalen ligg etter måten store glacifluviale siltavsetningar med marine terrassar opp til ca. 61 m o.h. Den øvre terrasseflata ligg i om lag same nivå inst i Arna-vågen som langt sør i Arna-dalen, noko som indikerer rask tilbakesmelting.

Studiet av postglaciale prosessar indikerer analog danning for fire vifteforma avsetningar som ligg framfor bratte gjel. Viftene er bygde opp av materiale som er transportert ned gjennom gjela, og flaumskred er truleg den viktigaste transportagensen.

Erosjon nær rotpunkta syner at materialet her er avsett i ein tidlegare periode med stor material-tilgang, og truleg kort tid etter at området vart isfritt.

Stratigrafiske undersøkingar på ei av viftene viser at dei distale delane av denne i dag byggjer seg ut i Haukelandsvatnet som eit delta med tydelege bottom- og foreset-lag. Ved hjelp av pollenanalyse og  $C^{14}$ -dateringar er sedimentasjons- og utbyggjingsfart rekna ut.

For den siltige gytja nedst i bottomset-laga er sedimentasjonsfarten låg (ca. 0,3 mm/år), større lenger oppe i bottomset-laga (ca. 2 mm/år), og størst i dei sandige foreset-laga (vel 14 mm/år).

Ein serie markerte, reine sandlag i bottomset-laga representerer truleg flaumskred. Då sedimentasjonsfarten for gytja mellom sandlaga var funnen, kunne skredfrekvensen reknast ut for eit tidsrom i Atlanticum.

Nedst i bassenget under deltaet vart påvist 3,6 m med lagdelt/laminert silt og leir under moreneliknande materiale. Dette sedimentet er truleg avsett i Alleröd, då vegetasjonsutviklinga i store trekk er lik den vi finn andre stader i Vest-Norge for den same perioden.

Marin-indikatorar syner at den øvre delen av den submorene sedimentsöyla er marin. Dette indikerer transgresjon i Alleröd. Havnivå har då stått over 73 m o.h. som er det nivået terskelen for Haukelandsvatnet ligg i, og altså om lag 12 m høgare enn MG.

Vegetasjonsutviklinga i Holocen er i hovudtrekk lik den som er funnen i andre pollendiagram i nærliggjande område. Unntak er det ekstremt låge innhaldet av Pinus-pollen og høgare verdiar for Ulmus enn i andre diagram frå Vest-Norge.

Tabell 1.

Skuringsobservasjonar.

Nr.	Lokalitet	M o.h.	Retn. i °.	Merknader.
1	Klauvaneset	nær 0	204, 220.	Horisontal flate.
2.	100 m NÖ for Klauvaneset	"	204(e), 220, 227(y)	Flata hellar 13° mot NÖ.
3.	Ca. 20 m lengre Ö	"	254, 242	
4.	Hordvikneset	"	241, 264(e).	Dominerande retning.
5.	Steinstö	"	284(e), 302, 318(y).	Dominerande.
6.	S for Hamre	"	214(y og (dom.), 230	
7.	S for Hamre	"	244-254, 224	50 x 50 cm stor flate. som heller 20° mot V. B.a.'s strök: 318°.
8.	S for Hamre	"	208 224	Skuring på ei lys kile 1 x 0,1m i anorstositt gneisen.
9.	S for Hamre	"	214-224 (d.) 242(e).	
10.	150m V for Hamre kai.	"	252(e) 284	Grove og finere stri- per.
11.	100m V for Hamre kai.	"	254-262	
12.	20m Ö for Hamre kai.	"	252(e) 274(d)	
13.	Hoshovdknappen	"	216(e) 192	
14.	Kvernaneset	"	266	Grove striper på vittra gl.skifer.
15.	Bernes	"	314 324  282	grove rette striper få kortstriper, begge i plastisk renne
16.	Bernes	"	274(d) 252(y)	
17.	Ved fyrlykt	"	246-254	
18.	Veien mellom Klepps- 60 vågen og Kleppsv.		232-250	Utydelege striper.
19.	Lötveitvatnet	150	274-284(e) 234-314(y)	Grove striper.
20.	Selvik, Vestre Vatn	151	306-312	
21.	Selvik, Vestre Vatn	152	284(e), 269-274 312-314(y)	Grove, tydelege stri- per. Striper berre på støt- sider.
			222, 228, 234, 250(y)	Skuring i renneforma grop like N for flata.

Nr.	Lokalitet	M o. h.	Retn. i °.	Merknader
22.	Ved vegen S for Selvik	175	272-276 288(y)	Tydelege, ganske grove striper. Korte, fine striper.
23.	Fitjahjellen	160	234-236 254	Dominerande retning.
24.	Vestre Vatn	152	294 314(y)	Tydelege striper Mindre tydel. striper.
25.	Vestre Vatn	152	276	
26.	Vestre Vatn	152	292-296, 314	Striper på vitra gl. skifer.
27.	Symminge	150-53	274	Grove striper på vitra fjell.
28.	Symminge	152	274-276 206	Mange grove striper Utydeleg, usikre striper.
29.	Symminge	153	276	
30.	Symminge	152	269	Grove str. på vitra fj.
31.	Drageidet	155	279	Tydelege striper.
32.	Drageidet	155	254(e.o.)	Utydelege toppskuring (Målt av R. Aa)
33.	Drageidet	152	292-296	Grove str. på vitra fj.
34.	Drageidet	152	282, 276	
35.	Drageidet	152	314	
36.	Drageidet	185	274(e) 286 300 324(y)	Grove striper. Korte, fine striper. " " " " " "
37.	V for Vassdal	210	314	
38.	N for Bruvik	305	196	
39.	N for Bruvik	110	278	(Målt av R. Aa).
40.	Olsnestangen	0-1	228(e) 180(yngre) 188 168, 244	Toppskuring, Fine str.
41.	Ulsnesøy	0-2	236	
42.	Bruvik	0-2	237	Tydeleg skuring på vitra fjell.
43.	Midtre Bruvik	0-2	204	
44.	Vik, ved vegen	ca.60	176 184 154(y)	Dominerande. Få striper. Usikre. (Målt av R. Aa).
45.	Raudberg	0-3	200, 206, 219	Aldersforh. er ikkje klart, men 219 er truleg eldst.

Nr.	Lokalitet	M o. h.	Retn. i °.	Merknader
46.	Haverdalen	236	198,162	Usikre str. på vitra fjell.
47.	Haverdalen	335	280-284	
48.	Haverdalen	355	274 288(e)	Fine str. på kvartsflata. Grovere str. på den same flata.
49.	Haverdalen	380	174	Fine str. på fleire kvartsflater.
50.	Haverdalen	430	254	Usikre striper.
51.	Haverdalen	385	278	Tydelege striper på kvartsflata.
52.	Haverdalen	393	292	Grove, usikre striper.
53.	Haverdalen	375	288	Tydelege, grove str.
54.	Haverdalen	330	184	Utydelege striper.
55.	Haverdalen	295	174-184(e), 272-274	174-184 ligg i leposisjon for 272-274, og er klart eldre.
56.	Hædna	430	273	Grove striper på vitra fjell.
57.	Rödland	260	272(e) 176-184(yr) 266(eyr) 228 196-208(y)	Få, men svært gode str. Grove, tydelege str. Fine og grovare str. Korte striper. Berre toppskuring.
58.	Gjerstad	110	258	Tydelege striper.
59.	Hundhamar I. Austs. av neset a) Stöts. av svaberg b) Les. av svaberget II. Vests. av neset	0-3	269(y), 242(dom.) 242(e) 224(y), 269 254(e) 242(y) 140-144, 240(dom.) 256 269 (y.e., 240)	Få striper. Få, korte striper.
60.	Haus	0-1	296, 314	
61.	Haus	0-3	269-279(e) 304-320(yr) 290(eyr) 340, 350(y)	Grove striper.
62.	Vatleöy	0-2	324-334, 314(y)	
63.	Vatleöy	0-3	324	Også sigdbrudd i same retning.

Nr.	Lokalitet	M o.h.	Retn. i °.	Merknader
64.	Breidsteinsli	0-2	344-349(dom) 324, 334	Kunne ikkje avgjera aldersforholdet.
65.	Breidstein	0-2	336-338(dom) 20	Få, utydelege str.
66. - 67.	Målt av Jan Mangerud (Dagbok for 30/8 1966).			
77.	Aust for Langli- vatnet, Byfjellet	610	282	
78.		597	290,234	Utydelege str. på vitra fjell.
79.	Aust for Isdalen	610	240	
80.	Aust for Isdalen	605	250	Grove striper.
81.	Målt av Mangerud (Dagbok for 28/6 1963, lok. 1)			
82.	Storfjell	632	290-300	Vitra fjell.
83.	Storfjell	630	270	Utydelege striper.
84.	Storfjell	640	270 250(e)	Tydelege striper. Utydelege striper.
85.	Storfjell	638	240(e) 260(dom.)	
86.	Storfjell		267	(Mangerud 1963, 28/6, lok. 2)
87.	Storfjell		259	(Mangerud 1963, 28/6, lok. 3)
88.	Haugsvarde	642	242,214	Den siste svært usikker.
89.	Haugsvarde	650	242	
90.	Haugsvarde	628	278	Sigdbrudd.
91.	S for Skomakerdiket	605	244	
92.	Ulriken	600	234	Grove striper.
93.	"	597	282,304	Fine striper.
94.	"	585	224-231	Grove striper.
95.	"	530	230-234	
96.	"	500	234(y)-244	
97.	"	400	254-264	
98.	"	380	214	
99.	Lauvstakken			(Mangerud, 1966, 29/8, lok. 1)
100.	"			(Mangerud, 1966, 29/8, lok. 2)
101.	"			(Mangerud, 1966, 29/8, lok. 3)
102.	"			(Mangerud, 1966, 29/8, lok. 6)
103.	"			(Mangerud, 1966, 29/8, lok. 4)

Nr.	Lokalitet	M o.h.	Retn. i °.	Merknader
104.	Liavarden	655	190	Svært utydelege str.
105.	Krokvatnet	633	269	Utydelege striper.
106.	Sletteggi	690	198	Mangerud, 1966, 12/8.
107.	Dyrdalen	432	214	" " 11/8.
108.	"	432	220	" " 11/8.
109.	Austerinden	800	212-214	
110.	" a)	710	180	Mangerud, 1966, 12/8.
	" b) litt högare		210	" " 12/8.
111.	Gullfjellet		240	" " 26/8, lok. 8.
112.	"	800	186	Mangerud, 1966, 26/8, lok. 7.
113.	"	900	194	Usikre striper.
114.	"	906	214-224	Tydelegare.
115.	"	880	258	Usikre striper.
116.	"	838	270-274	Grove, tydelege str.
117.	"		246-274	Mangerud, 1966, 26/8, lok. 6.
118.	"		254	Mangerud, 1966, 26/8, lok.
119.	"	905	254	Tydeleg skuring.
120.	"		94	Mangerud 1966, 26/8, lok. 4.
121.	"		112	Mangerud 1966, 26/8, lok. 3.
122.	"		92-134(y)	Mangerud 1966, 26/8, lok. 2.
123.	"		144,70(e.o.) 104(e.o.)	Mangerud 1966, 26/8, lok. 1.
124.	"		104-128 80(y)	Mangerud 1966, 23/8, lok. 9.
125.	"		12	Mangerud 1966, 23/8, lok. 7.
126.	"	865	222-224(e) 354-14(e.o.) (y)	Grove striper. Fine striper.
127.	"	740	261	Tydeleg skuring.
128.	Svartav.	395	324(e), 294	
129.	"	395	254, 284	Utydelege striper.
130.	N for Kurlatjörn	355	226, 242(y)	Mangerud 1966, 12/8
131.	- " -	345	258	Skrå flate, Vitra fjell

Nr.	Lokalitet	M o. h.	Retn. i °	Merknader
132.	Osav.	310	226-234	
133.	"	312	210, 244(y)	
134.	S for Osav.	410	229-234	Utydelege striper.
135.	- " -	500	274	- " - " -
136.	S for Skaaldal	215	224 -226	Tydeleg.
137.	- " -	190	242, 258	
138.	- " -	190	227, 260(y)	
139.	- " -	187	244, 264	
140.	- " -	180	262-264	
141.	SV for Ramsdal	130	230	Mangerud 1963, 1/7, lok. 1.
142.	Unneland (Aadland)	138	234	
143.	"	110	244-246	
144.	"	92	224-226(e) 266-275	Tydelege striper. Utydelege, usikre.
145.	"	85	264	
146.	Haukeland	95	222(e) 258, 238(dom)	Grove striper. Samme retn. også på andre, nærliggjande flater.
147.	"	80	224, 232 242(y.e. 224)	Tydelege striper på anortositt.
148.	"	72	169(e) 174-184, 334-339(y).	Usikker.
149.	"	81	188(dom) 194	Få, grove striper.
150.	"	82	164(e), 184, 202(y).	
151.	Langenes	72	204	Sigdbrudd i dame retn.
152.	"	72	196-204, 252(y)	
153.	"	72	224(e), 274	God lokalitet.
154.	"	72	196-204, 130(e.o.)	
155.	"	72	184-298(e) 216(yr), 238 326	Grove striper. Tynne, utydelege str.
156.	"	72	244-248, 214(e) 284-304(y)	
157.	N for Neset	152	203(dom.) 222-235(yr) 305(y)	Mangerud 1963, 1/7, lok. 4.

Nr.	Lokalitet	M o. h.	Retn. i °	Merknader.
158.	Espeland	290	270, 190 350(e.o.)	
159.	Lono	85	239, 274 296-314	(korte striper) (Tynne, utydelege str.)
160.	"	95	176, 274	(usikre)
161.	"	105	174	
162.	Tangeland	130	190	Tydeleg skuring.
163.	Espeland	65	190-202	Mangerud 1966, 11/10, lok. 5
164.	"	145	196(dom.) 202, 292	
165.	Skaaldalsfjell	600	292	Usikre str. på vitra fjell.
166.	Arnatveit	412	292, 282	Tydeleg skuring.
167.	Espeland	60	192	
168.	"	75	206(e), 190(e.o.) 10-14	
169.	"	75	186, 12-16, 334	
170.	"	108	347-352(e.o.)	
171.	Arnatveit	62	344-349(y) 334, 312(e)	Dominerande. Grove striper.
172.	"	53	192(e), 344	
173.	"	81	194-204, 278, 292-302(y.e. 204) 336-340	
174.	Mjeldheim	38	186-194 324-330(y)	Svært god lokalitet.
175.	"	13	346	Tydeleg.
176.	Arna		336	
177.	Mjeldheim		192-214, 358	
178.	"		172, 304 354	(utydelege striper i le-posisjon)
179.	"		4-14	
180.	Kvamsdalen		6-14	
181.	"		22-30	
182.	"		228(e) 230-244 330, 354-360 (y)	228 er klart e.e. 354- 360. Aldersforholdet mellom dei andre retn. er meir usikkert, men 330 er truleg aller eldst.
183.	"		304-310	

Nr.	Lokalitet	M o.h.	Retn. i °.	Merknader.
184.	Kvamsdalen		304(e) 332(yr) 14-34(y)	Enkelte striper. Dominerande.
185.	Arnavågen	0	328-334 304-309	Dominerande retning. Få, korte striper.
186.	Arnapipa	308	254-264	Skuring på fleire flater.
187.	Åsheim	192	204-212	15-20cm stor kvartsflata med helning 20° mot OSO. Flata ligg på N-sida av ein liten fjellknaus og vi kan derfor ikkje venta å finna striper med N-leg retning.
188.	"	178	278, 298 208	Striper på vitra flate (svært usikker)
189.	"	120	326, 340	Korte striper
190.	"	106	262-274 310-319	Fine, korte striper
191.	Garnes	65	268 328	Utydelege, tynne str. Grovere, men utydelege striper.
192.	"	38	336, 344(y)	
193.	"	0	330	
194.	"	0	330, 291	
195.	V for Garnes	0	314, 324, 334-354(y)	
196.	Garnes	0	324, 314(y)	
197.	"	0	334, 324, 314(y)	
198.	"	0	306, 290(e)	Dei siste svært utydelege.
199.	"	0	319(e), 354	
200.	"	0	318	
201.	Tunes	0	334, 340 360	På fleire flater. 340 dominerar.
202.	"	0	334, 344	
203.	Tunestveit	0	324, 354-358(y)	
204.	Songstad	0	246(e), 254-264	
205.	"	0	278, 316(y)	
206.	"	0	254(e) 272(dom.)	
207.	Romslo		244-268 344(y)	

Nr.	Lokalitet	M o. h.	Retn. i °.	Merknader
208.	Kvernavik	0	224(e), 254, 274, 284(y)	
209.	Trengereid	0	279, 254(y)	
210.	Hana	0	196	
211.	"	0	234	
212.	Stavnes	0	299 327(y)	Til dels grove str. Stripene finst berre i stötposisjon.
213	Vaksdal	0	186(dom.) 210-220(y)	Få, korte striper.
214.	"	0	214 186	Få striper. Dominerande.
215.	Skreanes	0	188	
216.	Fossmark	0	174(dom.) 169 194	(Få striper) (Få striper)
217.	Holmavatn		Mangerud 1966, 25/8,	lok. 13
218.	"	"	" 25/8,	" 11
219.	"	"	" 25/8,	" 10
220.	Raudfjell	"	" 25/8,	" 9
221.	"	"	" 25/8,	" 8
222.	Kraanipa	"	" 25/8,	" 7
223.	"	"	" 25/8,	" 6
224.	"	"	" 25/8,	" 5
225.	Trengereiddalen	"	" 25/8,	" 14
226.	"	"	" 25/8,	" 3
227.	"	"	" 25/8,	" 2
228.	"	"	" 25/8,	" 1
229.	"	"	" 23/8,	" 2
230.	"	"	" 23/8,	" 3
231.	"	"	" 23/8,	" 5
232.	Vardeggi	"	" 24/8,	" 17
233.	"	"	" 24/8,	" 16
234.	"	"	" 24/8,	" 15
235.	"	"	" 24/8,	" 14
236.	Nordböbotnen	"	" 24/8,	" 13
237.	Trengereiddalen	"	" 24/8,	" 1
238.	"	"	" 24/8,	" 2
239.	"	"	" 24/8,	" 3
240.	"	"	" 24/8,	" 4
241.	"	"	" 24/8,	" 5
242.	"	"	" 24/8,	" 7

Nr.	Lokalitet	M o.h.	Retn. i °	Merknader
243.	Trengereid	Mangerud	1966, 24/8,	lok. 9
244.	"	"	" 24/8,	" 10
245.	"	"	" 22/8,	" 13
246.	"	"	" 22/8,	" 12
247.	"	"	" 22/8,	" 11
248.	"	"	" 22/8,	" 10
249.	"	"	" 22/8,	" 7
250.	"	"	" 22/8,	" 8
251.	"	"	" 22/8,	" 6

e. : Eldst.

e. o. : eller omvendt (motsett retning).

yr : Yngre.

y : Yngst.

Alle målingane er utført med 360-graders kompass, og retningane ovanfor er korrigererte for misvising.

Tabell 2.

## STEINTELJING.

Prøvenr.	Lokalitet	Jordart	Anortositt	Mangeritt/gabbro	Mangeritt-gneis	Raud gneis	Kvarts/kvartsitt	Grøn gneis	Sterkt granatföran- de lys anortositt	Granitt	Trondheimitt	Ubestemt
S- 1	Mjeldheim	G	57	7	8	7	12					9
S- 2	Ved Toro fabr. Arna	G	72	12	8	5	1					2
S- 3	Eikhaugen, Arnatveit	G	18	36	12	10	4		8	6		6
S- 4	- " -	M	48	20	15	6	4		7			7
S- 5	Ved Krokav.	M	46	45	4	1	1					3
S- 6	Espeland	M	28	33	12	8			3			16
S- 7	Dalen aust for Espelandsåsen	M	44	21		8			18			6
S- 8	Borgo 0-1m u.o.	M	1	24	50		3			18		4
S- 9	" 2-3" "	M	1	28	50		3			7		9
S-10	Haugo	M	6	22	51	16				4		1
S-11	Almyra, Haukel.	M	67	17		10	4					2
S-12	Lone camp.	M	52	27	4	7	3	5				2
S-13	Rygg N for Haukelandsv.	M	34	27		32	4					3
S-14	- " - nedre matr.	M	36	29	3	16	11					4
S-15	- " - övre matr.	M	75	15	1							9
S-16	Nesklubben	M	71	18		10	1					
S-17	Ådlandselvas delta	F	20	14	24	30				6		6
S-18	Fagerhaugen	M	47	25	4	14			1	4		5
S-20	Turrkollen, Unneland	M	35	18		41	2					4
S-22	Hardbalen	M	14	30	23	26	5					2
S-23	Skåldal	M/Sk	52	27	10	3	2		1	1		4
S-24	Skåldal gård	M	37	15		35	3				5	6

F= fluvialt    G= glacifluvialt    M= morene    Sk= skredmateriale

Tabell 3.

RUNDING

Klasse Pröve nr.	01	02	03	04	05	06	07	08	09	Lokalitet	Matr.
S-3	2	21	52	21	4					Eikhaugen.	G
S-4	14	42	31	12	1					" "	M
S-5	13	48	34	5						Ved Krokav.	M
S-6	12	33	36	19						Espeland.	M
S-7	12	32	35	19	2					Dalen Ö for Espelandsåsen.	M
S-8	10	40	40	9	1					Borgo, 0-1m u.o.	M
S-9	14	36	40	10						" ,2-3m u.o.	M
S-10	25	48	24	3						Haugo.	M
S-11	6	12	47	23	9	3				Almyra, Haukeland.	M
S-12	4	26	50	15	2	1	1	1		Lone camp.	M
S-13		6	17	44	17	8	7		1	N for Haukel.v.	M
S-14	6	18	25	23	10	6	8	3	1	N for " - nedre matr.	M
S-15	50	44	4	1	1					N for Haukel.v. övre matr.	M
S-16	7	45	39	7	1	1				Nesklubben.	M
S-17		8	35	45	9	2	1			Ådlandselvas delta.	F
S-18	1	5	48	37	9	1				Fagerhaugen.	M
S-19	18	30	30	20	2					Nygård.	Sk
S-20	22	45	26	6	1					Turrkollen. Unneland.	M
S-21	20	40	20	18	2					Unneland.	Sk
S-22	26	41	31	2						Hardbalen.	M
S-23	1	28	41	22	6	1	1			Skåldaå.	Sk/M
S-24	13	48	31	10						" "	M
S-25	13	37	26	19	5					Björndalen.	M

F= fluvialt G= glacifluvialt M= morene Sk= skredmateriale

Dato	Temperatur i C <sup>o</sup>		Nedbör i mm
	Min.	Maks.	
15.	- 0,9	4,7	0
16.	- 0,6	2,8	0
17.	- 4,0	- 0,4	0
18.	- 2,9	4,2	11,5
19.	2,2	6,0	42,4
20.	5,6	7,0	61,8
21.	6,7	8,2	6,7
22.	1,6	4,6	4,5

Tabell 4 viser temperatur og nedbör for perioden 15. til 22. februar 1973. Observasjonane er frå Fredriksberg, Bergen. Vi ser at den dagen flaumskredet gjekk, den 20/2, var nedbören uvanleg hög. Det bör her leggjast til at nedbören ikkje treng vera den same på Unneland som i Bergen, men dei höge fjella i aust skulle i alle höve ikkje resultera i mindre nedbör i Unnelandsområdet. Den höge temperaturen indikerer regn og snösmelting også i fjellområda.

Dato	Temperatur i C <sup>o</sup>		Nedbör i mm
	Min.	Maks.	
15.	- 0,9	2,0	6,4
16.	0,1	3,6	7,9
17.	- 0,3	0,5	6,2
18.	- 1,4	7,3	38,3
19.	2,1	4,3	2,7
20.	3,0	3,6	9,6

Tabell 5 viser temperatur og nedbör for perioden 15. til 20. november 1973. Skredet gjekk seint om kvelden den 18/11, og som det går fram av tabellen var nedbören svært hög denne dagen. Tabellen viser og at det i dagane för skredet har vore stabilt, relativt kaldt vær med litt nedbör som snö. Den 20. slo været om og temperaturen steig frå ein natt emperatur på - 1,4 til ein maksimums-temperatur på 7,3<sup>o</sup>, noko som förde til stor snösmelting.



Tabell 6 (framh.)

Spekter:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
<u>NAP.</u>																				
Ericales	2	1	3	10	1	1	1	2	3			3		1	4		1	8	38	72
Cyperaceae	15	67	9	4	14	2	1	2	5	10	3	9	8	24	12	2	5	2	7	14
Gramineae	68	108	112	66	92	54	74	27	42	39	61	135	47	71	78	71	58	106	68	120
Rumex/Oxyria	58	61	112	124	170	67	132	46	69	42	77	183	87	132	125	70	40	80	41	65
Artemisia	44	36	16	10	60	20	62	30	168	17	50	78	42	24	39	38	7	8	3	5
Compositae liq.	18	40	6	5	1	1			1			3	1		2		9	20	8	6
Compositae tub.	3	7	5		2	3	2	3	6		3	8		1	6	2		3	1	
Caryophyllaceae	12	37	7	5	10	4	15	9	12	7	8	22	4	9	7	6	3	9	2	4
Chenopodiaceae	4	3	3		7	2	4	8	6		4	8	4	5	4	3				
Rosaceae eks.Fil.	1	8	18	4	7	7	4	7	6	5	5	12	4	2	12	4	2	1		7
Filipendula	1	5	8	2	2	5	2	11	6		7	6	2	4	3		4	8	2	13
Umbelliferae	6	35	2	2	6	3	4	1	2	1	6	8	1	1	1		1	3	2	3
Leguminosae						1						1						1		
Ranunc.eks.Thal.	3		1 <sup>cf</sup>	4	2		2	1	1			3	1 <sup>cf</sup>		1			2		
Saxifragaceae		3	1									1								
Thalictrum					1	2		1				7		2	1				1	
Rubiaceae					3		3	3	1				1	2	2	2			3	
Valeriana	2							1				1			1					
Liliaceae														3	1					
Epilobium	1																			
Plantago		2			3										2	3				
Sedum																				
Gentianella camp.																				
Fumaria																				
Scrofulariaceae																				



Spekter: 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

Sporar

Filices eksl. Dryopt. lineana og Polypodium	139	235	99	70	21	7	17	24	17	60	17	14	7	13	17	7	31	70	152	1160
Dryopteris lineana	5	17		3	4		1	1	3	5	1	2		1		2	1	1	28	390
Polypodium	1	1					1								1					2
Lycopodium selago	20	100	10	5	1	2	3	5	2	1	5	7	2	1	3	4	6	18	33	
Lyc. clavatum	1																2	3	7	14
Lyc. annotinum	1	1															1	2	4	13
Sphagnum	5	2											1							2
Isøetes	1								1	1										
Andre sporar		6	2	1			2								1			3		1

Sum AP:	173	413	138	123	148	127	127,5	109,5	186	150	105	297	110	174	138,5	90,5	36,5	103,5	196	
Sum NAP:	238	413	303	137	348	172	310	102	329	124	224	486	214	281	305	203	133	256	177	
Sum Sporar:	116	359	119	80	27	9	24	30	27	67	21	21	15	16	40	13	39	80	209	







Tabell 6 (framh.)

Spekter:	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
<u>Sporar</u>																							
Filices eksl.																							
D.lineana og Polyopodium	345	383	191	362	250	427	369	475	1272	682	437	597	459	303	485	725	45	345	230	591	320	175	
Dr.lineana	58	90	39	36	50	37	56	57	636	53	74	130		26	42	5	4	13	30	20	15	6	
Polyopodium	1	1	8	3	5	4	2	47	16		3		2	1	2		2			3	1		
Lyc.selago	4	5	5			1				3			1				2	2	2	1		2	
Lyc.clavatum		2	20	3			3		1	2	4	1	1		4								
Lyc.ann.	2	5				4	4											1					
Sphagnum	1	5	3	6	12	22	26	62	2	2	5	10	3	10	14	4		75	6	6	9		
Isoetes	1	1	6	4									1									1	
Andre sporar				4	24	55	2	1	600		75									2			

Sum AP	403	339	497	527	335	318	519	427	550	276	1043	358	675	479	665	575	376	2009	676	441	556	474	836
" NAP	180	129	192	151	66	30	87	81	75	90	287	27	81	96	72	116	35	8	94	65	80	73	72
" Sporar			514	255	470	370	494	457	656	2559	840	598	738	484	348	544	736	49	438	270	523	351	184







Tabell 6 (framh.)

Spekter:	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67
<u>Sporar</u>																								
Fil. eks. D.l.	345	295	486	400	1083		2679	1935	587	116	1480	956	293	105	178	693	309	1069	1099	661	176	467	101	2000
Dryopt. lin.	20	11	43	8	15		7	16		4	22	21	19	7	11	8	17	8	131	12	8	7	7	5
Polypodium	7	4	2	15			1	3	6	1		2	2	8	3	3	6	4	11	8		5	1	1
Lyc. selago	15	2	3	1	1		1		2			3	1		3	1		2	1		1	2	1	1
Lyc. clavatum			2					1		1		2			2			1			1			1
Lyc. annotinum						1									1		1							
Sphagnum	11	21	9	9	14	9	14	4	3		16	6	11	1		6	1		7	13	29	6	55	2
Isoetes			4						1	3									3	2				2
Andre sporar	25	10		15	2	1	2		1		1							14			1			
Sum AP:	733	647	795	676	565	320	600	548	599	596	711	590	542	484	954	603	500	1131	511	834	809	234	422	196
" NAP:	108	85	108	61	60	77	100	84	63	100	109	65	121	34	61	121	117	154	135	242	145	230	449	874
" Sporar:	412	333	560	453	1115	11	2706	1961	618	122	1519	990	336	121	205	713	334	1102	1163	697	215	497	185	2024

Tabell 7. Glödetaap.

Kjernepröve. (m u.o.)	Avstand frå toppen av kjernepr. (cm).	Vekt av prøve törka ved 1050 (g).	Glödetaap (%). (ved 7500C)	Merknad
	5	1,5663	28,4	Sandig torv.
	20	1,6176	24,7	" "
	27	0,5693	80,2	Torv.
	40	0,6356	76,5	"
11	73-74	0,4912	68,2	"
(0 - 1,20)	75	1,2152	9,6	Siltlag.
	77-78	0,8907	32,5	Torv.
	82	0,9425	10,5	Sand.
	86	0,3598	80,3	Torv.
	3	0,6848	83,9	Torv/gytje.
10	16	1,8569	17,8	Sandig torv./gytje.
(1,10-1,90)	24-25	0,6300	87,9	Torv/gytje.
	4	1,8265	12,3	Siltig gytje.
	22	1,9979	10,1	" "
	27	1,0192	33,4	" "
	40	1,9703	16,1	" "
	60	1,6829	14,8	" "
9	62	2,7590	1,0	Sandparti.
(2,20-4,20)	71	1,2452	11,0	Silt med org. innh. mellom s.l.
	74	2,1373	1,8	Sand.
	82	2,1690	3,8	Silt med org. mellom s.lag.

Tabell 7 (framh.).

Kjernepröve. (m u.o.)	Avstånd från toppen av kjernepr. (cm).	Vekt av prøve törka ved 105° C (g).	Glödetaap (%). (750°C)	Merknad.
8 (4,2-6,2)	1	2,6379	1,1	Sand.
	20	2,9556	0,9	"
	40	2,5995	0,9	"
	60	2,6365	1,0	"
	80	2,5304	0,9	"
	100	2,0709	5,8	"
	115	2,4282	1,3	"
7 (6,2-8,2)	1	0,6568	31,4	Siltig gytje.
	20	1,9022	1,6	Sand.
	40	2,2432	0,9	"
	60	2,3358	0,9	"
	80	1,7051	1,0	"
	100	2,4048	1,2	"
6 (8,2-10,2)	5	2,2410	1,9	2 cm tjukt sandlag.
	9	1,6708	12,3	Siltig gytje.
	20	1,8273	15,2	"
	22	1,1963	5,5	0,5 cm tjukt sandlag.
	23	1,0924	8,2	Sandig gytje.
	27	1,1560	5,0	Sandig gytje mellom tynne sandlag.
	28	1,7627	2,2	Finsandlag.
	30	0,5767	23,3	Gytje-parti. Inneh. mykje uomd. org. materi

Tabell 7 (framh.).

Kjernepröve. Avstånd frå toppen av kjernepr. (cm) Vekt av pröve torka ved 1050 (g)

Glödeta ( % )  
(750°C)

Merknad.

48	1,3586	5,3	Finsand-lag med noko org.
50	1,2080	37,2	Mörkt gytjelag.
65	1,2398	14,6	Sandig gytje.
42	1,3884	21,6	Mörkt gytjelag.
55	1,9870	8,8	Sandlag. Ca. 1 cm.
61,5	0,3858	20,7	Mörk gytjelag.
66	1,6196	5,0	Sandlag. 0,5 cm.
67	0,5761	28,7	Mörkt gytjelag.
75	2,0436	1,3	7 cm tjukt sandlag.
80	0,5573	47,6	Org. matr. like under s.-lage
84	0,3820	56,5	Mykje uomdanna trerestar.
86	1,4782	6,8	Finsandlag. 2 cm.
88	0,7083	18,3	Siltig gytje.
105	1,6232	10,8	Siltig/sandig gytje.
108,5	1,9818	2,7	Sandlag. Ca. 1 cm.
112	1,1881	16,0	Mörkt gytjelag like over s.-l
114	1,9816	1,4	Sandlag.
118	1,9565	7,8	Siltig/sandig gytje.
123	1,9946	6,8	Siltig gytje.
143	1,0563	5,4	Homogen, siltig gytje.
72	0,5918	34,8	Mörkt lag like over det tjukk sandlaget.

Tabell 7 (framh.).

Kjernepröve, (m u. o.)	Avstånd från toppen av kjernepr (cm)	Vekt av pröve törka ved 105% (g)	Glödetaρ ved 750°. (%)	Merknad.
	63	1,5859	6,7	0,5 - 1 cm lag med sandig gytje.
	74	1,5024	13,9	Siltig gytje.
	83	1,2887	15,7	" "
	85	0,9634	27,1	" "
	87,5	0,6797	40,7	Brunsvart, ganska rein gytje.
	90	1,4888	10,8	Siltig gytje.
	99	1,6993	10,6	" "
	102,5	1,2089	17,0	Til synelatande ganske rein gytje
5	109	1,0414	9,0	Siltig/sandig gytje.
	114	0,7481	21,3	Siltig gytje.
	125	1,3079	9,9	Siltig/sandig gytje.
	131,5	1,3642	11,9	" "
	139	1,4202	14,3	Siltig gytje.
	142	1,7827	7,7	2 cm tjukt lag med meir siltig g.
	149	1,8472	9,5	Siltig gytje.
	159	1,4214	15,3	" "
	161,5	1,2226	12,6	1 cm tjukt lag med større silt-ir
	164	0,8986	17,6	2 cm tjukt, brun-svart gytje-lag.

Tabell 7 (framh.).

Kjernepröve. (m u.o.)	Avstånd från toppen av kjernepr. (cm)	Vekt av prøve törka ved 105°. (g)	Glödetap ved 750°. (°)	Merknad.
	20	0,6647	15,0	Siltig gytje.
	40	0,5334	17,9	" "
4	50	0,4984	15,8	" "
(11-12)	65	1,7571	2,7	Silt.
	78	1,2269	1,6	
	1,5	1,2989	1,4	Homogen silt.
	9	1,6547	1,3	" "
3	12	1,2286	1,6	Laminert silt.
(13-14)	35	1,3312	2,1	" "
	52	1,3768	2,0	" "
	65	1,1712	1,3	Ca. 8 cm tjukt parti fins./silt.
2	1,5	1,9905	2,4	Utydeleg lagdeling.
(14,0-14,2)	15	2,3969	3,4	Silt/leir.
				" "

Tabell 8. Innhold av *Betula nana* og *Betula pubescens* i dei analyserte prøvane.

Alder.	Prøve nr.	% <i>B.nana</i> .	% <i>B.pubescens</i> .
Atlanticum.	46	2,2	97,8
Tidleg Preboreal.	19	13,6	86,4
Siste del av interstadial- perioden.	16	33,3	67,7
	15	32	68
	14	45,5	54,5
Midtre del av interstadial- perioden.	13	7,7	92,3
	9	8,7	91,3
	7	18,8	81,2
Tidl. int. per.	5	36,4	63,6

LITTERATUR

- Ahlman, H.W:son, 1919: Geomorphological studies in Norway.  
Geogr. Ann. 1, Stockholm.
- Alden, W.C., 1905: The drumlins of southeastern Wisconsin.  
U.S.Geological Survey, Bulletin 273.
- Andersen, B.G., 1954: Randmorener i Sørvest-Norge. Norsk  
Geogr. Tidsskr. nr. 14, 273-342.
- Andersen, B.G., 1960: Sørlandet i sen- og postglacial tid.  
Norges geol. Unders. 210, 1-142.
- Andersen, B.G., 1968: Glacial geology of western Troms,  
North Norway. Norges geol. Unders. 256, 160 pp.
- Andersen, J.L. & Sollid, J.L., 1971: Glacial Chronology and  
Glacial Geomorphology in the Marginal Zones of the  
Glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway.  
Norsk geogr. Tidsskr. 25, 1-38.
- Andersen, S.Th., 1961: Vegetation and its environment in  
Denmark in the Early Weichselian Glacial. Danmarks  
Geol. Unders. II. række, nr. 75.
- Anundsen, K., 1972: Glacial chronology in parts of South-  
western Norway. Norges geol. Unders. 280.
- Anundsen, K. & Simonsen, A., 1967: Et pre-borealt brefram-  
støt på Hardangervidda og i området mellom Bergensbanen  
og Jotunheimen. Univ. Bergen Årb., Mat.-naturv. serie,  
1-42.
- Austin, T. & Moen, H., 1960: Trær og busker i farger.  
Aschehougs forlag, Oslo.
- Bakka, E. & Kaland, P.E., 1971: Early Farming in Hordaland,  
Western Norway. Norwegian Archaeol. Rev. 4, Nr. 2.
- Bergersen, O.F., 1964: Løsmateriale og isavsmelting i nedre  
Gudbrandsdal og Gausdal. Norges geol. Unders. 228,  
12-84.

- Bergersen, O.F. & Garnes, K., 1972: Ice Movements and Till Stratigraphy in the Gudbrandsdal Area. Preliminary Results. Norsk geogr. Tidsskr. 26, 1-16.
- Berglund, B.E. & Digerfeldt, G., 1970: A palaeoecological study of the Late-Glacial lake Torreberga, Scania, South Sweden. OIKOS 21, 98-128.
- Bergstrøm, B., 1971: Deglaciasjonsforløpet i Aurlandsdalen og områdene omkring. Upubl. hovedoppg. Univ. i Bergen.
- Birks, H.J.B., 1968: The identification of *Betula nana* pollen: The botany School, Cambridge. New Phytol. 67, 308-314.
- Caine, N., 1969: A model for alpine talus slope development by slush avalanching. J. Geol. 77, 92-100.
- Chanda, S., 1965: The history of vegetation of Brøndmyra. A Late-Glacial and Early Post-Glacial deposit in Jæren, South Norway. Univ. Bergen Årb. Mat.-Naturv. ser. No.1, 17 pp.
- Charlesworth, J.K., 1957: The Quaternary era with special reference to its glaciation. Vol. 1, 394-395, Edward Arnold, London.
- Chorley, R.J., 1959: The shape of drumlins. Journ. Glac. 3, 339-344.
- Danielsen, A., 1970: Pollen-analytical Late Quaternary studies in the Ra district of Østfold. Southeast Norway. Univ. Bergen Årb. Mat.-Naturv. ser. 1969, 14, 146 pp.
- Ekstrøm, G., 1927: Klassifikasjon av svenska åkerjordarter. Sveriges Geol. Unders. Ser. C, 345, 161 pp.
- Eneroth, O., 1951: Undersøkning rörande möjligheterna att i fossilt material urskilja de olika *Betula*-arternas pollen. Geol. Fören. Førh. 73, 3.
- Fairbridge, R.W., 1961: Eustatic Changes in Sea Level. Phys. Chem. of the Earth, 4.
- Fairbridge, R.W., 1968: The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences series, Vol. III. Reinhold Book Corporation, N.Y.
- Fareth, O.W., 1970: Brerandstadiet i midtre og indre Nordfjord. Upubl. hovedoppg. Univ. i Bergen.

- Flint, R.F., 1957: Glacial and Pleistocene geology. John Wiley, N.Y.
- Follestad, B.A., 1972: The deglaciation of the south-western part of the Folgefonn peninsula, Hordaland. Norges geol. Unders. 280, 31-64.
- Fægri, K., 1935: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. I. Über zwei präboreale Klimaschwankungen im südwestlichsten Teil. Bergen Mus. Årb. Naturv. rk., 8.
- Fægri, K., 1940: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. Bergens Mus. Årb. 1939-40, Naturv. rk. 7.
- Fægri, K., 1944a: Studies on the Pleistocene of Western Norway. III Bømlo. Bergens Mus. Årb. 1943. Naturv. rk. 8.
- Fægri, K. 1944b: On the introduction of agriculture in Western Norway. Geol. Føren. Stockh. Forh. 66, 449-462.
- Fægri, K., 1954: On age and origin of the beach forest (*Fagus silvatica* L.) at Lygrefjorden, near Bergen (Norway). Danmarks Geol. Unders. 2. række no. 80.
- Fægri, K. & Iversen, J., 1966: Textbook of Pollen Analysis. Munksgaard, Kbh.
- Garnes, K., 1973: Till studies in the Gudbrandsdal area, eastern Central Norway. Bull. Geol. Inst. Univ. Upps. 5, 81-92.
- Glen, J.N., Donner, I.J. & West, R.G., 1957: On the mechanism by which stones in till become orientated. Am. J. Sci. 255, 194-205.
- Gravenor, C.P., 1953: The origin of Drumlins. Am. J. Sci., 251, 674-681.
- Gunnarsson, I.G., 1925: Monografi över Skandinaviens Betulae - (zusammenfassung) - 136 pp, Malmø.
- Hafsten, U., 1960: Pollen-analytical investigations in South Norway. Norges geol. Unders. nr. 208.
- Hafsten, U., 1963: A Late-glacial pollen profile from Lista, South Norway. Grana Palynologica 4, 2.
- Hafsten, U., 1965: The Norwegian *Cladium mariscus* communities and their Post-glacial history. Univ. Bergen Årb. Mat.-Naturv. ser. 1965, no. 4, 55 s.

- Hagebø, S., 1967: Pollenanalytiske undersøkelser av den post-glaciale utvikling i Bergensdalen. Hovedoppg. Univ. Bergen.
- Holtedahll, H., 1967: The Formation of Fiords and Fiord-valleys. Geogr. Ann. 49, Ser. A, 2-4.
- Hoppe, G. & Ekman, S.R., 1964: A note on the Alluvial Fans of Ladtjovagge, swedish Lapland. Geogr. Ann. nr. 46, 338-342.
- Hylander, N., 1955: Forteckning över Nordens växter 1. (List of the plants of NW Europa 1. Vascular plants), 175 s. Lund.
- Hylander, N., 1966: Nordisk kärlväxtflora II. 455 s. Stockh.
- Iversen, I., 1941: Land Occupation in Denmark's Stone Age. Danmarks Geol. Unders., Ser. 16, no. 66, 68 s.
- Iversen, I., 1960: Problems of Early Post-Glacial Forest Development in Denmark. Danmarks Geol. Unders., Ser. IV, Vol. 3, no. 6, 1-32.
- Jessen, K., 1939-1940: Naturforholdene og Mennesket i Danmarks Oldtid. Fortid Nutid 13, s. 65.
- Johansson, C.E., 1965: Structural studies of sedimentary deposits. Geol. Fören. Stockh. Förh. 87.
- Kaldhol, H. 1941: Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland. 206 s. Hellesylt.
- Koerner, R.M., 1961: Glaciological observations in Trinity Peninsula, Graham Land, Antarctica. J. Glac. 3, 1063-1074.
- Kolderup, C.F., 1908: Bergensfeltet og tilstøtende trakter i sen-glacial og postglacial tid. Bergens Mus. Årb. 1907, no. 14, 268 s.
- Kolderup, C.F. & Kolderup, N.H., 1940: The Geology of the Bergen Arc System. Bergen Mus. Skr. nr. 20, 137 s.
- Kolderup, N.H., 1927: Bygningen av moræner og terrasser i Oster- og Sørfjorden ved Bergen. Bergens Mus. Årb. 1926.
- Kolderup, N.H., 1938: Herdlatrinnene, de ytterste glacial-lag i Bergensfeltet. Norsk geol. Tidsskr. 17, 203-207.
- Krumbein, W.C. & Pettijohn, F.J., 1938: Manual of sedimentary petrography. Appleton Century - Crofts., Inc. N.Y.
- Legget, R.F., & Brown, F.J.E. & Johnston, G.H., 1966: Alluvial fan formation near Aklavik, Northwest Territories, Canada. Bull Geol. Soc. Am. 77, 15-30.

- Lundquist, G., 1948: Blockens orientering i olika jordarter. Sveriges Geol. Unders. 42, Ser. C, nr. 496.
- Mangerud, J., 1962: Geomorfologiske og kvartargeologiske studier i og omkring midtre Gudbrandsdal. Upubl. hovedoppg. Univ. Bergen.
- Mangerud, J., 1963: Dagbok.
- Mangerud, J. 1966: Dagbok.
- Mangerud, J., 1970a: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. Norsk geogr. Tidsskr. 24, 121-148.
- Mangerud, J., 1970b: Interglacial sediments at Fjøsanger, near Bergen, with the first Eemian pollen-spectra from Norway. Norsk geol. Tidsskr. 50, 167-181.
- Mangerud, J., 1973: Kritisk oversikt over stratigrafisk terminologi og klassifikasjon av Kvartær i Norge. (Stensil) Univ. Bergen.
- Mangerud, J. & Skreden, S.A., 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, western Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52, 73-96.
- Myhre, L., 1972: Geomorfologiske og maringeologiske undersøkelser i og omkring Osterfjorden, Hordaland. Upubl. hovedoppg. Univ. Bergen.
- Mørner, N.A., 1968: Eustatic and climatic changes during the last 15 000 years. Geologi en Mijnbouw 48, 389-399.
- Mørner, N.A., 1969: The Late Quaternary History of the Kattégatt Sea and the Swedish West coast. Deglaciation, shorelevel displacement chronology, isostasy and eustasy. Sveriges Geol. Unders. Arb., 63, Nr. 3.
- Nobles, L.H., 1966: Slush avalanches in northern Greenland and the classification of rapid mass movements. Internat. Assoc. Sci. Hydrol. pub. 69, 267-272.
- Pettijohn, F.J., 1957: Sedimentary Rocks. 718 s. Harper & Row, Publishers, N.Y.
- Rapp, A., 1958: Om bergras och laviner i Alperna. Ymer 78, 2.
- Rapp, A., 1959: Avalanche boulder tongues in Lappland. Geogr. Ann. 41, 34-48.
- Rapp, A., 1960: Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geogr. Ann. 42.

- Reitsma, T., 1969: Size modification of recent pollen grains under different treatments. Rev. Paleobot. Palynol. Vol. 9nr3-4.
- Richter, K., 1933: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränen. Abh. Geol.-Pal. Inst. Univ. Greifswald II, 1-63.
- Richter, K., 1936: Gefügestudien in Engebrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandssedimenten. Zeitschr. Gletscherkunde 24, 22-30.
- Sölch, J., 1949: Über die Schwemm-Kegel der Alpen. Geogr. Ann. 31, 369-383.
- Sønstegaard, E., 1974: Kvartærstratigrafiske undersøkelser i Os, Hordaland. Unpubl. hovedoppg. Univ. Bergen.
- Tauber, H., 1965: Differential pollen dispersion and the interpretation of pollen diagrams. With a contribution to the interpretation of the elm fall. Danmarks Geol. Unders. II. række, nr. 89.
- Troels-Smith, J., 1954: Ertebøllekultur - Bondekultur. Aarb. Nord. Oldk. Hist. 1953, Kbh.
- Troels-Smith, J., 1960: Ivy, mistletoe and elm, Climate indicators - Fodder Plants. Danmarks Geol. Unders. Ser. 4 Vol. 4, No 4, 1-32.
- Undås, I., 1945: Drag av Bergensfeltets Kvartærgeologi. I. Norges geol. Tidsskr. 25, 433-448.
- Undås, I., 1953: Drag av Bergensfeltets Kvartærgeologi. Norsk geogr. Tidsskr. nr. 14, 1953-54.
- Undås, I., 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. J.W.Eide, Bergen.
- Vorren, T.O., 1972: Interstadial sediments with rebedded interglacial pollen from inner Sogn, West Norway. Norsk geol. Tidsskr. 52, 229-240.
- Vorren, T.O., 1973: Glacial Geology of the Area between Jostedalbreen and Jotunheimen, South Norway. Norges geol. Unders. 291, 1-46.
- Ward, W.H. & Orvig, S., 1953: The glaciological studies of the Baffin Island Expedition, 1950 - Part IV. The heat exchange at the surface of the Barnes Ice Cap during the ablation period. J. Glac. 2, 158-172.
- Washburn, A.L., 1973: Periglacial processes and environments. Edward Arnold (Publishers) Ltd. London.

- Washburn, A.L. & Goldthwait, R.P., 1968: Slushflows. Bull. Geol. Soc. Am. 69, 2.
- Wenner, C.G., 1953: Investigation into the possibilities of distinguishing the pollen of the various species of *Betula* in fossil material. Geol. Fören. Förh. 75, H.3.
- Winder, C.G., 1965: Alluvial cone construction by alpine mudflow in a humid temperate region. Can. J. Earth Sci. 2, 270-277.
- Østrem, G. & Liestøl, O., 1964: Glasiologiske undersøkelser i Norge 1963. Norsk geogr. Tidsskr. 18, 281-340.
- Aa, A.R., 1974: Isavsmeltinga i Eksingedalen og områda omkring. Upubl. hovudoppg. Univ. Bergen.
- Aarseth, I., 1971: Deglasiasjonsforløpet i Bjørnafjorden, Hordaland. Upubl. hovudoppg. Univ. Bergen.
- Aarseth, I. & Mangerud, J., 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. Boreas 3, 3-22.