

U. B. BERGEN  
19. 12. 63

Tillates innlemmet i U. B. B.  
manuskriptsamling

Bergen, 19/4 1963

*Per Jan Maland*

H O V E D O P P G A V E

I

F Y S I S K G E O G R A F I

Universitetet i Bergen,  
Vårsemesteret 1963.

Oppgaven består av:

1 tekstbind

1 illustrasjonsbind

1 kartrull

U. B. BERGEN

Ms. Rb 336.1

Per Jan Mæland:

KVARTERGEOLOGISKE STUDIER I OMRÅDET  
MELLOM GRANVIN OG VOSS.

Del I. Tekstbind.

## F O R O R D

Området mellom Granvin og Voss ble foreslått av dosent dr.philos. Hans Holvedahl som mitt hovedfagsfelt i kvartærgeologi.

Jeg ble første gang satt inn i problemene i området under en ekskursjon våren 1961.

Den derpå følgende sommer og sommeren 1962 arbeidet jeg i dette området, og resultatene fremlegges i denne oppgaven.

Jeg vil her benytte anledningen til å takke dosent Holvedahl for den interesse han har vist og den vegledning han har gitt meg under hovedfagsarbeidet.

Likeledes vil jeg takke det øvrige personalet ved Geologisk institutt for råd og hjelp.

Pollenanalysene ble foretatt ved Botanisk museum under ledelse av dosent dr.philos. Ulf Hafsten.

Jeg vil takke han for den vegledning og de råd han alltid like interessert ga meg.

Takk også til det øvrige personalet ved Botanisk museum.

Jeg skylder også takk til dosent dr.philos. Jostein Goksøyr ved Botanisk laboratorium og universitetsstipendiat Paul Juvik ved Kjemisk institutt for assistanse ved kjemiske analyser av organisk materiale som ble funnet i Granvin.

Universitetet i Bergen, april 1963.

*Per Jan Møland*

## I N N H O L D

INNLEDNING	s. I
BERGGRUNNSGEOLOGI	s. 1
Tidligere arbeider	s. 1
Berggrunn og geomorfologi	s. 3
GEOMORFOLOGI	s. 5
Tidligere arbeider	s. 5
Trekke av Vosseområdets geomorfologi	s. 8
BREBEVEGELSENS RETNING	s. 20
Isskuring	s. 20
Erratiske blokker	s. 21
Glaciale småformer	s. 22
Konklusjon	s. 23
MORENEDEKKET	s. 24
ISAVSMELTNINGEN	s. 27
Innledning	s. 27
Stentellinger	s. 28
Området Voss-Palmafoss	s. 29
Området Bømoen-Bjerkemoen	s. 30
Området Mønshaug-Skjervet	s. 33
Området Skjervet-Granvinvatnet	s. 45
Området Granvinvatnet-Granvinfjorden	s. 52
Konklusjon	s. 55
POLLENANALYSE	s. 61
SLUTTORD	s. 69
APPENDIX	s. 71
Forslag til ekskursjonsrute	s. 71
LITTERATURLISTE	s. 74

## INNLEDNING

Hovedproblemet under feltarbeidet har vært å forsøke og klarlegge isavsmeltningens forløp i Vosseområdet.

Problemet ble reist ved spørsmålet om dannelsen av de svære glacifluviale avsetningene mellom Mønshaug og Moensvatnet høyt over den marine grense.

Under feltarbeidet kom det også frem en rekke erosjonsformer i det samme området, som skulle komme til å gjøre tolkningen av isavsmeltningsforløpet noe enklere.

Feltarbeidet dreiet seg derfor hele tiden om dette problemet.

Imidlertid ble det også gjort en del andre observasjoner som også tas med i denne oppgaven, men de blir bare spredte og mer tilfeldige, og er ikke på noen måte fullstendige.

I et kapittel om geomorfologien gjennomgås en del eldre arbeider med særlig henblikk på Vosseområdet. Deretter nevnes noen morfologiske trekk i det undersøkte feltet.

Som et forsøk på datering har jeg utarbeidet en del pollen-diagram fra forskjellige lokaliteter i feltet. Disse er beskrevet nærmere i et eget kapittel.

Som et appendix har jeg foreslått en ekskursjonsrute i området. Ettersom Vosseområdet viser så mange interessante trekk ved dødisavsmeltningen og en like interessant morfologi og dertil ligger så vidt lett tilgjengelig fra Bergen, har jeg funnet det nyttig å foreslå en slik ekskursjonsrute.

Opgaven består av tre deler, et tekstbind, et illustrasjonsbind og et oversiktskart i målestokk 1:50000.

Kartet er rutet opp i et forholdsvis fint rutenett, for at man lettere kan finne frem til stedsnavn o.l.

Alle stedsnavn i teksten er derfor forsynt med parentes inneholdende bokstav og tall første gang de blir nevnt, og ellers når det synes nødvendig. Parentesen henviser til

oversiktskartet. Dersom parentesen har liten bokstav, henviser den til kartet over Bømoen-Mala, fig.40a.

(Rutenettet er forøvrig det samme på de to kartene.)

Alle stedsnavn er skrevet slik de står på det topografiske kartet, slik at også å er skrevet aa.

Vann er skrevet med -tn i forbindelse med navn på kartet, ellers -nn.

## BERGGRUNNSGEOLOGI.

Hoveddelen av det undersøkte området ligger innenfor Vestlandets kaledonske dekkeområde.

En oversikt over berggrunn og struktur i området er gitt av professor Kvale (1960).

Jeg skal først ganske kort gjennomgå en del tidligere arbeider over berggrunnen i Vosseområdet.

W.C.Brøgger (1893) har beskrevet det geologiske profilet Eide (F-7)-Vossevangen (B-2).

I "Det centrale Norges Fjeldbygning" beskriver K.O.Bjørlykke (1905) bl.a. bergartene mellom Granvinvatnet (D,E-7) og Voss.

En noe mer omfattende beskrivelse over berggrunnen på Voss er gjort av H.Reusch (1905). I dette arbeidet tar han også med et kapitel om løsmaterialet og daldannelse.

I sine "Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord" har Rekstad (1911) beskrevet berggrunnen lengst syd i området med bl.a. et geologisk profil fra Nesheimshorgi (E-6) til Folkedal. Han har i det samme arbeidet beskrivelser av isskuring, morener og terrasser.

N.-H.Kolderup (1931) har gitt en oversikt over den kaledonske fjellkjede på Vestlandet, bygd delvis på egne undersøkelser og delvis på tidligere arbeider. Her har han bl.a. også behandlet berggrunnen i Vossetraktene.

Her skal ganske kort refereres hovedtrekkene etter professor Kvale (1960).

Geologisk kart over området er laget på grunnlag av Kvales kart til kongressguiden 1960, arbeidskart utlånt av Geologisk institutt og samtaler med professor Kvale. Det er vist i fig.2.

Grunnfjell finnes rundt Granvinfjorden (F-7) og nordover til



Granvinvatnet, der det forsvinner inn under de overliggende bergarter. Grunnfjellets bergarter er her vesentlig kvartsdioritt.

De kambro-siluriske bergarter er representert ved fyllittsoner. Fyllitten dekker store områder rundt Granvinvatnet og østover, området omkring Voss og Vangsvatnet, Bordalen (C-2) og fjellene omkring. Fyllitten kan ha flere hundre meters mektighet.

Over fyllitten finner man bergarter fra øvre Bergsdalsdekket. Dette dekket deles i tre flak: øvre, midtre og undre, og alle er representert i feltet.

Den ovenfor nevnte fyllitt skiller i øst mellom grunnfjellet og det midtre flak i øvre Bergsdalsdekket, i vest og nord skiller den mellom undre og midtre flak.

Det undre flak dekker området syd og sydvest i feltet, og en mindre del i nordvest. Flaket antas å være ca. 3000 m tykt. Bergartene er suprakrustale, kvartsitt, kvartsskifer med kvartskonglomerat, metarhyolitt, metadacitt og metabasalt, og tilhører etter Kvaales mening Telemark-formasjonens bergarter.

Det midtre flak har sin utbredelse i feltets sentrale deler, Skaandalshorgi (E-5), Grønahorgi (E-4) og Veskrehorgi (E-4). Det strekker seg nordover og østover i smale soner. Bergartene er vesentlig kvartsitt, kvartsskifer og metarhyolitt, og dessuten litt metabasalt og sausoritt-gabbro. Dette flak anslås til ca. 1000 m's mektighet.

En sone fyllitt av mindre mektighet skiller det midtre fra det øvre flak.

I den nordøstlige del av feltet finnes bergarter som tilhører det øvre flak. Bergartene er nokså varierte. Den del av flaket som finnes innen det undersøkte området har ved siden av de vanligste bergartene, kvartsitt, kvartsskifer og metarhyolitt, også gneiser, amfibolitter og granitter. Bergartene er over alt sterkt deformerte.

Nesheimshorgi (E-6) består øverst av noen bergarter som

Rekstad har beskrevet som "Labradorsten".

Kvale vil kalle dem "mangerittiske gneiser" og mener at de tilhører øvre flak i øvre Bergsdalsdekket.

Der er imidlertid ikke funnet noen fyllittsone mellom disse og de underliggende bergarter fra midtre flak. Grensen mellom flakene er derfor stiplet på kartet fig.2.

I tillegg til den her omtalte berggrunnsoversikt er det nødvendig også å nevne øvre Jotundekket. Dette ligger stratigrafisk oppå Bergsdalsdekkene, bare skilt fra disse ved en mindre sone fyllitt.

Øvre Jotundekket strekker seg over et stort område nord og nordøst for dette felt, og nevnes her på grunn av de mange flyttblokker og den store andel i løsmaterialet som stammer fra dette bergartskompleks. Bergartene er vesentlig anorthositter og anorthosittbeslektede bergarter. Dette berøres nærmere i et senere kapitel.

#### Berggrunn og geomorfologi.

Her skal nevnes noen trekk som viser geomorfologiens avhengighet av berggrunnen.

Flere forfattere har beskrevet den iøynefallende sammenheng mellom geomorfologi og berggrunn som finnes i dette området. Skyveflakene står gjerne frem som brattkanter i skyvefronten, og dekkebergartene finnes i fjellpartiene og i de høyere-liggende strøk.

De tidligere navngitte fjell består altså av disse dekkebergarter. Som en ser har de fleste av dem fått navn som ender på horg. Dette brukes ofte i disse trakter om et stort, høyt fjell, gjerne nokså flatt oppå, og med bratte sider. Depresjoner og lavereliggende områder er gravet ut i fyllitt.

Jeg har laget noen profiler for å illustrere disse forhold. Fig.3a viser hvordan Nesheimshorgi stikker opp med en brattkant i skyvefronten, betinget av den underliggende, mindre motstandsdyktige fyllitt. Lenger nord på figuren går en dal

på tvers av profilet.

Denne dalen, som forøvrig delvis er dekket av glacifluviaalt materiale, er utgravd etter en fremtredende sprekkeretning. Bildet på fig.5 viser også pent hvordan Nesheimshorgi stikker opp over fyllitten. Bildet er tatt mot vest fra østsiden av Granvinvatnet.

Fig.3b er et profil laget på tvers av det foregående, og viser Nesheimshorgi, Skaandalshorgi og Veskrehorgi som rager opp over de lavere fyllittpartier.

Et profil mellom Vivaaskamben (C-3) og Mønsberget (B-4) finnes på fig.4.

Her kommer tydelig brattkanten ved Mønsbergets gneis og kvartsitt frem, analogt til de to andre profiler. Vekslingen mellom fyllitt og kvartsitt viser også godt i terrenget, som trappetrinn i den østlige dalsiden.

Det er også meget iøynefallende (særlig på flybilder) at flere daler følger fremtredende sprekkensystem, og delvis følger de også strøkretningen. Hoveddalen mellom Mønshaug (B-4) og Skjervet (D-5) følger vesentlig bergartenes strøkretning, men fra Svelgjane (D-5) svinger dalen nordøst, før den igjen bøyer av og løper sydøst. Dette bruddet skyldes en utpreget sprekkeretning som kan følges videre nordøstover mot Skaftedal (C-5,6), bilde fig.6, og sydvestover mot Bolko (D-5). Elven har gravet et trangt gjel i denne sprekken fra Bolko, som vist på bildet fig.7.

Det er denne sprekkedal som danner forsenkningen i profilet på fig.3a ved Movatn.

Jeg har foretatt noen sprekkemålinger på noen få lokaliteter (en skjærning i Skjervet, en ved Bolko, en ved Dalsleitet (C-4)), og disse er gjengitt i rosedigrammet fig.8.

De mest fremtredende retningene er ca. 40 og ca. 20 grader. At mange daler og søkk er avhengig av sprekkeretninger er svært tydelig å se i terrenget, og særlig på flybilder. Større sprekkeretninger har vært ledelinjer for iserosjonen.

## GEOMORFOLOGI.

I dette kapitlet skal vi se litt på de geomorfologiske trekk i området, og de agenser som har virket.

### Tidligere arbeider.

Først skal nevnes litt generelt om hva forskjellige forfattere mener om dannelsen av våre daler.

Reusch (1901) holder seg til Davis's teori når han sier at etter en hevning av landblokken, som Norge var utsatt for i tertiærtiden, vil de eroderende krefter begynne en ny periode i sin virksomhet, en ny erosjonssyklus. Derfor får man den skarpe motsetning mellom den gamle, opprinnelige overflaten, den palæiske, og de nye dalformer. Ved en trinnvis hevning kan man få utformet flere dalgenerasjoner inne i hverandre.

Rekstad (1905) omtaler flere dalsystemer fra høyfjellet til fjorden. De vide, åpne, trauformede fjelldaler går trinnvis ned i trangere dalpartier. Nederst har gjerne elven skåret seg ned, og dalen får V-form. Daltrinnenenes antall skifter fra dal til dal, slik at de lengste daler får de fleste daltrinn. De forskjellige trinn er etter Rekstads mening blitt dannet ved en trinnvis hevning av landblokken, med en ny erosjonssyklus etter hver hevning.

Iserosjonen betyr svært mye ved dalutgravingen, og trinnene er fremkommet ved erosjon av botnbreer. Botndannelsen finner sted nær snølinjen. Han sier videre:

"Under sidste fase af istiden, da klimaet blev mildere, og isdækket var i aftagende, hevedes snelinien lidt efter lidt, følgelig måtte da også zonen for botndannelsen rykke opad. Det er under denne periode de traugformede dalafsnit med botnvæggene er blevne udmodelerede. De øvre dalstykker med sine botnvægger er de yngre, de lavere de ældre."

Angående den postglaciale elveerosjon mener han at den kan variere sterkt fra sted til sted.

Wråk (1908) sier at iserosjonen har hatt minimal betydning for relieffets utforming. Den viktigste agens er etter hans mening det rennende vatn. Han har undersøkt forholdene i Nord-Norge.

Utformingen var i det vesentligste ferdig før isen dekket landet. Enkelte steder, særlig i nedre del, har de V-formede daler som da fantes blitt omformet til U-daler, mens rester av de tidligere V-daler finnes langs dalsidene.

Isen har ellers i det vesentligste bare fjernet forvittringsmateriale.

Richter (1896) tror botnbreerosjon har betydd mye for relieffutformingen.

Under utformingen av daler og fjorder har han lagt stor vekt på iserosjon, og nevner i den forbindelse de dype innsjøer. Likevel må der ha vært et preglacialt dalsystem, som stort sett faller sammen med de nåværende, på grunn av at de er ordnet etter hydrografiske lover.

Han regner med flere interglacialtider, hver med stor fluvial erosjon.

Machatchek (1938) påpeker to denudasjonsnivå i høyfjellet, et øvre 15-1800 m o.h., og et undre i ca. 1000 m's nivå.

Dette forklares som et resultat av hevingen. Han reflekterer også over den påtagelige forskjellen der er mellom de flate og slake fjelldalene, og de skarpt innskårne fjorddaler.

Landmark (1909, 1913, 1916-17) har etter studier på forskjellige steder på Vestlandet forsøkt å sette opp et fullstendig skjema for erosjonsgangen under istiden og de mellomliggende interglacialtider.

Som et mål for glacial erosjon av dalbunnen bruker han uten videre høyden av munningsnivået til de hengende sidedaler. Fra Dale i Bruvik (1916-17) har han beskrevet en "kjel", en botnform som likner den ved Vøringfossen. Han sier at slike elveleier som så skarpt markerer overgangen fra yngre til eldre daler, er karakteristisk for halvøya mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden (Stalheimskleivi, Skjervefossen og Vøringfossen).

Werenskiold har gjort noen undersøkelser i Gudbrandsdalen (1915) og Numedal (1911) og funnet at avsatsene i dalsiden representerer flere daldannelser - traui i traui, dannet i veksling mellom istider og interglacialtider og dessuten ved postglacial erosjon.

Her skal kort nevnes Ahlmanns syn på daldannelsen. Til forklaring av bassengutformingen legger han stor vekt på iserosjonen. Der hvor flere isstrømmer flyter sammen, får iserosjonen øket virkning, og dalen blir overfordypet. Dette kaller han "confluent basin".

Ahlmann regner med at hoveddragene i Norges morfologi har hatt følgende utvikling.

I tertiærtiden ble Norges overflate utjevnet i stor utstrekning. I ytre strøk hadde landet nådd peneplan-stadiet, mens de sentrale deler hadde moden karakter.

Mot slutten av tertiærtiden hevet landet seg, mest i nordvest. Forkastninger foregikk etter svakhetssoner. Erosjonen fikk nå stor makt, og landblokken ble fort oppskåret.

Lenge før istiden begynte hadde landoverflaten nådd gammelt stadium nær kysten, og Ahlmann oppfatter strandflaten som et ledd i denne utviklingen.

En virkning av at landet hadde gjennomgått en "skjev heving", var at elvene arbeidet sterkest i vest og etter hvert stjal seg inn i dreneringsområdet til de elver som opprinnelig drenerte mot sydøst.

Så kom en ny landhevning, mindre enn den første, og med den begynner nok en erosjonssyklus.

Trange daler skjærer seg ned i bunnen av de vide, eldre dalene som ble dannet under den første hevingen.

Denne syklus ble avbrutt i det unge stadiet, sannsynligvis av istiden.

Iserosjonen har virket svært forskjellig på de ulike steder. De preglaciale dalene i samme retning som den ismassen beveget seg i ble sterkt omformet, mens isen hadde liten innvirkning på topografien ellers.

Ahlmann regner med to istider, hvorav den første var den

største.

I interglacialtiden ble gjel og canyons dannet. Den post-glaciale erosjon har vært liten.

I forbindelse med strandflaten, sier Ahlmann at et på forhånd utjevnet relieff vil bli ytterligere utjevnet av istunger som brer seg utover ved fjordmunningene.

I motsetning til dette hevder Nansen (1922) at isen vil skape sterkere relieff-former enn de som på forhånd finnes. Isen vil følge forsenkninger i terrenget, og vertikalerosjonen blir større.

#### Trekk av Vosseområdets geomorfologi.

Under denne oversikten tas med ikke bare Skjervedalen, men også de andre tilstøtende dalene til Vossebassenget. Dette bassenget sammen med sidedalene utgjør en helhet, da det nevnte basseng er et confluensbasseng betinget av sidedalene.

Reusch har studert forholdene med hensyn på geomorfologien. Han sier om Bordalen (C-2), som går sydover fra Vangsvatnet, at der er et utpreget motsetningsforhold mellom en gammel U-dal og en "snæver, nydannet kløft", hvor Bordalselven nå renner.

Da denne kløft er gravet ut i fyllitt, har det ikke krevet så lang tid til å få den dannet, men han sier ikke noe om når dette skulle ha funnet sted.

Han påpeker to generasjoner i Raundalen (A-4). Den eldre vises på fig. 9 og 10 ved prikkete linjer. Fig. 11 viser tverrprofiler av dalen, tegnet etter S. Bø. (1942).

Om Skjervedalen sier Reusch:

"Mod syd fører derfra (fra Bømoen) til Hardanger en aaben U-formet dal, hvori der er en nyere, lidet dyb ind-senkning."

I disse strøk har Reusch vanskelig for å si hva som tilhører den "palæiske overflate" og hva som tilhører de yngre dannelser.

Han nevner Skjervefossen som styrter ned i bunnen på den nye dal, og Stalheimskleven som styrter ned i den "nye" Nærøydalen.

"Vender vi os til Voss hoveddalføre, som jernbanen følger og til dets forgreninger da staar vi snart i tvivl om hvor den forholdsvis nye dal av dalsystemet ender og den palæiske overflate begynner."

Ahlmann (1919) har i sine morfologiske studier i Norge også behandlet området omkring Voss. Han sier at han i store trekk er enig med Reusch i synet på dalgenerasjoner.

Bordalen, som er en åpen dal, synker jevnt fra ca. 630 m o.h. til Vangsvatnet. Sydsiden av dette "kutter av" Bordalens munning ved en høyde av ca. 200 m, slik at denne blir hengende i forhold til Vangsvatnet.

I bunnen av Bordalen er der utgravet en trang V-dal som går 4-5 km oppover i dalen, før den når nivået til den hengende U-dal. Det er en forbindelsesdal, connecting valley, mellom Vangsvatnets basseng og den hengende dalen.

Den er imidlertid mye større enn alle andre av Ahlmann beskrevne connecting valleys.

Dette tilskriver han de lett eroderbare glimmerskifre som finnes her.

Han karakteriserer også Skjervedalen som hengende i forhold til Bømoen-forsenkningen.

Skjervedalen viser det samme modne preg som Bordalen, og dens fjellvegger, som er nedskåret av en forbindelsesdal, henger tilnærmet like mye i forhold til Bømoen som Bordalen henger i forhold til Vangsvatnet, det vil altså si ca. 200 m, se lengdeprofil fig. 12.

Når det gjelder Raundalen er den noe mer komplisert. Fig. 9 og 10 viser altså en eldre, flat, moden dal med et yngre canyonformet gjel nedskåret i dalbunnen.

Fig. 14 viser et lengdeprofil av Raundalen, tegnet av Ahlmann,



hvor de forskjellige generasjonene er vist.

Ved Selheim, nær munningen, finner han rester etter tre dalgenerasjoner.

Den øverste, A-generasjonen, fremkommer som skuldrer. Denne mener Ahlmann tilhører den paleiske topografi.

B-generasjonen ligger ved samme sted i en høyde av ca. 250 m, og korresponderer med den gamle dalbunn som Reusch omtaler. Ved ca. 200 m o.h. blir den "kuttet av" av Vossebassenget, slik at også denne blir hengende i forhold til Bømoen med ca. 120 m.

Den yngste, C-generasjonen, er en dyp kløft, hvor Raundalselven fyller hele bunnen.

Ahlmann vil ikke betrakte denne canyon som postglacial på grunn av at den er så stor, og at den er gravet ut i harde kvartsittiske bergarter.

Den delen i bunnen som er utgravet postglacialt vil han kalle en 4.generasjon, D-generasjonen.

B-generasjonen kan følges med mindre forstyrrelser oppover i dalen. Ved Grove st. ligger B-generasjonens bunn på 300 m o.h. Ved Reime st. når C-generasjonen bunnen på B-generasjonen. Ved Opset ender dalen som et åpent amfiteater, og ovenfor disse sidedalene begynner den paleiske topografi på Hardangervidda.

Vest i Vossebassenget, i dalen som fortsetter gjennom Evanger til Bolstadfjorden, kan liknende forhold observeres. Ahlmann sier at alle disse forhold viser trekk av en gammel dalgenerasjon med moden karakter.

I denne generasjonen representerer Vossebassenget selv et modent fluvialt confluenceområde.

Dette basseng kunne enten ha utløp gjennom Skjervedal til Granvinfjorden, eller gjennom Evangerdal til Sørfjorden. Ahlmann mener at det første har vært tilfelle, da han antar at Skjervedalen neppe kan ha vært særlig iserodert. Dessuten ligger passpunktet så lavt som 266 m o.h.

Han mener altså at Raundalen en gang drenerte ut gjennom Skjervedal, før vannet brøt gjennom ved vestenden av Vangsvatnet og dreneringen flyttet.

Ahlmann reflekterer også litt over alderen til de forskjellige dalsystemer. Han går ut fra at B-generasjonens daler er yngre enn den paleiske topografi, og eldre enn istiden.

Reusch regnet med at denne generasjonen tilhørte den paleiske overflate, men Ahlmann mener at både form og høyder tyder på at den må være yngre.

Forskjellen på det paleiske system og denne generasjonen, sier Ahlmann, kommer tydelig frem ved Opset.

Heller ikke kan denne generasjonen være glacial eller interglacial, da man neppe har hatt tilstrekkelig lang nok tid til å få utviklet daler til så stor grad av modenhet.

Alle disse forhold synes å indikere at denne eldre generasjonen (B-) tilhører en syklus som begynte ved den tertiære heving av landet, og som henimot istidens begynnelse hadde nådd full modenhet og hadde basenivåbetingelser ute i de perifere deler av landet.

Ser man på alderen til den yngre C-generasjonen, kan man velge mellom to alternativer. Dreneringen ut Evangerdalen fant sted enten i løpet av preglacial tid, eller i løpet av interglacialtiden, (Ahlmann regnet som kjent bare med to istider) slik at basenivået til det høyere dalsystemet ble senket, og en ny generasjon kunne begynne sin utvikling.

Det andre alternativet er at Vossebassenget var overfordypet ved glacial erosjon, slik at basenivået ble senket.

På denne tid kom utløpet til å gå gjennom Evangerdalen.

Ahlmann mener ut fra sine undersøkelser at den siste, den glaciële teori, synes å være den mest sannsynlige.

Berggrunnen er meget lett denuderbar, og da Vossebassenget er et confluencebasseng, tyder dette på at isen har hatt stor eroderende virkning.

De hengende dalene tyder også på en glacial overfordypning.

Ved sammenlikninger fra andre steder i landet finner han grunn til å anta C-generasjonen som interglacial forbindelsesdal mellom det overfordypede Vossebasseng og de hengende dalene.

D-generasjonen skulle da være den del i bunnen på C-generasjonen som er utgravet postglacialt.

S. Bø (1942) som har tatt sin hovedoppgave i Raundalen, mener som Reusch at både Opsetdalen og Mjølfjelldalen hører til den paleiske topografi, og ikke som Ahlmann at den begynner ved Opset.

Den modne dalen som ble utformet i preglacial tid, ble sterkt omformet av isen under den siste istiden. De rester en nå kan finne av den eldre dalform, Ahlmanns B-generasjon, er ikke rester etter en preglacial dal, men av en isomformet dal, som var påbegynt før istiden.

Utviklingen i Raundalen synes etter Bø's oppfatning å være følgende. En gammel (i sin opprinnelse preglacial?) dal-generasjon er sterkt isomformet i en istid eldre enn den siste. Den har stort sett et rett forløp. Ved at erosjonsbasis under siste istid ble senket ved Voss (som følge av glacial overfordypning) fikk vi i siste interglacial tid en sterk fluvial erosjon (Ahlmanns C-generasjon i dette strøk) som så i sin tur har skåret et benket løp i den gamle dalbunnen. Se fig. 11.

Siste istids breer har her gjort forholdsvis lite arbeid, men tildels gjort profilet i den yngre dal noe mer U-formet. Til slutt har den postglaciale erosjon arbeidet seg ned ganske mye der elven har hatt stritt løp.

Bø har også studert botner og botnerosjon i området, og mener at denne erosjonsform har hatt mye å si for dalutformingen i disse strøk.

Her skal også nevnes noen ord om J. Gjessings syn (1956) på iserosjonen, på dal- og særlig dalendedannelse. Han sier at i tillegg til isens plukking og sliping på berget, betyr også den subglacifluviale erosjon meget. Disse smeltevannstrømmene kan ofte være svært belastet med erosjonsmateriale, og kan til sine tider nærmest strømme som en velling. Den eroderende virkning kan da være svært stor.

Videre sier Gjessing:

"På skrånende underlag, hvor isoverflatens skråning er mindre enn underlagets, vil breen ha større erosjons-

evne i de lavere enn i de høyere partier av skråningen." På fig.16 gjengis hans skisse til forklaring på disse forhold.

Hvis berget i et parti av lengdeprofilen er spesielt lett eroderbart, vil bekkedannelse kunne begynne, og ha tendens til å fortsette på grunn av isens større mektighet her.

De fleste forfattere har tidligere antatt at dalender enten har vært fluviale i sin hele utformning, eller i alle fall i sitt anlegg, eller at de har vært dannet som bakvegger i et botnbreleie.

Gjessing mener at dalender ikke bare kan bevares, men også videreføres og til og med dannes under innlandsisen, i samsvar med ovenfor anførte sitat og figur.

Jeg skal her kort referere hans syn på dalutformningen i glacial- og interglacialtidene.

Ved vedvarende iserosjon må overfordypningen ha begynt, fortrinnsvis i de ytre strøk, der dalprofilen opprinnelig lå lavest. Allerede på dette tidspunkt mener han at de store trinn i dalene, dalendene, kan være anlagt. Det er meget rimelig etter som de opptrer så hyppig i dalene våre i dag.

Etter en istid må der ytterst ved kysten være dannet en kortere eller lengre fjor der sjøen gikk inn i det overfordypede partiet.

Så følger en slakere strekning henimot et større trinn, en dalende, som rimeligvis lå lenger ute enn den gjør i dag. For hver istid måtte fjordene bli forlenget, og de store daltrinn bli forskjøvet bakover til de nåværende ble oppnådd etter siste istid.

I og med at erosjonsbasis etter hver istid ble forskjøvet innover i landblokken, førte det til at den interglaciale fluviale erosjon ble stor. Bortsett fra overfordypning lengst ute ble det etter dette vesentlig i de indre strøk at isen bevirket den største nedskjæring av dalene.

At dalendedannelse kan pågå under innlandsisen kan det neppe være tvil om. Hvordan dette skjer er det imidlertid åpenbart mange motstridende oppfatninger om. Forklaringen til Gjessing

med isens sterke erosjon i bakveggen, i le av isbevegelsen, synes ikke å stemme med enkelte iakttagelser. Der er neppe observert iserosjon på bakveggen i et daltrinn i le av isretningen i det hele tatt.

Clark og Lewis (1951) mener at når en slik knekk finnes i le av isbevegelsesretningen, vil man ofte finne hulrom mellom veggen og isen, og følgelig ingen erosjon.

Dette er vist ved at man har gravet en tunnel gjennom isen. Tunnelen ble gravet nær bunnen av Nedre Arollabreen i Sveits i en lengde av ca. 200 m.

Det viste seg i dette spesielle tilfelle at iserosjon ikke finner sted. Fig. 17 viser en forenklet skisse av dette forhold. Vi ser hulrommet mellom fjellsiden og isen.

Prosessen som Lewis kaller "rotational slipping" synes å være rimeligere til forklaring av dalendedannelse. (Lewis 1949). "Rotational slipping" er vist på fig. 18.

Den største erosjon vil derfor foregå ved begynnelsen og slutten av hver istid. Likevel må det antas at daltrinn kan forskyves bakover i landblokken når innlandsisen dekker landet, men mekanismen er det vanskelig å si noe mer bestemt om.

Vi skal nå se litt på noen av de geomorfologiske trekk i området mellom Vossebassenget og Granvinfjorden.

Her er ikke tidligere foretatt noen detaljerte undersøkelser, og Ahlmann har heller ikke forsøkt å korrelere dalene her med generasjonene i Raundalen. Det eneste man kan slutte av Ahlmanns arbeider, er at selve Skjervedalen, det vil si dalen mellom Skjervet og Bømoen, tilsvarer B-generasjonen i Raundalen.

Ut mot Skjervedalen kommer flere daler som alle er hengende. Haaraldsdalen (B-4) lengst i nord henger med ca. 230-240 m. Det er en vid og åpen, men forholdsvis kort dal med svakt fall. Fig. 19 viser et bilde over Voss, hvor man i bakgrunnen ser Haaraldsdalens munning, hengende i forhold til Skjervedalen og Bømoen. Den snødekte fjelltoppen helt i bakgrunnen er Horndalsnuten.

Kyraldsdalen (C-5) nordvest for Istad (C-4) henger med ca. 240 m, og er av samme type som den foregående.

Skaftedalen (C-5,6) nord for Skjervet (D-5) er noe lenger enn både Haaraldsdalen og Kyraldsdalen. Den henger i forhold til Skjervedalen med ca. 220 m.

Det er interessant å stå på fjellene omkring og se utover de modne, åpne dalene, som bare skråner svakt nedover. I dalen renner en liten elv, som bukter seg bedagelig i mindre meandersvinger i den vide dalbunnen. Lenger ute ser man at dalen plutselig blir avkuttet, og elven styrte utfor i stryk og fossefall, for så å fortsette sitt løp i en annen og yngre dal. Bildet på fig. 20 viser en slik dal. Det er Skaftedalen som starter i Vatnaknausens (B-6) sydlige botn. Bildet er tatt litt nord for Steindro seter (B-5) og viser hvordan elven flyter rolig i den åpne dalbunnen. I bakgrunnen stikker Nesheimshorgi (til venstre) og Skaandalshorgi opp. Bildet fig. 21a viser samme dal sett fra Nesheimshorgi.

Videre mot sydøst kommer to andre daler ned, Hengsdalane (C-6) og Skorvodalen (C-7), som forenes og munner ut sammen nord for Spildo. Denne henger i forhold til dalbunnen i dag med ca. 400 m.

Tenker man seg Skjervedalnivået forlenget sydover, vil denne dalen henge med ca. 180 m. Også denne dalen er av samme type som de andre sidedalene. Den viser en moden karakter.

Bildet fig. 21b viser Hengsdalane. Bildet er tatt fra Nesheimshorgi, og Horndalsnuten sees i bakgrunnen.

Bildet fig. 21c viser Hengsdalane og Skorvodalen som forenes nedenfor Spildanut (C-7).

Grunnen til at denne dalen henger med mindre høyde enn de andre, kan skyldes en større erosjon på grunn av at erosjonsbasis ble senket ved at dalenden ble rykket tilbake, forbi munningen av Skorvodalen.

På den andre siden av Skjervedalen er det ikke lett å finne tilsvarende forhold. Dette kan skyldes berggrunnens spesielle forhold, og dessuten isbevegelsen, som hadde en retning mot vest i tidligere faser av istiden, og en mer sydlig retning i senere faser. (Se senere).

Ved Skjervefossen kan man tydelig se rester etter eldre dalgenerasjoner. Gårdene Kollskor (D-6) og Skor (D-6) ligger på den øverste dalskulder, ca. 500 m o.h. Bildene på fig. 21b og 21c viser denne skulder svært tydelig. Den tilhører samme generasjonen som de ovenfor beskrevne hengedaler til Skjerve-dalen. Det har vært vanskelig å følge den nedover mot Granvin. Ved Joberget (D-7), nord for Granvinvatnet, ser det ut som en avkuttet dalside kan tilsvare den nevnte generasjonen. Dalsiden skrår vestover fra ca. 750 til ca. 400 m o.h. Om det virkelig er en gammel avkuttet dalside er vanskelig å si med sikkerhet, men det ser ut som om der er en sammenheng.

Ved Skjervet er der i denne generasjonens bunn skåret ned en yngre dal. Denne markerer en typisk dalende, slik man også finner i Måbødalen, Stalheimskleiven og Flåmsdalens dalende ved Myrdal, for å nevne de mest markerte mellom Hardanger og Sogn.

Fig. 15 viser disse dalgenerasjonene. Man ser hvordan den yngre dal er forskjøvet mot sydvest, det vil si til venstre på figuren, slik at den i dag er asymmetrisk i forhold til dalen den er skåret ned i.

Gården Jøre (D-6), 246 m o.h., ligger på den nordøstre dalskulder. Bildet fig. 21 viser denne generasjonen, og Jøre ligger altså oppå hyllen til høyre. Det kommer også tydelig frem på bildet fig. 22. (Gården Jøre skimtes midt på bildet.) På den andre siden av dalen er der stupbratt nettopp på grunn av at den yngre dalen har gravet seg ned og inn mot denne dalside. Grunnen til asymmetrien skyldes berggrunnen på dette sted. Bergartene har sterkt fall mot nordøst.

Hvordan en elv graver i skråttstilte lag viser bildet på fig. 23 tydelig.

Slik fallet er her, skulle en vente at elveleiet ville forskyves mot høyre på figuren. Dette skjer også, og det skal vises nedenunder.

Det ser ut som om fallet bare få meter lenger ute, der dalenden er nedskåret, er større, slik at stadige utrasninger finner sted.

I dalbunnen ligger svære steinrøyser, som også tyder på dette. Jernbanen mellom Granvin og Voss ble først lagt utenpå fjellsiden, men på grunn av ras og stadig rasfare ble den senere

ombygget og lagt i tunnel i fjellet. Det ser ut som dette er grunnen til at dalen er forskjøvet mot venstre, og at den yngre dalgenerasjon ligger asymmetrisk i den gamle.

Slik elven graver på bildet, fig.23, vil den etter hvert forskyve sitt leie mot høyre.

Ved å sammenlikne et bilde av fossen tatt i 1936, fig.24, og et tatt i dag, fig.25, viser det seg at vannmassene i dag styrter utfor lenger til høyre enn på bildet fra 1936.

Det ser altså ut til at elven bare på de forholdsvis få år fra 1936 til i dag på grunn av de spesielle strukturelle forhold i bergartene har forandret leiet synbart. Enda tydeligere ville dette ha vært om der var like mye vann i fossen da bildene ble tatt. En kan også se det samme på de to bildene av Skjervefossen på fig.69 og 70. (Det siste tatt i 1910.)

72 73

Det er neppe rimelig å anta denne dalende dannet under siste interglacialtid og siste istid. Man må heller, i samsvar med Gjessing (1956), anta at dalenden er blitt forskjøvet lenger og lenger innover i landblokken i løpet av hver istid. Først er den anlagt lengst ute, og etter hver istid fremkommet stykkevis lenger inne, slik at bare den innerste delen kan være dannet under siste istid.

Imidlertid synes det sannsynlig at det øvre trinn i fossen kan være dannet sen- og postglacialt. Mer om dette under "Isavsmeltingen".

Lenger syd kommer Espelandsdalen (D-7) fra øst og munner ut mot Granvinvatnet. Den begynner ved Espelandsvatnet, 238 m o.h. og faller til ca.200 m o.h. øst for Hollve (E-7), hvor den altså munner ut hengende i forhold til Granvinvatnet med ca.175 m. Bildet fig.28 er tatt fra Nesheimshorgi mot Espelandsdalen. Det er rimelig at denne dalen hører til samme generasjonen som Skjervedalen.

Sammenlikner man disse dalgenerasjonene med Ahlmanns i Raundalen, kan man slutte at Skjervedalen og Espelandsdalen tilsvarer B-generasjonen.

De modne, hengende dalene både til Skjervedalen og Espelandsdalen kunne se ut til å tilhøre en eldre generasjon, både fordi de er så modne i form og at de er hengende. Disse må i så fall



høre til Ahlmanns A-generasjon, det vil si de paleiske dalene. Dette synes urimelig, da alle disse dalene gjerne ender i en brattkant mot et fjellparti. En skulle vente et mer modent preg i den paleiske topografi.

Skaftedalen (C-5,6) f.eks. ender i en botn ved Vatnaknausens (B-6) sydlige del. Det er således lite trolig at disse skulle tilhøre den paleiske topografi. Vi må heller regne med at de tilhører samme generasjonen som Skjervedalen, men at den siste har vært utsatt for sterkere glacial erosjon enn sidedalene, fordi isen i hoveddalen har fått tilførsel fra sidedalene, og således har hatt større eroderende virkning der.

Det er vanskelig å trekke videre sammenlikninger med Ahlmann. Mine undersøkelser er neppe heller tilstrekkelige til det.

Vi skal nå se på lengdeprofilen av Skjervedalen, se fig.15. Dalen går fra passpunktet ved Istad (C-4) både mot Bømoen (B-3) og mot Granvinfjorden (F-7). Den sistnevnte del har et typisk glacialt profil. Den skråner svakt mot Skjervet, hvor den møter det store daltrinnet ved fossen. Nedenfor denne skråner dalen svakt videre mot Granvinvatnet (D,E-7), som ligger 23 m o.h. Ovenfor vatnet finnes en rekke terrasser av glacifluvialt materiale (se senere) som ender som et delta i Granvinvatnet, fig.26.

Granvinvatnet er et typisk glacialt fjellbasseng, se profilet fig.27 og bildet fig.28. Profilet er tegnet på grunnlag av målinger foretatt av Helland (1875), fra nedre til øvre Vassenden med loddsudd for hver 250 m.

Bønder på Nesheim har funnet dyp på opptil 100 m. Vatnet er således overfordypet i forhold til havnivå med ca.75 m. Foran vatnet er en fjellterskel og et meget trangt utløp.

Nedenfor vatnet har man det vanlige bildet, terrasser i forskjellige nivåer ned mot fjorden.

Fjellområdene går sjelden opp i større høyder enn 1400 m o.h. på det høyeste. Det vanligste er at fjellpartiene ligger mellom 900 og 1100 m o.h.

Karakteristisk er det at de høyeste fjellområdene består av bergarter fra skyvedekkene. (jfr.berggrunnsgeologien.)

Av andre geomorfologiske trekk kan nevnes at der finnes flere

botner, særlig i fjellområdene nordvest i området. S.Bø (1942) har beskrevet noen av disse, og fremholder at der har foregått nivasjonsprosesser i mange botner helt frem til i dag.

Jeg har ikke studert disse botnene nøyere, men kan nevne at Vatnaknausens (B-6) sydlige del er typisk. N.Modalstj. ligger innerst i botnen. Foran tjernet er en fjellterskel som viser nydelige skuringsstriper fra den lokale botnbreen. Ellers finnes en del morenebelter med store blokker i og foran botnen. Den opprinnelige botnen er delvis blitt skjemet ved frostforvitring og ras. Det er tydelig at nivasjonsprosesser foregår også i denne botnen.

Modalsbotnen er orientert mot syd. Bildet fig.29 og 30 viser Modalsbotnen. Bemerke mannen på fig.30 som peker på morenebeltene.

I det undersøkte området er der flere elveløp som har forandret løp.

Bø (1942) har beskrevet omlegningen av Raundalselven ved Tundalshovden (A-4), hvor elven har forlatt et løp i fyllitt og begynt et nytt i kvartsitt, der elven i dag går i en dyp, trang canyon.

Han mener at omlegningen fant sted før siste istid, sannsynligvis i interglacialtiden eller i en istid eldre enn den siste.

Skorvo (C-7) styrter i dag i fossefall rett ut i en sprekk, som i sin forlengelse danner det gamle, forlatte elveløp, som vist i fig.31b og bildet fig.32.

Her sees tydelig at elven en gang har rent langs sprekken, men har forlatt det gamle løp og startet et nytt ved siden av, for så senere igjen å styrte ut i det gamle.

Noe liknende viser elven som renner i Skaftedalen (C-5,6). Det gamle elveløpet følger en tydelig sprekkeretning, mens det nye kommer inn her fra siden, fig.31a.

Det er klart at noe må ha stengt det gamle løp, slik at vannet ble tvunget til å finne nytt løp.

En kan derfor vanskelig tenke seg noe annet enn at isen har ligget i det gamle løp, mens smeltevannet måtte finne det nye.

Å si noe bestemt om tiden for denne omlegningen av elveløpet er vanskelig, men det er rimelig at det har foregått under

siste isavsmelting.

#### BREBEVEGELSENS RETNING.

##### Isskuring.

Isskuringsobservasjonene er gitt i egen tabell, fig. 33.

De fleste skuringsstripene viser bevegelse fra sydvestlig til sydøstlig retning.

Der kryssende skuring er observert, viser de eldste en vestligere retning.

De sydøstlige må antas å være fra siste fase av istiden, og har vært sterkt avhengig av topografien.

Disse observasjonene passer godt med tidligere observerte skuringsretninger fra nærliggende områder.

O. Ramsdal (1956) diskuterer isretningen ut fra observasjoner i området omkring Bordalen (C-2). Han kommer til at isretningen innenfor det området må ha vært sydlig og litt vest for sydlig i et senere stadium av istiden.

De fleste skuringsstripene er utvilsomt forholdsvis unge, og de viser retningen på brebevegelsen i avsmeltingstidens siste faser. Det er ikke lett å finne isskuringsstriper fra tidligere faser av istiden. Dette skyldes delvis at de er fjernet av isen, som etter hvert dreiet sydover, og delvis de ofte meget lett forvitrelige bergartene i disse strøk.

Toppen av Horndalsnut (B-6) f. eks. er svært oppsprukket og forvitret, se bildet fig. 34.

Likeledes er fjellet sterkt forvitret i fjellområdene øst for Skjervedalen.

Rekstad har observert kryssende skuring ved Hollve. Bildet fig. 35 viser denne skuring. Han sier om disse skuringsobservasjoner:

"I Granvin forekommer der i den østre dalside ved garden Holven krydsende skuring. Det eldre sæt striper gaar langs dalsiden med svakt fald, medens det yngre over-

skjærer det eldre med betydelig sterkere fald nedover mot dalbunden."

Dessverre har det ikke vært mulig å finne denne lokaliteten.

Observasjon nr. 16 (B-4) på 118 grader kan være vanskelig å forklare. Her er ikke bestemt om isen har beveget seg mot nordvest eller sydøst.

Det er lite trolig at den er nordvestlig, da den generelle retningen har vært sydlig.

Imidlertid synes det vanskelig å forklare at man på den lokaliteten kan ha en så sydøstlig retning. Topografien kan heller ikke ha betinget en slik retning.

Det ser ut til at der har vært istilførsler fra nordvest.

Halvøyen mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden har representert et mindre glaciasonsområde i siste fase av isavsmeltningen. Ut fra dette området har isen beveget seg både mot Sognefjorden og Hardangerfjorden.

Slik vil skuringsobservasjon nr. 16 og flere andre sydøstlige retninger bli forståelige.

Det ser ellers ut til at skuringsobservasjonene gir det samme bildet, nemlig en isbevegelse i siste fase av istiden, varierende mellom en sydvestlig og en sydøstlig retning.

#### Erratiske blokker.

I fjellområdene på begge sider av Skjervedalen er der funnet en rekke erratiske blokker.

O. Ramsdal (1956) har funnet forskjellige blokker i området i og omkring Bordalen.

Ofte er blokkene av samme art som den nærmeste berggrunn, noe som tyder på liten transport. En del av dem som er funnet er imidlertid bergarter fra helt andre bergartskomplekser enn de i en umiddelbar nærhet av finnestedet.

Jeg har funnet en del blokker fra Bergen-Jotun-stammen.

En blokk på et par kubikkmeter ble funnet i Skaftedalen ved Jøretveitane seter (C-6).

Det var en anorthorsitt fra Øvre Jotundekket. Ved Opelandstjern

ble det funnet en blokk av vanlig gneis, som man ikke kan si annet om enn at den kan ha kommet fra områdene nordøst for finnestedet.

Nær toppen av Saata (B-5) fant jeg en stor blokk anorthorsitt, Berggrunnen på stedet er gneis fra øvre Bergsdalsdekket. Ved stenbruddet ved Horjolo (B-4) ble funnet en blokk på fire kubikkmeter, og den kunne lett bestemmes til å være en typisk Jotunbergart.

En stor flyttblokk ble funnet på toppen av Grønahorgi (E-4). Bildet fig. 36 viser denne blokken. Den er svært stor og kantet, men det er tydelig at den er flyttet. Det er en ordinær gneis, og altså av samme bergartstype som berggrunnen i området. Et par hundre meter vest for toppen lå en noe mindre blokk, som også tilhørte Bergen-Jotunstammen.

#### Glaciale småformer.

I tillegg til isskuringsstripene er der en del andre småformer som har fått sin form ved isens virkning.

I fjellområdene er berggrunnen for oppsprukket og forvitret til at disse formene er bevart. De fleste av disse glacialformene ble observert i dalene, og er da betinget av isen som igjen var sterkt avhengig av de topografiske forhold. De går derfor ofte parallelt med dalen.

I fjellområdene omkring Bordalen har Ramsdal (1956) observert noen rundsva som viser sydlig isbevegelsesretning.

I selve Skjervedalen har jeg funnet flere pent glacierte bergformer. Ofte har de en nokså symmetrisk form, slik at det er vanskelig å avgjøre hvilken retning isen har hatt.

Enkelte viser imidlertid den typiske rundsva-formen og da med den oppsprukne siden vendt mot sydsydøst.

En av disse glacialformene er vist på bildet fig. 37. Det er fra Opeland.

4-500 m nord for Dalsleitet (C-4) er et pent ispolert rundsua, som har isskuringsstriper parallelt med ryggen, ca. 130 grader. (skuringsobservasjon nr. 14)

Ved Haatveit (C-4,5) er en rekke nydelige glaciale fjellformer, som også viser retning mot sydøst.

Alle disse observasjonene indikerer isretningen nede i dalen, og er således sterkt avhengig av topografien. Likevel stemmer dette bra med den generelle isretningen.

### Konklusjon.

Foregående observasjoner av isskuringsstriper, erratiske blokker og glaciale småformer skulle tyde på at isbevegelsen i de siste faser av siste istid hadde en nokså sydlig retning. Den varierte mellom sydsydvest og sydøst.

Flyttblokkene tyder på en transport fra nord mot syd. De få vestlige skuringsobservasjonene som er gjort, er sannsynligvis eldre enn de sydligere. Isen må nå antas å ha beveget seg mot vest og sydvest under maksimum av siste nedisning, betinget av et issenter som lå over sentrale deler av Fennoskandia. Etter som isen mot istidens slutfaser avtok i mektighet, dreiet den etterhvert mer sydover, og ble også mer avhengig av de topografiske forhold. For at en sydlig isbevegelse skal være mulig, må isen ha hatt tilførsel nordfra.

De sydøstlige skuringsstripene tyder også på en istilførsel fra nordvest. Dette må bety at der har vært et lokalt glaciasjonsområde et sted nord og nordvest for Vossetraktene. Det må ha ligget på halvøyen mellom Sognefjorden og Hardangerfjorden.

I. Klovning (pers. medd.) har observert en isbevegelsesretning i området omkring Flåmsdalen mot nord og nordøst. Dette synes også å støtte antakelsen om et lokalt isskille mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden.

Isbevegelsen i disse områdene har derfor i sluttfasene av istiden vært betinget av dette issenter.

Under "Isavsmeltingen" kommer jeg mer inn på disse ting, og vi skal se hvordan denne antakelse passer med andre observasjoner.

#### MORENEDEKKET.

Som nevnt i innledningen har det ikke vært hensikten å foreta en fullstendig kartlegging av morenedekket. Det som her nevnes om dette emnet er bare sprette observasjoner som er gjort.

Jeg vil først sitere Reusch (1905), som skriver følgende om løsmaterialet rundt Voss:

"Naar bunden af de dybeste dale undtages findes som regel ikke andet over fjeldet end et tyndt morænedække, Det ligger noksaa jevnt utbredt, hvor undergrunden er lerglimmerskifer, men er forresten kun indskrænket til indsænkningene i fjeldlegemet. I høifjeldet er der ingensteds noteret betydelige tverrmoræner og aaser, og deltadannelserne ved elvenes udløb i fjeldvandene er ubetydelige."

Viktig her er at det ikke er funnet morenerygger noen steder i høyereliggende fjellområder.

I fjellstrøkene er der påfallende lite morenemateriale.

Som regel er det bart fjell, ofte med meget forvitret overflate, og bare spredt morenedekke.

I daler og forsenkninger kan man finne grunnen dekket av morenemateriale. Den vanlige morenetype er bunnmorene, eventuelt med et tykkere eller tynnere lag ablasjonsmorene oppå.

Det ser ikke ut til at der har vært noen aktiv avsmelting i disse områdene.

Der hvor morenedekket ligger, er det svært fruktbart, og ofte godt oppdyrket. Ablasjonsmorenen er svært utvasket og lite fruktbar, og en kan regne med at dyrket morenejord inneholder

lite ablasjonsmorene.

Morenejorden er den viktigste jordarten, og sammen med fyl-  
littene danner de grunnlaget for det intensive jordbruket i  
Vosseområdet.

I enkelte daler som er orientert øst-vest kan en finne støt-  
morene, spesielt i den dalsiden som vender mot nord. Her har  
isen lagt fra seg morenematerialet, som den ikke har klart å  
føre med seg oppoverbakke. Denne morenetype er ofte tynn.  
Det skyldes at isbevegelsen mot syd har vært av forholdsvis  
kort varighet.

I denne lille oversikten skal bare nevnes enkelte områder hvor  
morenedekket er forholdsvis tykt og sammenhengende.

Hele Vossebassenget er dekket av morene, i de laveste delene  
glacifluviale avsetninger (se senere), og i dalsidene ganske  
tykt morenedekke.

Tjukkebygd i nord for Bømoen fra Grauaaasen (A-3) til Tvilde-  
moen (B-2) er tett i tett belagt med gårder, og hele området  
er oppdyrket.

Selve Bømoen, som altså består av glacifluvialt materiale,  
brukes til ekserserplass (og flyplass), og er ellers skog-  
kledd.

På den andre siden av dalen finnes også en rekke gårder.  
Her er morenedekket så godt som sammenhengende helt opp til  
Viki (B-3), Auro (C-3) og Skutle (C-3).

Ved nordenden av Skutletjern er et lite snitt i en morene.  
Denne har vært avsatt som le-morene. Den inneholder en del  
leire, og der er forholdsvis lite stein og blokker. Imidlertid  
er der en stor blokk som sikkert har vært fraktet som flytt-  
blokk oppå isen.

Uten å ha analysert materialet nærmere vil jeg karakterisere  
den som leirholdig morene.

Syd- og sydvestover fra Skutle var der mindre morenedekke og  
svært myrlendt.

Det vesentligste av løsavsetningene i Skjervedalen er glaci-



fluviale. Oppå kan der ligge en del ablasjons- eller dødis-  
morene.

Løsavsetningene er konsentrert i dalens sydvestside mellom  
Mønshaug (B-4) og Moensvatnet (C-4,5). Ellers i dalen stikker  
bart fjell opp, og terrenget er ofte myrlendt.

De fleste av de hengende sidedalene er ofte tynt belagt med  
morene.

De forholdsvis flate områdene omkring Saata (B-5), Burseteggi  
(C-5) og Raudhovden (C-5) er svært tynt belagt med morene-  
materiale, med fjell som stikker opp overalt, mens man mot  
den flate bunnen i de åpne dalene, og spesielt i den nordvendte  
dalsiden, har større ansamlinger morenemateriale.

Haaraldsdalen (B-4) og Kyraldsdalen (C-5) har nokså jevnt  
morenedekke mot munningen, men hele tiden slik at bart fjell  
stikker opp her og der. På disse oppstikkende berg finner en  
ofte isskuring.

Dette bildet gjentar seg for sidedalene sydover i området.  
Skorvodalen har imidlertid forholdsvis tykt morenedekke.

Mot Granvin (F-7) finner man bare lite morenemateriale. Under  
Nesheimshorgi (E-6) og syd-sydøstover finnes en del gårder på  
et sparsomt morenedekke.

## ISAVSMELTNINGEN.

### Innledning.

I begynnelsen av dette kapitlet skal gjengis resultatene av stentellingsanalyser som er foretatt på forskjellige steder mellom Bømoen og Granvin.

Deretter kommer jeg inn på de erosjons- og akkumulasjonsformene som har ført til det syn jeg har fått på isavsmeltningsforløpet og smeltevannets drenering i disse strøkene.

Beskrivelsen gis regionalt fra Vosseområdet til Granvinfjorden. Ved beskrivelsen av enkelte av disse formelementene er det nødvendig å komme inn på dannelsesmåten. Derfor skal jeg innledningsvis ganske kort skissere hovedtrekkene av isavsmeltningsforløpet, slik det ser ut til å ha foregått.

Etter at klimaet ved slutten av istiden blir gunstigere, begynner firnlinjen å stige, og ablasjonen øker. Skuringsobservasjonene viser at brebevegelsen i dette stadium har vært nær sydlig.

Isoverflaten har følgelig også skrånet mot syd. Isen blir klimatisk død i det firnlinjen heves over isen. Ifølge Mannerfelt (1945) vil smeltevannet for det meste søke inn under isen, og renne under hydrostatisk trykk.

Den subglaciale dreneringen vil øke etter som bevegelsen i isen avtar.

Smeltevannets drenering er betinget av isoverflatens helning. "Raundalsvassdraget" har derfor på dette stadium drenert over Skjervedalen til Hardangerfjorden.

På et senere stadium i avsmeltingen er dette forholdet blitt forskjøvet, slik at dreneringen er begynt å gå over Voss, gjennom Evangerdalen til Sørfjorden.

Til å begynne med foregikk dreneringen også denne vei subglacialt.

I slutten av kapitlet kommer en mer utførlig tolkning av isavsmeltingen.

### Stentellinger.

Jeg har foretatt en del stentellinger på noen lokaliteter. Disse er gjort med hensyn på anorthositt, som overalt i løsavsetningene er sterkt representert.

Alle tellingene ble foretatt på stedet, og jeg plukket ut anorthosittene, da disse er meget lett bestemmelige.

Der finnes også en del andre bergarter fra øvre Jotundekket, men de ble ikke skilt ut.

Anorthosittinnholdet gir likevel en pekepinn om hvor materialet er kommet fra og transportlengden.

Jeg telte 100 stener i hver lokalitet. Stenene hadde en diameter fra ca. 2 til ca. 10 cm. Anorthosittprosentene ble så beregnet. De er oppført i listen fig. 38a. Nummerne på listen henviser til kartet fig. 38b, hvor lokalitetene er avmerket. Anorthosittinnholdet er vist i sektordiagrammer på kartet. Sentrum i sirklene angir hvor analysene ble gjort. Den skraverte sektoren viser anorthosittinnholdet.

Vi ser at den største del anorthositt finnes i Bjørkeavsetningen (nr. 1). Dette er rimelig ettersom denne ligger ved munningen av Raundalen.

I store trekk ser vi videre at anorthosittinnholdet avtar nedover på Bømoen mot Voss, og innover i Skjervedalen mot Granvin.

Det er iøynefallende at Istadavsetningen (nr. 5) har forholdsvis lite anorthosittinnhold.

Det er rimelig at dette skyldes at materialet var gjennomgående mye finere i denne avsetning (se senere).

Vi må derfor regne med at stener fra 2 til 10 cm var sedimentert lenger nede i dalen på den tid da disse avsetningene fant sted.

Det forholdsvis høye anorthosittinnholdet i Seimavsetningen (nr. 8) kan skyldes at bergarter fra øvre Jotundekket også er kommet andre veger, bl.a. via Skaftedalen og Hengsdalane.

Til Eideavsetningen (nr. 9) er bare lite Jotunbergarter blitt

transportert.

Denne stentellingsanalysen viser at Raundalsvassdraget under en del av isavsmeltingstiden har gått over Skjervedalen til Granvinfjorden.

#### Området Voss - Palmafoss.

Ved Voss munner tre store elver ut i Vangsvatnet. Fra syd kommer Bordalselven i en stor canyon. Fra nord kommer Stronda-elven fra Lønavatn (A-3) og Lundarvatn (B-2). Den forenes med Raundalselven fra øst, før de sammen munner ut i Vangsvatnet. Bordalselven har avsatt et stort delta i Vangsvatnet, og bildet av J.Rekstad fig.38 viser elvens "gruskjegle".

Ramsdal (1956) har kunnet skille ut åtte terrassenivåer i disse avsetningene, fra 58 til 115 m o.h. (øvre kant). Dessuten har han beskrevet tre høyere terrasser, fra 215 til 245 m o.h., som også ligger ved Bordalens munning. Disse har imidlertid ingen forbindelse med de lavere. Dessverre har ikke Ramsdal kommet noe inn på dannelsesmåten til disse terrassene. Jeg har ikke studert avsetningene her noe næyere.

De to andre vassdragene har avsatt et ganske stort delta i Vangsvatnet.

Langs Lundarvatn (71 m o.h.) og Lønavatn (76 m o.h.) er der store masser løsavsetninger på begge sider. Her er også terrasser, bestemt til 87 m o.h.

Her er altså ingen terrasser som kan korrespondere med dem fra Bordalsavsetningene på 115 m.

Der Raundalselven møter Strondaelven ligger Tvildemoen (B-2), en stor terrasseflate, 80-81 m o.h. (ifølge jernbanenivellement). Jeg har sett flere høydeangivelser på terrassene ved Lundarvatnet og Lønavatnet, så det er en mulighet for at de kan korrespondere med terrassene lenger nede mot Voss.

I den nordlige del av Tvildemoen, ved en liten bro over Raundalselven, er et lite snitt. Sorteringen er bra, men det

tyder på sterkt vekslende avsetningsforhold. Lagene er nær horisontale eller med svakt fall mot sydøst. I snittet kan man se flere uregelmessigheter, som f.eks. foldninger, forkastninger og enkelte diskordante lag. Fig.39 viser et utsnitt av en del av skjæringen.

Langs sydsiden av elven og vegen er der en rekke terrasser i forskjellige nivåer, som avtar trinnvis ned mot Voss. Her er få snitt.

I en utrast vegskjæring kan sees at materialet i enkelte lag er nokså grovt og godt rundet.

Fra dette stedet og 7-800 m østover til Palmafoss går elven i en 15-20 m dyp og trang canyon. Se kartet fig.40a.

På denne strekningen faller elven ca.20 m. Elven har gravet sitt gjel i fyllitt, og her fremkommer en rekke pene jettegryter. Bildene på fig.40 og 41 viser jettegrytene ved gjelets begynnelse ved Palmafoss.

Elvens nivå ved Palmafoss er, før den går inn i gjelet, 79 m o.h., og elven ender ved utløpet av gjelet i ca. 60 m's nivå. Gjelets øvre kant ligger ca. 95 m o.h.

Elven munner altså ut i et nivå lavere enn terrassen på Tvilde-moen.

Dannelsen av dette gjelet skal jeg komme inn på senere.

#### Området Bømoen - Bjørkemoen.

Fig.40a er et kart over området Bømoen-Bjørkemoen-Istad. Det er laget på grunnlag av et kart i målestokk 1:25000.

Bømoen er fullstendig dekket av løsmateriale, sikkert i store mengder. Sannsynligvis er Bømoen en depresjon, glacialt ut-erodert i det den har representert et confluence-basseng, slik at isen har fått større virkning her. Således er de tilstøtende dalene blitt hengende. (jfr.geomorfologien).

Fjellterskelen til bassenget ligger altså ved Palmafoss.

Overflaten på Bømoen er nokså ujevn. Den når opp i høyder på

111 m o.h. (Leikeshovden) og 116 m o.h. (Tunshovden). (b-3).  
På Bjørkemoen kommer man opp i høyder på 121 m o.h. (Storhovden)  
(b-3).

De største områdene ligger i ca. 100 m's nivå. Ved Leikeshovden stikker noen store "blokker" av fyllitt opp. Det var umulig å fastslå om det var løsblokker eller fast fjell.

Da man her er midt i fyllittområdet, er det rimelig at disse "blokkene" i virkeligheten er fjellgrunnen som stikker opp, og spesielt når Leikeshovden rager så vidt høgt opp over resten av terrenget.

Det er da godt mulig at det er topografien som også er årsak til at Tunshovden på Bømoen og Storhovden på Bjørkemoen rager så høgt opp over omgivelsene.

Raundalselven går tildels ganske dypt nedskåret i løsmaterialet. Fast fjell kan ikke sees i elvesengen noe sted.

Raundalselven faller, fra utløpet av Raundalselvans canyon, fra ca. 95 m o.h. til 79 m o.h. ved Palmafoss. Strekningen er ca. 4,5 km.

Raundalselven kommer ut fra Raundalen i en svær, dyp canyon. I dette løpet er der flere store og mindre jettegryter. Også høgt over elvesengen finnes disse nydelige fluviale formene. (Gjelet og et tørrlagt elvegjel vest for Raundalshovden er beskrevet av S. Bø (1942)).

Umiddelbart utenfor denne canyon finnes de store akkumulasjonene som tilhører Bømoen og Bjørkemoen.

Nær munningen er materialet ofte svært grovt. Her har elven plutselig mistet mye av sin transportevne på grunn av mindre fall, og på grunn av at dalen vider seg ut.

I de nærmeste avsetningene finnes den største prosent Bergen-Jotunbergarter.

Stentellingene viser ca. 20% anorthositt i snittene nærmest munningen (jfr. stentellingsanalysen s. 28).

På Bømoen finnes en rekke snitt, både som grustak og som vegskæringer.

Ca. 50 m nordøst for skytebanen, syd for Ygre, er et grustak med gode snitt. (b-4).

Lagene er bra sortert, med sterk vekslings mellom grove og finere lag. Høgt oppe i snittet er et ca.  $\frac{1}{2}$  m tykt lag med grovt

materiale med store blokker. Under dette laget er tynnere lag med sand og silt.

I dette snittet kan man se forholdsvis store forkastninger. Dette kommer tydelig frem på bildet fig. 42.

Bjørkegrustaket (b-4) ligger et par hundre meter syd for broen, der elven begynner sitt løp i Bømoens løsmasser, øst for elven. Lagdelingen er svært varierende, med sterk variasjon mellom grove lag med hodestore blokker og finere lag.

Materialet er som regel godt rundet.

Her er ikke noe entydig fall på lagene. Det ser ut til at de faller fra vestsydvest til sydsydvest. Bildet fig. 43 viser dette snittet.

Overflaten er svært nær horisontal, og synes å korrespondere med avsetningene over elven.

Ved Bømoen (b-3), på nordsiden av elven, er det også et lite snitt. Der er nedrast i hele blotningen, slik at jeg ikke fikk sett lagdelingen tydelig.

Det ser imidlertid ut til at lagene nesten er horisontale. Materialet er godt rundet. Stentellingene viste her 12% anorthositt.

Et lite snitt ved skolen på Palmafoss viser nokså grovt materiale i øverste lag.

Det er vanskelig å se lagdelingen på grunn av nedrasninger, men det ser også her ut til å være nær horisontale lag. Overflaten på denne avsetningen ligger ca. 90 m o.h.

Flere andre snitt er å se, men det er alle steder rast ut, slik at det ikke er mulig å få sikker beskjed om lagfølgen. Det vanlige er nokså mye grov grus med godt rundet materiale.

Ved den store vegsvingen, sydvest for Leikeshovden, er det et snitt som imidlertid viser nokså fint materiale, lag fra fin sand til silt.

I et mindre snitt mellom Tunshovden og Ostjern viste en stentelling 12% anorthositt.

Ca. 250 m vest for skiferbrudd, vest for Raundalselvens canyon, finnes et større snitt i en rygg (b-4). Denne ryggen slynger seg nordøstover ca. 400 m, fra en høyde på ca. 140 til 175 m o.h.

Snittet, som delvis er på tvers og i enden av ryggen, viser svært rotet og usortert materiale.

Rundingsgraden er god. Ryggen, som er helt skogkledd, må sannsynligvis være en esker. Et bilde av ryggen med snitt er vist i fig. 44.

Det viser at der har vært en sterk subglacial drenering under akkumulasjonene på Bømoen.

Der finnes også andre tegn på at isen har vært tilstede under sedimentasjonen på Bømoen, nemlig flere grytehull.

Ostjernet er det største.

Vannflaten i Ostjern ligger 97 m o.h. og representerer grunnvannspeilet her.

Grytehullet er litt langstrakt i øst-vestlig retning.

Den største diameter er ca. 110 m, og den minste ca. 80 m.

Det ble meg fortalt at det er loddet opp til minst 30 m. Dette har jeg ikke hatt anledning til å kontrollere. Det er i alle fall et enormt grytehull.

Tjernet er delvis gjenvokset av myr. I denne tok jeg en myrprøve.

På Bjørkemoen finnes også et par grytehull, hvorav Barnatjern (b-4) er det største. I kontakt med dette, i sydenden, er der en annen mindre depresjon, som også er dannet ved at en isblokk er blitt sedimentert og siden smeltet bort. Bunnen på dette er myret. Det vil si at grunnvannspeilet når akkurat opp til bunnen av grytehullet.

#### Området Mønshaug - Skjervet.

Dalen mellom Mønshaug (b-4) og Svelgjane (D-5) er svært trang, særlig ved Mønshaug og Svelgjane, mens den vider seg noe ut lenger inne ved Istad.

Fig. 13 viser fire tverrprofiler over dette dalstykket.

På det samme dalstykket er der liten høydeforskjell i lengdesnittet. Fig. 12 viser et lengdeprofil over dalen fra Granvinfjorden til Bømoen. Passpunktet ligger ca. 265 m o.h., og vannskillet ligger på Istadmyrene (C-4).



Som vi så under kapitlet om geomorfologien, munner dalen ut ved Mønshaug, hengende i forhold til Bømoen med ikke fullt 200 m. Den nåværende dalbunnen ligger ca. 80-100 m over Bømoen. Vi har ved Mønshaug forholdsvis bratt fall ned mot Bømoen. Dette har ført til flere typiske akkumulasjons- og erosjonsformer under avsmeltingstiden.

Fra Mønshaug og rett nordover i ca. 500 m's lengde kan man følge et forlatt elvegjel.

I enkelte deler av gjelet er det siden blitt påført store masser løsmateriale.

Mens det gjelet som Istadelven i dag renner i naturlig nok dreier vestover på Bømoen, fortsetter dette gamle gjelet nordover et stykke mot Bjørkemoen.

Det stopper nokså plutselig, og det er ikke mulig å følge det lenger.

Gjelet begynner et sted ved Annfinnshaug (b-4) like så plutselig som det slutter ved Bjørke, og det er heller ikke mulig å se noen fortsettelse på løpet sydover.

Gjelet er ganske enormt. Vertikal erosjon i faste fjellet kan være fra ca. 10-15 m.

Bergarten er kvartsholdig fyllitt som enkelte steder er sterkt forvitret og utrast. Likevel viser veggene i gjelet pent fluvialt eroderte former, med rester etter store jettegryter. Bildet fig. 45 viser en slik rest i gjelets østvegg (bemerk gensenen).

Gjelet er enkelte steder nokså bredt, opptil 20 m. Bildet fig. 46 viser en del av gjelet sett mot nord.

Horjolo (b-4) benytter den nordligste delen av gjelet, før den renner ut i løsmassene på Bjørkemoen. Her er der flere, ganske store jettegryter som vitner om en helt annen kraftig erosjon enn det Horjolo kan prestere på sitt voldsomste nå.

En liten bekk renner i dag i det gamle gjelet, som på lavere deler er myrlendt. Skissen fig. 47 skal vise den delen av gjelet som Horjolo renner i.

I selve gjelet er det ikke mulig å finne isskuringsmerker, men høgere oppe, utenfor selve gjelet, fant jeg ispolerte fjellvegger.

Sannsynligvis er dette gjelet utgravet da Raundalsvassdraget under avsmeltningen drenerte gjennom Skjervedalen til Hardanger. Smeltevannet rente da oppoverbakke helt til vannskillet på Istadmoen. Det må derfor ha rent under hydrostatisk trykk under isen.

At dreneringen virkelig har funnet sted subglacialt, tyder gjelets plutselige begynnelse og slutt på.

Smeltevannet har drenert i tunneler i og under isen. Ved Mønshaug har det nådd fjellgrunnen og erodert ut det omtalte gjelet. Det er kanskje vanligere at en smeltevannstrøm avsetter materiale når det blir tvunget oppover en skråning.

Vi må derfor regne med at trykket i vannet har vært stort, og hastigheten stor.

Smeltevannet kan ikke ha akkumulert materiale på dette stadium. Andre bevis på at smeltevannet har drenert mot Hardanger og under isen, skal jeg komme inn på senere.

Det gjelet som Istadelven nå renner i er også ganske stort, og tyder på en voldsom og hurtig utgravning. Her finnes jettegryter, ikke bare nær elvesengen, men også høgt oppe i sideveggene, 10-15 m høgt.

Bildet fig. 48 viser Istadelvens gjel slik det tar seg ut ved broen. Ved vegen, få meter øst for dette gjelet, står der rester igjen av fluviale former, vist på bildet fig. 49.

Ca. 150 m syd for postkontoret på Mønshaug er der et lite gjel, vest for jernbanen, som går få meter i nordøstlig retning, og er fra 3-5 m dypt.

Det står sannsynligvis i forbindelse med noen fluviale former et par timeter lenger nord.

Langs jernbanelinjen her kan en se flere slike former, fig. 50. Disse erosjonsformene, som alle er påført, vil jeg sette i forbindelse med dannelsen av noen større canyons lenger syd, ved Bjørgo (c-4). Det er et "hovedgjel" med fire vel definerte "sidegjel". ( se kartet fig. 40a.)

Hovedgjelet har en retning nær øst-vest. Det første sideløpet nedenfra går i nordnordøstlig retning ut fra hovedgjelet.

Det er utgravet i fyllitt, og viser fluviale former.

Et trinn høgere oppe er et annet gjel, større enn det foregående

Dette går i en noe østligere retning. Alle sideløpene dreier etterhvert noe mer nordlig.

Jeg fulgte denne canyon nedover mot Mønshaug et par hundre meter, hvor den gradvis avtar i størrelse, før den forsvinner. Langs hele denne canyon er der nydelige fluviale former, tildels med svært store jettegryter, spesielt i den veggen som vender inn mot fjellskråningen.

Bildene fig. 51 og 52 viser innløpet til to av disse side-gjelene.

Slik fortsetter det oppover i avsatses eller trinn, med flere sideløp som alle løper i nær samme retning ut fra hovedgjelet, og som alle dreier nordover etterhvert.

Enkelte steder ligger gjelene så nær hverandre at det er vanskelig å si om det er ett eller flere. Der er vannslipte former langs hele fjellskråningen.

Det største gjelet er det tredje nedenfra. Her er gjelveggen opptil 10 og 12 m høg, med tildels enorme jettegryter. Gjelet er svært trangt. Det ligger i omtrent samme høyde som Bjørgo gård, ca. 250 m o.h.

Nok et gjel, noe mindre enn det foregående, finner man et lite stykke ovenfor.

Videre oppover finner man bare ensidige gjel. Fluviale former kan sees helt til toppen av Nolten, som ligger ca. 350 m o.h. Enkelte steder er store stykker av fjellveggen rast ut, og blokkene som ligger nede ved fjellfoten, viser ofte en side fluvialt erodert. Nede i selve hovedgjelet ligger også svære utraste blokker, og man kunne finne rester f.eks. etter jettegryter i de aller fleste.

5-6 m nord for utløpet av hovedløpet, ved jernbanen, står også rester etter fluviale former.

Ingen av disse gjelene har rennende vann i dag, verken hovedløpet eller sideløpene, og de er alle tydelig påført. De ligger tilsynelatende helt umotivert i terrenget.

Det er jo rimelig å sette dannelsen av dem i forbindelse med den siste isavsmeltningen, og jeg tenker meg dem dannet slik. Mens isen enda dekket hele Vivaaskamben (c-3) var isoverflatens

helning blitt forandret til nå å skråne ned mot Bømoen-depresjonen.

Det må altså forutsettes at dreneringen på dette tidspunkt har gått mot Bømoen, både sub- og supraglacialt.

Grunnen til denne antakelse skal vises senere.

Da Nolten først stikker opp av isen, som en nunatak, vil is-overflaten skråne inn mot denne fra syd, og smeltevann vil samles her, og drenere i den retning som den generelle is-overflaten skråner, og topografien "tillater".

Smeltevannet begynner nå å erodere på fjellveggen med isen som den ene begrensning.

Slik kan de øverste formene på sydsiden av Nolten forklares dannet.

Etterhvert vil isen smelte ned, og smeltevannet må finne nye veier. Det vil alltid søke mot nord på grunn av isoverflatens helning, men fjellet hindrer vannet i å gå den vegen.

Det blir derfor tvunget til å gå østover, inntil topografien "tillater" det å gå mot nord.

Her blir det så uterodert et gjel. Det begynner ved at fjell-skråningen er den ene veggen og isen den andre. Når isen har smeltet et stykke, vil gjelet bli så stort at det overtar hele dreneringen av smeltevannet.

Dette foregår inntil isen har smeltet så mye ned at smeltevannet kommer i et lavere nivå enn innløpet til gjelet.

Dermed forlater smeltevannet dette for godt, og begynner på ny å renne lateralt mellom isen og fjellveggen, også denne gangen først østover og siden nordover. Slik blir et nytt gjel dannet, på samme måte som det første.

På denne måten fortsetter det, helt til alle gjelene er dannet, og smeltevannet har nådd bunnen av dalen. Nå foregår dreneringen sannsynligvis i det løp Istadelven følger i dag. Isen må på dette tidspunkt ha vært forsvunnet både i fjell-områdene omkring og i det meste av dalen.

Skissene på fig. 53 er laget som et forsøk på å illustrere dannelsesmåten. De er tegnet på frihånd, og gjengir bare dårlig de topografiske forhold på det aktuelle stedet. De viser imidlertid prinsippet ved dannelsen.

Det nederste sideløpet ligger på det høyeste ca. 230 m o.h. Vannskillet lenger syd ligger på ca. 265 m o.h., og altså mer enn 30 m høyere enn det nederste sidegjelet ved Bjørgo. Dette er grunnen til antakelsen om at dreneringen har gått mot Bømoen da disse gjelene ble dannet. Da det siste og laveste gjelet ble utgravet, lå isen lavere enn vannskillet, og smeltevannet kunne derfor ikke gå oppover i dalen.

Hovedgjelet må i det vesentligste tenkes utgravet etterhvert som isen smeltet ned.

Da det første sideløpet ble dannet, eksisterte ikke den nederste del av hovedløpet, slik det er nedenfor i dag. I dette stadium eksisterte hovedløpet bare som en del av sideløpet.

Da smeltevannet forlot det første sideløpet, fortsatte utgravningen av hovedløpet til det andre sideløpet begynte. På denne måten er alle sideløp også blitt hengende i forhold til hovedløpet.

Sydskråningen av gjelet er dekket av morene og/eller glaci-fluvialt materiale.

Det er forøvrig ikke nødvendig å anta hele hovedgjelet dannet under avsmeltningen. Det kan ha eksistert som et mindre søkk før avsmeltningen tok til, slik at det bare er videre utgravet og omformet.

Nordover fra Skutletjern (c-3) går et annet tørrlagt gjel, som også må antas å være dannet i samme stadium av avsmeltningen. Det er markert et lite stykke, men forsvinner ved øvre Auro. I dette gjelet ligger noen enorme blokker av hus-størrelse. De ble først "oppdaget" som blokker, da det viste seg at strøk og fall på dem var forskjellig fra berggrunnen ellers. Fjellveggen vest for blokkene viser "sår" etter utraste deler, og de hører tydelig hjemme der.

Det har sikkert vært en undergravet fjellnabbe, som er rast ut. Da blokkene er svært store, må en nesten kunne tenke seg at de har vært støttet opp av isen som lå under, og at de raste ut da isen forsvant.

Jeg skal fortsette å nevne noen erosjonsformer i dette området før jeg beskriver de store ansamlingene av glaci-fluvialt

materiale som finnes.

Før jeg forlater Skutletjern skal jeg imidlertid bare nevne en del av Skutleelvrens løp.

Elven graver seg et sted ned i et forholdsvis lite gjel. Ca. 100 m fra utløpet ser vi en liten jettegryte under utgravning. Den er vist på bildene fig. 54 og 55.

På det siste bildet, ser vi en "stenbro", som sannsynligvis er fremkommet ved at to jettegryter er blitt gravet mot hverandre i de laveste delene.

Et par hundre meter sydvest for Mala gård (c-4) ligger et lite tørrlagt gjel, i en utstrekning av ca. 60 m i nordnordvest-østsydøstlig retning. Det er utgravet i skrånende terreng, og form og beliggenhet viser at det er påført.

Gjelet kan ikke følges lenger i terrenget, verken i den ene eller den andre retningen, men utløpet ser ut til å ha gått mot nord. Fig. 56 er en skisse av gjelet, som er laget på grunnlag av oppmålinger med metermål og kompass.

I bunnen av gjelet er der myr, og her ble en av pollenprøvene tatt. (se senere.)

En frittliggende jettegryte, som ligger på en forhøyning, er 2 m dyp og 1,5-2,0 m i diameter. Denne er vist i fig. 57.

De andre jettegrytene lenger vestnordvest i gjelet er enda større, i dag mer eller mindre gjenvokset.

Jeg regner med at utgravningen av dette gjelet må ha foregått i samme periode som dannelsen av gjelene ved Bjørgo.

Smeltevannets drenering på denne tid var altså mot Bømoen.

Gjelet ved Mala har en svak helning mot vestnordvest. Erosjonen må enten ha foregått subglacialt eller lateralt. Den subglaciale erosjonen synes å være den sannsynligste på grunn av gjelets plutselige begynnelse og slutt.

Det er tydelig ingen sammenheng mellom dette gjelet og et annet mindre gjel som nesten står vinkelrett på dette.

I det mindre gjelet renner en liten bekk, som graver seg ned i skråttstilte lag og undergraver berget. Bildet av dette gjelet er vist i fig. 58.

Det vesentligste av denne utgravningen må sannsynligvis ha foregått postglacialt.

Som tverrprofilene over Skjervedalen viser, fig.13, vider dalen seg ut i området mellom Bjørgo og Moensvatnet, og på dette området finnes ikke flere erosjonsformer.

Det ser ut som om smeltevannet har mistet både sin eroderende og transporterende evne. På denne strekningen er der store akkumulasjoner av glacifluvialt materiale. (Mer om disse senere.)

Ved Moensvatnets nordende er der et gjel av svære dimensjoner. Der blir dalen igjen smalere. Vi ser innløpet til gjelet på bildet fig.59, som er tatt mot nord. Moensvatnets utløp er i dag i vatnets sydøstende, helt til høyre på bildet.

Fra Moensvatnet går gjelet først mot nordøst for senere å dreie øst-og sydøstover. Det er utgravet i forholdsvis hårde bergarter, i en lengde av ca.3-400 m. Bunnen er enkelte steder dekket av myr, hvor en pollenprøve ble tatt.

Gjelets bunn ligger 5,2 m under myroverflaten. Bildet fig.60 viser gjelet og myren.

Ca.100 m fra gjelets begynnelse er der en stor terskel.

Gjelveggene går bratt opp til en høyde av over 30 m. Her er jettegrytene enorme. Det kommer tydelig frem på bildet fig.61. Den andre veggen, som vender mot vest, er mindre bratt, og dekket av et tynt lag løsmateriale.

I østveggen finnes tydelige vannslipte former der hvor det ikke er utrast. Store jettegryter er å se høyt oppe i gjelveggen til ca. 30 m fra bunnen av gjelet. Enkelte av dem er 3 og 4 m i diameter, og de "henger" i fjellsiden som vist i fig.62.

Gjelet ved Moensvatnet er temmelig stort, og det er kanskje uvanlig at gjel av slike dimensjoner kan være dannet under avsmeltingen etter siste istid. Spesielt når det også er utgravet i forholdsvis hårde bergarter.

Imidlertid har erosjonen på dette stedet vært meget betydelig, i det hele Raundalsvassdraget drenerte denne vegen.

Beliggenheten av gjelet vitner også om en yngre dannelselse.

En skulle muligens vente at begge gjelveggene skulle være like bratte, men det kan skyldes de glaciale forhold under avsmeltingen.

Hva er så grunnen til at gjelet i det hele tatt er utgravet der? Det "naturlige" ville være om smeltevannet gikk den vegen hvor utløpet er i dag, ved sydenden av vatnet.

Der fortsetter nemlig dalen uten noen terskler som ville kunne hindre smeltevannet.

På dette stadium i avsmeltingen er der enda en viss bevegelse i isen, selv om den er klimatisk død. Dette betyr at isen i en forholdsvis bred dal skal passere et trangere dalparti. Den stues derfor sammen og eventuelle tunneler under isen blir tilstoppet igjen. Smeltevannet må derfor finne andre veger. Det blir til å begynne med presset opp i isen og finner utløp inglacialt. Etterhvert når smeltevannet fjellgrunnen og begynner å erodere.

Slik må gjelet tenkes å være dannet. Alt smeltevannet er altså blitt konsentrert på et forholdsvis smalt område. Derfor er der en mulighet for at hele gjelet kan være dannet i denne avsmeltningsperioden.

Smeltevannet har så fortsatt gjennom den trange dalen mot Svelgjane (D-5). I bunnen av denne dalen er der gravet ut en trang canyon, men denne er av et ganske annet mindre format enn gjelet ved Moensvatnet. Hele vegen kan sees fluviale erosjonsformer langt over elvesengen. Bildet fig.63 er tatt et par hundre meter fra Moensvatnet.

Bildet fig.64 og skissen fig.65 viser hvordan gjelet tar seg ut der riksvegen krysser elven.

Bildene fig.66 og fig.67 viser gjelet et par hundre meter lenger mot sydøst. Her er det største fall på hele strekningen fra Moensvatnet til Svelgjane, og gjelet er derfor blitt større.

Der hvor dalen ved Svelgjane bøyer av mot nordøst, er en fjellterskel, som også er gjennomskåret av den samme canyon.

På denne strekningen, det vil si ca.2 km, faller elven fra 242 m o.h. til 227 m o.h., altså 15 m, hvorav det største fallet er konsentrert på det omtalte sted.

Elven flyter i dag langsomt nedover i et gjel med store jettegryter.

Det er ikke mulig å tenke seg at en slik dannelse har foregått subaerilt. Vannet må ha hatt en betydelig hastighet og ha stått under trykk. Utgravningen av dette gjelet må derfor ha foregått samtidig med dannelsen av gjelet ved Moensvatnet lenger nord.

Grunnen til at dette gjelet er mye mindre, må være at smelte-



vannet her har gått like mye inglacialt og supraglacialt som subglacialt.

Ved Svelgjane vider dalen seg igjen ut, og det hydrostatiske trykket i vannet vil avta. Her slutter også gjelet.

I det dalen nå vender nordøstover, avsettes en del av materialet som smeltevannet frakter med seg, som følge av at transportevnen avtar.

Her ligger tre små vatn på rekke og rad og representerer hvert sitt grytehull i løsavsetningene.

Det er litt påfallende at så store grytehull finnes her hvor en kanskje skulle vente at smeltevannet ville strømme i dalbunnen.

I stedet for å anta at det er store isblokker som er sedimentert, er det rimeligere å anta at der har stått isrester som "pelarer" og holdt isen oppe, mens smeltevannet strømmet i tunneler mellom disse "pelarene".

Ved det østligste vatnet bøyer dalen av mot sydøst igjen, og vatnet styrter ut i Skjervefossen, sikkert med store mengder løsmateriale.

Der dalen bøyer av, er det på lesiden lagt opp en større avsetning med forholdsvis fint materiale, som elven siden har skåret seg gjennom. Denne avsetningen er ikke terrassert oppå, men skrår innover mot sydvest.

Bildet fig. 68 er tatt fra veggen mellom Moo og Jøre og viser avsetningen. Vi kan se erosjonskanter etter gamle elvesvinger. Et lite snitt viste lag med svakt fall mot øst, men da dette er en erosjonskant, er det sannsynlig at det skyldes sekundær lagdeling. Det er sannsynligvis en subglacial akkumulasjon i et hulrom i isen.

På strekningen mellom Moensvatn og Skjervet er der ingen andre løsavsetninger. De finnes først på Flatlandsmo (C-4).

Syd for Moensvatnet er avsetningene delvis terrassert i en høyde av ca. 245 m o. h.

Nær Demmo pensjonat, ved sydenden av Moensvatnet, er en avsetning med tildels grov sammensetning. Ingen tydelig sortering kan

sees. Materialet er grov grus. Stentellingen viste 10% anorthositt.

Store områder mellom Moensvatnet og Opeland (C-4) har svært lite løsmateriale. Terrenget her er nokså flatt, og i mindre fjelldepresjoner er det vann og myrer.

I en myr rett nord for Øyjordi (C-4), hvor en pollenprøve ble tatt, ble der boret ned 6 m, og i de nederste 30 cm var det svært fint minerogent materiale, som må tenkes å være avsatt i en vanddemning under isen.

På vest- og sydvestsiden av dalen er de vesentligste løsavsetningene å finne, og her enkelte steder i store mengder. Flere steder er de terrassert, men alle i forskjellige nivåer. Terrassene ligger alle steder lavere enn dalens passpunkt. Man kan derfor vanskelig tenke seg noe sammenhengende vannspeil.

Ved Dalsleitet st. (C-4) er der en terrassert flate i en høyde av ca. 264 m o.h. Den har ca. 100 meters utstrekning mot syd. Den er bevokset med skog, og overflaten er til dels myret. Her ligger også et lite tjern som representerer et grytehull. Der var ingen snitt i denne avsetningen.

Fra Dalsleitet og nordover langs veg og jernbane finnes det, særlig på vestsiden, store glacifluviale avsetninger. I to av disse, ved Mala og Istad, er der store snitt i form av sand- og grustak. Bildet fig. 69 viser disse to snittene sett fra Opelandstøl. Opelandstjernet ligger i forgrunnen. Det er påfallende at man i det hele finner så enorme avsetninger her.

Snittene viser at avsetningsforholdene har vært sterkt varierende. Sorteringen er ofte svært dårlig.

Grustakene ved Mala viser en skiftende lagfølge, store, ganske mektige lag vekslende med finere lag.

De grove lag har ofte store blokker på opptil  $\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup>.

Lagene faller stort sett mot sydøst. Fig. 70 er tegnet for å vise den sterkt varierende lagfølgen.

Materialet er ofte godt rundet.

Avsetningene på Mala er ikke terrassert. Gården Mala (254 m o.h.) ligger på et nivå som strekker seg noe sydover.

Dette er svært jevnt og må antagelig være betinget av et mer eller mindre stabilt vannspeil, antagelig et hulrom i isen.

Nord for disse snittene finnes forsenkninger og grytehull som viser at isen har vært tilstede under sedimentasjonen.

Det nærmeste til det omtalte snitt er 17-19 m dypt og over 75 m i diameter.

Bunnen er flat og myret og ca. 20-25 m i diameter.

Herfra og nordover finnes flere større og mindre grytehull, noen svært pent utformet, andre like uregelmessige som de første var velutformet.

Fra Mala fortsetter avsetningene mer eller mindre sammenhengende sydøstover.

Ved Istad, vest for vegen, er der et stort snitt i et sandtak, fig.71. Overflaten på dette ligger ca.250 m o.h., men den er ikke terrassert.

Materiallet er gjennomgående mye finere her enn i det foregående på Mala, selv om ganske store blokker også kan forekomme her. Bøndene sa at husene for det meste ligger på "leire". Det må jo bety at materialet er fint, men det er ikke leire i geologisk forstand, heller noe grovere.

Sorteringen er god og lagene viser for det meste veksling mellom finere og grovere sand.

Blokkene som finnes her er sjelden større enn hodestørrelse, og de forekommer bare spredt, i motsetning til de mektige lag av store blokker som finnes ved Mala, som inneholder lag av svært store blokker.

Lagene i snittet ved Istad viser fall mot syd med en del avvik. Anorthositt-innholdet var her bare 6%. (jfr.stentellingsanalysen s.28.)

Nordover fra Mala finnes likeledes flere akkumulasjoner.

En liten bekk renner her i et stort gjel. Gjelets vestside er fast fjell, og østsiden består av løsmateriale.

Hele området bærer preg av dødisavsmelting. Her er hauger og rygger, forsenkninger og grytehull.

Også nede i bunnen av dalen finnes det mer eller mindre sammenhengende løsavleiringer.

Langs jernbanen er der noen få snitt, men her er så utrast at

man vanskelig kan se noen lagdeling. Det er derfor vanskelig å si noe om avsetningsforholdene her.

Snittene viser imidlertid meget grov grus.

På østsiden av elven, ved Bjørgo, er der snitt i en avsetning som viser noe finere materiale.

Gården Bjørgo ligger på en terrasseflate i 244 m's nivå. Dannelsen av denne setter jeg i forbindelse med avsmeltingen etter at dreneringen var flyttet mot Voss, altså noenlunde samtidig med utgravningen av gjelene her.

Stort sett anser jeg det meste av avsetningene i dette området akkumulert subglacialt, mens smeltevannet drenerte mot Granvin. Dette viser enkelte snitt svært tydelig, både ved lagenes fall og anorthositt-innhold. Det er enda et bevis på at dreneringen i en periode av avsmeltingen har gått mot Hardanger.

#### Området Skjervet - Granvinvatnet.

Tidligere er omtalt dalenden ved Skjervefossen. Det er også antydning at den innerste delen kan være dannet ved siste isavsmelting. Bildet fig. 72 og 73 viser tydelig at dalenden er delt i to trinn, hvorav den innerste har form som en gryte. Grunnen til at jeg mener den kan være dannet under siste avsmelting er først og fremst den enorme subglacifluviale drenering som her har funnet sted, og at alt smeltevannet fra hele Raundalsvassdraget har styrtet utfor her med alt det løsmaterialet som fulgte med. Man må regne med at erosjonen her har vært enorm.

Jeg har også observert jettegryter av store dimensjoner ved vegen nedover fra Skjervet. De ligger i den sterkt skrånende fjellside, og kan neppe tenkes å være dannet subaerilt.

Jeg regner også med at isen på dette stadium har dekket hele området til stor høyde, fordi isen ved Vivaaskamben enda var svært mektig, selv etter at smeltevannet var begynt å gå over Voss-Bulken.

Isskuring er ikke observert noe sted i dalenden, men det kunne en heller ikke vente etter den erosjon som i alle fall har vært her.

Kartskissen fig.74 viser løsavsetningene mellom Skjervet og Granvinvatnet.

De første løsavleiringene man finner i dalen ved Klyve (D-6) er terrassert i et nivå, ca.67 m o.h.

Dalen innenfor Klyve er smal, og den smalner ytterligere innover mot dalenden. Nedenfor Klyve vider dalen seg ut, og avsetningene begynner å øke i mektighet.

Ettersom der har vært en betydelig subglacial drenering i dette området, regner jeg med at en del av disse avsetningene kan være akkumulert subglacialt.

Det fortelles at der er funnet skjell i avsetningene ved Klyve. Dette har vært kjent også for Rekstad, uten at noen, verken før eller siden, har kunnet finne flere.

Ved Nesbø (D-6) finnes rester av en høyere terrasse et stykke opp i dalsiden.

Bildet fig.75 viser denne på vestsiden av dalen. Høyden på den er ca.95 m o.h.

På andre siden av dalen, ved Spildo (D-6), er der et stort terrassenivå ca.80 m o.h. som er vist på fig.76.

Gården Haugen (D-6) ligger på en velutviklet terrasse 96 m o.h., og denne er det høyeste terrassenivå i øvre Granvin, fig.77.

På bildet fig.78 ser vi Haugen-terrassen ovenfra.

Terrassen på Haugen ligger et stykke ut fra dalsiden, med lavere områder på begge sider. Fjellgrunnen stikker opp flere steder i denne avsetningen, særlig syd for Haugen.

Rekstad (1911) skriver om terrassene i øvre Granvin:

"I øvre Granvin har fornemmelig det øverste terrasse-trin i 105-110 m.o.h og trinnet i 37-44 m. stor utbredelse. Øverste trin optræder i vel utviklede terrasser ved Haugen, ved Spilde og ved Klyve."

Rekstad tok sine høydemålinger her med aneroidbarometer, og derfor er de blitt ukorrekte. Høydeforskjellen mellom Klyve-

avsetningen og Haugenterrassen er 30 m. (NGO.nivellement)

Ved Haugen er der rester etter 4 terrassenivåer. Fig.79 og bildet fig.80 viser disse og høydeforholdene mellom dem.

Gården Saakvitno (D-6) ligger syd for Haugen på et terrassenivå 72 m o.h.

Bildet fig.81 er tatt mot nord, Saakvitno i forgrunnen og Haugen i bakgrunnen.

Gården Seim (D-6) ligger 36 m o.h. på en terrasse, som har stor utstrekning på begge sider av elven. Bildene fig.82 og 83 viser dette terrassenivået, og fig.84 viser hvor i dalen det finnes.

I denne terrassen er der to snitt som kommer frem på fig.83. Lagene er bra sortert, med svært grove og fine lag i vekslingslag. Flere utfellingshorisonter kommer til syne i form av mektige rustrøde og svarte lag.

Bildet fig.85 viser en del av det ene snittet, slik det så ut i 1961. I dette snittet kom det til syne store sylindformede hulrom som kunne være meterlange med opptil 10 cm's diameter. Hulrommene forgrenet seg innover.

Bildene fig.88, 89 og 90 viser lokaliteten og et av disse hullene. De var ikke konsentrert til et spesielt lag, men materialet var alltid forholdsvis fint. Avstanden mellom lagene og overflaten av terrassen var 5-6 m.

I bunnen av disse hullene lå rester etter noe som jeg øyeblikkelig antok måtte være trerester. De hadde en geleaktig fuktig konsistens.

Disse ble brakt til laboratoriet, og de ga ingen overbevisende reaksjon på karbon, verken med  $H_2O_2$  eller konsentrert  $H_2SO_4$ .

En del av materialet og det omliggende løsmaterialet, fin sand, ble kokt i Canadabalsam.

Mikrobildet fig.86 viser et utsnitt av et tynnslip som ble laget. De organiske strukturer var svært tvilsomme, men det er mulig at det som kommer frem på bildet kan være deformerte organiske strukturer.

Etttersom dette bare var rester etter noe som har vært utsatt for både kjemiske og fysiske forandringer, skulle en kanskje

heller ikke vente å finne organiske strukturer tydelig bevart. Fig.87 viser et mikrobilde fra det samme tynnslipet. Et større glimmerskiferflak finnes blant mindre korn.

Jeg oppsøkte Universitetes kjemiske institutt, og universitetsstipendiat Paul Juvik har velvilligst foretatt en fullstendig kjemisk analyse av materialet.

Jeg gjengir her analysens resultat:

- "1. Fuktighet. Prøve tatt som 1,5 mm tykk skive på tvers av objekt, løs sand fjernet, den sorte skorpe beholdt. Vekttap i vac. over  $P_2O_5$  ved 100 grader svarte til et fuktighetsinnhold på 79%.
2. Jern. Prøven befridd for sand og mørk skorpe. Saltsurt uttrekk ga sterk rødferve med rhodanid.
3. Kullstoff. Prøven som i 2. Glødning med  $CuO$  ga  $CO_2$  (blakning av barytvann).
4. Svovel. Prøven som i 1, men med sand. Tørredestillasjon ga tydelig  $H_2S$ -lukt, og blyacetat ble svertet.
5. Kvelstoff. Prøven som i 4. Kjeldahl-oppslutning foretatt, etter overmetning med lut ga destillatet brun felling med Nessler's reagens.
6. Kullhydrater. Prøvene som i 1.
  - A. Direkte. Prøven ga ikke reaksjon med Molisch's reagens.
  - B. Etter hydrolyse med 80% svovelsyre (betingelser som ved hydrolyse av cellulose):
    - a. Negativ Molisch.
    - b. Negativ spot-test på papir med diphenylamin-anilin-phosphat (DAP) reagens."

Jeg vil også nevne noen ord om hans tolkning:

" Med relativt små prøver (ca. 50-100 mg, eller ca. 10-20 mg tørrstoff) ga prøvene på C, N og S relativt kraftig reaksjon, mengdene av disse elementer synes derfor å være ikke ubetydelige.

Kullhydrater er neppe tilstede, annet enn i spor (Molisch's reagens har ca. 1 mikrogram monosaccharid som nedre grense, DAP ca. 2 mmg).

Svovel er sannsynligvis tilstede som protein-svovel (uorganiske sulfider er stabile ved surstoff-fravær, og gir  $SO_2$  ved røsting).

Kvelstoff er påvist som  $\text{NH}_3$  (Kjeldahl), og må da foreligge i amidbinding (proteiner).

Den vesentligste mengde organisk materiale er dermed trolig proteiner. Mengdene av dette er helt uviss, og kan bare bestemmes ved organisk elementæranalyse av tørrstoffet.

Jern er tydeligvis tilstede i store mengder. Sammen med det store innhold av vann kan det tolkes som at objektet er en strukturløs jernhydroxyd-gel, som har innesluttet f.eks. mikroorganismer eller annet zoologisk materiale. Spor av tre synes ikke lenger påviselig, de utførte prøver tillater heller ikke å slutte hvorvidt objektet har vært av slik opprinnelse.

Det bemerkes at objektet luktet "muggent" etter 3-4 dager. Det er usikkert om mugningen var begynt allerede da N-S prøvene ble tatt (2.dag). Det er altså en viss mulighet for at det formodete protein er av helt ny dato."

Jeg oppsøkte senere dosent Goksøyr ved Botanisk laboratorium, som også fattet interesse for saken og foretok en kjemisk analyse på lignin.

Dersom opprinnelsesmaterialet skulle være grener, skulle en vente at det meget resistente ligninstoff ville være bevart. Denne prøven består i at et saltsurt uttrekk av materialet skulle gi fargereaksjon med floroglycin ved at ligninets aldehydgrupper ville reagere.

Denne prøven var også negativ, uten at det kunne sies å være bevis på at lignin ikke har vært tilstede.

Dosent Goksøyr mente at ligninet kan ha vært tilstede i opprinnelsesmaterialet, og at det kan ha blitt dekomponert under en kjemisk forvandlingsprosess.

Ytterligere undersøkelser ville kanskje gi resultater, men de ville være for omfattende og for tidskrevende.

Etter Goksøyrs mening kan altså funnene være rester etter grener, selv om verken lignin eller kullhydrater har latt seg påvise.

Så lenge materialet lå under vann kunne det nok bevares, men idet havnivået sank og ble liggende lavere enn denne avsetning,



kunne mikrobakterievirksomhet begynne nedbrytningen.

Den forholdsvis store anrikning av jern kan forklares som løselige jernforbindelser som siver gjennom lagene og felles ut i syrene som er knyttet til det organiske materialet.

Dette er kjent fra den varvige leire i Sverige (G.Lundqvist, 1948). Snittet i Seim-terrassen viser ellers store lag med jernutfelninger. Nitrogen forekommer i liten mengde i treverk, men det kan ha blitt anriket fra bakteriene.

Svovelet kan være opprinnelig.

Kullhydratene kan dekomponeres ved bakterievirksomhet, slik at større mengder karbon forsvinner som  $\text{CO}_2$ .

Skal man konkludere disse undersøkelsene, må det bli at opprinnelsesmaterialet har vært organisk.

Det ser ut som om det kan ha vært grener og/eller røtter av trær. Måten de ligger på i avsetningene, de forgrenede hullrommene, tyder også på det.

Grunnen til at man ikke har kunnet påvise verken strukturer eller opprinnelige kjemiske organiske forbindelser, er at der har funnet sted kjemiske forandringer og dekomposisjoner, som selv om de ikke synes å være kjent, kan være sannsynlige. Man har påvist de "nødvendige" elementer.

Det finnes en rekke lavere terrassenivåer i øvre Granvin, og en kan se erosjonskanter etter gamle elvesvinger.

Det ser ut som det er en markert forskjell i avsetningenes mektighet ovenfor og nedenfor Haugen og Saakvitno.

Terrassehøydene ovenfor er fra 72-96 m o.h., mens de nedenfor er vesentlig lavere.

En må regne med at det dalstykket som ligger mellom Haugen og Klyve må være fylt opp av sedimenter til det høyeste nivået, og at de senere er blitt erodert ned av elven, etterhvert som basenivået ble senket.

Fjellterskelen ved Haugen har virket som en demning, og er årsak til at materialet ble sedimentert ovenfor.

Etter at materialet var blitt bygget opp til det daværende havnivå, fikk strømmene utløp mellom Haugen og fjellsiden, og materialet ble ført ut denne vegen og sedimentert nedenfor ved

Saakvitno. Her er terrassenivået 72 m o.h.

Før materialet kunne bli ført den sistnevnte veg, gikk strømmene øst for Haugen, hvor terrassehøydene når opp til ca. 80 m o.h.

De høyeste trinn nedenfor Haugen er dannet av materialet, som er blitt ført ut av Skorvo fra øst.

Langs Granvinvatnet er der lite løsmateriale. Selv ved Espelandsdalens utløp er der forholdsvis lite løsavsetninger, og der er ikke observert terrassenivåer. Bildet fig.91 viser Espelandsdalens munning sett mot øst.

Det ser ut som om dreneringen fra Espelandsdalen har vært liten. Espelandsvatnet drenerer i dag mot øst, og har sannsynligvis gjort det under hele avsmeltingstiden.

Ved Nesheim er der en del avleiringer, gjennomskåret av flere erosjonsløp. Bildet fig.92 viser disse.

En grøft viser at materialet jevnt over er meget fint og ensartet.

Ved Selland, på vestsiden av vatnet, kommer en liten bekk ned. Denne har lagt opp litt materiale, men her er ingen terrassenivåer.

Granvinvatnet er et fjellbasseng, og fjellet stuper bratt ned. Bildet fig.93 er tatt fra Nesheimshorgi og viser Granvinvatnets utløp og nedre del.

Ca. 1 km fra nedre Vassenden finnes på østsiden av vatnet store fluviale erosjonsformer med jettegrytedannelser nær vatnets nivå, ca. 30 m o.h. Se merket fig.93.

For å få dannet slike former må vannet ha stått under sterkt hydrostatisk trykk, og hastigheten på vannet må ha vært betydelig.

Da havet sto over her, kunne verken strøm eller havabrasjon tenkes å ha dannet disse.

Den eneste akseptable forklaring på disse dannelser, må være en subglacial erosjon, mens isen dekket hele bassenget.

Isen måtte dessuten ha vært så mektig at den ikke kunne flyte.

I det øyeblikk isen begynner å flyte, opphører det hydrostatiske trykket under isen.

Det er rimelig at disse jettegrytene er dannet i den tiden Raundalsvassdraget gikk denne vegen.

#### Området Granvinvatnet-Granvinfjorden.

Avsetningene i dette området er vist på kartskissen fig.94.

Under dette avsnittet skal jeg først gjengi noen av J.Rekstads (1911) ord om avsetningene foran Granvinvatnet:

"De løse masser foran Granvinvatn har terrasseformer. Her er ingen morænemasser synlig; men vandets betydelige dybde, 86 m, gjør det i høieste grad sandsynlig, at de løse masser foran vandet maa være ført frem over dette dyp av en isbræ, som Oddamorænen over Sandvenvatn eller Svelvikmorænen over Drammensfjorden.

Då bræen naade frem foran Granvinvatn, stod havet her omtrent 110 m høiere end i nutiden. Det materialet, som avsattes ved bræens ende, avleiredes paa en dybde av 50 til 80 m. De strømninger, som frembraktes av smeltet vandet ved bræenden, maatte under saadanne forhold bevirke en sortering og lagning av morænematerialet.

Det er derfor forklarlig, at det her ikke optræder i form av endemoræne."

Det ser ut til at den antakelse at materialet ikke er bygget opp til havnivå er riktig.

Avsetningene som tilhører dreneringssystemet ut Granvinvatnet, ligger i forholdsvis lave nivåer.

Terrassen umiddelbart foran Granvinvatnet ligger ca.40 m o.h.

De høegste terrassenivåene finnes i Hurpo/Tveitelvens delta. (E,F-7). Kjerlandsgårdene ligger på dette, se fig.95.

Her er flere trinn, fra ca.42 m o.h. og oppover. Et terrassenivå ligger ca.77 m o.h. Over dette skråner det svakt til et nytt nivå, ca.85 m o.h., som er det høegste.

Ovenfor dette er der fortsatt løsmateriale, men ingen terrasser. Det skråner jevnt oppover til 95-100 m o.h.

Dersom man antar at de høgste terrassene i øvre Granvin er betinget av havnivået på den tid, skulle en vente at en også fikk nivåer i samme høyde i nedre Granvin.

Det kan derfor tenkes at havet sto opp til den høyde ved utløpet av Hurpo/Tveitelven, og at den terrasseflate som da ble utviklet er blitt ødelagt ved senere erosjon av elven, og at den største høyde hvor man finner løsavsetninger skulle markere det marine nivået, uten at man har fått terrasseflaten bevart.

Helt nede ved fjorden er en stor avsetning konsentrert til vestsiden av dalen.

Den skråner fra ca. 100 m o.h. ned til dalbunnen. Ved vegen er det et par snitt i 20-25 m's nivå, som viser horisontale lag. Her var også en del Bergen-Jotunbergarter.

Avsetningen er gjennomskåret av flere, tildels store og dype erosjonsfurer, som går nær radiært ut helt fra fjellveggen. Den skråner nokså jevnt fra toppen og nedover til bunnen, og ingen terrassenivå er utviklet.

Det synes vanskelig å forklare denne dannelsen.

En kan vanskelig tenke seg hele dalen fylt til så store høyder av løsmateriale.

Da skulle en for det første også vente å finne rester av høgere nivåer oppover mot Granvinvatnets munning.

En skulle også vente at mer materiale ville ligge lenger utover i fjorden, idet alt materialet ovenfor måtte ha blitt ført til sjøen.

Det er like utenkelig at det skulle være en ende- eller randmorene som har gått rett over dalen. Dette er utenkelig, både fordi materialet er så pent lagdelt, og fordi det ikke er noen grunn til å tro at isen skulle ligge så lenge at en slik mektig endemorene skulle bli avsatt her.

En må ty til den forklaring at den er en eldre dannelselse, muligens akkumulert lateralt eller subglacialt.

Elven fra Nonsfjell har bygget opp en vifte som ligger oppå de andre avsetningene og er åpenbart en yngre dannelselse.

Her er ingen terrassenivå. Materialet er meget usortert, lite rundet og tildels blokkrikt. Det er antagelig en supramarin

vifte.

Ellers i avsetningene i Granvin er der bare få snitt.

Et annet snitt, ved krysset mellom veg og jernbane, viser nær horisontale lag.

Bildet fig.96 viser et utsnitt herfra, grove lag med tildels store blokker over finere lag. Materialet er godt rundet.

Helland (1874) har funnet trerester og skjell i avsetningene foran Granvinvatnet.

Skjellene ble bestemt av daværende stipendiat G.O.Sars.

Det ble slått fast at "De postglaciale Skjælbanker viser, at der i den Tid, da Landet stod 100 til 150 Fod lavere, var et mildere Hav end under Istiden."

Rekstad (1911) skriver om disse forhold:

" I Granvin er der nedenfor vandet fundet planterester og skjæl i terrasserne.

Den første som undersøkte disse var Helland. I den anden terrasse op fra fjordbunnen her fandt Helland et lag av stykker av tynde stammer og kvister samt furekongler og hasselnøtter. Plantelaget ligger 7 meter nede i den terrasse, hvis overflate if. Helland naar op til 16.5 m.o.h. eller om man regner fra tangranden som basis, omtrent 17 m.

Foruten fure og hassel, antar Helland, at der ogsaa fandtes rester av bjerk, older og rogn i laget. Disse trær vokser alle i nutiden i Granvin.

I den høiere terrasse, som i Granvin naar op til 41-44 m.o.h. er der av Helland og Munster fundet rester av en artsrik molluskfauna. Det skjælførende lag ligger if. Helland i 25 m.o.h. if. Brøgger 23,5 m.o.h. Her er fundet karakteristiske arter som *Ostrea edulis*, *Corbula gibba*, *Lepidopleurus cinereus*, *Clathurella purpurea* og *Spiralis retroversus*, som gjør det sandsynlig, at denne fauna tilhører tapestiden.

Dette stemmer ogsaa med det resultat, jeg er kommet til ved sammenligning av terrassehøiderne, nemlig at terrassenivaet i 37-44 m. i Granvin skulle representere tapessenkningen."

På draftet over Granvinfjorden ser en at fjorden blir fort dypere ut over, men ved Folkedal er der en oppgrunning, med større dyp både innenfor og utenfor.

Det er godt mulig at denne ryggen er løsmateriale, og at den markerer en stillstand i isens tilbaketrekning.

Ellers viser sjøkartet at Granvinfjorden er hengende i forhold til Utnefjorden med 4-500 m.

### Konklusjon.

Vi skal først se litt på Mannerfelts teorier for isavsmeltingen (Mannerfelt 1945)

Han bemerker at det har vært tildels stor uklarhet i bruken av begrepet "dødis".

Isen er klimatisk død når akkumulasjonsoverskuddet faller bort. Dynamisk død er isen ikke før all bevegelse i isen er opphørt.

Smeltevannsstrømmer forekommer på overflaten av en bre i bevegelse, hvis der er forholdsvis lite morenemateriale. På undergravde dødisbreer ser man sjelden overflatestrømmer, og de vesentligste smeltevannsstrømmer går under isen. Det subglaciale vannet arbeider seg hurtig ned gjennom sprekker og tunneler, og forener seg etterhvert i et stort nettformig dreneringssystem under isen.

I en aktiv bre, vil sub- og inglaciale tunneler presses sammen, slik at smeltevannet for det meste går supraglacialt og lateralt.

Den subglaciale drenering er helt dominerende ved dødisavsmelting.

Da slike løp og tunneler ikke sammenpresses og ødelegges i stagnerende is, må man regne med at isen under sluttstadiet fortæres minst like mye gjennom subglacial og inglacial intern ablasjon, som gjennom direkte smelting av den morenedekkede overflate.

Under isen kan smeltevannet oppnå et stort hydrostatisk trykk, som sammen med en betydelig hastighet kan forårsake både erosjons- og akkumulasjonsformer, som ofte finnes innenfor et avsmeltningsområde.

Slik kan man få forklart dannelsen av alle de umotiverte og uventede former, som en ofte støter på der avsmeltningen har foregått "passivt", som død is.

En stor del av det materialet som transporteres av subglaciale, laterale og inglaciale vannløp, sedimenteres under isen i grotter, tunneler og hvelv hvor vannet demmes opp, f.eks. på grunn av topografiske ujevnheter, ras, utfyllinger eller forandrede trykkforhold.

De subglaciale akkumulasjonene karakteriseres av en svært heterogen stratigrafi, som øverst ofte kan ha et tynnere eller tykkere lag av nedrast ablasjonsmorene.

Det er påvist fra isbreer i Alaska at tunneler under isen plutselig kan demmes opp av ras fra istaket eller av akkumulerende grusmasser til subglaciale sjøer.

Typisk for de subglaciale erosjonsformene er at de som oftest ligger helt umotivert i terrenget, og er helt uavhengig av topografiske forhold.

Typisk er det også at de begynner og opphører like plutselig. Her er kort skissert Mannerfelts oppfatning av former og fenomener som han mener er typisk for død isavsmelting.

En liknende avsmelting må ha foregått i områdene omkring Voss-Granvin.

Ved å betrakte de glaciale forhold i siste fase av istiden, kunne man tenke seg en slik avsmelting i disse områdene. De sydlige og sydsydøstlige skuringsobservasjoner tyder på istilførsler nord og nordvest fra.

I områder nordenfor er der påvist isskuring mot nord og nord-nordøst mot Sognefjorden.

Istilførslene stoppet forholdsvis fort og avsmeltningen foregikk for det meste vertikalt.

Isen blir klimatisk død i det firnlinjen heves over de høyeste områdene, og når akkumulasjonsoverskuddet forsvinner. Fremdeles vil der være bevegelse i isen, som nå bare er betinget av gravitative krefter.

Da man her sikkert er nær det "lokale" dødis skillet, vil bevegelsene fort opphøre, og isen blir totalt død.

Det er mulig at isen hadde et opphold ved Folkedal i sin tilbaketrekning, og at den ryggformede oppgrunningen skulle representere en randavsetning på det stadiet.

Ved det neste stadium lå iskanten foran Granvinvatnet. Hvorvidt isen her var dynamisk aktiv er vanskelig å si, men den har sikkert ikke ligget slik lenge, da løsmassene i nedre Granvin er forholdsvis sparsomme.

Materiallet har ikke klart å bygge seg opp til det daværende havnivå.

På denne tid, og om mulig også tidligere, er de store jettegrytene nær nedre Vassenden blitt dannet. Senere bortfaller betingelsene for slike dannelser.

Det store gjelet ved Moensvatnet, og fortsettelsen av dette ned til Svelgjane, og de fluviale formene i dalenden ved Skjervet, kan heller ikke være dannet senere. Mer om dette siden.

Vi skal nå følge isavsmeltningen videre opp mot Skjervet. Mens isen enda ligger i Granvinvatnbassenget, må den være brutt ved Skjervefossen. Havet har nå trengt inn til oppimot Klyve, og står i ca. 96 m's nivå.

Isen har ikke lenger noen markert front.

Den ligger død som "ispølser" i dalen over Skjervet, og smeltet vannet styrter ut for Skjervefossen subaerilt, sterkt materialbelastet.

Der ligger også en isrest i Granvinvatnet, men denne smelter fort, og har neppe demmet opp noe vann ovenfor.

Under denne periode foregår det sikkert en betydelig erosjon i dalenden ved Skjervet, både i nedre og særlig øvre trinn. Jeg anser det derfor som meget sannsynlig at det meste, muligens hele det øverste trinn kan være utgravet under den



veldige dreneringen denne vegen i senere faser av avsmeltningen.

Da dreneringsløpet fra Moensvatn til Skjervet er forholdsvis trangt, vil intet materiale kunne sedimenteres, men føres utfor Skjervet og akkumuleres først ved erosjonsbasis, som er havnivået ved Klyve.

Dalen er svært trang ved Klyve, og de terrasseflatene som der sikkert ble dannet, er senere blitt ødelagt av elven.

De høyeste terrassene er bevart først lenger syd, ved Nesbø.

Nå skal vi se på avsmeltningen i området mellom Bømoen og Skjervet.

Det første "bevis" på at Raundalsvassdraget har drenert over Skjervedalen til Hardanger er skuringsstripene, som indikerer at isoverflaten helte mot syd.

Dødis skillet må altså ha ligget noe nord eller nordvest for disse traktene. Smeltevannet under isen vil drenere i den retning isoverflaten heller, i det vannet stadig søker mot mindre trykk.

Lagenes fall i akkumulasjonene ved Mala og Istad, tyder også på drenering mot Granvin.

Dessuten har stentellingene vist at anorthositt finnes i avtagende mengde fra Bjørkemoen og sydover.

Disse kan bare være kommet fra Raundalen.

Den mulighet at anorthosittinnholdet skulle skyldes transportert morenemateriale med smeltevann mot Voss fra sydligere trakter synes uforståelig. Dertil er transporten for kort og materialet for godt rundet.

Under denne smeltevannstrøm får man de typiske akkumulasjons- og erosjonsformene.

I en periode har erosjonsevnen vært stor, og store gjel og canyons er blitt utgravet.

I andre perioder har materialbelastningen vært for stor i forhold til transportevnen, slik at materialet ble akkumulert subglacialt.

Hvor lenge Raundalsvassdraget har gått denne vegen er vanskelig å si. Dreneringen ble flyttet i det isoverflaten begynte å

skråne mot nord og vest.

Fra da av har Raundalselven drenert over Voss, gjennom Evangerdalen og ut til Sørfjorden.

Da dette skiftet fant sted, lå isen enda så mektig at den dekket hele Vivaaskamben (ca. 360 m o.h.).

Dette vet vi da de erosjonsformene som finnes ved Bjørgo er dannet mens smeltevannet gikk mot nord.

Dannelsen av disse er forklart tidligere. (s. 36).

At akkumulasjonene på Mala og Istad, og likeledes gjelene lenger syd ikke kan være dannet senere, bevises ved at det laveste sidegjelet ved Bjørgo ligger lavere enn vannskillet på Istad. Da utgravningen av dette sidegjelet fant sted, var isen nærmest forsvunnet også i dalen, og alt rennende vann var nå underlagt hydrografiske lover.

Etter at dreneringen begynte å gå mot Voss, begynte også en subglacial akkumulasjon på Bømoen.

Denne akkumulasjonen var i første rekke betinget av terskelen ved Palmafoss. Materialet ble avsatt som åser og rygger.

Disse stikker opp over et generelt nivå på ca. 100 m o.h.

De store haugene på Bømoen og Bjørkemoen, og eskeren syd for Ygre er rester av de opprinnelige avsmeltningsformene.

Akkumulasjonene ellers er blitt forstyrret og utvasket under 100 m's nivået. Her må altså ha stått et vannspeil, enten marint eller lakustrint.

Dersom det skyldes et lakustrint nivå, er innsjøen demmet opp ved Palmafoss.

Planeringen i dette nivået begynner i det isen blir så tynn at den flyter i bassenget. Bassenget er nå blitt så grunt på grunn av oppfylning av glacifluvialt materiale at isen, når den flyter opp, er svært tynn, og da den heller ikke får tilførsler, vil den snart smelte helt ned.

Dersom dette skjedde på et tidlig stadium, ville havet stå så høyt, at planeringen på Bømoen ville være betinget av havnivået. Da skulle en også vente å finne terrassenivåer i de høyder utenfor Palmafoss, men det gjør en ikke.

Det er også den mulighet at isen enda kunne ligge i Vangsvatnbassenget og stenge, slik at ikke havet kunne trenge inn

gjennom den trange Evangerdalen.

Terrassene i 115 m's nivå ved Bordalens munning må ved denne antakelse være dannet ved at en isrest i Vangsvatnet har demmet opp en liten lateralsjø foran dalen.

Det er bare i Bordalselvns avsetninger en finner terrasser til den høyden.

Dersom man regner med et lakustrint nivå på ca. 100 m o.h. på Bømoen, vil utløpet ved Palmafoss ha hatt en bredde på ca. 200 m. Med de enorme smeltevannsstrømmene er ikke dette usannsynlig. Det er derfor tenkelig at et noenlunde stabilt vann-nivå ville kunne etableres ca. 100 m o.h.

Ved at smeltevannet nå fikk et så konsentrert utløp ved Palmafoss, fikk det en betydelig eroderende virkning, og det dype og trange gjelet må antas å være dannet i denne perioden, og under den subglaciale dreneringen etter at Raundalsvassdraget var begynt å gå over Voss.

Reusch har også reflektert over den forholdsvis lave marine grense på Voss. Han skriver:

"En mulig forklaring til dette forhold at man ikke finder mærker etter nogen havstand saa høit op paa Voss som ved Sognefjorden i nord og Hardangerfjorden i syd, kan være følgende: Vosseelvns distrikt er det største i Bergens stift, og dalens nedre del er trang og indelukket. Bræis har derfor kanskje ligget fremigjennem Vossedalen paa den tid, da landet var nedsænket saa dypt som de anførte tal fra de to store fjorde angiver."

Dette kunne jo være en rimelig forklaring til så lave marine grenser.

Imidlertid har professor Fægri (per.medd.) foretatt en pollenanalyse fra Barnatjern på Bjørkemoen. Det ser der ut til at området har vært isfritt allerede i preboreal tid. (se senere.)

Dersom hele Evangerdalen og Vangsvatnbassenget også var isfritt da, var det rimelig å anta at havet på den tid sto så høgt at det ville nå inn på Bømoen i ca. 100 m's nivå.

Under "Brebevegelsens retning" (s.23) ble det forsøkt vist at der var et lokalt issenter nord og nordnordvest for omtalte område. I den forbindelse er det godt mulig at Vangsvatnet og Evangerdalen kunne være isfylt, på grunn av istilførsler nordfra, mens Bømoen allerede ganske tidlig var blitt isfri.

Da isen til slutt smeltet bort også i Vangsvatnbassenget, hadde landet steget så mye at havet sto "bare" 87 m over nåværende havnivå. Løsavsetningene ble bygget opp til dette havnivået og terrassert. Dette nivået ansees som marin grense på Voss.

#### POLLENANALYSE.

Jeg har tatt noen myrprøver til pollenanalyse på fem forskjellige lokaliteter i området mellom Bømoen og Moensvatnet, for om mulig å få greie på når isen forlot området. Pollenprøvelokalitetene er inntegnet på oversiktskartet.

Den første prøven ble tatt i Ostjern på Bømoen, 97 m o.h. Ostjern er tidligere beskrevet som et grytehull. Pollensedimentasjonen begynte i dette bassenget når grytehullet fremkom, det vil si etter at isen forsvant under avsetningene.

Myren ligger et stykke utover i tjernet. Prøven ble tatt herfra.

Den andre prøven ble tatt på Opeland, nord for Øyjordi. Myren ligger i et basseng som er utgravet parallelt med strøket. I denne myren ble det boret ned 6 m. Prøvens nederste 30 cm inneholdt fint minerogent materiale. Lokaliteten er vist på bildet fig.97.

En eventuell drenering gjennom dette bassenget, må for det vesentligste ha stoppet etter at isavsmeltingen var avsluttet her, slik at pollensedimentasjonen kunne begynne straks.

Midt på Istadmoen ble den tredje prøven tatt. Myren ligger nær vannskillet, og har ganske stor utstrekning. Bildet på fig.98

viser denne lokaliteten.

De neste prøvene ble tatt i to forlatte elvegjel. Dette ble gjort fordi jeg gikk ut fra at de ble brukt som dreneringsveger under avsmeltningen.

Da avsmeltningen var avsluttet, stoppet også dreneringen. En kan derfor regne med at pollensedimentasjonen har foregått uforstyrret siden isen forlot området. Disse lokalitetene vil derfor kunne gi "sikre" pollenprøver.

Bildet på fig. 60 viser det store gjelet ved Moensvatnet. Her var myren over 5 m dyp.

Ved prøvetakingen ble det brukt Hiller's myrprøvetaker. Denne har nederst en kanne som er 50 cm lang, og det ble tatt en bunnkanne fra hver lokalitet.

Prøvene ble preparert etter Erdtman's modifiserte acetyleringsmetode.

Noen få prøver som inneholdt minerogent materiale ble preparert etter Assarson & Granlund's modifiserte hydrogenfluorid-metode. Pollenkornene ble til slutt farget etter Fægri's "fuchsin"-metode.

Prepareringsmetodene er beskrevet av Fægri & Iversen (1950).

Det ble gjennomsnittlig tallet ca. 400 treslagspollen (AP) for hver prøve. Det er nødvendig å telle så mange, særlig på grunn av de arter som forekommer forholdsvis sparsomt, eksempelvis eikblandingskogkonstituentene.

Fig. 99 viser hoveddiagrammet.

Lengst til venstre er en dybdeskala, som angir prøvens dyp i meter.

Kolonnen til venstre i diagrammet angir stratigrafien i myren. Dy og gytje er skilt ved forskjellig fargereaksjon etter koking med KOH. Dy gir mørk brun farge, gyte ingen eller svakt brun farge.

Lokale arter og insektbestøvere er holdt utenfor hoveddiagrammet. I fig. 100 er anført de insektbestøvere som ikke er tatt med i hoveddiagrammet.

Eikblandingskogens arter (QM) er tegnet i eget diagram.

Målestokken er øket på grunn av at disse artene er forholdsvis dårlig representert, og fordi de betyr så meget ved fastleggelsen av sonegrensene.

I AP-diagrammet er tatt med de viktigste treslagene, bjørk, furu, or og hassel, dessuten er tatt med osp og selje/vier i egne kurver. Se signaturforklaringen på diagrammet.

Antall telte treslagpollen står oppført lengst til høyre i AP-diagrammet.

Enkelte arter som forekommer i få eksemplarer og bare i noen pollenspektra, er skrevet inn i diagrammet.

Totaldiagrammet angir forholdet mellom urtepollen (NAP) og treslagspollen (AP).

Antall NAP ble lagt til AP-summen og NAP-prosenten beregnet på grunnlag av totalsummen. Denne summen er anført til høyre i totaldiagrammet.

I NAP-diagrammet er tatt med artene halvgress, gress, lyng, mjødurt, malurt og syrer. De tre siste er ført opp i kolonner, også angitt i prosent.

AqP-diagrammet viser vannplantenes representasjon på de forskjellige lokaliteter.

Det er tatt med en summekurve over alle vannplantene, og de to hyppigst forekommende arter, nøkkerose (*Nymphaea*) og tusenblad (*Myriophyllum alterniflorum*) er skravert. (jfr. diagrammet).

AqP-prosentene ble beregnet ved at antall AqP-pollen ble lagt til totalsummen og hver art beregnet på grunnlag av den summen.

Lengst til høyre i diagrammet er anført sonegrensene.

Her er benyttet K. Jessen's pollenanalytiske sonesystem. Det er vist i fig. 101.

Sonegrensene er fastlagt på grunnlag av pollenkurvenes forløp. Fastleggelsen i tid er basert delvis på  $C_{14}$ -bestemmelser og delvis på resultatene av varvkronologien i Sverige.

Før jeg kommer inn på tolkningen av diagrammene fra Voss, skal jeg kort nevne de konvensjonelle indikasjonene ved fastleggelsen av sonegrensene.

I preborealtiden dominerer bjørken av treslagene, og urtene utgjør en forholdsvis stor del av floraen.

Overgangen fra den preboreale periode til den boreale periode er karakterisert ved at bjørkekurven avtar, mens furukurven stiger. Den rasjonelle kurve for hassel etableres.

Ved denne sonegrensen får man også en markert nedgang i urtene mjødurt (*Filipendula*), malurt (*Artemisia*), tindved (*Hippophae*) og selje/vier (*Salix*).

Typisk for borealperioden er at furu når sitt maksimum, det boreale pinusmaksimum, og at også hasselkurven kulminerer i midten av denne perioden.

Et annet typisk trekk i forholdet furu-hassel er at furumaksimet kommer før hasselmaksimet i Syd-Skandinavia (Danmark). I Osloområdet kulminerer furu og hassel omtrent samtidig, og på Vestlandet (Jæren, Bømlo) kommer hasselmaksimet før furumaksimet.

Fægri (1940) har påvist et dobbelt hasselmaksimum i borealtiden på Vestlandet. Dette er kjent fra flere oceaniske regioner.

Hafsten (1956) har ikke kunnet vise det samme for Oslostraktene.

Overgangen fra borealtiden til den atlantiske periode er karakterisert ved økning i eikblandingskogen, og særlig ved almekurvens markerte stigning.

Oren som kom allerede i borealtiden, øker kraftig ved overgangen til atlantikum.

Den atlantiske periode er delt i to, sonene VI og VII.

Overgangen fra VI til VII er i første rekke basert på innvandringen av lind. Samtidig avtar hasselkurven.

Furu- og bjørkekurven avtar også.

I denne perioden dominerer eikblandingskogen.

Vi skal nå se på de enkelte diagrammene fra Voss hver for seg. Ostjern på Bømøen er et grytehull. Det ser ut til at sone VI er representert her i den nedre del av diagrammet. Dette er basert på tilstedeværelsen av or.

Eikblandingskogen er tilstede i forholdsvis små mengder. Lind er ikke representert, så det må være sone VI i atlantikum.

Professor Fægri (pers.medd) har foretatt en analyse fra Barnatjern, et annet grytehull ca. 1200 m øst for Ostjern.

I dette diagrammet ser det ut til at de nederste spektrene

representerer den preboreale periode. De viser en meget tydelig bjørkedominans (ca. 70%) og forholdsvis lite furu (ca. 12%). Hassel er tilstede, men or forekommer sjelden. Tindved (*Hippophae rhamnoides*) som er en typisk pionerplante er også representert.

Hva er så grunnen til at to prøver som er tatt forholdsvis nær hverandre, kan representere så forskjellige perioder?

En grunn er tidligere nevnt, nemlig at bunnen i bassenget ikke ble nådd ved prøvetakningen i Ostjern.

Der finnes også en annen mulig grunn.

Ostjern er som nevnt (s. 33) et svært grytehull. Barnatjern er også et grytehull, men mye mindre.

Det kan derfor tenkes at den mye større isblokken som ble avsatt under løsmassene på Bømoen ble liggende mye dypere enn den som var årsak til Barnatjern på Bjørkemoen.

På denne måten har avsetningene virket varmeisolerende, slik at isblokken smeltet bort først lenge etter at isen forlot området på overflaten.

Barnatjern kan derfor ha eksistert lenge før Ostjern.

At is kan ligge beskyttet i lange tider under løsavsetninger har bl.a. G. Østrem (1961) vist fra morener i Jotunheimen.

"Opelandmyr" viser et diagram som har mye til felles med Ostjernerndiagrammet.

I de nederste spektrene i diagrammet, ser en at forholdet mellom bjørk og furu er nær det samme. Der er forholdsvis mye or. Eikblandingskogen er også kommet og er representert ved alm.

Den vesentligste forskjellen mellom de to diagrammene beror på en mye større andel urtepollen i "Opelandmyren".

De vanligste urtene er gress (*Gramineae*), halvgress (*Cyperaceae*), og lyng (*Ericales*). Dessuten er de lyselskende plantene syre (*Rumex*), malurt (*Artemisia*) og mjødurt (*Filipendula*) representert.

På bildeplansjen fig. 102 er vist pollenkornene *Rumex* og *Artemisia*. Pollenkornenes apertur og skulptur kommer pent frem.

Grunnen til den høyere NAP-kurve på Opelandmyr-diagrammet kan skyldes lokale forhold. Ved spor av lind i det øverste spektrum,



kan det se ut som om grensen til sone VII ligger nokså nær over.

Den nederste del av "Mala-myren" synes å representere preborealtiden. Dette antas først og fremst på grunn av den store bjørkedominansen, og på grunn av forholdsvis lite hassel. Av eikblandingskog er der bare alm i små mengder. Eikblandingskog av betydning kommer ikke inn før i de øverste spektrene.

Grunnen til at det er satt spørsmålsteget ved sone IV i diagrammet, er den tvil som kommer inn ved den høge oreprosenten. Der finnes to arter av or, svartor (*Alnus glutinosa*) og gråor (*A. incana*).

Gråor er kuldetålende, og det kan derfor tenkes at det er denne art som er tilstede.

Svartor krever fuktig substrat. De to oreartene kan bare vanskelig skilles pollenanalytisk.

Fægri (1945) diskuterer også den forholdsvis høge oreprosenten som forekommer i de laveste delene av diagrammet fra Haugastøl. Han regner med at det var gråoren (*A. incana*) som innvandret først, og som kunne tåle det ugunstigste klimaet. Svartoren (*A. glutinosa*) blir først rådende ved overgangen til og i den atlantiske periode.

Krekling (*Empetrum*) utgjør den største del av den høge lyngprosenten i NAP-diagrammet. *Empetrum* dominerte i preborealtiden, men ble etterhvert utkonkurrert av *Calluna*, en annen lyngart. Dette kunne også indikere at den nederste delen i diagrammet virkelig representerer den preboreale periode. Spektret i 120 cm's dyp ser ut til å representere borealtiden med det tydelige furumaksimet.

Grensen mellom sone V og VI er fastlagt på grunnlag av stigningen i orekurven.

Denne stigningen skyldes nå antagelig svartor (*A. glutinosa*). Dessuten er det her en markert stigning i eikblandingskogen.

Vendelrot (*Valeriana*) var tilstede i alle pollenspektrene. Vendelrotens pollenkorn er nokså stort og er vist i bildeplansjen fig. 102.

Vendelrot er påvist i senglaciale avsetninger.

Vannplantene er for det meste representert ved Myriophyllum, hvor særlig *M. alterniflorum* forekommer ganske hyppig i preborealtiden. (Hafsten 1956)

I Istadmyrens nederste del er der en mulighet for at en del av preborealtiden kan være representert.

Denne antakelse bygger på den markerte bjørkedominansen (83%) og ingen spor av eikblandingskogens konstituenten.

Sone V er fastlagt på grunnlag av furukulminasjonen. Grensen til sone VI baseres på innvandringen av eikblandingskogen og økningen i orekurven.

Den rasjonelle *Tilia* (lind) -grensen er grunnlaget for overgangen VI/VII.

Vannplantene, som særlig utgjøres av nøkkerose (*Nymphaea*) viser at den store Istadmyren tidligere har vært et vatn. I dag er det helt gjenvokset av myr.

I denne myren fant jeg flere pollenkorn av sivblom (*Scheuchzeria*) som er en hygروفil plante. (se bildeplansjen fig. 102).

Når det gjelder elvegjelet ved Moensvatnet, er det også der en mulighet for at de nederste spektrene kan representere den preboreale periode.

I spektret i 520 cm's dyp er også tindved (*Hippophae*) som er en pionerplante representert.

Det boreale furumaksimet synes å være representert i spektret i 510 cm's dyp.

Grensen til sone VI er fastlagt på grunnlag av innvandringen av eikblandingskogen og den markerte stigning i orekurven.

Fægri (1950) har foretatt en fullstendig pollenanalyse fra Skutletjern (C-3) med hensyn på granens innvandring. Det ser der ut til at de laveste delene av diagrammet representerer preborealtiden. Dette baseres på en høy bjørke-dominans, lite hassel, tilstedeværelse av tindved og forholdsvis mye NAP.

I samme publikasjon fremlegges et annet diagram fra Botnavatn i Luster i Sogn. Preborealtiden synes å være representert der også. De nederste spektrene i diagrammet viser tilstedeværelse av tindved, relativt mye selje/vier og mangel på or og hassel.

I en større jettegryte i Flåm har I.Klovning (pers.medd.) tatt en myrprøve. Pollenanalysen av den viste at store deler av preborealtiden har vært representert også i Flåm.

I et foredrag i Dansk Geologisk Forening kommenterte Fægri (1941-1945) diagrammene fra Jæren (1940), Bømlo (1943), Voss (1950) og Haugastøl (1944).

De to første representerer to hyperoceaniske kystområder, Voss et subkontinentalt innlandsområde og Haugastøl et subalpint område.

Senglacialtiden er representert på Jæren og Bømlo.

Preborealtiden er representert på Haugastøl og Voss. Den er karakterisert ved lite variert flora. Bjørkearter dominerer fullstendig ved siden av rester etter den senglaciale selje/vier-flora.

I borealtiden øker hasselkurven markert, og i denne perioden får man det todelte hasselmaksimet som synes å være typisk for Vestlandet.

Furuen kommer i midten av perioden. Eikblandingskogens konstituent er dårlig representert, og or forekommer bare i små mengder.

Overgangen til den atlantiske perioden markeres ved sterk stigning i or-kurven, med tilsvarende fall i furu-kurven. Samtidig med stigningen i almekurven, stiger også eike-kurven.

Fægri påpeker at diagrammet fra Haugastøl i store trekk stemmer overens med diagrammet fra Voss, men at or, eikblandingskog og hassel bare finnes i små mengder på Haugastøl.

## SLUTTORD

Det foreligger i dag en rekke pollenanalyser fra forskjellige steder på Vestlandet.

Alle tyder på at områdene er blitt forholdsvis tidlig isfrie.

Det mest oppsiktsvekkende er at typiske innlandsstrøk som Voss og høytliggende steder som Haugastøl har vært relativt tidlig isfrie.

Det er også foretatt en del  $C_{14}$ -dateringer.

Dateringer fra Os synes å fortelle at Ra-stadiets brerand skulle ligge langt ut mot kysten.

Sammenholder man dette med resultatene av pollenanalysene fra Voss og Haugastøl, må det etter Ra-tid ha vært en veldig hurtig avsmeltning, i og med at enkelte innlandsstrøk har vært så vidt tidlig isfrie.

Det kan forøvrig tenkes at isavsmeltningen har hatt et noe annet forløp, nemlig at Ra-tidens brerand ikke har hatt is-tilførsler fra innlandsisen, men fra mindre lokale glaciasjonsområder.

Ved en slik antakelse ville det være mulig at enkelte innlandsstrøk kunne bli isfrie tidligere enn områder lenger ut mot kysten. Slik ville en også kunne forstå at avsmeltningen i Vosseområdet foregikk vertikalt. Isavsmeltningen var "død" fordi området lå midt mellom to glaciasjonsområder, nemlig innlandsisens område i øst og området mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden i vest.

På denne måten kan man også få forklart den forholdsvis lave marine grense på Voss. (se s. 60 og 61)

Tidsrommet fra isen forlot området omkring Voss til havet kunne trenge inn gjennom Evangerdalen behøver ikke å være langt.

Det er kjent at landhevningen foregikk hurtig i de tidligste faser av postglacialtiden.

Fra Osloområdet har Hafsten (1956) vist at landet steg 90 m i løpet av preborealtiden, det vil si 9 m/100 år.

Landhevningen har ikke gått så fort i de mer perifere områder, som f. eks. Vossetraktene, men det gikk neppe mange hundreår før landet hadde steget et par titall meter.

Det er vanskelig å si noe mer bestemt om isavsmeltingens forløp og tiden for avsmeltingen med det materialet som i dag foreligger.

En nærmere undersøkelse av halvøyen mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden kan kanskje føre oss et skritt nærmere løsningen. Når dertil nettet av pollenanalyser og  $C_{14}$ -dateringer blir utvidet, skulle det være mulig å få et klarere bilde av isavsmeltingens forløp på Vestlandet.

Angående trerestfunnene i Seim-terrassen er det vanskelig å si noe bestemt om tiden da de ble sedimentert. Da det ikke har vært mulig å bestemme treslagene, er det heller ikke lett å si noe om når sedimentasjonen fant sted.

Terrassen ligger ca. 40 m o.h. og kan derfor tenkes å være dannet under Tapes-tiden. Rekstad (1911) har ment at Tapes-tidens havnivå sto ca. 40 m høyere enn nåtidens i Granvin.

APPENDIX

Forslag til ekskursionsrute.

I løpet av et par dager skulle det være mulig å se de mest typiske trekk ved geomorfologien og isavsmeltingen i Vosseområdet.

Har en bil til disposisjon, kommer en lettest inn i området fra syd, ved Granvin.

Her studerer en først den store avsetningen nordvest for veien, straks før bebyggelsen.

Videre er der noen få snitt i avsetningene foran Granvinvatnet som kan studeres. En legger også merke til viften foran gjelet fra Nonsfjellet i øst, som sannsynligvis er en postglacial, supramarin dannelselse.

Vegen går langs Granvinvatnets østside, og herfra ser en Nesheimshorgi, som viser sin bratte skyvefront mot syd og rager høgt opp over områdene omkring.

Ved den nedre enden av Granvinvatnet passerer en grensen mellom grunnfjell og fyllitt.

Ca. 1000 m fra munningen av Granvinvatnet legger en merke til svære fluviale erosjonsformer i fjellveggen. Disse er dannet subglacialt, sannsynligvis i den tiden Raundalsvassdraget drenerte mot Hardangerfjorden. (Vatnet ligger 23 m o.h.)

En konstanterer videre at Granvinvatnet er et typisk glacialt fjellbasseng.

Ovenfor vatnet ser en på snittet i Seimterrassen. Her er to grustak, og det er å håpe at det tar tid før snittet blir så "ødelagt" at lagene med trerestene forsvinner helt. I dag finner en trerester over hele snittet.

En legger videre merke til de forskjellige terrassetrinnene oppover mot Klyve. Ved Spildo ser en fire forskjellige terrassenivåer, hvorav Haugen-terrassen er den høyeste. En ser fast fjell under denne terrassen.

Fra Spildo ser en tydelig generasjonene ved Skjervet.

En bør legge merke til asymmetrien i dalgenerasjonene og den todelte dalenden ved Skjervefossen.

På vegen oppover mot Skjervet vil en kunne se fluviale former

i fjellveggen, former som sannsynligvis skyldes subglacial erosjon.

Like før elven styrter ut i fossen, kan en tydelig se hvordan en elv graver i skråttstilte lag. I dette tilfellet har det ført til at elven i løpet av forholdsvis kort tid har forskjøvet seg merkbart mot øst.

På flaten rett ovenfor fossen, går vegen langs en erosjonskant i en løsavsetning. Fra vegen ser den ut til å være terrassert. Står en oppå den, ser en at den skråner innover mot vest. Det er sannsynligvis en rest av en avsetning som er sedimentert i et hulrom i isen.

De tre små vatnene ved Skjervet representerer hvert sitt grytehull. De ligger i en markert sprekkeretning som en kan se fortsette både mot nordøst og mot sydvest.

På strekningen mellom Svelgjane og Moensvatnet bør en gå langs elveløpet.

Særlig nærmest Svelgjane er der utgravet et forholdsvis trangt, dypt gjel med pene jettegryter. Elven flyter i dag så stille, at man på lange strekninger vanskelig kan se at den flyter.

Ved Moensvatnet må en se det svære gjelet som er utgravet i fjellet øst for vatnet. Det har sitt utløp i nord og bøyer av først øst- og siden sydover. En finner jettegryter "hengende" høgt oppe i fjellveggen.

På Istad er det utviklet terrasseflater.

Vest for vegen mellom Dale og Mala er der snitt i en avsetning med forholdsvis fint materiale. Dette snittet viser at lagene faller mot sydøst.

Ved Mala er der et par snitt i avsetningene, og materialet er mye grovere her.

Et par hundre meter sydøst for Mala gård kan en se et lite tørrlagt elvegjel som er dannet under isavsmeltingen. Jettegrytene ligger tilsynelatende helt umotivert i terrenget.

En må regne med at en ikke kan rekke mer den første dagen. På Voss er det rikelig med innkvarteringsmuligheter.

Det passer godt å begynne neste dags program ved Voss. En ser først på Bordalsgjelet og Bordalselvans avsetninger. Kjører en et par hundre meter oppover i dalen, vil en også kunne se Bordalens to generasjoner. Høgt i østre dalside ser en flere terrasseflater.

Ved Palmafoss kjører en inn på vegen til Bømoen. En legger her først merke til innløpet til det store gjelet som går fra Palmafoss og et par hundre meter vestover.

På Bømoen ser en først på Ostjernet, som er et enormt grytehull. Nær nedre del av Raundalsgjelet finnes flere snitt i avsetningene på begge sider av vegen. Øst for Ygre finnes den store eskeren som også har snitt.

En kjører over Bjørke mot Mønshaug. På vegen møter en først den nordlige delen av det tørrlagte gjelet ved Mønshaug, hvor elven Horjolo krysser vegen. Dette gjelet fortsetter mot syd, og en kan gå gjennom hele gjelet. En ser også på Istadelvans gjel ved Mønshaug.

Videre bør en studere gjelene ved Bjørgo. Dersom en går oppover i skråningen nord for "hovedgjelet", møter en "sidegjelene" nedenfra etterhvert. Den eroderte fjellveggen ved Nolten ser en best fra Bjørgo gård. Dannelsen av disse gjelene foregikk etter at dreneringen var begynt å gå over Voss gjennom Evangerdalen.

Om tiden tillater det, kan en kjøre vegen opp til Kyraldsdalen og studere geomorfologien og se den åpenbare avhengigheten mellom berggrunnen og geomorfologien.



LITTERATURLISTE

Forkortelser.

- B.M. Bergens Museums Årbok. Naturvitenskapelig rekke.  
B.U. Universitetet i Bergen. Årbok Naturvitenskapelig rekke.  
D.G.F. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening.  
N.Geogr.T. Norsk Geografisk Tidsskrift.  
N.G.T. Norsk Geologisk Tidsskrift.  
N.G.U. Norges Geologiske Undersøkelse.  
S.G.U. Sveriges Geologiska Undersökning.

- Ahlmann, H.W:son. 1919 Geomorphological studies in Norway.  
Geogr. Annaler 1.  
Bjørlykke, K.O. 1905 Det centrale Norges fjeldbygning.  
N.G.U. 39.  
Brøgger, W.C. 1893 Lagfølgen på Hardangerviddan.  
N.G.U. 11.  
Bø, S. 1942 Raundalen - morfologiske serdrag.  
Hovudoppgåve i geografi. Oslo.  
Clark, J.M. & Lewis, W.V. 1951 Rotational movement in cirque  
and valley glaciers.  
J.of Geology. Vol.59.  
Fægri, K. 1940 Quartargeologiske Untersuchungen im west-  
lichen Norwegen.II. Zur spatquartaren Geschichte  
Jærens. B.M.7. 1939-1940.  
- 1943 Studies on the Pleistocene of western Norway.  
III. Bømlø B.M.8.  
- 1944 A Pollen Diagram from the sub-alpine region  
of central South Norway. N.G.T. 25.  
- 1945 Vegetasjons- og klimautvikling i Vestnorge  
(referat) D.G.F. 10. 1941-1945.  
- 1950 Studies on the Pleistocene of western Norway.IV.  
B.U.1. 1949.  
Fægri, K.& Iversen, J. 1950 Textbook of modern Pollen Analysis.  
Copenhagen.  
Gjessing, J. 1956 Om iserosjon, fjorddal- og dalendedannelse.  
N.Geogr.T. Bd. XV. h.5-6. 1955-1956.

- Hafsten, U. 1956 Pollen-analytic investigations on the late Quaternary development in the inner Oslofjord area. B.U.8.
- 1960 Pollen-analytic investigations in South Norway. N.G.U. 208.
- Helland, A. 1874 Om en Stigning av Landet ved Hardangerfjorden i en geologisk særdeles nær Tid. Geologiska Föreningens Förhandlingar. Stockholm.
- 1875 Om Beliggenheden af Moræner og Terasser foran mange Insøer. Kgl.Vetensk.Akad.Førh. Stockholm.
- Kolderup, N.-H. 1931 Oversikt over den kaledonske fjellkjede på Vestlandet. B.M.1.
- Kvale, A. 1960 The Nappe Area of the Caledonides in Western Norway. Guide to excursions no.A7 and no.C4 International geological congress 1960.
- Landmark, J.D. 1909 Reliefstudier fra Søndfjord. B.M.9.
- 1913 Fortsatte reliefstudier fra Vestlandet, særlig Søndfjord. B.M.4.
- 1916-1917 Reliefet ved Dale i Bruvik. B.M.2.
- Lewis, W.V. 1949 Glacial movement by rotational slipping. Geogr.Annaler. H.1-2.
- Lundqvist, G. 1948 Blockens orientering i olika jordarter. S.G.U. Ser.C. n:o.497.
- Machatchek, F. 1908 Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abh. der K.K. Geographischen Gesellschaft in Wien. Bd.VIII.2.
- Mannerfelt, C. M:son. 1945 Några glacialmorfologiska formelement. Geogr. Annaler 27.
- Nansen, F. 1922 The Strandflat and Isostasy. Vid.Selsk.Skrifter. 1921.
- Ramsdal, O. 1956 Geologiske og geomorfologiske undersøkingar i Bordalen, Voss. Hovudoppgåve i fys.geografi. Universitetet i Bergen.
- Rekstad, J. 1905 Fra Indre Sogn. N.G.U. 42.
- 1911 Geologiske iagttagelser fra nord-vestsiden av Hardangerfjorden. N.G.U. 1911.II.

- Reusch, H. 1901 Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til.  
N.G.U. 1900.
- 1905 Voss. N.G.U. 40.
- Richter, E. 1896 Geologische Beobachtungen aus Norwegen.  
Sitz.-ber.k.k. Akad. Wien. Mat.-Naturw. Classe 105  
Abt. 1.
- Werenskiold, W. 1910 Fra Numedal.  
N.G.U. 1910. Bd.I.
- 1915 The surface of central Norway.  
Memorial Vol. of the transcontinal excursion of  
1912 of the Amer.Geogr. Soc. of New York.
- Wråk, W. 1908 Bidrag til Skandinaviens Reliefkronologi.  
Ymer. 1908.
- Østrem, G. 1960 Breer og morener i Jotunheimen.  
N.Geogr.T. Bd.XVII.