

U. B. BERGEN

Ms. Rb 2214

Oppgaven går til Universitets-  
biblioteket for utlån /ikke utlån.

Bergen 25/3-85

ANNA MARITA BRAATEN og DAG HERMANSEN underskrift

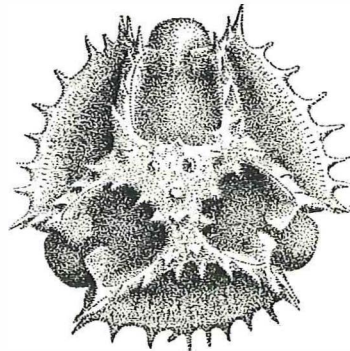
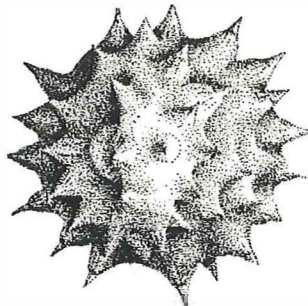
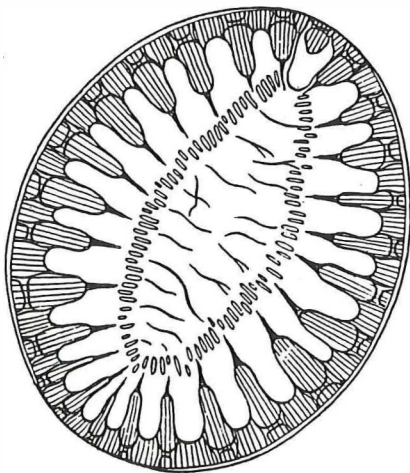
*Anna Marita Braaten  
Dag Hermansen*

# EN LITO- OG BIOSTRATIGRAFISK UNDERSØKELSE

## AV MARINE OG LIMNISCHE SEDIMENTER

### I YRKJE, NORD-ROGALAND

BIND I. TEKST OG PLANSJER



HOVEDFAGSOPPGAVE (CAND. SCIENT.) I KVARTÆRGEOLOGI

VED UNIVERSITETET I BERGEN

VÅREN 1985

86 d 016531 / 86 d 016533

## FORORD

Oppgaven inngår som en naturlig fortsettelse av kvartær-geologiske undersøkelser i Nord-Rogaland, utført av professor Karl Anundsen. Arbeidet ble påbegynt februar 1982, og feltarbeidet er utført sommeren/høsten 1982 og 1983. Karl Anundsen, Dagfinn Moe og Kjell Søgne har vært med under deler av feltarbeidet.

Vi vil takke veileder Karl Anundsen for praktisk hjelp under feltarbeidet og diskusjoner under arbeidets gang.

Pollenanalyse og utledning av Yrkjeområdet vegetasjonshistorie (kap. 7) er utført av Dag Hermansen. I denne forbindelse rettes en takk til veileder Dagfinn Moe og studenter og ansatte ved Botanisk Institutt.

Diatomeanalyse og bestemmelse av isolasjons- og ingresjonskontaktene i de 2 undersøkte bassengene (kap. 8) er utført av Anna Marita Braaten. En hjertelig takk rettes til veileder Solveig Aasheim ved Botanisk Institutt for inspirerende veiledning og opplæring i artsidentifikasjon.

Resten av oppgaven er et resultat av samarbeid, men vi har fordelt skrivingen mellom oss som følger:

Kap. 1, 4, 6, 7 og 9 er skrevet av Dag Hermansen.

Kap. 2, 3, 5, 8 og 10 er skrevet av Anna Marita Braaten.

Elin Krzywinski har utført arbeidet med å overføre analysedataene til EDB-plottede diagrammer.

Studenter og ansatte ved Geologisk Institutt avd. B takkes for verdifulle diskusjoner og kommentarer.

En hjertelig takk rettes til familien Østebøvik i Yrkje for velvilje, engasjement og forpleining under feltarbeidet.

Anna Marita Braaten

*Anna Marita Braaten*

Dag Hermansen

*Dag Hermansen*

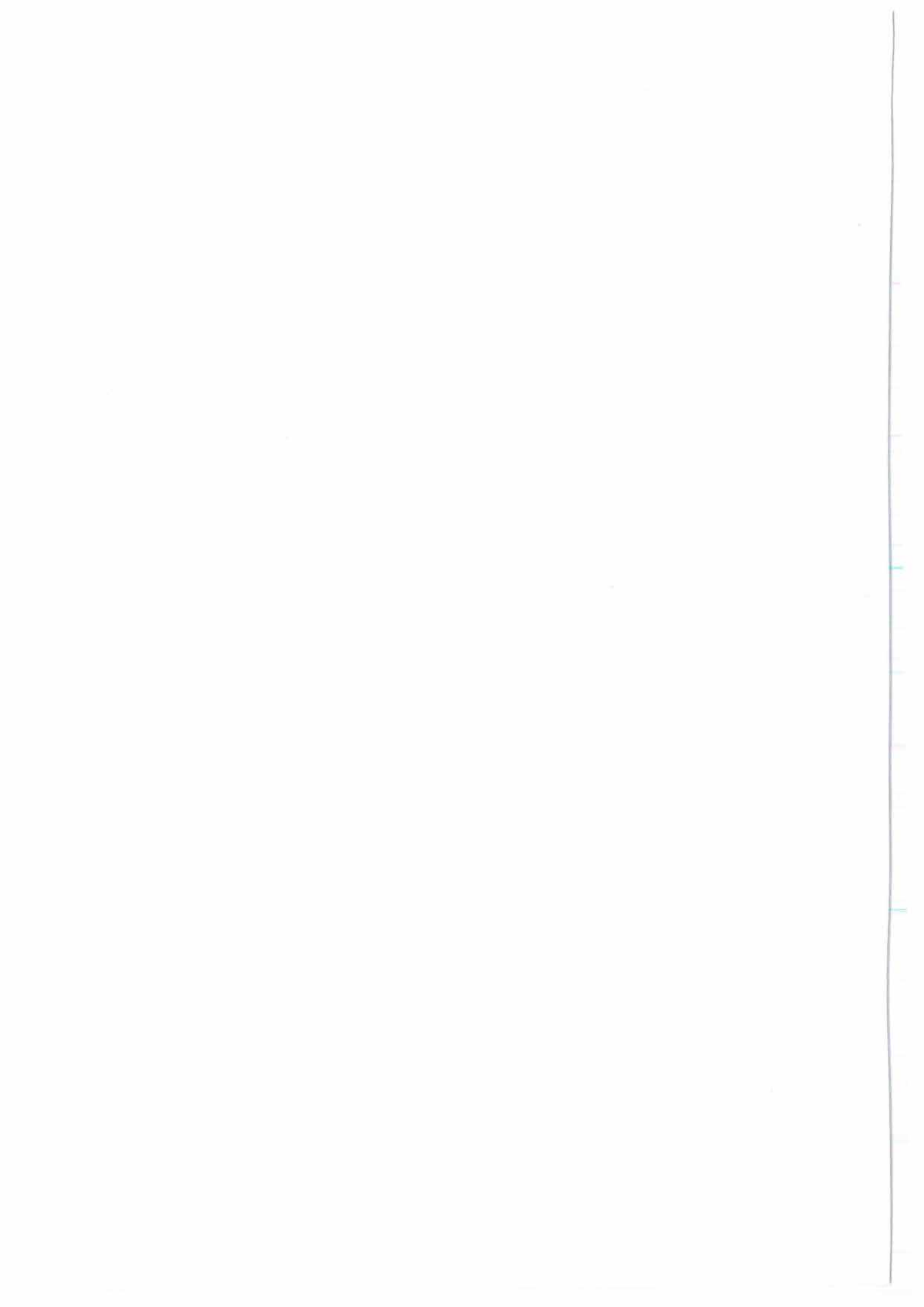
Forsidefigurene er tatt fra Wodehouse (1935) og Werff & Huls (1976).

## INNHold

	side
<u>KAP. 1 INNLEDNING.</u>	1
1.1 Utgangspunkt og mål for undersøkelsen.	1
1.2 Oversikt over benyttede metoder.	3
1.2.1 Litostratigrafi.	3
1.2.2 Pollenanalyse.	3
1.2.3 Diatomeanalyse.	4
1.2.4 <sup>14</sup> C dateringer.	4
<u>KAP. 2 OMRÅDEBESKRIVELSE.</u>	5
2.1 Lokalisering.	5
2.2 Topografi.	5
2.3 Berggrunnen.	6
<u>KAP. 3 TIDLIGERE UNDERSØKELSER I OMRÅDET.</u>	8
3.1 Kvartære avsetninger.	8
3.2 Eksisterende strandforskyvningskurve fra Yrkje.	14
<u>KAP. 4 LOKALITETSBESKRIVELSE.</u>	18
4.1 Generell beskrivelse av området.	18
4.2 Meåstjørna.	18
4.3 Tinghaugmyra.	20
4.4 Paleogeografi.	22
<u>KAP. 5 FELTARBEID.</u>	24
5.1 Sondering.	24
5.2 Prøvetaking.	24
5.3 Nivellering.	25
<u>KAP. 6 KJERNEBESKRIVELSER.</u>	26
6.1 Meåstjørna.	27
6.1.1 Sonderingsprofiler.	27
6.1.2 Beskrivelse av 110 mm kjerne.	29
6.1.3 Sedimentasjonskilder, bassengutvikling og laterale variasjoner.	30
6.2 Tinghaugmyra.	39
6.2.1 Sonderingsprofiler.	39
6.2.2 Beskrivelse av 110 mm kjerne.	40
6.2.3 Sedimentasjonskilder, bassengutvikling og laterale variasjoner.	42
<u>KAP. 7 POLLENANALYSE.</u>	48
7.1 Laboratorieteknikk/prepareringsprosedyre.	49
7.1.1 Uttak av prøvemateriale.	49
7.1.2 Fjerning av fritt karbonat.	50
7.1.3 Fjerning av humusstoffer.	50
7.1.4 Fjerning av cellulose.	51
7.1.5 Fjerning av silikater.	51
7.1.6 Ultralydbehandling.	52
7.1.7 Prepareringsprosedyren.	53
7.2 Identifikasjon av pollen, sporer og andre mikrofossiler.	54
7.2.1 Bestemmelseslitteratur.	55
7.2.2 Analyseutstyr.	55
7.2.3 Spesielle problemer.	55

	side	
7.3	Pollendiagrammet.	59
7.3.1	Relative pollendiagrammer.	59
7.3.2	Absolutte pollendiagrammer.	60
7.3.3	Inndeling av diagrammet.	61
7.3.4	Sonering av diagrammet.	63
7.4	Beskrivelse av pollendiagrammene.	64
7.4.1	Meåstjørna.	64
7.4.2	Tinghaugmyra.	70
7.5	Korrelasjon av lokale pollensoner.	75
7.6	Tolkning av pollendiagrammene.	76
7.6.1	M1/T1 <u>Salix, Rumex/Oxyria</u> assemblage sone	77
7.6.1	M2/T2 <u>Betula, Empetrum</u> assemblage sone.	82
7.6.1	M3/T3 <u>Artemisia, Rumex/Oxyria</u> assemblage sone.	92
7.6.1	M4 <u>Empetrum, Cyperaceae, Poaceae</u> assemblage sone.	
	T4 <u>Empetrum</u> assemblage sone.	97
7.6.1	M5 <u>Betula, Juniperus</u> assemblage sone.	
	T5 <u>Betula, Juniperus, Filipendula</u> assemblage sone.	100
7.6.1	M6 <u>Betula, Corylus</u> assemblage sone.	104
 <u>KAP. 8 DIATOMEANALYSE.</u>		 106
8.1	Morfologi og taxonomi.	106
8.2	Miljøfaktorer.	107
8.2.1	Saltøkologisk inndeling.	108
8.2.2	pH.	110
8.2.3	Trofisk status.	110
8.2.4	Levemåte.	111
8.3	Ingresjons- og isolasjonskontakter.	112
8.3.1	Definisjon av kontaktene.	112
8.3.2	Kompliserende faktorer.	115
8.4	Analysemetoder.	118
8.4.1	Uttak av analysemateriale.	118
8.4.2	Preparering.	118
8.4.3	Mikroskopering.	120
8.4.4	Artsidentifikasjon og bestemmelseslitteratur.	120
8.5	Diatomedidiagrammene.	121
8.5.1	Diagramtyper.	121
8.6	Tolkning av diagrammene.	122
8.6.1	Meåstjørna.	123
8.6.2	Tinghaugmyra.	131
8.7	<u>Fragilaria.</u>	145
8.8	Oppsummering av salinitetsendringer.	148
 <u>KAP. 9 DATERING.</u>		 151
9.1	<sup>14</sup> C datering.	151
9.1.1	Generell oversikt over <sup>14</sup> C dateringene.	151
9.1.2	Feilkilder.	152
9.1.2.1	Isotopisk fraksjonering.	152
9.1.2.2	Reservoaralder.	154
9.1.2.3	Forurensning.	155
9.1.2.4	Prøvetykkelse.	157
9.1.3	Korrelasjon mellom kjerneprøver fra Tinghaugmyra og "34 m bassenget" i Yrkje.	157

	side	
9.2	Alternative dateringsmetoder.	158
9.2.1	Pollenstratigrafi.	158
9.2.2	Strandforskyvningskriterier.	159
9.2.3	Litostratigrafi.	160
9.3	Forsøk på kronostratigrafisk inndeling.	160
9.3.1	Vurdering av de enkelte dateringene.	160
9.3.2	Sedimentasjonshastigheter.	167
9.3.3	Datering av ingresjons- og isolasjonskontaktene.	170
9.4	Oppsummering av dateringsresultatet.	172
<i>1113</i>	<u>KAP. 10 STRANDFORSKYVNING.</u>	173
10.1	Strandforskyvning i Yrkje.	173
10.1.1	Diskusjon av 38 m, 30 m og 25 m bassengene i Yrkje (Anundsen & Fjeldskaar 1983).	173
10.1.2	Konklusjoner fra Meåstjørna (41.7 m o.h.) og Tinghaugmyra (33 m o.h.).	177
10.1.3	Strandforskyvningskurven.	177
10.2	Andre strandforskyvningskurver fra Sørvestlandet.	182
10.2.1	Isobaser og strandlinjegradienter.	182
10.2.2	Sammenligning av kurvene.	186
10.2.2.2	Nord-Jæren.	187
10.2.2.3	Bømlo.	190
10.2.2.4	Sotra.	190
10.3	Marin grense.	193
	SAMMENDRAG	194
	LITTERATUR	196
	PLANSJER (vedlegg)	
1.	Pollendiagram fra Meåstjørna (prosentdiagram).	
2.	Pollendiagram fra Tinghaugmyra (prosentdiagram).	
3.	Pollendiagram fra Meåstjørna (influksdiagram).	
4.	Pollendiagram fra Tinghaugmyra (influksdiagram).	
5.	Diatomediagram fra Meåstjørna (sukksesjonsdiagram).	
6.	Diatomediagram fra Tinghaugmyra (sukksesjonsdiagram).	





## KAPITTEL 1: INNLEDNING

### 1.1 UTGANGSPUNKT OG MÅL MED UNDERSØKELSENE.

Det finnes prinsipielt to innfallsvinkler for å fastslå strandlinjens beliggenhet og bevegelse i Sen-Weichsel.

Den ene er strandlinjeundersøkelser, der havnivå-indikatorer som breranddelta, fluviale delta, strandvoller, pimpsteinshorisonter, strandhakk etc. måles og relateres til hverandre.

Hovedproblemet med slike avsetninger/erosjonsspor er at de vanskelig lar seg datere. Dessuten medfører løsmassefordelingen i Vest-Norge at korrelasjoner må utføres over store avstander. Uten eksakte dateringer er metoden svært usikker i områder der transgresjoner har funnet sted, da samme havnivå kan representere vidt forskjellige tidspunkt. Fordelen med metoden er at mange lokaliteter kan plottes i et strandlinjediagram, og data fra et stort geografisk område kan framstilles i en kompakt form.

Den andre innfallsvinkelen er strandforskyvningsundersøkelser, der strandlinjens bevegelser gjennom tid registreres for ett punkt (et lite område). Grunnlaget for metoden er et utvalg bassenger med entydig terskelnivå i kritiske høyder over havet. Strandforskyvningsundersøkelser er tidkrevende, men gir som oftest sikre data. Informasjonene er begrenset til det aktuelle punktet/området, men ved å sammenligne med andre kurver i regionen, kan en trekke ut opplysninger om isobaseretning og strandlinjegradiant i et større område. Slike opp-

lysninger kan lette korrelasjonen mellom strandvoller, terrasser og strandlinjer i området.

Vi har valgt å nytte strandforkyvningsundersøkelse som et middel for å øke vår viten om de relative bevegelser mellom land og hav i Sen-Weichsel.

Oppgaven omfatter:

- Litostratigrafiske og sedimentologiske undersøkelser i 2 basseng. Det ene av bassengene er delvis undersøkt av Anundsen (Anundsen & Fjeldskaar 1983).
- Diatomeanalyser, i hovedsak for å bestemme ingresjons- og isolasjons-kontaktene i bassengene.
- Datering av ingresjons- og isolasjons-kontaktene ved  $^{14}\text{C}$  metoden og pollenstratigrafi.
- Revurdering av eksisterende strandforykningskurve fra Yrkje, med data fra tidligere undersøkelser i tillegg til våre bassenganalyser.
- Etablering av pollenstratigrafi og presentasjon av vegetasjonshistorien i Yrkje i perioden Bølling til Preboreal kronosoner (ca. 13000-9000 år BP).

## 1.2 OVERSIKT OVER BENYTTETE METODER.

### 1.2.1 LITOSTRATIGRAFI.

Litologiske endringer i bassengsedimenter gjenspeiler forandringer i sedimentasjonsmiljøet. Endringene kan skyldes regionale hendelser som klimavariasjoner og vegetasjonsinnvandring i stor stil. De kan også ha sin årsak i lokale særtrekk som næringsforhold og grad av marin innflytelse i bassenget, samt omkringliggende vegetasjonsdekke.

Litostratigrafien i de undersøkte bassengene er fastsatt på grunnlag av visuell bedømmelse av sedimentene, og hovedinndelingen er gjort i felt. Elementer som farge, tekstur og struktur danner grunnlaget for litostratigrafisk inndeling, men analyser av glødetap og kornfordeling gir ytterligere informasjon. Nærmere beskrivelse av litostratigrafien er gitt i kap. 6.

### 1.2.2 POLLENANALYSE.

Analyser av pollen og sporer gir grunnlag for etablering av en lokal pollenstratigrafi for området. Denne er et verdifullt redskap for å kontrollere sedimentenes relative alder, samtidig som områdets vegetasjonshistorie kan utledes. Pollenanalysens funksjon som dateringskontroll er diskutert i kap. 9, mens metodebeskrivelse og vegetasjonshistorie behandles i kap. 7. Grønnalger og dinoflagellatcyster bidrar med verdifull informasjon om bassengenes utvikling mhp. næringsstatus og salinitetsendringer, og dette er omtalt nærmere i kap. 6 og kap. 8.

### 1.2.3 DIATOMEANALYSE.

Diatomeanalyse er det mest fintfølende redskap for å identifisere salinitetsendringer i bassengsedimenter. På grunnlag av karakteristisk diatomeflora i ulike avsetningsmiljø, påvises ingresjons- og isolasjonskontakter i de undersøkte sedimentene. Metodebeskrivelse og salinitetsundersøkelser er omtalt i kap. 8. Diatomeene gir også informasjon om bassengenes utvikling mhp. næringsstatus og pH, noe som behandles i kap. 6.

### 1.2.4 <sup>14</sup>C DATERINGER.

Ingresjons- og isolasjonskontaktene, samt viktige pollen-sonegrenser, er forsøkt datert ved <sup>14</sup>C metoden. Beskrivelse av metoden er gitt i kap. 9. Flere av dateringene antas ikke å være korrekte, i tillegg til at noen av dem er inkonsistente innen sedimentsøylen. Alternative dateringsmetoder, i første rekke pollenstratigrafi, er benyttet for å korrigere dateringene (se kap. 9).

## KAPITTEL 2: OMRÅDEBESKRIVELSE

### 2.1 LOKALISERING.

Yrkje ligger i Tysvær kommune, i den nordlige delen av Rogaland, 24 km øst for Haugesund. Våre undersøkelser er utført på eidet mellom Skjoldafjorden og Yrkjefjorden. Vi har videre trukket inn tidligere undersøkelser fra et større område som omfatter Haugesundshalvøya og områdene rundt Vindafjorden (fig. 2.1).

Området dekkes av kartserien M711: blad 1213 IV, 1214 III og 1113 I. Dessuten dekkes området rundt lokaliteten av økonomisk kartverk: blad AK 033-5-1 til AK 033-5-4.

### 2.2 TOPOGRAFI.

Nord-Rogaland er gjennomskåret av N-S-gående fjordarmer (Sandeidfjorden, Vatsfjorden, Skjoldafjorden, Førlandsfjorden, Førdesfjorden, Vindafjorden) og VSV-ØNØ-gående (Yrkjefjorden, Vindafjorden, Hylsfjorden). Yrkjefjorden ender i vest, noe som er høyst uvanlig på Vestlandet. Landskapet omfatter karrige kyststrøk, lune lavlandsområder og åpne fjellområder. Etter Nansen (1922), er strandflaten et smalt belte langs kysten av Haugesundshalvøya. Den ytre delen av Haugesundshalvøya er et lavlandsområde som karakteriseres av nord-sydgående senkninger og høyder på maksimalt 250 m (Rønnevik 1971:56).

I området rundt Skjoldafjorden er det en lavereliggende brem som innbefatter eidet mellom Yrkjefjorden og Skjoldafjorden. Ellers er det en klar topografisk overgang til generelt høyere landskap øst for Skjoldafjorden, hvor fjellpartiene når en høyde på 500-600 meter. Fjellene stuper her bratt ned i fjordarmene. Vegetasjonsdekket varierer fra tynt og sparsomt på kollene og fjellpartiene, til mer rikt i de lavereliggende områdene.

På eidet mellom Yrkje- og Skjoldafjorden er topografien kollete med trange dalsøkk og myrpartier, med en mengde nedskårne bekker og småelver. Området er oppsprukket med tynt og sparsomt vegetasjonsdekke (jfr.kap.4).

### 2.3 BERGGRUNNEN.

Haugesundshalvøya består hovedsakelig av granodioritter, granitter, amfibolitter og forskjellige typer gneiser av Prekambrisk alder, med spredte partier av Kambro-Silurske fyllitter (Sørbye 1964) ( fig. 2.2 og 2.3). Øst for Vatsfjorden går det et skarpt skille mellom Prekambriske granodioritter / kvartsdioritter og Kambro-Silurske fyllitter langs en linje N-S. Bergartsgrensen krysser Yrkjefjorden like øst for Vassendvik og kan følges sørover til Nedstrand. Det er en svært tydelig forandring i vegetasjonen på tvers av bergartsgrensen fra karrig på vestsiden til rik på østsiden. Små kalksteinsforekomster er registrert i bunnen av Yrkjefjorden, på Skjoldastraumen og ved bergartsgrensen ved Litlafjell, Vatsfjorden/Yrkjefjorden ( fig.2.3).

Det er observert forkastningssoner langs Skjoldafjorden, Yrkjefjorden og Vatsfjorden. Forkastningsblokken mellom disse fjordene antas å være hevet ca. 500 meter i forhold til områdene vest for Skjoldafjorden (Sørbye 1964).

Det er indikasjoner på tektonisk bevegelse ved den sørvestre enden av Yrkjefjorden. Innerst i fjorden strekker det seg en breksjesone i SSV-retning mot Skjoldafjorden (fig. 2.4). Anundsen og Fjeldskaar (1983) antyder at der har vært vertikale bevegelser langs denne sonen siden midten av Yngre Dryas kronosone. Dette diskuteres nærmere i kapittel 3.2.

### KAPITTEL 3: TIDLIGERE UNDERSØKELSER I OMRÅDET.

Det er foretatt en rekke kvartærgeologiske undersøkelser i Rogaland. Lokalisering av israndavsetninger og andre spor etter brefremstøt bygger på bl.a. arbeider av Andersen (1954), Undås (1963), Klemsdal (1969), Anundsen (1972, 1977a), Rønnevik (1971), Lorentzen-Styr (1977), Blystad og Anundsen (1984). Vi vil i dette kapittelet gi en kort oversikt over avsetningene fra Sen-Weichsel til tidlig Holocen med hovedvekt på områdene rundt Yrkje (fig. 3.1). Vi vil dessuten presentere den eksisterende strandforskyvningskurven fra Yrkje (Anundsen og Fjeldskaar 1983).

#### 3.1 KVARTÆRE AVSETNINGER.

##### Isavsmelting.

Lista-trinnet ligger langs kysten av Vest-Agder (Andersen 1960). Klemsdal (1969) mener å kunne følge dette israndtrinnet videre langs kysten av Jæren og nordover til sørvest for Karmøy. Radiologisk datering av bunnsedimenter fra Brøndmyra på Jæren, ca. 10 km proksimalt for Lista-trinnet, ga en alder på ca. 13000 år BP (Chanda 1965). Andersen (1954) antar ut fra dette en mulig alder for Lista-trinnet på ca. 13500 år BP, mens Klemsdal (1969) antyder ca. 14500-14000 år BP. Thomsen (1982) har imidlertid en datering på 15500 år BP fra bunnsediment fra Store Stokkavann på Jæren. Bunndateringer fra et basseng på Kårstø, ca. 16 km SV for Yrkje, ga en alder på ca. 14000 år BP (Paus 1982a). Dateringene fra bassengene



indikerer minimumsaldre for den første produksjonen av organisk materiale, og dermed isavsmeltingen i områdene. Den korte geografiske avstanden mellom Yrkje og Kårstø gjør det mest naturlig for oss å knytte undersøkelsene i Yrkje til de på Kårstø. Dateringen på  $12690 \pm 190$  år BP (T-4050 A) fra Yrkje gir en minimumsdatering for isavsmeltingen i Yrkje-området (Anundsen og Fjeldskaar 1983).

De høye aldrene på ca. 15500 år BP fra Store Stokkavann på Jæren og ca. 14000 år BP fra Kårstø indikerer at det her var en svært tidlig deglasiasjon. Dette kan tyde på at de ytterste kyststrøk muligens ble isfrie omkring 15500-15000 år BP, og Boknfjordområdet kan ha vært isfritt ved ca. 13500-14000 år BP. En alder for Listatrinnet på omtrent 13500-13000 år BP (Andersen 1954) samsvarer ikke med disse antagelsene. Hvis dateringen fra Store Stokkavann er korrekt kan det synes som om Lista-trinnet ble avsatt så tidlig som rundt 15500 år BP.

Skuringsstriper på Tysværhalvøya og landområdene nord for Nedstrandsfjorden viser sørlig retning mot Bokn fjorden (Rønnevik 1971, Anundsen 1977a). De åpne forhold og store vanddyp i Bokn fjordområdet har sannsynlig ført til dannelse av en kalvingsbuk, med rask tilbakesmelting. Det har ført til tidligere isfrihet enn i fjell- og fjordstrøk omkring.

#### Avsetninger eldre enn Allerød.

Rønnevik (1971) har nord for Kårstø registrert en endemorene langs nord- og østsiden av fjellet Nott, som representerer utbredelsen til en is som med sydlig bevegelse (fig. 3.1). Han har avmerket på sitt kvartærgeologiske kart noen mindre morenepartier litt lenger øst. På Voll ligger en sone med morenemateriale, og et belte av

flyttblokker er funnet på Espvikholmane på østsiden av fjorden (Anundsen 1977a). Det finnes ikke dateringer fra moreneavsetninger på Nott, Voll og Espvikholmane.

På Borgøy, ved munningen av Skjoldafjorden, er det funnet submorene hvalbein som er radiokarbondatert til  $12380 \pm 150$  år BP (Anundsen 1977a). Stratigrafien på funnstedet er vist på fig. 3.2. Dateringer fra Yrkje indikerer deglasiasjon rundt 13000 B P., og utelukker dermed muligheten for at morenen på Borgøy kan ha vært avsatt av brefremstøt fra nord. Teoretisk kan morenen ha vært avsatt av en Boknfjord-bre fra syd, men det er også en mulighet av at tolkningen av morenelaget er feil (Anundsen upubl.manusk.).

#### Avsetninger fra Allerød.

Mangerud og Skreden (1972) har på Voss funnet avsatte bresjøsedimenter under bunnmorene. En mulig tolkning er at bresjøsedimentene er avsatt i Allerød og morenen i Yngre Dryas kronosone (op.cit.).

På Blomvåg utenfor Bergen har Undås (1942) funnet fossilbærende submorene sedimenter. Dateringer fra disse er på ca. 11920-12670 år BP (Mangerud 1977:48), og Mangerud mener at morenelaget over, Ulvøy Till, er en basalmorene (op.cit.:49). Submorene sedimenter i Sandviken er datert til ca. 12500 år BP. Mangerud (1977) plasserer derfor et isfremstøt i Bølling kronosone rundt 12300-12200 år BP (op.cit.:50). Det er ikke funnet randmorener i forbindelse med isfremstøtet i områdene omkring Blomøy, Sotra eller de sørlige deler av Øygarden (Krzywinski og Stabell 1984, Fjeldskaar et al. 1982). Det er heller ikke funnet spor etter isfremstøt i bassenger på Sotra datert så langt tilbake som ca. 12600 år BP (Krzywinski og Stabell 1984). Ulvøy Till kan muligens være feiltolket, og den kan

muligens være avsatt av lokal islobe over Blomvåg (jfr. Fjeldskaar et al. 1982). Isfrontens posisjon forut for Allerød er ikke klarlagt, og det er fortsatt et spørsmål om hvor langt isen trakk seg tilbake i løpet av Bølling og Allerød. Det var muligens isfritt på Voss i Allerød, ifølge Mangerud og Skreden (1972). Aarseth og Mangerud (1974) har i området innenfor Yngre Dryas-morenen datert flere avsetninger fra Allerød. Det er usikkert når isen begynte å rykke fremover, men en tidfesting noe før eller etter omkring 11000 år BP synes rimelig (Mangerud 1977).

Skjell datert til  $11630 \pm 100$  år BP fra submorene sedimenter på Øverland og hvalbein datert til  $11970 \pm 100$  år BP på Tveit, ved munningen av Vindafjorden (fig. 3.1), viser at områdene rundt ytre del av Vindafjorden var isfrie i Allerød (Anundsen 1972). Allerød-isfronten i Rogaland er ukjent. Den lå antagelig innenfor Yngre Dryas morenene. Anundsen og Fjeldskaar (1983:150) antar at den lå ca. 20 km innenfor.

#### Avsetninger fra Yngre Dryas.

Yngre Dryas fremstøtet er kartlagt i Sørvest-Norge (fig. 3.1) (Andersen 1954, Anundsen 1972). Yngre Dryas fremstøtet har muligens kulminert rundt ca. 10500 år BP i Bergensområdet og avsatt Herdla-morenen (Mangerud 1980).

Vi vi beskrive forholdene i Yrkje-, Vindafjord- og Sandeidområdet nærmere. Morenerygger korrelert med Yngre Dryas fremstøtet er registrert nesten kontinuerlig langs vestsiden av Vindafjorden fra Amdal til Hapnes, og inn til Toskavik i Yrkjefjorden (fig. 3.1). Ekkoloddundersøkelser og bunnprøver i Yrkjefjorden, Vindafjorden og Vatsfjorden har påvist en konveks morenerygg i Vatsfjorden vest for Raunes, og en konkav morenerygg ved Toskavik i Yrkjefjorden (Anundsen 1972). Det ble ikke registrert

moreneavsetninger ved Amdal i Vindafjorden. Fjorden er her 300-400 meter dyp, og det er mest sannsynlig at brefronten da var flytende.

Fjellsidene langs nordsiden av Yrkjefjorden og vestsiden av Sandeidfjorden er så steile at materiale ikke har blitt avsatt der. I enden av og langs østsiden av Sandeidfjorden, samt langs nordsiden av Vindafjorden, er morenerygger, soner med morenemateriale og flyttblokk-belter registrert sporadisk. Yngre Dryas avsetningene kan deretter følges nordover mot Etne og Skåneviksfjorden (Anundsen 1972).

Fig. 3.3 viser i et profil fra Skjoldafjorden og østover hvordan forholdene var i Yrkjefjorden under deler av Yngre Dryas kronosone. Isfronten lå da og kalvet i Yrkjefjorden ved Toskavik, ca. 4 km øst for passpunktet mot Skjoldafjorden. Breoverflatens helning og istykkelse er estimert av Anundsen (1972). Istykkelsen ved Hapnes er anslått til ca. 300 meter, hvor breen da har stått på bunnen. Bretungen vil sannsynligvis ha vært flytende, noe den konkave formen bekrefter.

Isfremrykket har mest sannsynlig funnet sted tidlig i Yngre Dryas (Anundsen og Fjeldskaar 1983). Ismassene i Yrkjefjorden har da trolig demmet opp en innsjø mellom isfronten og det laveste passpunktet mellom Yrkjefjorden og Skjoldafjorden (Anundsen 1972). Det er dog ikke stratigrafisk belegg for eksistensen av en slik bredemt sjø i dette området. Passpunktet på 38 m o.h. ligger i nordenden av Yrkjevatnet. Store mengder smeltevann fra ismassene vil ha blitt tilført bresjøen og drenert videre over passpunktet mot Lindong ved Skjoldafjorden (fig.3.4 og 4.1). Dreneringen vil derfor ikke ha påvirket miljøforholdene i de undersøkte bassengene i Yrkje. Forholdene i bresjøen har trolig vært uforandret så lenge ismassene lå i Yrkjefjorden og demmet, og havet ikke

transgrederte inn over passpunktet (jfr.kap.4.4).

Anundsen (1972, 1977b) rapporterer funn av marine sedimenter under en lakustrin sekvens i et basseng i Leirdalen. Bassenget ligger like syd for passpunktet (58 m o.h.) mellom Sandeidfjorden og Ølenfjorden. Datering fra de marine sedimentene ga  $10720 \pm 180$  år BP (T-995), og fra de lakustrine  $9900 \pm 220$  år BP (T-663). Dette viser at bassenget er marint påvirket i begynnelsen av Yngre Dryas. Store mektigheter med silt og leire er registrert mellom Sandeid og Leirdalen. Anundsen (1972) antar at sedimentene er glasi-lakustrine, og at de er avsatt i en bredemt sjø mellom en isfront i Sandeidfjorden og passpunktet i Leirdalen. Sedimentene kiler ut mot passpunktet i Leirdalen, og de er antatt å korrespondere med nedre del av sedimentene i det omtalte bassenget (Anundsen 1972). Isen antas å ha rykket fram i Sandeidfjorden fra sør og avsatt isfrontavsetninger i fjordbunnen før ca. 10700 år BP (Anundsen 1972). Den marine forbindelsen har da mest sannsynlig vært fra Ølensfjorden, mens ismassene lå og stengte i Sandeidfjorden.

Diatomeanalysene som er utført i ca. 415 cm dyp, over dateringen på  $10720 \pm 480$  år BP, indikerer marint miljø. Bunnsedimentene er trolig marine, men dette kan ikke fastslås så lenge de ikke er diatomeanalysert. Dersom de er lakustrine kan sedimentene ha vært avsatt samtidig med at isen rykket fram og demmet opp bresjøen ca. 10700 år BP, før havnivået i Ølensfjorden steg over 58 m o.h. Anundsen (1977b:7) indikerer at forholdene er lakustrine fra ca. 388 cm dyp og videre oppover i kjernen.

Havet har stått over 58 m i deler av Yngre Dryas, men hvor mye høyere det kan ha nådd og når havnivået sank under terskelnivå er fortsatt ukjent.

Bølgeeroderte terrasser er funnet 52 m o.h. ved Amdal i Vindafjorden og 44 m o.h. ved Vassendvik i Yrkjefjorden (Anundsen 1972). Disse markerer antagelig strandnivåer i Yngre Dryas. Anundsen (1978) korrelerer nivåene med en transgresjon som når opptil ca. 44 meter i Yrkje, og som representerer marin grense i området.

#### Avsetninger yngre enn Yngre Dryas.

I de indre fjordstrøk fra Lysefjorden til Hylsfjorden er det registrert morenerygger og glasimarine delta øst for Yngre Dryas avsetningene, med morenerygger i fjellområdene omkring. Avsetningene ble registrert av Andersen (1954) fra Lysefjorden til Jøsenfjorden, og kalt Trollgaren-trinnet. Anundsen (1972) kartla dem videre til Hylsfjorden og Odda, hvor de ble korrelert med Eidfjord-trinnet, med antatt Preboreal alder. Øst for Trollgaren-trinnet er det registrert yngre morenerygger som kalles Blåfjell-trinnet, og de er korrelert til Preboreal eller Boreal kronosone (op.cit.).

Det er i pollendiagram fra Sørvest-Norge ikke påvist klimaforverring i hverken Preboreal eller Boreal kronosone (Anundsen 1972). Dette kan skyldes at klimaendringene under Trollgaren- og Blåfjell-trinnene var så kortvarige at de generelt ikke kan registreres i den vegetasjonshistoriske utviklingen i området.

#### 3.2 EKSISTERENDE STRANDFORSKYVNINGSKURVE.

I alt 6 basseng med beliggenhet utenfor Yngre Dryas morenen er undersøkt av Anundsen (1977b, 1978) og Anundsen og Fjeldskaar (1983). Bassengene ligger innenfor område på 1 km<sup>2</sup>, og det er derfor unødvendig å korrigere terskelhøydene for skrå landhevning. Bassengene ligger 49, 42, 38, 34, 30 og 25 m o.h. (fig. 3.4). En oversikt over

de undersøkelser som er gjort i bassengene er gitt i tabell 3.1. Det er med utgangspunkt i 38 m bassengets karakteristiske glødetapskurve til en viss utstrekning foretatt kronostratigrafisk korrelering. De markerte toppene er her datert. Anundsen mener å finne igjen de tilsvarende toppene i flere av de andre bassengene.

#### Bassengbeskrivelser.

##### 49 meter.

Diatomeanalyser viser en overgang fra lakustrint til marint miljø, nedenfra og opp, og bassenget er kronostratigrafisk korrelert ved hjelp av glødetapskurven (Anundsen og Fjeldskaar 1983). Ingresjonen antas ut fra dette å ha funnet sted ca. 10400 år BP. Sammenlignet med data fra de andre bassengene er transgresjonsmaksimum 10-12 meter for høyt. Anundsen holder muligheten åpen for at dette skyldes postglasial bevegelse langs to kjente forkastningslinjer i fortsettelsen av Yrkjefjorden (se kapittel 2.3, fig.2.4). Bassengets spesielle beliggenhet gjør at det ikke er tatt med ved konstruksjonen av strand-forskyvningskurven.

##### 42 meter.

Bassenget viser bare lakustrine sedimenter da prøvetakeren ikke har trengt gjennom gytjesedimentene. Det er dermed ikke mulig å få klarhet i om transgresjonen i Sen-Weichsel har nådd dette nivået. Glødetapskurven og pollenspektra antyder en maksimumsalder på 9500 år BP i nedre del av sedimentene.

38 meter.

Diatomefloraen viser svært få individer i bunnen av kjernen. De som fins tyder på marine forhold. Over denne delen av kjernen finnes en lakustrin sekvens som igjen følges av marine sedimenter. Radiokarbondateringer er utført i 1971 (Anundsen 1977b) og i 1980 (Anundsen og Fjeldskaar 1983), men prøvene er tatt fra to forskjellige kjerner. Kjernen fra 1971 er pollenanalysert (Anundsen 1977b, 1978). Kjernene fra 1971 og 1980 er korrelert på grunnlag av glødetapskurvene, og de eldste dateringene er ut fra dette overført til den siste undersøkelsen. Korrelasjonen viser at dateringen T-994 ( $9580 \pm 120$ ) fra 1971 ikke stemmer overens med pollentolkningen og dateringen T-3583 ( $10280 \pm 180$ ) fra 1980. Den forkastes derfor av Anundsen i forbindelse med strandforskyvingskurven. Dateringene fra Anundsen og Fjeldskaar (1983) indikerer en svært stor sedimentasjonshastighet under siste halvdel av transgresjonen i Yngre Dryas. Et askelag er funnet ved 692-694 cm dyp i bassenget, og det korreleres med Vedde askelag funnet i Ålesunds-området, datert til ca. 10600 år BP (Mangerud et al. 1984). Korreleringen er i uoverenstemmelse med  $^{14}\text{C}$ -dateringer tatt 10 cm og 50 cm under askelaget i 38 m bassenget. Dette vil bli diskutert nærmere i kapittel 10.1.1.

34 meter.

Diatomefloraen indikerer følgende miljøforandringer nedenfra og oppover i kjernen : marint - lakustrint - marint-lakustrint. Bassenget er radiokarbondatert (Anundsen og Fjeldskaar 1983). Dateringene plasserer den lakustrine fasen mellom ca. 12200 og 11400 år BP. Nedre del av sedimentene kan sannsynligvis følges tilbake til rundt 13000 år BP, muligens eldre. Den ene dateringen T-4053 ( $11720 \pm 150$ ) er ikke i samsvar med de andre, og



Anundsen har ikke tatt hensyn til denne.

### 30 meter.

Diatomefloraen viser bassengets endelige isolasjon ved overgangen til Preboreal. En svak indikasjon på brakke/lakustrine forhold er registrert i den marine fasen. Skjelldatering under den brakk/lakustrine fasen kom ut med  $11940 \pm 160$  år BP (Anundsen unpubl. manusk.), og gytjedatering over ga  $10530 \pm 130$  år BP (Anundsen og Fjeldskaar 1983). Miljøforandringen må derfor falle innenfor dette tidsrommet.

### 25 meter.

Diatomefloraen viser marine forhold i hele kjernen, fra ca. 11900 år BP, bortsett fra isolasjonen ved overgangen til Preboreal.

### Strandforskyvningskurven.

Strandforskyvningskurven er publisert i Anundsen og Fjeldskaar (1983:fig.8) (se fig.3.5). Hvalbeina på Borgøy er funnet i littoralsonen, og med en strandlinjegradiant på vel 1,3 m/km, vil det tilsvarende havnivået i Yrkje ha nådd opptil 33 m. Dette indikeres i strandforskyvningskurven (fig.3.5) som en mulig transgresjon opp mot 38 m o.h. i slutten av Bølling. Deretter fulgte en regresjon på rundt 8 m med minimum ca. 11800 år BP, og en påfølgende transgresjon med topp ca. 11400 år BP som nådde ca. 36 m o.h.. En regresjon på ca. 10 m ga regresjonsminimum ca. 10900 år BP. Påfølgende transgresjon nådde over 40 m o.h. og transgresjonsmaksimum inntraff ca. 10400 år BP. En endelig regresjon fant sted i slutten av Sen-Weichsel og tidlig Holocen.

## KAPITTEL 4: LOKALITETSBESKRIVELSE

### 4.1 GENERELL BESKRIVELSE AV OMRÅDET.

Våre to borlokaliteter ligger på den nordre delen av eidet mellom Yrkjefjorden og Skjoldafjorden, ca. 500 m fra hverandre (fig. 4.1 og 4.2). Det lokale vannskillet ligger her mellom bassengene og Yrkjefjorden, og terrenget faller bratt ned mot fjorden. Overflaten vestover mot Skjoldafjorden er slakere og oppdelt av små daler og senkninger.

Lenger sør på eidet ligger det store Yrkjevatnet (35 m o.h.) som drenerer mot Yrkjefjorden. Det laveste passpunktet mellom Yrkjefjorden og Skjoldafjorden (38 m o.h.) ligger i nordenden av vannet (fig. 3.3 og 3.4).

Til tross for beliggenheten øst for Skjoldafjorden, der landskapet generelt kjennetegnes av stort relieff (kap. 2.2), er eidet preget av koller og åser med beskjeden høyde (opptil 150 m o.h.). Viktige geografiske trekk ved bassengene er oppsummert i tab. 4.1.

### 4.2 MEÅSTJØRNA, 41.7 m o.h.                      Fig. 4.3

Bassenget ligger like ved rv. 515, NV for Yrkje (fig. 4.1). Meåstjørna måler ca. 70x40 m og har utstrakte myrområder omkring. Vannet er i dag i ferd med å gro

igjen, og bassenget har i Sen-Weichsel vært adskillig større, kanskje opptil 350x100 m. Hovedinnløpet kommer fra V, og i tillegg kommer det to mindre bekker inn fra Ø. Utløpet befinner seg i sørenden av vannet.

Bassengets dreneringsområde omfatter deler av fjellskråningen N for bassenget, samt lokale koller rundt lokaliteten (tab. 4.1). Kun en liten del av dreneringen fra fjellsiden vil ha nådd Meåstjørna i Sen-Weichsel, da det meste har vært ledet mot øst til Austerlivatnet og mot vest til Lindong ved Skjoldafjorden. Dagens bekk fra Austerlivatnet og det lille vannet sør for dette renner inn i Meåstjørna fra øst, p.g.a. menneskelig påvirkning. Et 3.40 m dypt skår er sprengt ned i fjellryggen som skiller de to bassengene (fig. 4.4 og fig. 4.5).

I det lille vannet sør for Austerlivatnet er det markert en gammel vannlinje. På en bergknaus som stikker ut i vannet er en endring i algeveksten ledsaget av en tydelig fargeforandring. Dette indikerer at vannet har stått høyere (fig. 4.6). Sannsynligvis er vannivået relatert til den nevnte sprengningen. Avstanden fra øverste grensen av algelaget til dagens vannflate er 1.60 m.

Det er klart at Austerlivatnet ikke kan ha drenert vestover til Meåstjørna i de tidsrom vi diskuterer. Årsaken er at det er en differanse på 1.80 m mellom laveste punkt på den sprengte fjellryggen og den omtalte gamle vannlinjen. Vi er litt uvisse på hvor utløpet fra Austerlivatnet opprinnelig har gått. Etter kartopplysninger ser den mest naturlige dreneringsveien ut til å være østover mot Yrkjefjorden.

Meåstjørna drenerer via Løkjen ut i Skjoldafjorden. Den nylig omlagte rv. 515 krysser bekken mellom Meåstjørna og Løkjen, og dette har vanskeliggjort bestemmelsen av terskelhøyden. Bekken er lagt i betongrør under veien, men såvidt vi kan fastslå, er terskelen senket og bekkeløpet

murt opp med steinmur før rv. 515 ble lagt om.

På en fjellknaus ved utløpet av Meåstjørna er der en markert endring i moseveksten. Øvre del av knausen er kjennetegnet ved frodig mosevekst, mens nedre del kun har sporadisk mosedekke (fig. 4.7). Grensen er skarp og horisontal. Under feltarbeidet observerte vi en erosjonskant i myren NV for utløpet, ca. 1.5 m over nåværende vannstand.

Vi konkluderer med at bassengets terskel har blitt senket i den senere tid. Formålet har nok vært å drenere myren som strekker seg langs riksvegen mot NV. Vi har nivellert den nåværende terskelhøyden til 40.17 m, og høyden fra moselinjen til vannflaten er 1.55 m. Dette gir en terskelhøyde på 41.72 m før inngrepene.

Terrenget rundt Meåstjørna er sterkt kupert, med koller og åser som rager opptil 50 m over vannet. Løsmassedekket er usammenhengede på disse åsene, og fjellet er mange steder blankskurt. Vegetasjonen på kollene består i dag mest av furu og bjørk, med einer, røsslyng og krekling i de lavere skikt. I sørvendte hellinger står en og annen eik. Senkningene mellom åsene er myrlendte og har fuktighetskrevede vegetasjon av starr- og gressfamilien. Berggrunnen består som nevnt (kap. 2.3) av granitt, og gir lite næringssalter. Planteutvalget avspeiler de næringsfattige forholdene.

#### 4.3 TINGHAUGMYRA, 33 m o.h.

Fig. 4.8

Det lavestliggende av de undersøkte bassengene har ikke noe lokalt navn, såvidt vi har kunnet finne ut. Vi kaller det her Tinghaugmyra av praktiske grunner. Bassenget ligger i en liten dal som strekker seg fra Svartatjørna ned til Lindong ved Skjoldafjorden (fig. 4.1). Det er i

dag helt gjengrodd, og består av en langstrakt myr med et sentralt bekkeløp. Lengden er ca. 300 m, mens bredden varierer mellom 30 og 75 m. Bassenget er identisk med "34m-bassenget" (Anundsen & Fjeldskaar 1983).

Innløpet befinner seg i SØ, og dreneringsområdet omfatter lokale koller rundt myra i tillegg til Svartatjørna, Løkjen og Meåstjørna (se tab. 4.1). Løkjen og Svartatjørna er omgitt av lave knauser, og det effektive dreneringsarealet er relativt lite. Meåstjørna sitt nedslagsfelt er omtalt før.

Terskelen er utformet i fjell, og den er nivellert til 33.03 m o.h. Bassengets utløp utenfor terskelen er langt og smalt, og vannet renner i et ytre basseng der fallet er svært lite. Lenger vest faller terrenget brått 15-20 m, og bekken går her i foss og stryk. De spesielle geografiske forholdene ved utløpet av Tinghaugmyra er nærmere omtalt i kap. 9.6.2.

Landskapet rundt bassenget er preget av knauser og åser med myrlendte senkninger. Tinghaugane (88 m o.h.) rett sør for bassenget er noe høyere enn kollene på nordsiden. På høydedragene er vegetasjonen usammenhengende, og partier med nakent fjell forekommer. Skogen domineres av furu, bjørk, rogn og selje. Furu opptre spesielt i høyere lende, men også som spredte individer på selve myren. Undervegetasjonen er sterkt preget av røsslyng, dog forekommer krekling og einer hyppig på tørrere mark. I nordskråningen av Tinghaugane står kraftig granskog. Denne er plantet for ca. 50 år siden, og er således intet naturlig forekommende landskapselement i området.

#### 4.4 PALEOGEOGRAFI.

I forbindelse strandforskyvningsundersøkelser er det av stor betydning å fastslå strandlinjens beliggenhet ved ulike havnivå. I Yrkjeområdet hersket det spesielle forhold under Yngre Dryas kronosonen, som nevnt i kap. 3.1. For bedre å illustrere virkningene av vekslende havnivå på landskapet, har vi konstruert paleogeografiske kart med ulike nivå inntegnet (fig. 4.9-4.12). På kartene er vannspeilet i Yrkjefjorden fiksert til 38 m o.h., selv om havnivået var lavere enn terskelhøyden i N-enden av Yrkjevatnet (38 m o.h.). Dette forutsetter at den vestlige delen av fjorden var en bredemt sjø. For å kunne demme opp en sjø, må isen ha vært etablert i Yrkjefjorden før ca. 10750 år BP og/eller etter 10150 år BP (se strandforskyvningskurven: fig. 10.1). Det finnes ingen stratigrafiske bevis for eksistensen av en bresjø i Yrkje. Forholdet har ikke avgjørende betydning for vår undersøkelse, i og med at en eventuell drenering har gått utenom våre bassenger (kap. 3.1).

Da havet sto 30 m over dagens nivå, eksisterte det en vid bukt i NV, ved Lindong. Fra denne strakk to mindre poller seg inn mot Yrkjevatnet og Oksatjørna (fig. 4.9).

Ved et havnivå på 35 m o.h. trengte sjøen inn i Tinghaugmyra. Bassenget hadde da form som en trang poll med langt smalt utløp. Vanddybden ved terskelen var bare 2 m (fig. 4.10).

En havstand på 40 m o.h. medførte at sjøvann trengte inn over terskelen ved Yrkjevatnet. Dersom det eksisterte en bresjø i Yrkjefjorden, ble dreneringsveien fra denne nå avløst av et grunt sund. Havet trengte forbi Tinghaugmyra og inn i Svartatjørna. Innløpet til Svartatjørna-pollen var ekstremt langt (ca. 650 m) (fig. 4.11).

Dersom havet nådde 45 m over dagens nivå, ble store områder berørt. Sundet ved Yrkjevatnet ble dypere og bredere. De mest dramatiske endringene fant imidlertid sted i de nordlige delene av området. Havet trengte innover terskelen ved Yrkjeskaret (ca. 41 m o.h.). Dette medførte gjennomstrømning til/fra Yrkjefjorden, med konsekvenser for sedimentasjonen i Tinghaugmyra. Det ble også gjennomstrømning til Løkjen og Meåstjørna, både fra nord og sør. Vanddybden var her mindre enn 3-5 m mange steder, og det er rimelig å tro at tidevann og strøm spilte stor rolle i disse trange kanalene (fig. 4.12).

## KAPITTEL 5: FELTARBEID

### 5.1 SONDERING.

Formålet med sondering er å få kontroll over bassengets dybdeforhold og stratigrafi, dvs. lagenes vertikale og laterale utbredelse. Til sondering brukte vi russerbor med 1 meter kanner og 22 mm stenger, samt kuleklemmer. Undersøkelsene med russerbor ble gjort fra myroverflaten så sant det var mulig. Vi profilerte begge bassengene i flere profil på både langs og tvers for å få kontroll over bassengstratigrafien, og sedimentene ble beskrevet og korrelert ute i felt (kap.6). I Meåstjørna var det dessuten nødvendig å bruke flåte. Flåten er konstruert av K. Søgne og S.E. Lie, og beskrevet i Lie og Lømo (1981).

### 5.2 PRØVETAKING.

Kjerneprøven ble tatt med 110 mm stempelprøvetaker. Dette er Geologisk Institutt, avd B sin modifiserte utgave av Livingstone-Valentyne stempelprøvetaker (Wright 1967). Boretårnet ble satt rett på myroverflaten i Tinghaugmyra. I Meåstjørna måtte vi bruke boreriggen på flåten da myra var svært vasstrukken. Prinsippet for prøvetaking er den samme i begge tilfeller (Lie og Lømo 1981). Et 110 mm PVC-rør drives ned i myra med et låst stempel i enden. Ved ønsket dybde frigjøres stempelet, og røret drives ned mot bunnen av myra, samtidig som prøven skjæres inn. Et wire-system med manuell sveiv hjelper til ved neddrivningen og opphalingen.



Prøven ble forseglet ute i felt, oppbevart på kjølerom og beskrevet i laboratoriet. Litostratigrafien beskrives i kapittel 6.

### 5.3 NIVELLERING.

Vi nivellerte bassengtersklene for å fastsette høyden over havet så nøyaktig som mulig. Nivelleringen tok utgangspunkt i fastpunktene 47-51 langs riksvei 515 mellom Skjoldastraumen og Nedstrand, og det ble brukt Zeiss kikkertutstyr og en fire meter høy tachymeterstang.

## KAPITTEL 6: KJERNEBESKRIVELSE

Kjerneprøvene er åpnet og beskrevet på laboratoriet. Fargebeskrivelsen bygger på Munsell (1975) fargekart i tillegg til subjektive vurderinger. Litostratigrafien er beskrevet ved et deskriptivt system (se tegnforklaring fig. 6.13). Glødetapsanalyser er utført i begge bassengene (se fig. 6.6 og 6.12 for angivelse av analyserte nivå). Prøvene ble tørket 24 t ved 105<sup>0</sup> C og glødet ved 550<sup>0</sup> C i minst en time. Glødetapet er beregnet i prosent av prøvens tørrvekt.

Sedimentbeskrivelsen er samlet i en figur (fig. 6.6 og 6.12) der også data og konklusjoner fra andre kapitler inngår (miljøanalyse, <sup>14</sup>C dateringer, kronosoneinndeling). Vi presenterer først sonderingsprofiler fra bassengene, så litologisk beskrivelse av kjerneprøvene. Til slutt diskuteres sedimentasjonskilder, bassengutvikling og eventuelle laterale variasjoner i bassengene. Meåstjørna og Tinghaugmyra har hatt svært ulikt avsetningsmiljø i Sen-Weichsel (jfr. kap. 8), og dette har hatt mye å si for sedimentasjonen og bassengenes utvikling.

I kolonnen for strukturer er også tatt med opplysninger som strengt tatt ikke hører hjemme under strukturer. Der er markert om lagene har skarpe eller jevne grenser og forekomster av laminering og planterester. Når det gjelder overgangene mellom de ulike lag i kjernebeskrivelsen (fig. 6.6 og 6.12), vil vi presisere at skarp overgang betyr en markert endring i sedimenttype over kort avstand, dog uten

tegn på hiatus. Jevn overgang indikerer at grensen er diffus.

## 6.1 MEÅSTJØRNA

### 6.1.1 SONDERINGSPROFILER

Som et utgangspunkt antok vi at de største mektighetene av sennglasiale sedimenter befant seg midt i bassenget, i dagens Meåstjørna. 3 sonderinger i midten av vannet, utført fra flåte, viste imidlertid små mektigheter av minerogene sedimenter (opptil 0.4 m). Vi konsentrerte oss derfor om myren Ø for vannet. 2 sonderingsprofiler ble lagt langs med vannet og ett vinkelrett på disse (fig. 6.1). Undergrunnen varierer sterkt over korte avstander. Bassenget har ikke store mektigheter av sennglasiale sedimenter: noe over 1 m på det meste. Sedimentene ligger i lommer og forsenkninger adskilt av små fjellrygger (fig 6.2).

#### Profil Å (fig. 6.3)

En lav rygg deler bassenget i to hoveddeler på tvers av profil Å, med det grunneste partiet ved sonderingsprøve 10 og 11. Helt i bunnen av prøvene forekommer oftest lys gråblå finsilt, under gytjig silt. Så følger et lag med siltig gytje, avløst av grålig silt. Øverst finner vi overgangen til ren gytje. I prøvene 3,4,5,8 og 12 ligger en tynn horisont med brun silt midt inne i partiet med grålig silt. I prøvene 5 og 12 er det funnet en tynn gråsvart horisont like over den nevnte brune horisonten. I de fleste sonderingsprøvene består den øverste delen av de minerogene sedimentene av lys grå silt, med mektigheter mellom 5 og 20 cm.

Profil Ø (fig. 6.4)

Avstanden mellom profil Ø og Å er 45 m. Bassenget har her en markert forsenkning ved prøve 4a, med jevnt skrånende vegger på begge sider. Den mest komplette senglasiale lagfølgen finnes, som ventet, i prøve 4a. Vi registrerer hele lagfølgen som nevnt over. Også her opptrer den brune og den gråsvarte horisonten tett inntil hverandre, og det samme er tilfelle i prøve 5a.

Profil Æ (fig. 6.5)

Profil Æ demonstrerer at en markert fjellrygg hever seg opp mellom de to andre sonderingsprofilene. Den deler bassenget i to, og ligger bare 2.8 m under overflaten ved prøve C. I prøve A registreres ikke nedre del av lagfølgen, derimot finner vi både den brune og den gråsvarte horisonten innen siltlaget. Først i prøve E gjenfinnes sedimenter av senglasial opprinnelse. I prøven er hele stratigrafien intakt, dog observerer vi bare den brune horisonten i siltlaget.

Kjerneprøven er tatt ved prøve 7, profil Å (fig. 6.1). Tilleggssondering på et senere tidspunkt påviste lokale fordypninger med noe større oppløsning enn ved prøve 7 (jfr. sonderingsprofil Å). Kjerneprøvens stratigrafi avviker litt fra flere av sonderingsprøvenes. Vi tror årsaken til dette ligger i bassengets store variasjoner når det gjelder undergrunn og stratigrafi. Vi mener imidlertid å kunne forklare forskjellene ut i fra sedimentologiske kriterier.

6.1.2 BESKRIVELSE AV 110 mm KJERNE. Fig. 6.6

Lag A er ikke registrert i kjerneprøven, kun i sonderingsprøvene (se kap. 6.1.3).

Lag B, gytjig silt (5.80-5.62 m) Sedimentene har mørk grønngrå farge (Munsell fargekode 5 GY 4/1) i de nederste 10 cm, og fargen går gradvis over til brungrå i de øvre deler av laget. Glødetapet er ekstremt lavt nederst (1-2%), og ligger under 5% gjennom hele laget. En gruspartikkel med diameter ca. 1 cm ble observert i nivå 5.68 m, ellers er der ingen markerte strukturer. Overgangen til lag C er jevn.

Lag C, siltig gytje (5.62-5.45 m). Laget inneholder mer organisk materiale enn det underliggende, og vi har gitt det betegnelsen siltig gytje. Fargen er mørk olivengrå (5Y3/2) i den nederste delen, brunsvart (5Y2.5/2) øverst. Dette gjenspeiles av glødetapskurven. Den stiger jevnt og når en topp (10%) ved 5.55 m. Vi kan ikke observere noen strukturer; sedimentasjonen ser ut til å ha foregått uforstyrret. Overgangen til lag D er forholdsvis skarp.

Lag D, (5.45-5.23 m). Laget er mer sammensatt enn de foregående, og er inndelt i 4 underavdelinger. Det består hovedsaklig av siltige sedimenter med varierende organisk innhold.

D 1, silt: I lag D 1 (5.45-5.37 m) finnes mørk grå silt (5Y4/1) med en rekke 0.5 cm brede laminae. Glødetapet ligger her på 5-6%.

D 2, silt med grus: En markert grusanrikning finnes mellom 5.37 og 5.30 m (jfr. kornfordelingsanalyse i nivå 5.34 m). Gruspartiklene ligger i siltig matrix, og de er opptil 3 cm i diameter. Fra 5.37-5.33 m har sedimentene en olivengrå fargetone (5Y4/2), og denne ledsages av en svak økning i glødetap (opptil 7%).

D 3, silt: Mørk grå silt representerer sedimentsøylen fra 5.30-5.26 m. Glødetapet holder seg på 5-7%, med unntak av en svak nedgang ved 5.32 m.

D 4, finsand: Øverst i lag D er ligger en 3 cm tykk finsandlinse (5.26-5.23 m). Fargen er lys grå (5Y5/1), og glødetapet er kun 1%. I underkant av linsen opptrer laminering. Overgangen til lag E er skarp.

Lag E, gytje (5.23-4.80 m). Laget består nederst av siltig gytje som går over til findetritusgytje (FDG). Fra 5.15 m og oppover karakteriseres laget som grovdetritusgytje. Det organiske innholdet stiger jevnt og raskt, jfr. glødetapskurven. Fargen er mørk olivengrå (5Y3/2) i de nedre deler, og går over til brunsvart (5Y2.5/2 og 10YR2/1) lenger oppe. Allerede ved 5.05-5.00 m finnes grove makrorester.

#### 6.1.3 SEDIMENTASJONSKILDER, BASSENGUTVIKLING OG LATERALE VARIASJONER.

Bassenget har beskjedne mektigheter av minerogene sedimenter, og som vist på fig. 6.2, ligger disse i fordypninger i bassengbunnen. Sonderingsprøvene klarlegger at bunnen er svært ujevn, og i de grunnere partier

påtreffes bare gytjesedimenter.

Vi tror at årsaken til de små forekomstene av minerogent materiale ligger i bassengets miljøhistorie. Meåstjørna har hatt lakustrine forhold det meste av tiden etter isavsmeltingen (fig. 6.6). Grønnalger lever ikke i saltvann, og algeforekomstene reflekterer derfor i første rekke næringsforholdene i vannet. Næringskilden må søkes i avrenning fra landskapet rundt bassenget. Algediagrammet fra Meåstjørna (pl. 1) karakteriseres først og fremst ved høye Pediastrum-verdier i de nederste spektrene. Pediastrum omfatter en rekke arter med noe ulike økologiske krav. De fleste foretrekker eutrofe forhold (Paus 1982 a:57, Paus 1982 b:205, Tjemsland 1983:144 ff.).

Diatomeene bidrar med informasjon om trofigrad og og pH i bassengenes ferske faser (fig 8.8). Prosenten av ukjente er relativt høy, og dette henspiller på manglende kjennskap til artenes resente krav mhp. trofisk status og pH. Siden marine arter vanligvis ikke er anført med opplysninger om disse levevilkår, er ukjente-prosenten særlig høy i den marine fasen (5.25-5.18 m).

Når det gjelder sedimenttilførselen fra land, regner vi med at den har vært forholdsvis liten. Dreneringsområdet til lokaliteten er beskrevet i kap. 4 (se også tab. 4.1). Fjellskråningen nord for Meåstjørna har usammenhengende morenedekke, og over store områder står bart fjell i dagen. Det har trolig vært beskjeden sedimenttilførsel herfra. Lokale koller rundt lokaliteten er fattige på løsmasser, og utvasking og avrenning fra disse kan ikke ha bidratt med store sedimentmengder. Under isavsmeltingsfaser er der vanligvis stor minerogen sedimentasjon, men store mektigheter av slike sedimenter er ikke påvist i Meåstjørna. Sedimentene består hovedsaklig av siltig materiale (jfr. kornfordelingsanalysene: fig. 6.6).

### Lag A.

Laget antas å være avsatt tidlig i Bølling kronosone, muligens noe før. I sonderingsprøvene er det nederst funnet et sediment bestående av gråblå finsilt. Dette er ikke kommet med i kjerneprøven. Årsaken kan være lokale bunnforhold, som sprekker og oppstikkende blokker. Vi kaller det lag A og regner med at det ligger stratigrafisk under lag B (gyttig silt). Silten i lag A kan være avsatt under rolige strømforhold i en bakevje. I det tidsrommet vi beskriver, har ikke Austerlivatnet drenert gjennom Meåstjørna (se kap. 4.2). Som en ser på fig. 4.1, kommer den eneste aktive innløpsbekken fra V. Resultatet er at den østlige delen av bassenget har ligget noe til side for gjennomstrømningsretningen.

Det er ikke gjort pollenanalyse av lag A, men ut fra det sterile utseendet må det representere en tid med minimalt vegetasjonsdekke. Avsetningsmiljøet er ikke bestemt i dette laget. Vi kan ikke utelukke en marin opprinnelse, men ut fra Meåstjørna sin høyde over havet og Anundsen og Fjeldskaar (1983) sine undersøkelser, antar vi at det er lakustrint. Høye Pediastrum-verdier nederst i lag B (pl. 1) kan likevel være en indikasjon på miljøskifte fra marine forhold i lag A (som ikke er representert i pl. 1) til lakustrine i lag B. Som diskutert senere i dette kapittel, kan en isolasjonsfase være preget av høye grønnalgeverdier. Sålenge laget ikke er analysert og bare er påvist i sonderboringer, kan ikke teorien bekreftes.



Lag B.

Laget tilsvarer trolig eldre deler av Bølling kronosone. Lag B har noe grovere materiale enn laget under. Innholdet av organiske sedimenter øker oppover i laget, og det danner i så måte en naturlig overgang til lag C.

Den høye Pediastrum-representasjonen i laget skyldes trolig rikelig tilgang på næringsstoffer. Nedre del av diagrammet (pl. 1) svarer antageligvis til tiden noe etter isavsmeltingen. Jorden i nylig deglasierte områder er lite utvasket og forholdsvis næringsrik, selv i områder uten kalkholdig berggrunn (Iversen 1954:107,108, Berglund 1966 I:90,97). Granitten i Yrkje gir sur reaksjon ved forvitring, men det er pekt på muligheten av kalkholdige morenepartier i Yrkjeområdet (kap. 7.6.1). Vegetasjonsdekket var usammenhengende på denne tiden (kap. 7.6.1) og har ikke hindret tilførsel av minerogent materiale til bassenget. Næringsstoffene har blitt frigjort ved oppløsning av mineralpartikler i leir- og siltfraksjonen.

Lave prosentener av eutrofe diatomeer (fig. 8.8) står i en viss kontrast til ovennevnte tolkning. Det er mulig at andre miljøfaktorer enn trofisk status og pH avgjør diatomeenes utbredelse. Vi peker dessuten på at prosenten av ukjente er så høy som 60-70 % i laget.

Lag C.

Lag C omfatter deler av Bølling og hele Allerød kronosoner. Høyt glødetap markerer øket produksjon av organisk materiale og/eller reduksjon av minerogen sedimentasjon.

På grunn av Yrkjeområdetets sparsomme løsmassedekke må en regne med at tilgangen på næringsstoffer har vært begrenset i tiden etter isavsmeltingen. Pågående utvasking av jordsmonnet har redusert næringstilgangen samtidig som berggrunnen forvitrer sent og gir lite tilskudd. Pediastrum-kurven faller hurtig (pl. 1), og dette skyldes sannsynligvis et gradvis skifte mot oligotrofe forhold i bassenget.

Et markert fall i Pediastrum-kurven finner sted i samme nivå som Empetrum-oppgangen starter (spekter 557.5). Empetrum produserer surt strøfall, og kreklingbestander påskynder utvasking og podsolering av jordsmonnet (Berglund 1966 I:128). Det er derfor grunn til å tro at oligotrofieringen av Meåstjørna ble ytterligere aksellerert etter at Empetrum etablerte seg. I tillegg er vegetasjonsdekket mer sammenhengende i sone M2 (kap. 7.6.2), noe som begrenser tilgangen på minerogent materiale. Berglund (1966 I:97) finner en overgang fra eutrofe til oligotrofe forhold i forbindelse med Empetrum-ekspansjonen i Allerød. Mangerud (1970:128) demonstrerer en tilsvarende utvikling på Blomøy i overgangen Yngre Dryas/Preboreal.

Vannplantefloraen og forekomsten av den indifferente grønnalgen Botryococcus braunii gir ingen entydige informasjoner om næringsforholdene.

Diatomedigrammene (fig. 8.8) viser en økning av eutrofe arter øverst i lag C. Dette harmonerer ikke uten videre med tolkningen av algeforekomstene. Økt vanntemperatur i Allerød kronosone (se fig. 6.6) kan ha medvirket til diatomefordelingen.

Etablering av en tettere vegetasjon sammen med moderat egenproduksjon i bassenget indikerer at det meste av det organiske materialet stammer fra land.

Lag D.

Lag D omfatter store deler av Yngre Dryas kronosone, og har de største vekslinger i sedimentasjonen. Vi har vanskelig for å forklare opptreden av laminering i lag D 1. Brakkvannslaminering synes usannsynlig, da miljøet fremdeles er ferskt; først 10-15 cm lenger oppe endrer miljøforholdene seg.

Grusanrikningen i lag D 2 er ikke representert i noen av sonderingsprøvene. Vi er uvisse på årsaken til at vi fikk grusen med akkurat på borlokaliteten. Det er mulig at en liten lokal utglidning har funnet sted. Etter pollen-diagrammene å dømme (pl. 1 og 3) er sedimentene imidlertid uforstyrret gjennom grushorizonten. Det er påvist at sjøis kan fryse inn stein og grus i strandsonen og siden avsette dette i åpen sjø (Vorren et al. 1983). Vi holder muligheten åpen for at tilsvarende kan forekomme i et basseng med grusige strender, og at denne prosessen har vært virksom i Meåstjørna. Et ankepunkt mot dette er at grusen bare finnes på ett sted, og ikke jevnt fordelt i bassenget.

To tynne horisonter med hhv. brun og gråsvart silt er registrert i sonderingsprøvene. Vi mener å kunne korrelere den brune silten med "olivengrå silt" (5.37-5.33 m) i kjerneprøven. Horisonten kan representere en sone med oppløst plantemateriale, men dette er vanskelig å avgjøre uten nærmere undersøkelser.

Der opptrer ingen gråsvart silthorizont i 110 mm kjernen, men lag D3 (5.33-5.26 m) er mørkt grått av farge (fig. 6.6). Med stort forbehold antyder vi en korrelasjon mellom denne del av kjerneprøven og den gråsvarte silthorizonten i sonderingsprøvene. Den aktuelle sonen i kjerneprøven er mektigere og mer diffus enn silthorizonten. Vi har prøve-

tatt den gråsvarte horisonten i sonderingsprøve 12. Formålet var å undersøke sedimentene med hensyn på vulkansk glass. Hvis sekvensen representerer et askelag, kan det med stor sannsynlighet føres til Sula askelag (Lie & Lømo 1981), nå formelt kalt Vedde Askelag (Mangerud et al. 1984). Ved mikroskopundersøkelsen fant vi glasspartikler, men ikke i så store mengder at vi vil kalle det et distinkt askelag. Det er vanskelig å slutte noe endelig av denne ene prøven, da det ikke foreligger prøver fra nivåene over og under. Imidlertid har Mangerud et al. (1984:98) funnet en klar anrikning av vulkansk glass i kjerneprøve fra 38 m bassenget (Svartatjørna) i Yrkje (Anundsen & Fjeldskaar 1983). Det aktuelle nivået er datert av Anundsen til 10300-10500 år BP. Forutsatt at korrelasjonen mellom kjerneprøven fra Meåstjørna og sonderingsprøve 12 er holdbar, styrker dette antakelsen av et askelag representert ved den gråsvarte silthorisonten. Vedde askelag er datert til  $10600 \pm 60$  år BP (Mangerud et al. 1984). Vår datering T-5139 A ga  $10650 \pm 350$  år BP, og kan støtte antakelsen om Vedde askelag her.

Øverst i lag D opptrer en linse med finsand (lag D4, fig. 6.6). I samme stratigrafiske nivå finner vi lys grå silt i sonderingsprøvene. Vi antar at sanden er avsatt samtidig med de siltige sedimentene, men at lokale strømforhold har forårsaket den ulike sedimentasjonen. Marin innflytelse kan ha vært årsak til tidevannsstrømmer i det lange grunne innløpet til Meåstjørna (fig. 4.12). Glødetapet ligger jevnt på 5-7% gjennom hele lag D, men faller drastisk innen finsandlinsen. Sedimentasjonshastigheten er lav i den aktuelle perioden (kap. 8.5), og forklaringen kan være at organisk materiale er vasket vekk av strømmene i denne fasen.

Algeforkomstene er relativt lave i lag D. I tillegg til lavere næringsstatus i vannet, kan vanntemperaturen spille en rolle. Forholdsvis lave Pediastrum-verdier kan skyldes kaldt vann i Yngre Dryas kronosone. Lave verdier i denne perioden er registrert i flere undersøkelser (Mangerud 1970, Lie & Lømo 1981:pl. 2, Paus 1982 a:58, Larsen et al. 1984:150). Det ser likevel ut til at eutrofiering pga. isolasjon eliminerer de eventuelle ulempene ved kaldt vann. Dette underbygges ved Pediastrum-toppen nederst i lag E i Meåstjørna, og høye Pediastrum-verdier i Saudedalsmyra, Sunnmøre i Yngre Dryas (Lie & Lømo 1981:pl. 1).

Diatomeene (fig. 8.8) viser avtagende tendens for eutrofe arter, samtidig som relativt stor andel av arter med krav til lav pH er registrert i laget. Dette støtter antagelsen om økende oligotrofiering inntil ingresjonen finner sted ved 5.25 m.

Den marine fasen fra 5.25 m til 5.18 m kjennetegnes ved diatome-, alge- og dinoflagellatrepresentasjonen. Dette er nærmere beskrevet i kap. 8.

#### Lag E.

Lag E består av gytje, og det er avsatt etter bassengets isolasjon i slutten av Yngre Dryas. Endringen til lakustrine forhold faller sammen med klimaforbedringen i slutten av kronosonen. Organisk produksjon skyter fart, og resultatene vises ved en markert økning i glødetapskurven.

Oppblomstring av Pediastrum og andre grønnalger er et vanlig trekk i forbindelse med isolasjon av et basseng (Berglund 1966 I:78-79, Lie & Lømo 1981:pl. 1 og 2, Paus 1982 b:205, Thomsen 1982:453, Tjemsland 1983, Kaland 1984,

Krzywinski & Stabell 1984:186). De høye Pediastrumverdiene i Meåstjørna skyldes sporadisk influks av sjøvann etter isolasjonen og utvasking fra de nylig tørrlagte marine sedimentene rundt bassenget. Begge prosessene fører til stor næringstilgang med følgende høy produksjon. Høy produktivitet i eutrof isolasjonsfase er påvist i en rekke bassenger v.hj.a. diatomeer (Stabell 1982:304).

Etter Pediastrum-maksimumet ved isolasjonen faller verdiene raskt for denne slekten. Det er tydelig at en ny oligotrof fase har satt inn. Vegetasjonen er tettere etter klimaforbedringen (kap. 7.6.5), og mindre minerogent materiale tilføres bassenget. Utviklingen mot en oligotrof innsjø er typisk for bassenger med sure bergarter i undergrunnen (Stabell 1982:304, Tjemsland 1983:155, Paus 1982 a:58).

Diatomefordelingen understøtter bassengets oligotrofe utvikling en tid etter den eutrofe fasen ved isolasjonen. Relativt høye frekvenser av arter med affinitet til oligotroft og surt vann er dokumentert (fig. 8.8).

Vannplantefloraen indikerer en suksesjon fra Myriophyllum via Potamogeton til Nymphaea. Samme rekkefølge finnes sonevis inn mot tjernkanten i dagens innsjøer (Rønning 1972:61-63). Suksesjonen kan dermed forbindes med en begynnende gjengroing av bassenget (jfr. Paus 1982 b:196). Et vanlig trekk ved oligotrofe innsjøer er etablering av Isoëtes (brasmegras). Plantene vokser på bassengbunnen og krever klart vann. Isoëtes er ikke dokumentert fra Yrkje, og jeg antar at en eventuell etablering finner sted høyere oppe i lagrekken.

## 6.2 Y 33 TINGHAUGMYRA

### 6.2.1 SONDERINGSPROFILER

Tinghaugmyra er langstrakt og smal. Vi har derfor lagt et sonderingsprofil langs midten av bassenget, samt et tverrprofil (fig. 6.7). Mektigheten av sennglasiale sedimenter er relativt stor, opptil 2.2 m. I 8 av de 21 sonderingene regner vi med å ha representert de eldste avsetningene i bassenget. Bassenget har ujevn bunntopografi. Det ser ut til at de eldste sedimentene har lagt seg i forsenkningene og jevnet ut disse før yngre sedimenter er avsatt (fig. 6.8).

I tillegg til lengde- og tverrprofil (fig. 6.9 og 6.10), har vi sondert deler av bassenget NØ for prøve 13 (fig. 6.7). Prøvene påviste en langsgående fjellrygg noe til siden for midten av bassenget. Bassengpartiet NØ for ryggen har små mektigheter av minerogene sedimenter, og vi regner med at dette bare er en lokal fordypning i Tinghaugmyra. Resultatene av denne sonderingen er presentert i fig. 6.11.

Stratigrafien er i hovedtrekk grå finsilt nederst, fulgt av gytjig silt. Over dette registreres siltig gytje, fulgt av en lang sekvens med gytjig silt. Øverst finnes ren gytje. I prøvene 10, 11, 12, 13, 16 og 17 er det observert en mørkere sone i den øverste gytjige silten. Grusforekomst finnes i samme lag i prøvene A, B, 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 16 og 17. Grusens mektighet og stratigrafiske plassering fremgår av fig. 6.9 og 6.10. I de fleste sonderingsprøvene er der registrert en noe lysere sone øverst i dette laget, umiddelbart før overgangen til gytjen. Sonen er markert med siltsignatur i sonderingsprofilene (fig. 6.9 og 6.10). Tverrprofilet inneholder i store trekk samme stratigrafien som kjerne-

prøven. Lagene er best utviklet i det dypeste partiet i bassenget, og 110 mm kjernen er tatt i punkt B (fig. 6.7).

#### 6.2.2 BESKRIVELSE AV 110 mm KJERNE (fig. 6.12)

Lag A, silt (8.00-7.60 m) Laget består av homogen mørk grønngrå (5GY4/1) finsilt. Det har ingen fremtredende strukturer. Glødetapet er bare 2-3%, og viser at det organiske innholdet er ytterst sparsomt. I overgangen til lag B opptrer tydelig laminering, og laggrensen er delvis maskert av denne. Grensen er forholdsvis skarp.

Lag B, gytjig silt (7.60-7.50 m) Sedimentene har mørk olivengrå farge (5Y3/2), og er litt grovere enn i lag A. I nedre del av laget (7.62-7.58 m) observeres svært tydelig laminering. I resten av laget forekommer mindre tydelige laminae. Glødetapskurven viser en markert topp (9%) i lamineringen, for siden å ligge på ca. 7% gjennom hele øvre del av lag B. Overgangen til lag C er maskert av laminering på samme måte som nevnt over. Den ser derfor skarp ut, men er jevn og gradvis.

Lag C, siltig gytje (7.50-7.30 m) Laget er gitt betegnelsen siltig gytje, selv om sedimentene veksler noe i sammensetning. I nedre del av laget, fra 7.50-7.48 m, eksisterer tydelig laminering. Fra 7.50-7.42 m finnes mørk olivengrå (5Y3/2) siltig gytje med en mørkere (5Y2.5/2) sone øverst (7.44-7.42 m). Over denne følger en linse med grågrønn gytjig silt (5GY5/1) i nivå



7.42-7.40 m, før det igjen forekommer siltig gytje opp til 7.30 m. Vi finner også markerte laminae i nivået 7.41-7.40 m.

Ellers er det ingen fremtredende strukturer i lag C. Glødetapskurven får en liten topp ved den nedre lamineringen, parallellt med forholdene i lag B. Ellers stiger kurven til et maksimum på 16.4% i den nevnte organiske horisonten (7.44-7.42 m). Den grågrønne siltlinsen faller mellom glødetapsprøvene, derfor viser kurven ingen utslag her. Videre oppover i kjernen faller glødetapskurven gradvis, og ut fra den er det vanskelig å sette noen øvre avgrensning av lag C. Ved visuell bedømming har vi satt grensen ved 7.30 m. Overgangen til lag D er svært jevn og gradvis.

Lag D, (7.30-5.85 m) Laget har stor mektighet i kjerneprøven, og vi har delt det inn i 3 underavdelinger. Fargen er olivengrå (5Y3/2) med små nyansevariasjoner i hele lag D.

D 1, gytjig silt: Lag D 1, som strekker seg fra 7.30-6.85 m, er gitt betegnelsen gytjig silt. Glødetapskurven ligger her over 10%. Vi observerer en anrikning av plantemateriale i nivå 6.90 m.

D 2, gytjig silt med grus: Sedimentet kjenne- tegnes ved sitt høye grusinnhold (jfr. kornfordelingsanalyse i nivå 6.70 m). Størst konsentrasjon av grus forekommer mellom 6.70 m og 6.50 m. Glødetapskurven synker gradvis til under 5% ved nedre grense (6.85 m), og holder seg mellom 5% og 7% gjennom resten av laget.

D 3, gytjig silt: Laget omfatter sedimentene fra 6.50-5.85 m. Øverst i laget er sedimentene noe lysere og mer minerogene, uten at dette

gjenspeiles i glødetapskurven. For å fremheve den minerogene sonen, har vi gitt den siltsignatur på fig. 6.12. Overgangen til lag E er skarp.

Lag E, gytje (5.85-5.60 m). Bortsett fra overgangssonen på noen cm nederst i laget, består sedimentene av brunsvart (10 YR 2/1) gytje med tildels grove planterester. Den dramatiske økningen av organisk materiale avspeiles av glødetapskurven, som stiger fra 10% til 35% på bare 5 cm, og videre går over 40%.

### 6.2.3 SEDIMENTASJONSKILDER, BASSENGUTVIKLING OG LATERALE VARIASJONER.

Det er tydelig at sedimentene har størst oppløsning og mest komplett stratigrafi i den østlige halvdel av bassenget. En oppstikkende fjellrygg medfører at mektighetene er mindre i vestenden (fig. 6.8).

Tinghaugmyras skiftende avsetningsmiljø har medført at næringsioner har vært tilstede i vannmassene gjennom store deler av tidsperioden. Næringstilførselen har altså skjedd både som avrenning fra omkringliggende sedimenter og vegetasjon, og som direkte influks av marine vannmasser. Mikrofossilenes opptreden er helt avhengig av avsetningsmiljøet, og resultatene av algeundersøkelsen viser nært samsvar med diatomeanalysen.

Salinitetsendringene er diskutert i kap. 8, og her vil bare bli behandlet faktorer som trofisk status og opprinnelsen til det organiske materialet. Disse faktorene belyses best ved algeforekomstene, men også ved diatomeene. På grunn av bassengets hyppige salinitetsendringer og utpregede marine påvirkning, svekkes imidlertid disse mikrofossilenes potensial som indikatorer

på trofigrad og pH. Grønnalgene dør ut ved saltholdighet større enn 3%. (Tjemsland 1983:171 ff.). Siden marine diatomeer ikke er angitt i litteraturen med noen trofi- og pH-toleranse, inngår de i gruppen ukjente i fig. 8.9. Prosentandelen for ukjente er dermed oppe i nærmere 100 % i flere faser, noe som reduserer diagrammenes verdi.

Som nevnt i kap. 4.3 (jfr. tab. 4.1) mottar Tinghaugmyra dreneringen fra Svartatjørna og Meåstjørna/Løkjen, i tillegg til åsene rundt bassenget. Løsmassedekningen er ytterst sparsom på haugene rundt disse vannene, og vi tror ikke innløpselven har transportert store mengder minerogent materiale. De nevnte vannene har dessuten fungert som sedimentasjonsfeller for dreneringen til Tinghaugmyra. Bassengets sedimenter består hovedsaklig av siltig materiale (jfr. kornfordelingsanalysene: fig. 6.12).

#### Lag A

Laget omfatter trolig tidlig Bølling kronosone. Miljøet i lag A er marint (fig. 6.12) og viser at havet sto over terskelhøyden. De finkornete sedimentene er sannsynligvis glasimarine avsetninger. I isavsmeltingstiden var det trolig stor tilførsel av smeltevann fra breer i området, og vi antar at Skjoldafjorden førte mye slam i vannmassene. Leire og silt i suspensjon har trengt inn i pollen ved dagens Tinghaugmyra. Sedimentasjonshastigheten er ekstrapolert fra laget over (kap. 8.5), og er forholdsvis lav (0.20 mm/år, fig. 8.4). Den har trolig vært høyere lenger ned i den marine fasen, der det kan ha vært brenære forhold. Øverst i lag A skifter avsetningsmiljøet til ferskt, og overgangen er markert ved laminering.

### Lag B

Laget antas å tilsvare deler av Bølling kronosone. Lag B innholder mer organisk materiale enn laget under. Den markante glødetapstoppen omkring 7.60 m må trolig tilskrives organisk materiale i lamineringen. Miljøet endrer seg til marint ved 7.58 m, og lamineringen kan tolkes som brakkvannslaminering. Tilnærmet ferske forhold fremhersker rundt overgangen mellom lag A og B. Produksjonen i bassenget, vist ved Pediastrum, er betydelig, noe som utvilsomt skyldes eutrofiering av bassenget i forbindelse med den ferske/brakke fasen nederst i laget. Sedimentasjonshastigheten er forholdsvis lav (0.20 mm/år, kap. 8.5), noe som medfører at organisk materiale utgjør en relativt større del av sedimentet. Disse faktorene, i tillegg til en generell klimaforbedring, kan forklare økningen i glødetap i lag B som helhet.

### Lag C

Laget omfatter sannsynligvis siste del av Bølling og første del av Allerød kronosoner. Overgangen til lag C kjennetegnes av laminering, selv om grensen befinner seg i en marin fase (fig. 6.12). Glødetapet utgjør opptil 16.4%. Det organiske materialet stammer nok mye fra vegetasjonen omkring. Pediastrum- og Botryococcus-verdier på hhv. 40-50 % og 15 % indikerer at egenproduksjonen i bassenget også er betydelig.

Den grågrønne gytjige siltlinsen (7.42-7.40 m) kan indikere endrede sedimentasjonsforhold i en periode. Den korresponderer med den ferske fasen i laget, og det er mulig at miljøendringen i seg selv er årsak til linsen. En annen mulig forklaring er øket minerogen/minket organisk

sedimentasjon som følge av en klimaendring. Dette er diskutert i forbindelse med tolkning av pollensone M2/T2 (kap. 7.6.2). Nivået samsvarer kronostratigrafisk med Eldre Dryas kronosone (kap.9).

De tre nederste lagene gjenfinnes i relativt få sonderingsprøver, og vi tror årsaken må søkes i bassengets svært ujevne bunnprofil. For de nederste lagene har vi antydning korrelasjoner også mellom sonderingsprøver som ikke ligger like ved siden av hverandre (fig. 6.9).

#### Lag D

Laget tolkes å omfatte store deler av Allerød og hele Yngre Dryas kronosone. Lag D spenner over 1.45 m i kjerneprøven. Sedimentene ser svært ensartet ut, med unntak av plantehorisonten og gruslaget (D 2). Miljøet er brakt D 1, som omfatter Allerød. Grensen mellom lag C og lag D er trukket på grunnlag av visuelle fargeforskjeller. Ut fra glødetapskurven og mikrofossilanalysene er det vanskelig å finne noe skille ved 7.30 m.

Sedimentasjonshastigheten er relativt stor (0.52 mm/år) i lag D 1. I moderne brakkvannspoller er det kjent at produksjonen kan nå høye verdier. Høye algeverdier og forholdsvis høyt glødetap tyder på aktiv produksjon i bassenget, spesielt nederst i laget.

Lag D 2 og D 3 representerer Yngre Dryas, og miljøet er her rent marint. Overgangen fra D 1 til D 2 er imidlertid ikke ledsaget av laminering eller fargeforandring i sedimentene. Den mest iøynefallende sedimenttypen i lag D er grusanrikningen i D 2. Gruslag finnes også i de fleste sonderingsprøvene. Mektighetene varierer litt i de ulike deler av bassenget, men i flere av prøvene er det like

tykt som i kjerneprøven. Grusen ligger i siltig matrix, og dette kan antyde at den er isdroppet. På denne tiden sto havet over terskelhøyden, og det kan tenkes at isfjell har drevet inn i pollen og avsatt grus da de smeltet. Lokal is langs stranden kan ha plukket med seg minerogent materiale og avsatt det på større dyp ute i bassenget (Vorren et al. 1983). Hvis havnivået har steget over 41 m, har det vært gjennomstrømning gjennom passet ved Yrkjeskaret (fig. 4.1, kap. 4.4). Isfjell fra den kalvende Yngre Dryas breen (se kap. 3.1) kan ha drevet gjennom passet og over Tinghaugmyra. På grunn av vanndybden i passet (2-3 m) kan dette imidlertid ikke ha bidratt med store grusmengder. Havet har heller ikke stått i denne høyden i særlig lang tid, ifølge dataene fra Meåstjørna.

I flere av sonderingsprøvene opptrer en mørkere sone innen lag D. Sonen er ikke observert i kjerneprøven. Den faller delvis sammen med grusanrikningen i flere av prøvene. Vi har ingen formening om hva som forårsaker fenomenet, og gjør oppmerksom på at sonen ikke skiller seg markert fra resten av laget.

Øverst i lag D 3 er sedimentene mer minerogene enn i resten av laget. Dette går igjen i kjerneprøven og i samtlige sonderingsprøver. Pollenanalysen (kap. 7, pl. 2 og 4) viser ingen tegn til klimaforverring i denne delen av kjernen, snarere tvert imot. Økningen av minerogent materiale kan skyldes tidevannsstrømmer, på samme måte som i Meåstjørna. Vanndybden blir redusert umiddelbart før isolasjonen, og forholdene ligger til rette for slike strømmer.

Lavt glødetap og svært lav polleninflux (pl. 4) viser at minerogen sedimentasjon dominerte i den marine fasen.

Lag E

Laget omfatter de øverste 25 cm av kjernen, og består av gytjesedimenter. Miljøet er ferskt, og dette, sammen med den generelle klimatiske forbedringen, gjør at organisk produksjon øker sterkt. Glødetapet stiger raskt til over 40%. Det er tydelig at vegetasjonen er sammenhengende, og forekomsten av grove makrorester viser at store deler av det organiske materialet er vasket ut fra land. Overgangen til lag E er ikke kjennetegnet av laminering, slik det ofte er tilfelle ved en isolasjon.

Isolasjonen av bassenget kjennetegnes foruten endring i diatomefloraen ved at *Hystrix* forsvinner og *Pediastrum* øker. Forholdene blir igjen eutrofe i forbindelse med utvasking av hevede marine sedimenter. Men en ser at *Pediastrum*-toppen er mindre markert enn ved isolasjonen i lag A/B. Noe av årsaken kan ligge i etableringen av et sluttet vegetasjonsdekke i overgangen Yngre Dryas/Preboreal. Dette vil hemme utvasking og selv produsere surt strøfall, og innsjøens trofiske status vil dreie raskt mot oligotrof. *Botryococcus braunii* får et maksimum øverst i sone T5 som trolig må forbindes med overgangen til ferskt miljø.

## KAPITTEL 7: POLLENANALYSE

Kapitlet omhandler analyser av følgende mikrofossiler: pollen, sporer, grønnalger og dinoflagellatcyster. Her vil hovedsaklig bli presentert vegetasjonshistorien i Yrkjeområdet. Resultater fra algeanalysen er delvis flettet inn i omtalen av bassengenes utvikling (kap. 6), og som støtte for tolkningen av avsetningsmiljøet (kap. 8). Pollenanalysens potensial som dateringsmetode er diskutert i kap. 9.

Det ytre skallet hos pollen er bygget opp av sporopollenin, et organisk stoff som er ekstremt motstandsdyktig mot nedbrytning. Sporopollenin er et polymer av karotenoider og karotenoidestere (Brooks & Shaw 1968). Under gunstige forhold, dvs. anaerobisk, surt miljø, kan pollenkornene holde seg i mange hundre tusen år. De er mest følsomme overfor oksydasjon, og brytes forholdsvis fort ned i godt luftet torv og alkalisk miljø.

Pollenkorn og sporer spres i slike mengder at de kan brukes statistisk. Takket være lett vekt vil de transporteres over store avstander og sedimenteres på bunnen av innsjøer og marine bassenger.

Pollen og sporer gir informasjon om vegetasjonsutviklingen i området. Innvandringsfaser og suksesjoner kan tolkes ut fra pollendiagrammene. Bassengenes limniske utvikling inntil eventuell gjengroing kan ofte fastslås ved hjelp av alger og dinoflagellatcyster (Tjemsland 1983, Kalad 1984). Den terrestriske vegetasjonen i tillegg til bassengenes egenproduksjon bidrar til sammensetningen av det organiske materialet i sedimentene.



Pollenanalysen kan være med å avsløre eventuell resedimentasjon og/eller brudd i sedimentasjonen (hiatus). Et hiatus vil ofte vil gi seg til kjenne ved usannsynlige sprang i kurvene, mens blandet pollenflora kan indikere resedimentasjon (Fægri & Iversen 1975:169).

I og med at en benytter bestemmelsesnøkler og referansesamlinger som er basert på resente pollen, går en ut fra at det ikke har vært nevneverdig utvikling hva angår størrelse, form og skulptur på pollenkornene de siste 10-20000 år. Det forutsettes også at plantene ikke har utviklet seg uavhengig av pollenet sitt, og for tolkningens vedkommende, at de heller ikke har fått nye økologiske krav.

#### 7.1 LABORATORIETEKNIKK/PREPARERINGSPROSEDYRE.

Pollenets motstandsdyktighet overfor ulike kjemikalier utnyttes i den tildels hardhendte prepareringsprosedyren for å konsentrere pollenet. Gjennom flere trinn fjernes sedimentbestanddeler som humussyrer, cellulose, kalk- og silikatpartikler. Prepareringsprosedyren er i hovedtrekk basert på Fægri & Iversen (1975).

##### 7.1.1 UTTAK AV PRØVEMATERIALE.

Uttak av prøvemateriale har funnet sted på laboratoriet, og det er benyttet modifiserte engangssprøyter ved prosedyren. For å kunne utføre absolutt pollenanalyse (kap. 7.3.2), er volumet av sedimentene bestemt nøyaktig. Sedimentene er fylt oppi gelatinkapsler med volum 0.95 ml og 1.40 ml. Årsaken til at forskjellige volum er benyttet, ligger i tilgjengeligheten av kapselene på det aktuelle

tidspunkt. Sedimentvolumet inngår imidlertid i formelen for pollenkonsentrasjonen (kap. 7.3.2), så forholdet betyr ingenting for sluttresultatet.

Intervallene mellom prøvene varierer noe i forskjellige deler av kjernene. I Meåstjørna er 2.5 cm benyttet i store deler av kjerneprøven. I Tinghaugmyra er 5 cm overveiende brukt, med 10 cm i den øverste marine sekvensen. De analyserte nivåene (spektrene) framgår av pollen-diagrammene (pl. 1-4).

#### 7.1.2 FJERNING AV FRITT KARBONAT.

Problemer med karbonatholdige sedimenter kan oppstå i områder der berggrunnen er rik på kalk, samt i visse marine avsetninger. Mine prøver inneholder ikke karbonat, ifølge "brusetest" med fortynnet saltsyre (HCl). Karbonat kan fjernes effektivt ved å tilsette rikelig av 10% saltsyre (HCl). I forbindelse med absolutt pollenanalyse (kap. 7.3.2), har jeg tilsatt Lycopodium-tabletter (Stockmarr 1971). De er løst i 10% saltsyre (HCl), og dermed er eventuelt karbonat fjernet fra prøvene.

#### 7.1.3 FJERNING AV HUMUSSTOFFER.

Humusstoffene ble løst ved å koke prøven i 10% kalilut (KOH) en kort stund (ca. 30 sek.). Etter sentrifugering ligger pollenet i bunnfallet, mens supernatanten består av humuskolloider som kan kastes.

#### 7.1.4 FJERNING AV CELLULOSE.

Cellulosemateriale fra halvveis nedbrutte planterester som blader, røtter etc., må fjernes hvis preparatet skal bli rent og lett å analysere. Cellulose er et polysakkarid, og brytes ned ved hydrolyse. I dette spesielle tilfellet kalles reaksjonen acetolyse. Jeg dehydrerte prøven med iseddikk ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ) før jeg tilsatte en blanding av 1 del konsentrert svovelsyre ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) og 9 deler eddiksyreanhydrid ( $(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$ ) (såkalt acetolyseblanding). Etter 5-10 min. oppvarming er det meste av cellulosen løst opp, og kan helles ut etter sentrifugering. Eventuelt resterende organisk materiale fjernes ved kalilut(KOH)behandling umiddelbart før sluttskyllingen.

#### 7.1.5 FJERNING AV SILIKATER.

Senglasiale sedimenter inneholder alltid varierende mengder minerogent materiale. Dette må fjernes for å få brukbare preparater. I dag brukes to forskjellige metoder for å ta bort silikater.

##### a) Separering v.hj.a. tunge væsker.

Hovedingrediensen i denne metoden er en tung væske med egenvekt ca. 2.3. (Moore & Webb 1978). Bromoform, sinkklorid m.fl. væsker er i bruk, og de tynnes til ønsket egenvekt. Denne kan variere litt fra laboratorium til laboratorium. Ved laboratoriet på Geologisk Institutt avd.B. har det vært benyttet bromoform + aceton justert til egenvekt 2.25 (Mangerud et al. 1981) og 2.20 (Mangerud 1977). Under sentrifugering i slik væske forblir pollen og andre mikrofossiler i suspensjon, mens minerogene partikler synker til bunns. Erfaringene med denne metoden er delte. Det har vist seg vanskelig å skille helt bra mellom de to fraksjonene. Ofte er det litt minerogent

materiale igjen i prøven, mens forsøk har vist at en mister noe av pollenet (Lie & Lømo 1981). Jeg har derfor ikke benyttet tungvæskeseparering på mine prøver.

#### b) Flussyrebehandling.

Silikater løses av flussyre (HF), mens pollenkorn forblir så godt som upåvirket. Jeg har tilsatt 40% flussyre til prøvene og varmet opp. Analyserørene har stått til avkjøling natten over, og behandlingen har blitt gjentatt der det har vært mye minerogent materiale tilstede. Denne metoden har i de aller fleste tilfellene fjernet silikatene effektivt. Fluorider som dannes under reaksjonen har jeg tatt bort med varm saltsyre (HCl). En bivirkning av flussyrebehandlingen er at størrelsen på pollenkornene kan endre seg (Fægri & Iversen 1975). Dette er av betydning ved f.eks. Betula-analyse, men har lite å si når det gjelder mine analysemetoder.

#### 7.1.6 ULTRALYDBEHANDLING.

På en del av pollenprøvene har jeg benyttet ultralydbehandling. Preparatene var fulle av organisk materiale som lå i klumper og dekket over pollenkornene. Jeg har forsøkt ultralyd med både 96% sprit (C<sub>2</sub>H<sub>5</sub>OH) og destillert vann som medium. Jeg fant ingen merkbar forskjell på behandlingens effektivitet, og brukte derfor fortrinnsvis vann. Det var hovedsaklig marine prøver som var gjenstridige og krevde ultralydbehandling. Prøvene ble merkbart bedre, men en del Pinus-pollen og Lycopodium clavatum/alpinum-sporer virket litt opprevne og flisete i kantene. Det er mulig at behandlingen kan føre til selektiv ødeleggelse av pollenet i spesielle tilfeller. Jeg gikk derfor vekk fra metoden igjen, og eliminerte senere det organiske materialet ved bl.a. dobbel acetolysebehandling.

7.1.7 PREPARERINGSPROSEDYREN.

Jeg vil her summere opp prepareringsprosedyren som har vært benyttet. Prosedyren er brukt ved Botanisk Institutt, Universitetet i Bergen, og jeg har det vesentlige av oppsettet derfra.

- 1) Tilsett 5 Lycopodium-tabletter til den volumbestemte prøven.
- 2) Tilsett 10 % saltsyre (HCl) til tablettene er oppløst. Homogeniser prøven. Hell over i sentrifugerør og sentrifuger. Skyll med dest. vann.
- 3) Kok prøven ca. 30 sek. i kalilut (KOH) i begerglass. Sil og spyl grundig ned i begerglass. Sentrifuger sammen og konsentrer materialet i sentrifugerør.
- 4) Tilsett kons. eddiksyre ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ). Sentrifuger ned.
- 5) Tilsett acetolyseblanding: Først ca. 9 ml eddiksyreanhydrid ( $(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$ ), så 1 ml kons. svovelsyre ( $\text{H}_2\text{SO}_4$ ). Varm opp 10-15 min. Sentrifuger ned.
- 6) Tilsett kons. eddiksyre ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ). Sentrifuger ned.
- 7) Overfør prøven til plastrør. Skyll med dest. vann. Tilsett 40 % flussyre (HF) og varm opp. La

stå natten over i avtrekk. Sentrifuger og skylle med dest. vann. Overfør prøven til glassrør.

- 8) Vask prøven 2-3 ganger med varm saltsyre (HCl). Varm opp hver gang. Vask til supernatanten ikke lenger er grønnfarget. Vask deretter med dest. vann og sentrifuger ned.
- 9) Tilsett kalilut (KOH) og varm opp. Skylle 2 ganger med vann.
- 10) Eventuell ultralydbehandling.
- 11) Tilsett fuchsinfargestoff i siste skyllevann. Sentrifuger ned.
- 12) Overfør prøven til analysebeger. Tilsett glycerol og fenol. La prøven fordampe natten over.

## 7.2 IDENTIFIKASJON AV POLLEN, SPORER OG ANDRE MIKROFOSSILER.

Korrekt identifikasjon er en viktig side av pollenanalysen. Faktorer som pollenets oppbevaring, om pollenkornet er lett kjennelig pga. karakteristisk utseende, kvaliteten på analyseutstyr, bestemmelsesnøkler og referansesamling spiller inn i denne forbindelse.

Pollensummen er av betydning for diagrammets mulighet for å vise vegetasjonsendringer. Minimumsverdiene for pollensummen kan variere etter hvilke mål undersøkelsen har. Pollensummen i denne oppgaven omfatter pollen fra både trær/busker og urter (jfr. kap. 7.3.1). Jeg har forsøkt å telle minst 400 pollenkorn pr. spekter. I enkelte spektra

er det talt flere korn, mens summen i de mest pollentomme spektra er nede i under 200. Pollensummen er angitt i diagrammene (pl. 1 og 2).

#### 7.2.1 BESTEMMELSES LITTERATUR.

Bestemmelsesnøkkelen i Fægri & Iversen (1975): Textbook of pollen analysis, er for det meste brukt til identifiseringen. I tillegg har referansesamlingen ved Botanisk Institutt vært til uvurderlig hjelp under arbeidet. Andre bestemmelsesnøkler er benyttet innen spesielle familier (kap. 7.2.3).

#### 7.2.2 ANALYSEUTSTYR:

Analysearbeidet har foregått med Zeiss forskningsmikroskop med 8x okularer. Rutineanalysene er utført med Zeiss Planapo 63x/1.4 og 40x/1.0 objektiver. Ekstra vanskelige korn er identifiserte med Zeiss Neofluar 100x/1.0 objektiv. Alle de nevnte objektivene har fasekontrast. Til den mekaniske tellingen er benyttet et 24 kanalers telleapparat.

#### 7.2.3 SPESIELLE PROBLEMER.

Det har vært enkelte problemer underveis i analysearbeidet. Jeg vil gå nøyere inn på bestemmelsen innen spesielle familier, og ellers der det trengs ekstra forklaring.

Betulaceae.

I visse tilfeller er det av viktighet å skille ut de enkelte Betula-artene: B. nana (dvergbjørk), B. pubescens (vanlig bjørk) og B. verrucosa (hengebjørk). Dette kan gjøres ved Betula-analyse, som bygger på kornstørrelsen (Eneroth 1951) og forholdet mellom korndiameter og pore-dybde hos Betula-pollen (Birks 1968). Metoden er særdeles tidkrevende. De aktuelle størrelsene er ofte vanskelige å måle eksakt, og naturlige variasjoner kan vanskeliggjøre analysen. Jeg har ikke funnet det formålstjenlig å benytte metoden, både av tidsårsaker, og det faktum at Betula i mine diagrammer har markerte kurveforløp.

Salicaceae.

Ifølge Fægri og Iversen (1975) sin bestemmelsesnøkkel kan det skilles mellom Salix herbacea-, Salix polaris-, Salix pentandra- og Salix glauca type. Jeg har ikke vært i stand til å se markerte forskjeller på Salix-pollenet, delvis pga. at mange korn er så krøllet og deformert at detaljstudier er umulig. Salix-kurven kan altså representere både dvergbuskene S. herbacea og S. polaris og treformet vier som S. glauca og S. pentandra.

Polygonaceae.

Grunnet usikkerhet når det gjelder å skille mellom Rumex og Oxyria type, har jeg valgt å slå disse sammen i diagrammet. De blir presentert som Rumex/Oxyria. I tillegg er Polygonum bistorta type, P. aviculare type og P. convolvulus type representert i diagrammene.



Rosaceae.

Til hjelp ved identifikasjonen er brukt en bestemmelsesnøkkel for Rosaceae-familien av Eide (1980). Forutsatt godt oppbevarte pollenkorner, tillater denne svært detaljerte bestemmelser. Av de relativt få Rosaceae som er funnet, har jeg skilt ut følgende taxa: Filipendula, Sorbus, Potentilla type (omfatter slektene Potentilla og Comarum), Dryas octopetala og Rubus chamaemorus. Andre taxa i familien er samlet i gruppen Rosaceae.

Ranunculaceae.

Thalictrum er identifisert til slekt. Jeg har kommet over meget få pollen av Ranunculus-slekten. De fleste som er funnet, er bestemt til Ranunculus acris type. Denne omfatter R. repens, R. reptans, R. bulbosus og R. acris. Anemone type omfatter Ranunculus glacialis og R. nivalis.

Lycopodiaceae.

Under identifikasjonen er det benyttet en bestemmelsesnøkkel for trilete sporer av Moe (1974). Lycopodium selago og L. annotinum er identifisert til art. Sporer av Lycopodium clavatum er tilsatt prøvene for absolutt pollentelling (kap. 7.3.2). Disse kan ikke skilles fra eventuelle naturlig forekommende sporer av samme art (Stockmarr 1971:616). Stockmarr (op.cit.:621 (postscript)) hevder at nyere Lycopodium-tabletter er behandlet slik at de fremtrer mørkere enn naturlige Lycopodium-sporer. Jeg har likevel ikke funnet grunnlag for å skille mellom typene. Jeg har imidlertid talt et ekstra preparat av spekter 555 fra Y 42, Meåstjørna. Dette preparatet var

ikke tilsatt sporer, og den observerte frekvensen av naturlig forekommende Lycopodium clavatum/alpinum sporer var 4.5 %. Dette kan naturligvis ikke settes som en standardverdi gjennom hele den aktuelle tidsperioden. Det indikerer likevel at feilen ikke blir stor ved å regne de naturlig forekommende sporene inn i verdiene for tilsatte sporer.

Lycopodium produserer enormt med sporer, men pga. dens lite effektive sporespredning regner Fægri & Iversen (1975) slekten til gruppe C-produsenter: arter som gjør seg lite gjeldende pollenanalytisk (op.cit.:156). Lycopodium kan ofte være lokalt representert med høye verdier, men dette er trolig ikke tilfelle ved deponisjon i bassenger, som Meåstjørna og Tinghaugmyra. Frekvensen av tilsatte + naturlig forekommende L. clavatum/alpinum-sporer ligger mellom 20% og 98 % i begge diagrammene. I diagramdelen som omfatter Weichsel, ligger frekvensen mellom 40% og 98%.

#### Polypodiaceae.

I denne familien er slekten Pteridium og arten Polypodium vulgare skilt ut. Resten er samlet i gruppen Polypodiaceae.

#### Pediastrum.

Jeg har ikke gått til det skritt å dele opp Pediastrum-slekten. Samtlige Pediastrum-individer er samlet under slektsbetegnelsen.

### Hystrix.

Jeg har ikke identifisert dinoflagellatcystene til art under tellingen. Senere har jeg blitt oppmerksom på artsinndelingen. Alle cystene er samlet under Hystrix, men de aller fleste individene er av arten Operculodinium centrocarpa. I de mest klare marine sekvensene (under 7.62 m og mellom 6,70 og 6.30 m i Tinghaugmyra) opptrer slekten Spiniferites. I tillegg er sporadisk opptreden av Lingulodinium machaerophorum type 2 registrert. Alle er indikatorer på brakt og marint miljø. Spiniferites er den mest marine slekten av de ovennevnte, så følger i rekkefølge Operculodinium centrocarpa og Lingulodinium machaerophorum type 2.

### 7.3 POLLENDIAGRAMMET.

Det er konstruert to typer pollendiagram fra hver av lokalitetene. Et relativt prosentdiagram er valgt som hoveddiagram ved beskrivelsen. I tillegg presenteres et absolutt diagram til hjelp for tolkningen. Det er valgt en oppløst diagramtype der spektrene er forbundet med linjer. Dette gir den beste oversikt, selv om framstillingen er plasskrevende.

#### 7.3.1 RELATIVE POLLENDIAGRAMMER.

Relative pollendiagrammer angir mengden av hvert taxa i prosent av total pollensum. Denne metoden har visse ulemper. En vil ikke kunne registrere en økning i pollen-deposisjon generelt, hvis pollenprodusentenes innbyrdes produksjonsforhold forblir uendret. Dersom økningen skyldes klimaforbedring, er det likevel sannsynlig at det blir en forandring i sammensetningen av taxa.

Et relativt pollendiagram vil gi uriktige opplysninger hvis en pollenkilde får unormalt høye verdier. Dennes store andel av pollensummen vil presse alle de andre konstituentenes andeler nedover. Eksempel er høye verdier av Pinus som følge av marin overrepresentasjon. Tilsynelatende vil alle andre taxa få en liten nedgang, som ikke er reell.

Prosentverdiene er beregnet på grunnlag av total pollensum ( $\Sigma AP + \Sigma NAP$ ). AP (Arboreal Pollen) = pollen fra trær og busker. NAP (Non-Arboreal Pollen) = pollen fra lyng og urter. Vannplantepollen og sporer inngår ikke i summen. Et slikt totaldiagram gir det beste bilde av vegetasjonen i trefattige landskap som Vest-Norge i Sen-Weichsel (Fægri & Iversen 1975:135).

### 7.3.2 ABSOLUTE POLLENDIAGRAMMER.

I absolutte pollendiagrammer framstilles pollen-deposisjonen som antall pollen pr. flateenhet pr. år. Dette kalles polleninfluks, og er definert som pollen/cm<sup>2</sup>\*år. Med denne metoden behandles hver pollenkilde for seg, uavhengig av de andre. Store utslag i verdiene for ett taxa vil ikke virke inn på resten av materialet. Absolutte pollendiagrammer gir følgelig et riktigere bilde av vegetasjonen. Det finnes flere metoder for å komme fram til polleninfluks (Fægri & Iversen 1975), og den mest brukte er tilsetning av indikatorer. Jeg har tilsatt et kjent antall Lycopodium-sporer til pollenprøven før preparering (Stockmarr 1971). Etter å ha talt antall pollen og Lycopodium-sporer i preparatet, finner jeg antall pollen i 1 cm<sup>3</sup> av prøven v.h.j.a. følgende enkle formel:

Antall pollen pr.  $\text{cm}^3$  sediment:  $\frac{\text{talt pollen} \cdot \text{tilsatt Lyc.}}{\text{talt Lyc.} \cdot \text{cm}^3 \text{ sediment}}$

Antall pollen/ $\text{cm}^3$  kalles pollenkonsentrasjonen, og for å finne polleninfluks multipliseres denne med sedimentasjonshastigheten i den aktuelle perioden. Her ligger den største ulempen med metoden. Sedimentasjonshastighetene må fastsettes relativt nøye. I forbindelse med havnivå- og klimaendringer i Sen-Weichsel varierer verdiene sterkt, og det blir nødvendig med mange  $^{14}\text{C}$  dateringer. Dateringene blir en begrensende faktor, grunnet arbeidspress ved det radiologiske laboratoriet og systemet med tildeling av dateringer.

Jeg har tilsatt 5 Lycopodium-tabletter til hver av mine prøver. Hver tablett inneholder  $11300 \pm 400$  sporer, til hver prøve er altså tilsatt  $56500 \pm 400$  sporer.

### 7.3.3 INNDELING AV DIAGRAMMET.

Pollendiagrammet er delt opp i seksjoner for krono-, lito- og biostratigrafi (Mangerud et al. 1974). Biostratigrafien er delt opp i følgende grupper:

Totaldiagram                      Angir forholdet mellom trær, busker, urter og lyng. Dette gir et grovt bilde av vegetasjonen.

Trær                                      Betula, Pinus, Corylus, Quercus,

- Ulmus, Sorbus og Populus inngår i denne gruppen.
- Busker Omfatter Salix, Juniperus, Hippophae og Viburnum.
- Lyng (dvergbusker) Empetrum, Calluna og Ericales presenteres i gruppen.
- Urter Pollentyper av Poaceae, Cyperaceae og andre urter er representert her.
- Vannplanter Gruppen omfatter Nymphaea, Sparganium, Myriophyllum alterniflorum, M. spicatum, Potamogeton eupotamogeton og Menyanthes.
- Karsporeplanter Her inngår sporer fra familiene Polypodiaceae og Lycopodiaceae (-sporer av Lycopodium alpinum/clavatum, jfr. kap. 7.2.3 og 7.3.2).
- Grønnalger Grønnalger av slekten Pediastrum presenteres sammen med grønnalgen Botryococcus braunii.
- Dinoflagellater Cyster av følgende 3 arter dinoflagellater samles under betegnelsen Hystrix: Operculodinium centrocarpa, Spiniferites og Lingulodinium machaerophorum type 2. Se omtale av artene over (kap. 7.2.3).
- Diatomeer Diatomeene er gruppert etter

Hustedt's halobiesystem (1957), og viser miljøendringene i store trekk. Se kap. 8 for nærmere beskrivelser.

#### 7.3.4 SONERING AV DIAGRAMMET.

For å lette beskrivelsen og tolkningen er det vanlig å dele diagrammene inn i soner. Sonene kan være av intervalltypen, "peak"-typen, "assemblage"-typen mm. (Hedberg 1976, Mangerud et al. 1974). Et tjenlig sonesystem som sier noe om plantesamfunnene, er "pollen assemblage" soner, introdusert av Cushing (1967). Dette er lokale soner som gjelder kun det aktuelle pollen-diagrammet. Sonegrensene trekkes mekanisk etter kurvenes forløp, og skal ikke baseres på korrelasjoner til andre diagrammer eller til litostratigrafi (Fægri & Iversen 1975:201). Grensene trekkes mellom to spektra, og sonen navngis etter framtrædende pollentyper i det aktuelle intervallet. Jeg har delt diagrammene inn i pollen assemblage soner etter denne modellen.

Mange tidligere pollendiagrammer er delt inn etter "etablerte" pollensoner. Eksempel på slike er Jessen (1935) sin sonering fra Danmark, og Godwin (1940) sine soner fra England. Sonenes regionale gyldighet var ikke tiltenkt fra begynnelsen, men etterhvert ble det en oppgave for pollenanalytikere å gjenkjenne disse sonene i sine egne diagrammer, selv om en var langt utenfor typeområdet. Jessen sin sone IX, bøkesone (Fagus), er f.eks. hyppig brukt i Norge, til tross for at bøk kun har vokst enkelte steder i Sørøst-Norge (Mangerud 1973, Mangerud et al. 1974, Fægri & Iversen 1975).

#### 7.4 BESKRIVELSE AV POLLENDIAGRAMMENE.

Jeg har valgt å beskrive og tolke diagrammene i hver sine delkapitler. Her vil jeg gjennomgå diagrammene systematisk og beskrive pollenkurvenes variasjoner. Beskrivelsen vil i hovedsak baseres på prosentdiagrammene (pl. 1 og 2), fordi disse er mest utførlige, og vekslinger i vegetasjonen kommer klarest til uttrykk. Reelle variasjoner i polleninfluxen vises i de absolutte diagrammene (pl. 3 og 4), og vil bli omtalt i sammenheng med prosentdiagrammene.

##### 7.4.1 MEÅSTJØRNA 41.7 m o.h.

###### M 1 *Salix, Rumex/Oxyria* assemblage sone. (570-559 cm)

Nedre del av diagrammet karakteriseres av høye prosentverdier av *Salix*, *Rumex/Oxyria* og Poaceae. Utslagene er størst nederst i sonen, og verdiene faller gradvis mot overgangen til sone M 2. Jeg registrerer relativt høye verdier av Rubiaceae, *Thalictrum* og *Artemisia* i nedre del av M 1. Kurvene for disse faller også når en beveger seg oppover i sonen. *Betula* har forholdsvis lav verdi nederst (19%), og stiger jevnt oppover mot neste sone.

Av karsporeplantene dominerer *Lycopodium selago*. *Pediastrum* finnes i store mengder (64%) i bunnen av sonen, mens *Botryococcus* nesten ikke er representert. Vannplanter opptreer med verdier på ca. 1 % gjennom hele sonen.



Sedimentasjonshastigheten i sonen er ikke beregnet, men ekstrapolert fra sonen over (M2). Polleninfluksdiagrammet viser at den årlige pollendeponisjonen er svært lav (polleninfluks < 700 pollen/cm år). Det er likevel en økende tendens, og de fleste konstituentene har en reell oppgang gjennom sonen.

M 2 Betula, Empetrum assemblage sone. (559-545 cm)

Sonen kjennetegnes først og fremst ved høye Betula- og Empetrum-frekvenser. Betula stiger jevnt og når et maksimum på 34% i spekter 552.5. Kurven faller brått ved overgangen til sone M 3. Empetrum stiger sterkt fra ca. 1% i underkant av sonen (spekter 560) til 19% i nedre halvdel. Verdien faller til under 10% gjennom øvre halvpart.

Salix, Rumex/Oxyria og Artemisia har forholdsvis lave frekvenser i denne delen av diagrammet. Poaceae markerer seg med verdier på rundt 10%, men får en liten økning øverst i M 2. Cyperaceae holder seg også stabilt på noe under 10%. Pinus stiger jevnt gjennom nedre del av sonen, når et maksimum på 17% i spekter 550, og faller så noe i verdi ved den øvre sonegrensen. Av urtene kan nevnes Filipendula, Apiaceae, Rubiaceae og Asteraceae sect. cichorioidae, som alle har små oppsving i sone M 2.

Blant karsporeplantene noterer jeg at Polypodiaceae øker sprangvis oppover i sonen, mens Lycopodium selago får en liten nedgang i forhold til sonen under.

Pediastrum har et ujevnt forløp, men verdiene avtar klart gjennom sonen. Gjennomsnittsverdien ligger på ca. 20%. Botryococcus stiger fra mindre enn 1% i underkant av sone M 2 til 16% i øvre del.

Vannplantene er representert i sonen: Myriophyllum alterniflorum, M. spicatum og Potamogeton eupotamogeton opptreer i små kvanta. M. spicatum når en verdi på ca. 2% i spekter 552.5.

Av absoluttdiagrammet går det fram at polleninfluxen veksler, men alt i alt har det skjedd en merkbar økning fra sonen under.

M 3      Artemisia, Rumex/Oxyria, Lycopodium selago  
assemblage sone.      (545-524 cm)

Artemisia og Lycopodium selago opptreer med høye verdier i sonen. Artemisia øker raskt til nesten 20% og holder seg på dette nivå gjennom store deler av sone M 3. Kurven for Rumex/Oxyria er ujevn, men et markert oppsving registreres i forhold til sonene over og under.

Pinus, Poaceae, Cyperaceae og Salix viser ingen store utslag i denne delen av diagrammet. Kurven for Empetrum ligger lavt i hele sone M 3, og når en bunn på 2.6% i spekter 537. Betula-kurven faller brått ved overgangen fra sone M 2, og stabiliserer seg på ca. 20% oppover i sonen.

I tillegg til hovedkonstituentene opptreer en rekke urter med små maksima: Chenopodiaceae, Caryophyllaceae (Cerastium-, Lychnis- og Dianthus type), Thalictrum, Rosaceae, Apiaceae og Onagraceae. I spekter 528 er et korn av Helianthemum funnet.

Lycopodium selago har verdier på opptil 18% i sone M 3, og dette er betydelig mer enn i nabosonene. Også Polypodiaceae-prosentsen ligger høyt (20%). Pteridium-verdier på 2-3% er påvist i øverste partiet av

sonen.

Pediastrum har relativt lave verdier (under 20%), mens Botryococcus når over 30% i spekter 537.

I øvre del av sonen er det funnet noen cyster av marine dinoflagellater (Hystrix).

Bortsett fra sporadisk opptreden i bunnen av sonen, har jeg ikke dokumentert funn av vannplantepollen i M 3.

Prosentdiagrammets kurveforløp bekreftes i stor grad av polleninfluksdataene. Imidlertid holder absoluttverdiene for Betula, Poaceae og Salix seg høye fra M2 og opp i nedre del av M3. Sonen er kjennetegnet av en betydelig høyere sedimentasjonshastighet enn M1 og M2.

M 4      Empetrum, Cyperaceae, Poaceae assemblage sone.  
(524-556 cm)

Poaceae og Cyperaceae er sterkt representert, og har maksima på henholdsvis 18% i spekter 517.5 og 20% i spekter 522.5. Empetrum stiger midtveis i sonen til 20% (spekter 517.5). I øvre del av sonen registrerer jeg økning i frekvensen av Betula, Juniperus og Filipendula. Samtidig går verdiene mot null for Rumex/Oxyria, Artemisia, Asteraceae sect. cichorioidae, Chenopodiaceae, Thalictrum, Cerastium- og Lychnis type, Onagraceae og Sedum.

Lycopodium selago faller jevnt i verdi gjennom hele sonen, og finnes kun i 1-2% ved overgangen til M 5. Polypodiaceae får en nedgang midt i sonen, men stiger til over 25% øverst.

Pediastrum får en kraftig økning i sone M 4;

maksimumsverdien er ca. 50% i spektrene 517.5 og 520.

Hystrix har et maksimum på 6% i nedre del av pollen-sonen. Vannplantene viser en gradvis økning fra samme nivå.

Av absoluttdiagrammet ser en at polleninfluksen er lav i størstedelen av sonen, med det resultat at det ikke er noen reelle maksima for Cyperaceae, Poaceae og Empetrum. Det innbyrdes tidsforholdet mellom de tre taxa beholdes, og influksen øker jevnt mot grensen til sone M5. Betula og Pinus har en reell nedgang i influks sammenlignet med sonen under. Sone M4 har relativt lav sedimentsjonshastighet.

M 5 Betula, Juniperus assemblage sone. (516-497.5 cm)

Betula øker markert i underkant av sonen og når 60% i spekter 502.5. Juniperus oppnår verdier på 16% allerede ved spektrum 512.5, og synker så noe gjennom resten av sonen. Empetrum, Poaceae og Cyperaceae har fallende verdier oppover i sonen, mens en økning finner sted for Filipendula i spektrene 507.5 og 505. I øverste del av M 5 er det registrert korn av Quercus, Ulmus, Populus og Corylus.

Polypodiaceae opptrer i relativt høye verdier nederst i sonen, maksimum nås på 34% i spekter 512.5. Kurven faller så noe mot grensen til sone M 6.

Pediastrum-kurven faller brått til nesten null i underkant av sonen, og verdiene er lave gjennom hele perioden. Vannplantene øker jevnt gjennom M 5.

Sonen karakteriseres av høy polleninfluks, og absoluttdiagrammene bekrefter i store trekk kurveforløpet slik det kommer til uttrykk i prosentdiagrammet.

M 6 Betula, Corylus assemblage sone. (497.5-480 cm)

Sonen domineres av Betula, som har verdier på opptil 50%. Betula-frekvensen synker gradvis i øvre del av sonen. Corylus-kurven stiger brått i bunnen av sonen, og prosentverdien når opp til 23.2% (spektrum 480). Som en ser, er nedgangen for Betula et "speilbilde" av Corylus-oppgangen. Ulmus, Quercus, Sorbus og Populus øker i øvre del av M 6. Juniperus har en liten oppgang midt i sonen, og faller så mot 1% øverst. Filipendula og Cyperaceae finnes kun i få prosent, mens Poaceae ligger jevnt på 6%.

Vannplantefrekvensen når en topp på 3% nederst, for så å avta gradvis til noe over 1% i øvre del av sonen.

Ekstremt høy polleninfluks setter sitt preg på absoluttdiagrammets øvre del. Forholdet skyldes høy pollenkonsentrasjon i spekter 490. Ellers ligger verdiene jevnt på ca. 100000 pollen/cm<sup>2</sup>\*år, med noe høyere verdier øverst. Corylus er ikke presentert i influksdiagrammet, men det påpekes at Betula ikke har noen reell nedgang etter Corylus-oppgangen, når en ser bort fra spekter 490.

7.4.2 TINGHAUGMYRAT 1 Salix, Rumex/Oxyria assemblage sone. (770-749 cm)

Sonen preges av høye Salix-verdier, samt høye procenter av Juniperus og Poaceae i de nederste spektrene. En markert oppgang for Rumex/Oxyria finner sted i øvre del av sonen, med et maksimum på 25% i spekter 755. Jeg finner relativt høye frekvenser av urtene Asteraceae sect. asteroidae, Thalictrum og Rubiaceae. Ranunculus acris type er representert i øvre del av sonen.

Blant karsporeplantene dominerer Lycopodium selago: verdien når imidlertid ikke opp i mer enn 20% i denne sonen.

Pediastrum-verdiene er sterkt vekslende: i nedre del av sonen er det kun ubetydelige mengder, mens kurven stiger bratt til hele 88% i spektrum 755. I øvre deler registreres igjen en tilbakegang til 41% (spekter 750).

Nærmest motsatte svingninger observeres når det gjelder kurven for marine dinoflagellatcyster (Hystrix). Den ligger høyt (70%) i bunnen av sonen, faller kraftig i midtre del, og stiger til 61% i spekter 750.

Sedimentasjonshastigheten i nedre del av sone T1 er ikke kjent, og verdien er ekstrapolert fra øvre del. Polleninfluksen er spesielt lav i de to nederste spektrene, mens de fleste taxa får en økning mot sonens øvre del.

T 2 Betula, Empetrum assemblage sone. (749-687 cm)

Betula har vekslende, men høye verdier gjennom hele sonen (ca. 25-30% i gjennomsnitt). Empetrum dukker opp i bunnen av sonen og øker jevt til et maksimum på 34% ved overgangen til neste sone. Salix, Cyperaceae og Rumex/Oxyria avtar noe gjennom sonen, og verdiene er jevnt over lave. Juniperus og Filipendula har små oppsving i T 2, verdien når for Juniperus sitt vedkommende opp i 3.5% i spekter 710. Av andre urter som er representert i sonen nevner jeg Asteraceae sect. cichorioidae, Apiaceae, Thalictrum, Onagraceae og Plantago maritima. To funn av Helianthemum er registrert.

Lycopodium selago og Polypodiaceae stiger mer eller mindre parallellt, og når verdier på hhv. 46% og 57% ved overgangen til sone T 3.

Pediastrum har sterkt vekslende verdier, men i det hele en fallende tendens oppover i sonen. Hystrix ligger forholdsvis stabilt på 3-5% gjennom hele avsnittet.

Polleninfluksen stiger drastisk i nedre del av sonen og ligger høyt gjennom hele T2. I motsetning til prosentdiagrammet viser absoluttdiagrammet at Salix, Rumex/Oxyria og Artemisia får en reell oppgang i nedre del av sonen. Det gjelder i enda større grad Poaceae, Cyperaceae og Lycopodium selago. Forholdet mellom de ulike taxa innen sonen blir likevel ikke særlig endret.

T 3 Artemisia, Rumex/Oxyria, Lycopodium selagoassemblage sone.

(687-635 cm)

Sonen karakteriseres ved topper i kurvene for Salix, Poaceae, Artemisia og Rumex/Oxyria. Empetrum har temmelig høy representasjon i nedre del (33% i spekter 680), men får en markert tilbakegang midt i sonen. Betula-kurven ligger forholdsvis lavt (stort sett under 20%), men stiger noe mot overgangen til sone T 4.

En rekke urter har små maksima i sonen: Asteraceae sect. cichorioidae, Chenopodiaceae, Thalictrum, Apiaceae, Caryophyllaceae, Onagraceae, Campanula og Sedum.

Lycopodium selago opptrer med 55% i nedre del (spekter 680). Andelen synker jevnt mot grensen til neste sone. Polypodiaceae-kurven har omtrent samme forløp.

Pediastrum ligger nær null i verdi, mens Hystrix markerer seg med en distinkt topp på 62% i spekter 650.

Sonen er preget av lav og stadig avtagende pollen-influks. Som en følge av dette registreres ikke reelle topper for Artemisia, Rumex/Oxyria, Salix og Poaceae i samme grad som i prosentdiagrammet. De nevnte taxa viser en utholdenhet fra sonen under i nedre del av T3, og avtar så mot øvre sonegrense. Absoluttdiagrammet bekrefter forøvrig forløpet av Betula- og Empetrum-kurvene.



T 4 Empetrum assemblage sone. (635-592 cm)

Empetrum har her et ujevnt forløp, men når likevel en tydelig topp på 58% i spekter 600. Cyperaceae og Poaceae fluktuerer i utakt med Empetrum, men viser i hovedtrekk en synkende tendens. Artemisia har jevnt fallende verdier gjennom hele sonen. Betula har noe høyere prosentverdier enn i sonen under: gjennomsnittet ligger på ca. 25%. Urter som Asteraceae sect. cichorioidae, Apiaceae og Sedum er fremdeles med i bildet, og Filipendula-kurven har et jevnt stigende forløp.

Av karsporeplantene viser Lycopodium selago en synkende tendens, mens Polypodiaceae øker til 30% i spekter 590.

Pediastrum er knapt registrert i sone T 4, og Hystrixprosenten faller fra 26% i undre del, til 3% i spekter 595.

Nedre del av sonen karakteriseres av jevnt økende polleninfluks. I øvre del varierer influksen sterkt. Dette skyldes endringer i pollenkonsentrasjonen. De fleste konstituentene bærer preg av variasjonene, og deres reelle verdier stiger og synker i takt med pollenkonsentrasjonen. Forholdet har imidlertid en utjevne effekt på Empetrum-kurven. Absoluttdiagrammet viser at Pinus, Betula, Poaceae og Cyperaceae gjennomsnittlig har en oppgang i øvre del av T4.

T 5 Betula, Juniperus, Filipendula assemblage sone.

(592-560 cm)

Betula-kurven stiger markert i nedre del av sonen, og når tidlig verdier mellom 50 og 60%. Juniperus får en tydelig oppsving til 11% i spekter 580. Prosentverdien for Empetrum synker drastisk i underkant av T 5. Corvulus stiger til 6% i øvre del av sonen, der også enkeltkorn av Quercus og Ulmus er registrert.

Et iøynefallende trekk er Filipendula sitt markerte utslag, med maksimumsverdi på 18% i spekter 580. Ellers merker jeg meg at alle urtene som var representert i sonene under, forsvinner i denne delen av diagrammet.

Lycopodium selago er tilstede i ubetydelige mengder, mens Polypodiaceae holder seg stabilt på noe under 20%.

Pediastrum dukker opp igjen og oppnår verdier på 13% i spekter 580, før den faller mot 3-4% øverst i sonen. Hystrix forsvinner tidlig i perioden. Botryococcus får et oppsving til over 20% i øvre del av pollensone T 5.

Høye, men varierende, influksverdier preger sonen. Hovedtrekkene fra prosentdiagrammet bekreftes av polleninfluksdataene. T5 har lavere sedimentasjons-hastighet enn sonene under (T3 og T4).

### 7.5 FORSØK PÅ KORRELASJON AV LOKALE POLLENSONER.

På grunn av likt kurveforløp for de enkelte arter og samme kriterier for sonegrenser, har jeg valgt å korrelere diagrammene med hverandre (fig. 7.1) og tolke dem under ett. Forøvrig kunne en vente lik vegetasjonsutvikling, da lokalitetene ligger nær hverandre. Jeg vil her kort komme inn på grunnlaget for korrelasjonen av de lokale pollensoneene.

Grensen M1/M2 og T1/T2 er kjennetegnet av nedgang for Salix og Rumex/Oxyria sammen med en brå Empetrum-oppgang. Spesielt Empetrum-oppgangen er tydelig i begge diagrammene. Det kan synes som om de nederste spektrene i Tinghaugmyra ligger noe under bunnspekteret i Meåstjørna.

Grensen M2/M3 og T2/T3 er i første rekke trukket på grunnlag av kurvene for Betula, Artemisia og Rumex/Oxyria. Bortsett fra høye Empetrum-verdier nederst i sone T3, er vegetasjonsskiftet likt i begge diagrammene.

Korrelasjonen av sone-grensen M3/M4 og T3/T4 er ikke helt sikker, og forbindelsen er stiplet i fig. 7.1. På grunnlag av bl.a. kurvene for Empetrum, Artemisia og Filipendula antyder jeg en samhörighet mellom sone M4 og T4.

Grensen M4/M5 og T4/T5 er meget markert, og Betula-oppgangen er tydelig i begge diagrammene.

I pollendiagrammet fra Meåstjørna (pl. 1) er grensen M5/M6 trukket i nivå 497.5 cm, der Corylus sin rasjonelle oppgang finner sted. Tilsvarende sonegrense er ikke markert i diagrammet fra Tinghaugmyra (pl. 2). Imidlertid stiger Corylus til 6% i spekter 560. Så lenge ingen spektrere er analysert over dette nivået, finner jeg ikke å kunne skille ut en egen sone T6. Som vist på fig. 7.1,

korrelerer jeg likevel grensen M5/M6 til nivå 565 cm i Tinghaugmyra, med det forbehold at det virkelig er Corvylus sin rasjonelle oppgang som er observert i spekter 560.

#### 7.6 TOLKNING AV POLLENDIAGRAMMENE.

Målet for tolkningen i dette kapittelet er etableringen av en vegetasjonshistorie for området. Tolkningen bygger både på prosentdiagrammene (pl. 1 og 2) og influksdiagrammene (pl. 3 og 4). Når det gjelder influksdiagrammene, så er etableringen av en kronostratigrafi en forutsetning for disse. Jeg er klar over muligheten for ringslutning her, i og med at pollenstratigrafien brukes til dateringskorreksjon (kap. 9). Imidlertid er tolkningen hovedsaklig basert på prosentdiagrammet, og influksdiagrammet viser i store trekk bra samsvar ned dette. Korrelasjonene i kap. 9.3.1 er dessuten basert på relative pollendiagram fra regionen.

Vegetasjonshistorien vil omfatte utviklingen av den terrestriske flora, med vekt på klimatiske, edafiske og konkurransemessige forhold. Sammenlikninger vil bli trukket med andre undersøkelser i Vest-Norge, og jeg vil forsøke å rekonstruere vegetasjonen med utgangspunkt i dagens forhold. Her må understrekes at de klimatiske og økologiske forholdene i Sen-Weichsel var helt unike (Iversen 1973:26), og at sammenlikning med moderne vegetasjonstyper bare må ses på som en tilnærming.

Jeg har antydnet pollensonenenes kronostratigrafiske tilhørighet, men presiserer her at dette bygger på diskusjonen i kap. 9. Bassengene har en svært ulik miljøhistorie (kap. 8, jfr. diatomekolonne i pl. 1 og 2). Dette har naturlig nok påvirket pollendeposisjonen og lokalvegetasjonen rundt bassengene. Jeg vil peke på slike forskjeller der de gir seg til kjenne. Diagrammene vil bli

tolket sonevis, nedenfra og opp.

Det er naturlig å sammenligne resultatene med undersøkelser i 38 m bassenget i Yrkje (Anundsen 1978), og i Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a). Diagrammet fra Yrkje synes å representere samme tidsrom som mine diagrammer, og vegetasjonsutviklingen er i store trekk den samme.

Sandvikvatn ligger ca. 15 km SV for Yrkje, og det er en stor grad av samsvar mellom pollendiagrammet herfra og mine diagrammer. I Sandvikvatn er de nederste spektra karakterisert ved svært høye Artemisia- og Poaceae-frekvenser, etter subtraksjon av resedimentert pollen (Paus 1982 a:fig. 5.4). Etter alt å dømme tilsvarer bunnen av sone M1/T1 i Yrkje øvre del av sone S2 i Sandvikvatn.

#### 7.6.1 M1/T1 SALIX, RUMEX/OXYRIA ASSEMBLAGE SONE.

Sonen antas å omfatte det meste av Bølling kronosone (Mangerud et al. 1974).

Den karakteriseres ved høye frekvenser av urtepollen og fravær av lyngarter. Polleninfluksen er svært lav og peker mot et usammenhengende vegetasjonsdekke. Et lite forbehold må tas når det gjelder sedimentasjonshastighetene. Disse kan tenkes å være høyere, spesielt i nedre del av sonen. Resultatet vil i såfall bli en noe høyere polleninfluks.

De mest dominerende taxa er Salix og Rumex/Oxyria. Med høye frekvenser av disse pollentypene faller det naturlig å tenke på snøleievegetasjon. Innen begge gruppene finnes arter som er typiske snøleieindikatorer. Salix herbacea (fjellmo, musøre) er en dominant art i ekstreme snøleier på kalkfattig grunn (Rønning 1972:84), mens Salix polaris (polarvier) innehar en tilsvarende posisjon der jordbunnen er rikere på kalk (op.cit.:88). Salix herbacea inngår i

flere assosiasjoner i forbundet Cassiopeto-Salicion herbacea (Nordhagen 1943:260pp), som er sesonghygrofilit og acidofilit-oligotroft.

Undersøkelser i Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a) og på Sotra (Krzywinski & Stabell 1984) viser tildels høye verdier av Salix herbacea i antatt Bølling kronosone, hvilket styrker antakelsen av snøleievegetasjon i Yrkje.

Rumex/Oxyria-gruppen inneholder flere slekter og arter med ulik økologi. Oxyria digyna (fjellsyre) er en karakterart i engsnøleier (RanunculetoOxyrionforbundet, Nordhagen 1943:286 ff., Rønning 1972:89). Forbundet krever noe mer næringsrik grunn enn det ovennevnte, og gjerne permanent overrisling av smeltevann hele vegetasjonsperioden. Ranunculus acris type er registrert i T1, og Ranunculus acris (engsoleie) inngår sammen med Oxyria digyna i de såkalte engsoleiesnøenger (Ranunculetum acris chionophilum, Nordhagen 1943:292). Vegetasjonstypen har trolig vært beskjedent representert, og er dokumentert i rikere bestand på Lista (Hafsten 1963:333-334).

Rumex acetosa (engsyre) og Rumex acetosella (småsyre) inngår i Rumex/Oxyria pollentypen. R. acetosa er chionofil, mens R. acetosella er mer snøskyende (Iversen 1954:103) og finnes i rasmarker og på klipper i fjellet (Nordhagen 1943:545,568). Det er umulig å anslå mengdeforholdet av de ulike artene innen Rumex/Oxyria-gruppen, men det er sannsynlig at Oxyria digyna er sterkt representert. Dette støttes av Paus (1982 a) sin undersøkelse fra Sandvikvatn, Kårstø. Høye verdier av Oxyria type opptrer her parallellt med høye Rumex-verdier, og vegetasjonen tolkes som snøleiedominert (op.cit.:40).

Berggrunnen består av granitt i Yrkje (kap. 2.3), og gir utpreget surt jordsmonn. Kambrosilursk fyllitt står imidlertid i dagen øst for Vatsfjorden (kap. 2.3, fig. 2.2 og 2.3). Med en vestlig isbevegelse i Sen-Weichsel

(Anundsen 1977a:52, fig. 12) er det ikke usannsynlig at mer kalkrikt morenemateriale er avsatt i Yrkjeområdet. Dette kan muliggjøre eksistensen av kalkkrevende planter i området. Lite utvasket jordsmonn med basisk til nøytral reaksjon er ellers et generelt trekk i nylig deglasierte landskap (Berglund 1966 I:90).

Poaceae er tilstede i sone M1/M2 med relativt høye frekvenser. Innslaget kan representere en rekke ulike arter med forskjellige økologiske krav. Imidlertid forekommer en rekke Poaceae-arter i snøleier med middels til tykt snødekke om vinteren (Rønning 1972:84, Nordhagen 1943), og disse kan godt tenkes å ha eksistert i området i forbindelse med arter under Salix/Oxyria-gruppen.

Typisk chionofil vegetasjon i den aktuelle tidsperioden er også dokumentert fra Jæren (Fægri 1953:71, Chanda 1965:14), Sunnmøre (Lie & Lømo 1981:143) og Frøya (Paus 1982 b :78-79), og ser ut til å ha vært et regionalt trekk.

Selv om vegetasjonen domineres av snøleier i M1/M2, er det klart at dette ikke har vært den eneste vegetasjonstypen. Artemisia er godt representert, Asteraceae sect. asteroidae og Juniperus er likeledes tilstede. Disse, Artemisia særskilt, peker mot lysåpne forhold og veldrenert grunn (Danielsen 1970:59). Berglund (1966 I:126) regner med at Artemisia foretrekker ustabilit og tørt jordsmonn. Han indikerer en nær sammenheng med Poaceae-samfunn som kjennetegner en steppevegetasjon. Jeg regner med at en del av det registrerte Poaceae-pollenet representerer arter som inngår i tørrere grasmarker sammen med bl.a. Artemisia.

Artemisia-artene kan vanskelig skilles pollenanalytisk (Iversen 1954:104, Berglund 1966 I:39, Danielsen 1970:59-61, Paus 1982 b:71). De fleste artene krever tørt klima,

mens Artemisia vulgaris (burot) er indifferent (Iversen 1954:104). Lid (1974:686) anfører likevel at arten vokser på berg og tørre bakker, avfallsplasser og havstrand. Det er grunn til å tro at denne arten er ansvarlig for mye av Artemisia-pollenet (jfr. Paus 1982 b:71). A. vulgaris er klart den vanligste i Norge i dag (Lid 1974).

I pollendiagrammet fra 38 m bassenget, Yrkje, er det i sone Y1 registrert høye verdier av Poaceae sammen med relativt høye Artemisia-prosjenter (Anundsen 1978:fig. 3, 53). Bortsett fra lav Salix-representasjon bekrefter dette mine resultater. Imidlertid er denne sonen (Y1) preget av pollentyper som ikke kan tilhøre den lokale vegetasjonen. Corvulus, Alnus og sannsynligvis mye av Pinus må regnes til disse. Hafsten (1963:329-331) og Paus (1982 a:29, 1982 b:58) antar at resedimentasjon er årsaken til tilsvarende uregelmessigheter, og korrigerer diagrammene for disse tilskudd.

Chenopodiaceae er representert i sone M1/T1, med høyeste verdier i T1. De fleste norske artene innen familien er strandplanter og ugrasplanter (Danielsen 1970:61, Lid 1974:281). Plantago maritima (strandkjempe) er identifisert i M1. Forekomstene kan indikere at et strandelement var utviklet i Yrkje på denne tiden. Dette er naturlig nok sterkest markert i Tinghaugmyras sone T1, der sedimentene for en stor del er avsatt i marint miljø.

Pollentypene Asteraceae sect. Asteriodae og Rumex/Oxyria inneholder strandarter som Aster tripolium (strandstjerne) og Rumex crispus (krushøymole), og disse tyder på strandnære forhold (Paus 1982 b:81).

Danielsen (1970:62) finner en nær sammenheng mellom Chenopodiaceae-maksima og isolasjonen av bassengene. Lie & Lømo (1981:144) dokumenterer fra Ålesundområdet høye verdier av Chenopodiaceae i sone S1, og tolker innslaget som strandvegetasjon. Iversen (1954:107) regner familien



til et senglasialt element som i dag er kjent som ugras, og det er kanskje en glidende overgang mellom den typiske senglasiiale pionerfloraen og strandplantene (Paus 1982 b:82). Chenopodiaceae er registrert i Sandvikvatn, Kårstø, og er her ansett som pionerplanter (Paus 1982 a:39).

Pionerfloraen i Sen-Weichsel inneholder vanligvis arter av arktisk-alpin type (Iversen 1954:99, Berglund 1966 I:91). Thalictrum er representert i sone M1/T1, og ut fra det samlede floristiske materialet dreier det seg sannsynligvis om T. alpinum (blåsprett) (jfr. Danielsen 1970:68-69, Lie & Lømo 1981:144 og Paus 1982 a:38, 1982 b:77). Den er i dag en vanlig fjellplante på tørre steder på kalkrik grunn (Lid 1974:341). Arten inngår bl.a. i kalkrike varianter av engsnøleier, samt høystaudevegetasjon (Rønning 1972:90-91). Pollen av Dianthus- og Cerastium-type er funnet i sonen , og særlig innen Cerastium finnes en rekke fjellarter som har stor spredning i sine økologiske krav (Lid 1974). Dryas octopetala (reinrose) er registrert i bunnen av T1, og arten er karakterart for reinroseheiene (forbund Dryadion) som finnes på kalkrike steder med lite til middels snødekke (Rønning 1972:85). Rubiaceae forekommer i relativt høye prosentør. Dette taxon omfatter bl.a. slekten Galium, der flere arter inngår i dagens fjellflora (Lid 1974). Arter som G. boreale (kvitmaure) og G. vernum (gulmaure) har også affinitet til tørre bakker (op.cit.:644), og kan ha vært representert på egnede lokaliteter i Yrkje. Relativt høye verdier av Rubiaceae i Bølling kronosone er dokumentert fra Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a :fig. 5.2 og 5.4), Sotra (Krzywinski & Stabell 1984:fig. 7) og Ålesund-området (Lie & Lømo 1981:pl. 1 og 2).

Betula-forekomstene i sonen må trolig tilskrives B. nana (dvergbjørk) (jfr. Fredskild 1975:154, Hafsten 1963:334, Lie & Lømo 1981:143). Eventuelle andre Betula-pollen anses som fjerntransporterte. Høye Betula-frekvenser med innslag av treformet bjørk er rapportert fra Jæren i Bølling kronosone (Fægri 1935, 1940, Chanda 1965).

Pinus-innslaget anses som fjerntransportert. Pinus er en storprodusent av pollen (Fægri & Iversen 1975:156,177), og har pollen med luftsekker som tillater transport over store avstander. Selv i en skogsvegetasjon er Pinus-verdier på 10% ingen indikasjon på at arten vokser i området (op.cit.:177), og i det treløse tundralandskapet ved Yrkje på denne tiden er Pinus enda mer overrepresentert.

Som en sammenfatning kan landskapet i sone M1/T1 karakteriseres ved innslag av ulike vegetasjonstyper. Absoluttdiagrammene viser at polleninfluksen var svært lav i sonen, noe som tyder på et spredt og usammenhengende vegetasjonsdekke. Fellesnevneren for denne pionerfloraen er krav om god lystilgang, evne til å trives i humusfattig mineraljord og mangel på konkurranse mellom artene. Vegetasjonen kan ha vært ordnet som et "mosaikklandskap" med ulike samfunn på avgrensede arealer. Det er likevel mer sannsynlig at den var udifferensiert, og at den avgrensningen som kan spores, skyldes graden av snødekke om vinteren (jfr. Lie & Lømo 1981:145).

#### 7.6.2 M2/T2 BETULA, EMPETRUM ASSEMBLAGE SONE.

Sonen antas å representere siste del av Bølling samt hele Allerød kronosone.

Generelle trekk for sonen er høye verdier for trepollen,

relativt lave urtepollenverdier og sterk representasjon av lyng.

Betula er sterkt representert i sonen. For å gjøre en sammenlikning med dagens bjørke-fordeling, så utgjøres de subalpine bjørkeskogene i Norge av B. pubescens/B. pubescens ssp. tortuosa (Rønning 1972:53, Nordhagen 1943:146). Arten er meget variabel og overgangsformer finnes til vanlig bjørk og dvergbjørk (Lid 1974:274, Paus 1982 b:93).

Vegetasjonen i Allerød karakteriseres vanligvis ved en oppgang av Betula korresponderende med nedgang av urtepollen (Hafsten 1963, Chanda 1965, Thomsen 1982, Paus 1982 a, Anundsen 1978, Krzywinski & Stabell 1984, Mangerud 1970, Larsen et al. 1984). Betula-analyse har vært utført på Jæren (Fægri 1935, 1940, Thomsen 1982), Sandvikvatn, Kårstø (Paus pers. medd.) og Blomøy (Mangerud 1970). Samtlige kilder angir en stor del av Betula-pollenet å stamme fra treformet bjørk, B. pubescens coll. I Sør-Skandinavia er B. pubescens dominerende i Allerødskogen (Berglund 1966 I:91, 139-140, Iversen 1954:95-96, Fredskild 1975:154). Betula-pollenet antas derfor i stor grad å stamme fra treformet bjørk.

Empetrum kommer inn med høye verdier i nedre del av sonen. Empetrum inngår bl.a. i lyngheier ved kysten, som feltsjikt i fjellbjørkeskog, og over skoggrensen i den lavalpine sonen (Rønning 1972). Slekten er acidofil (Iversen 1954:108) og chionofob og krever stabilt jordsmonn med et forholdsvis høyt humusinnhold (Berglund 1966 I: 97, 128).

En markert økning i frekvensen for Empetrum omkring slutten av Bølling kronosone er registrert flere steder på Vestlandet: Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a:43), Yrkje (Anundsen 1978:53 (forutsatt at Ericales i hovedsak består av Empetrum)), Skjoldafjorden (Anundsen & Hermansen

upubl.), Nord-Jæren (Thomsen 1982), Eigebakken på Jæren, og Karmøy (Paus pers. medd.).

Årsaken til at Empetrum kommer inn med så høye verdier kan søkes både i edafiske og klimatiske forhold (Berglund 1966 I:132). Siden slekten krever surt jordsmonn, trives den ikke i den humusfattige mineraljorden som er karakteristisk for nylig deglasierte landskap. En viss tid må gå før jorden blir utvasket og får sur reaksjon. Sure bergarter og fuktig klima påskynder utvaskingsprosessen (op.cit.:132). En etablert Empetrum-vegetasjon vil produsere humusstoffer og ytterligere medvirke til en podsolisering av jorden (op.cit.:138). Dette skiftet fra basisk til surt jordsmonn er bl.a. demonstrert av Iversen (1954:107) fra Nord-Jylland. Empetrum-oppgangen markerer overgangen til et mer temperert klima (Hafsten 1963:334). I Yrkje består undergrunnen av sure bergarter (kap. 2.3), og klimaet i sone M1/T1 var fuktig. Utvaskingen av eventuelle kalkholdige morenerester har trolig gått raskt, og jordsmonnet har vært gunstig for etablering av Empetrum i slutten av Bølling kronosone. I forbindelse med klimaforbedringen som inntraff her, ekspanderte Empetrum sterkt.

Vegetasjonen i Yrkjeområdet har i sonen for en stor del vært preget av bjørk og krekling, i det minste på tørrere mark. Krekling trives på rabber med grunt jordsmonn, mens treformet bjørk krever noe dypere jord. Empetrum hermaphroditum (fjellkrekling) inngår også i feltsjiktet i fjellbjørkeskog (Rønning 1972:55). Etterhvert som bjørkeskogen ble tettere må en regne med at det har vært en viss konkurranse om vokseplassene mellom Empetrum og Betula. Som en ser av pollendiagrammene (pl. 1 og 2) er det en iøynefallende forskjell mellom sone M2 og T2 når det gjelder Empetrum-kurven i øvre del av sonen. Kurven faller sterkt i Meåstjørna, mens den i Tinghaugmyra har stadig

stigende verdier. Forskjellen kan trolig forklares ved topografiske særegenheter ved de to bassengene. Området rundt Meåstjørna er flatere og mer åpent enn Tinghaugmyras nærmeste omgivelser (fig. 4.1). Jeg antar at dette favoriserer bjørkeskog, og at forholdet kan forklare den nevnte nedgangen for Empetrum i diagrammet fra Meåstjørna. Empetrum har etablert seg raskt i bunnen av sonen før treformet bjørk var tilstede, siden har bjørken overtatt som dominerende art i området.

Tinghaugmyra er omgitt av bratte knauser adskilt av små myrsøkk (kap. 4.3). Knausene har i dag furuskog på gunstige steder, men er for det meste snaue eller dekket med krekling og røsslyng (Calluna vulgaris). Selv om Betula pubescens har etablert seg på edafisk og klimatisk gunstige steder rundt bassenget, er det tvilsomt at Empetrum har vært utkonkurrert på knausene. Jeg tolker dette til å forklare de høye Empetrum-verdiene gjennom hele sone T2.

Pollendiagram fra 38 m bassenget, Yrkje (Anundsen 1978:fig.3) viser også relativt høye Empetrum-frekvenser i slutten av Allerød/begynnelsen av Yngre Dryas kronosoner.

Nedgang for Salix og Rumex/Oxyria i M2 indikerer at snøleiene dekker mindre arealer rundt Meåstjørna. I absoluttdiagrammet fra Tinghaugmyra (pl. 4) er det dokumentert en reell økning for bl.a. disse to gruppene. Dette har delvis sammenheng med det store spranget i sedimentasjonshastighet fra sone T1 til T2. Et slikt sprang er usannsynlig under naturlige sedimentasjonsforhold, og det er rimelig å anta at flere <sup>14</sup>C dateringer ville medført et jevnere forløp for sedimentasjonshastighetsdiagrammet. Oppgangen i T2 er likevel reell, og kan vise at snøleier fremdeles spiller en viss rolle rundt Tinghaugmyra. Den nordvendte skråningen mot Tinghaugane (kap. 4.3) er et naturlig område for en slik vegetasjon. Lokale forhold kan forklare forskjellene mellom bassengene

(se diskusjon Betula/Empetrum over). Jeg vil dessuten understreke at mange arter innen Salix og Rumex/Oxyria inngår i andre samfunn enn snøleier.

God representasjon av Cyperaceae tolkes å indikere fuktige forhold. Carex-slekten inneholder en rekke arter som inngår på både på havstrandenger og rundt innsjøer (Rønning 1972:39,65). I det samme elementet kan arter innen Apiaceae, Chenopodiaceae og Salix ha eksistert. I Yrkje er sumpinnslaget sterkest i Tinghaugmyra. Bassenget har hatt vekslende avsetningsmiljø i sonen, men hovedsaklig brakt og marint. Næringsinnholdet i vannmassene har trolig vært høyt (kap. 6.2.3). Lokal forsumpning i Allerød er også dokumentert i Ålesundområdet (Lie & Lømo 1981:146-147).

Klimaforbedringen markeres foruten Empetrum-oppgang og høye Betula-verdier som også inneholder treformat bjørk, av maksimum for Filipendula og Juniperus (einer). Filipendula-pollenet representerer trolig F. ulmaria (mjødurt). Denne er den klart vanligste i Norge i dag, og vokser på fuktige og sumpige steder. F. vulgaris (knollmjødurt) finnes på tørr bakke på kalkrik grunn (Lid 1974:428-429). Ut fra disse økologiske kravene og slektens opptreden i sine diagrammer fra Blekinge, konkluderer Berglund (1966 I:42) at F. ulmaria er den mest aktuelle arten i Sen-Weichsel. Mjødurt er skyggetålende og termofil (Iversen 1954:95), og foretrekker nitrogenrikt jordsmonn. Den forekommer i utkanten av strandenger, i næringsrik lavlandsbjørkeskog, i høystaudefjellskog og i oreskog (Rønning 1972). Ifølge Berglund (1966 I:138) kan arten også inngå i høystaudeenger noe over skoggrensen. Hafsten (1963:334) knytter den til en klimaforbedring på Lista, til subarktisk klima i det minste. Filipendula er ellers dokumentert i Allerød i de fleste undersøkelser fra Vestlandet. Filipendula cf. ulmaria's økning i Yrkje tyder

følgelig på en overgang til mer temperert klima og bedre næringsforhold (nitrogen) i jordsmonnet. Arten kan tenkes å ha inngått i feltsjiktet i den spredte bjørkeskogen og i kantvegetasjonen rundt bassengene (Paus 1982 a:44).

Moderate Juniperus-verdier i Allerød tas som tegn på lysåpne forhold i forbindelse med skoggrensen (Iversen 1954:103, Berglund 1966 I:134). Juniperus foretrekker veldrenert mark, og krever et solid, men ikke langvarig snødekke (Nordhagen 1943:136-137, Berglund 1966 I:133). Det virkelig store oppsvinget for Juniperus kom ikke før i Preboreal kronosone (sone M5/T5), og er da forbundet med den Holocene klimaforbedringen (Iversen 1954:103, Berglund 1966 I:134). Jeg knytter derfor eineroppgangen i sone M2/T2 til en svak klimaforbedring.

Vannplanter er representert i M2. De funne taxa er Myriophyllum alterniflorum (tusenblad), M. spicatum (akstusenblad) og Potamogeton eupotamogeton type. I T2 opptrer Sparganium (piggknopp) spredt. Potamogeton eupotamogeton omfatter mange arter med ulike miljøkrav. Den mest sannsynlige kandidaten er P. natans (vanlig tjønnaks), som er svært vanlig i Norge i dag (Lid 1974:66). Fraværet av vannplanter i T2 stemmer bra overens med det faktum at Tinghaugmyra har vært under marin innflytelse i store deler av sonen (kap. 9.6.2).

Vannplanter er i mange tilfelle bedre klimaindikatorer enn terrestriske planter (Iversen 1954:91). Iversen understreker imidlertid at en bør unngå bruk av arter som krever spesielle næringsforhold. Myriophyllum spicatum er kalsifil og bør således unngås (op.cit.:92). Dels på grunnlag av dagens utbredelse, dels på grunn av slektenes varierende økologi, finner Danielsen (1970:80) at Myriophyllum, Potamogeton og Sparganium ikke kan nyttes til paleoklimatiske bestemmelser.

Det faktum at vannplanter i det hele tatt dukker opp i sonen, tas som et tegn på klimaforbedring. De aktuelle

artene gir ikke inntrykk av noen rik og varmekrevende flora, og tilstedeværelsen av både oligotrofe og eutrofe planter indikerer intermediære næringsforhold.

Det arktisk-alpine innslaget er redusert, men en lav sammenhengende kurve for Thalictrum cf. alpinum viser at det fremdeles finnes fjellplanter på egnede steder. Nedgangen for arktisk-alpine planter er et indirekte bevis på klimaforbedring, selv om nedgangen i praksis kan skyldes edafiske og konkurransemessige endringer initiert av klimaforandringen (Iversen 1954:108). Artene forsvinner neppe fra området selv om det registreres lite eller intet av deres pollen i Allerød (op.cit.:99).

Steppeindikatorerne, representert ved Artemisia, er også redusert til et minimum. Trass i at Artemisia er vindbestøver og storprodusent av pollen, finnes den nok i Yrkjeområdet på veldrenert jord.

I sone M2/T2 øker Polypodiaceae sterkt, i T2 også Lycopodium selago (lusegras). Polypodiaceaeoppgangen tilskrives dels lyskrevende arter som kan klare seg på umodent jordsmonn (jfr. Paus 1982 b:103), dels skygetålede bregnesamfunn i bjørkeskogen. Bregnesnøleier (Allosoreto-Athyrium alpestris-forbundet, Nordhagen 1943:300 ff.) tillegges mindre vekt, siden snøleievegetasjon ikke er typisk for sonen. Den større representasjonen i Tinghaugmyra kan ha sammenheng med landskapets uryddige topografi, med hyller og senkninger der bregnene har dominert.

Lycopodium selago er en plante med vid økologisk ramme. Den inngår i skog og myrlende såvel som skrinne steder på høyfjellet (Lid 1974:26), og sier dermed lite om forholdene i Yrkje i Allerød.



Sone M2/T2 kan korreleres med sone Y2 i 38 m bassenget (Anundsen 1978:53). Korrelasjonen bygger i hovedsak på Betula-, Empetrum- og Artemisia-kurvenes forløp. Der er ulikheter for de andre pollenkonstituentene, men dette kan skyldes lokale forhold. Ellers kan en tilsvarende vegetasjon observeres i sone S-4 og S-5 i Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a :42-44).

Eldre Dryas er i Sør- og Vest-Norge biostratigrafisk karakterisert ved lave Betula-verdier og dominans av urtepollen (Hafsten 1963, Mangerud 1970, Anundsen 1978, Krzywinski & Stabell 1984). Jeg finner ingen tydelige tegn til en liknende utvikling i Yrkjeområdet. Eldre Dryas kronosone spenner fra 11800-12000 år BP (Mangerud et al. 1974), og skulle dermed befinne seg innen pollensone M2/T2.

I kjernen fra Tinghaugmyra er det registrert et tynt siltlag innen lag C, i nivå 7.42-7.40 m (kap. 6.2.2). Laget faller mellom glødetapsprøvene, så det gir seg ingen utslag i glødetapskurven. En nedgang i glødetap er dokumentert i tilsvarende stratigrafisk nivå i kjernen fra "34m-bassenget" (Anundsen & Fjeldskaar 1983:fig. 5, se også fig. 9.1 i denne oppgave). "34m-bassenget" er identisk med Tinghaugmyra, og de to kjernene er tatt like ved hverandre (kap. 9.1.3). Siltforekomsten faller sammen med en nedgang i Betula- og oppgang i Rumex/Oxyria-kurvene, samt en nedgang i polleninfluks (spekter 740). Hendelsen kan representere Eldre Dryas biosone, men endringene er bare registrert i ett spekter, og tilfeldige variasjoner kan ikke utelukkes. Ut fra de beregnede sedimentasjonshastighetene synes nivået å falle innen Eldre Dryas kronosone.

En svak stagnasjon i Betula-økningen sammen med oppgang for Rumex og Oxyria er påvist i Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a :42). Hendelsen inntreffer imidlertid i siste

halvdel av Bølling kronosone, og er for svakt utformet til å representere en alvorlig klimaforverring. Liknende resultat foreligger fra Ålesundområdet (Lie & Lømo 1981:153).

Jeg vil i denne forbindelse peke på kronostratigrafiske tolkningsvariasjoner når det gjelder de tidligere nevnte pollendiagrammene fra Sør- og Vestlandet med utpreget Eldre Dryas flora.

Hafsten (1963) sin sone I på Lista kan tenkes å tilsvare eldre deler av Bølling kronosone, sone II kan innbefatte siste del av Bølling, Eldre Dryas og Allerød kronosoner. Anundsen (1978) sine soner Y1 og Y2 kan på samme måte korreleres til de nevnte kronosoner. Nye dateringer fra 38 m bassenget i Yrkje (Anundsen & Fjeldskaar 1983) bekrefter dette.

Chanda (1965:12-13) skiller ut sone 1 c: Eldre Dryas på tynt floristisk grunnlag, men bruker dateringene som støtte. Han blander dermed bio- og kronosoner, og Eldre Dryas i Brøndmyra må karakteriseres som en kronosone. Thomsen (1982:449-450) har korrelert Fægri sitt Brøndmyradiagram fra 1940 med Chanda sitt fra 1965. Hun konkluderer med at det ikke er grunnlag for å skille ut en Eldre Dryas biosone, til det er endringene i vegetasjonsutviklingen for svak. Konklusjonen utvides til å gjelde Jæren generelt (op.cit.:455).

I flere av pollendiagrammene fra Sotra (Krzywinski & Stabell 1984:fig. 12,14 og 15) kan en annen kronostratigrafisk sonering framsettes: De beskrevne Eldre Dryas, Allerød og Yngre Dryas soner foreslås å tilsvare Yngre Dryas kronosone, Bølling foreslås å tilsvare Allerød/Bølling kronosoner. Endringene skaper mindre konflikt med  $^{14}\text{C}$  dateringene enn den publiserte kronosoneringen. Denne tolkningen medfører i så fall at Eldre Dryas ikke kan påvises i særlig grad pollen-

analytisk, og at Yngre Dryas er preget av noe skiftende forhold.

Når det gjelder pollendiagrammet fra Blomøy (Mangerud 1970), kan den pionerpregede floraen i sone 1 skyldes nylig deglasiert terreng og brenære forhold i forbindelse med et breframstøt i siste del av Bølling kronosone (op.cit., Mangerud 1977). Virkningen på vegetasjonen er i såfall geografisk begrenset og representerer en lokal-klimatisk snarere enn en regional klimatisk utvikling. En annen sak er at selve isframstøtet er en indikasjon på klimaforverring. Dette isframstøtet er gjenstand for diskusjon (Fjeldskaar et al. 1982, Anundsen unpubl. manusk.). Jeg vil ikke gå inn på denne diskusjonen her, bare peke på mulighetene for at bunndateringen T-672 (12070±180) på Blomøy er feil, og at det omtalte breframstøtet ikke har funnet sted. Følgene av dette blir at nedre del av pollendiagrammet kan tilsvare hele Bølling kronosone, og tolkningen av klimaforholdene i Eldre Dryas blir en annen.

Det er idet hele tatt en tendens til, særlig i tidligere arbeider, å telle seg nedover fra overgangen *Wichsel/Holocene*, og å identifisere klimaoscillasjonene med den klassiske inndelingen fra Danmark. Dette er en uheldig praksis, og mye av uklarhetene skyldes sammenblandingen av krono-, bio- og klimatostratigrafisk inndeling (Mangerud 1970, Mangerud 1973, Mangerud et al. 1974, Fægri & Iversen 1975).

Sammenfattet kan vegetasjonen i sone M2/T2 karakteriseres som en parktundra (Berglund 1966 I:139, Mangerud 1970:128) med spredt bjørkeskog konsentrert til forsenkninger og andre gunstige lokaliteter. Store områder har vært lysåpne og dominert av kreklingheier og evt. bregner. Snøleier har ikke vært vanlig, og arktisk-alpint innslag er ubetydelig. En lokal sumpvegetasjon antas å ha etablert seg rundt

bassengene. Pinus-pollenet skriver seg trolig fra fjernflukt (jfr. Hafsten 1963:331).

7.6.3                    M3/T3                    ARTEMISIA,                    RUMEX/OXYRIA

---

ASSEMBLAGE SONE.

Sonen antas å omfatte eldste halvdel av Yngre Dryas kronosone.

Iøynefallende trekk ved sonen er nedgang i trepollen og lyng (sone M3) sammen med oppgang for urtene, i første rekke Artemisia, Rumex/Oxyria og Poaceae. Endringene i pollensammensetningen kan indikere en klimaforverring.

Artemisia og Poaceae inngår i åpne gras-stepper (Berglund 1966 I:125-126). En rekke arktisk-alpine arter og arter med sydlig distribusjon kan knyttes til vegetasjonstypen. Med de høye registrerte Artemisia-verdier må slekten ha vært vanlig i området, spesielt rundt Meåstjørna. Grasartene har en vid økologisk amplitude, mens Artemisia krever tørr og ustabil jord (op.cit.:126). Artemisia-slektens pollenanalytiske inndeling og artenes økologi er diskutert i kap. 7.6.1. Med et antatt kaldere klima får solifluksjon og fryse-tineprosesser større omfang, og dette kan favorisere Artemisia.

Jeg antar at en del arter innen Chenopodiaceae har tilhørt Artemisia-Poaceae-steppene (jfr. Paus 1982 a:45). Dryas octopetala, Saxifraga oppositifolia type, Cerastium type, Rumex/Oxyria type og Helianthemum cf. oelandicum inneholder arter som kan knyttes til samme vegetasjonstype (Berglund 1966 I:125).

Helianthemum cf. oelandicum er ekstremt lyskrevende (Iversen 1954:106) og trives best i åpne gras-stepper og lite utvasket mineraljord (Berglund 1966 I:91, Danielsen 1970:75). 4 korn er funnet i denne sonen i tillegg til ytterligere 2 korn i sone T2. På grunnlag av tilsvarende mengder konkluderer Danielsen (1970:75) og Paus (1982 b:72) at arten har tilhørt den lokale flora henholdsvis i Østfold og på Frøya. I Sandvikvatn, Kårstø er det registrert en sammenhengende Helianthemum-kurve gjennom store deler av Sen-Weichsel (Paus 1982 a:fig. 5.2). På dette grunnlag finner jeg det sannsynlig at arten også har hatt tilhold i Yrkje i Yngre Dryas. Helianthemum er ellers rapportert fra en rekke steder langs norskekysten: Lista (Hafsten 1963), Jæren (Fægri 1953, Chanda 1965), Sotra (Krzywinski & Stabell 1984), Sunnmøre (Lie & Lømo 1981, Svendsen in prep.). I de tilfellene sammenhengende kurver eksisterer, konsentrerer funnene seg utenom den bjørkeskogdominerte Allerød kronosone. Dette henger tydelig sammen med Helianthemum sitt krav om lysåpne forhold.

Rumex/Oxyria sammen med Salix indikerer at snøleier spiller en viss rolle. Prosentverdiene tyder imidlertid på at de på langt nær oppnår den store representasjon de hadde i sone M1/T1. Snøleiene er diskutert mer inngående i kap. 7.6.1, og jeg vil her understreke at i Salix og Rumex/Oxyria inngår mange arter som ikke har affinitet til denne vegetasjonstypen. Absoluttdiagrammene viser at influksen av Salix og Rumex/Oxyria faktisk var like stor i sone M3/T3 som i den nederste sonen. Jeg antar at årsaken ligger i det spredte og usammenhengende vegetasjonsdekket i sone M1/T1. Økt influks kan være et mål på økt pollenproduksjon i en tettere bestand like mye som at den pollenproduserende vegetasjonen dekker større arealer. Mens Salix og Rumex/Oxyria viser en reell oppgang i M3 fra sonen under, skjer det motsatte i T3, i følge pollen-

influksdiagrammene. Dette kan umiddelbart tyde på en faktisk lavere snøleieutbredelse i T3 enn i den varmere T2, noe som ikke er sannsynlig. Her berøres spørsmålet om hvilke arter kurvene representerer.

Andre undersøkelser fra Sør- og Vest-Norge bekrefter at snøleiene spilte mindre rolle i Yndre Dryas enn i Eldre Dryas (Hafsten 1963, Chanda 1965, Thomsen 1982, Paus 1982 a). Høye Salix-verdier er funnet i kronosonen på Blomøy (Mangerud 1970), Kråkenes (Larsen et al. 1984) og Sunnmøre (Lie & Lømo 1981, Svendsen in prep.). Det kan se ut til at høye Salix-frekvenser er et regionalt trekk i nordlige deler av Vestlandet, mens slekten spiller mindre rolle på Sørvestlandet i Yngre Dryas.

En rekke taxa med arter som har arktisk-alpin tilknytning, dukker opp i sonen. Cerastium type er godt representert, og denne slekten kan påtreffes såvel i snøleier som på godt drenert jord i fjellet i dag (Rønning 1972:84,92). Thalictrum cf. alpinum er omtalt i kap. 7.6.1, og tas til inntekt for arktisk-alpine forhold. Onagraceae omfatter likeledes mange arter som inngår i dagens fjellvegetasjon (Lid 1974:513 ff.). Sedum påtreffes i Yngre Dryas i mange pollendiagrammer fra Vestlandet. De fleste artene innen slekten foretrekker tørre vokseplasser (op.cit.:392 ff.), og de har trolig holdt til i bergsprekker og på eksponerte knauser i Yrkjeområdet. Den mest sannsynlige arten er Sedum rosea (rosenrot) (jfr. Lie & Lømo 1981:149, Paus 1982 b:77). Forekomster av Potentilla type og Dryas octopetala peker også mot en kuldetålende og lysåpen vegetasjonstype, selv om D. octopetala anses som heller indifferent m.h.p. temperatur (Iversen 1954:100,107). Lycopodium selago er en art som er vanlig forekommende i Yngre Dryas (Paus 1982 a, Krzywinski & Stabell 1984, Lie & Lømo 1981, Svendsen in prep.). Som omtalt i kap. 7.6.2, finnes den på høyst ulike vokseplasser. Den kan påtreffes i høyfjellet, og viser med dette at den kan være en del av

et arktisk-alpint floraelement. Siden den krever noe fuktighet, kan den ha vært tilknyttet snøleiene (Paus 1982 a:45).

Betula-kurven antas å inneholde B. nana, på grunnlag av det øvrige materialet i sonen (jfr. Fredskild 1975:154). I Sandvikvatn, Kårstø er det dokumentert en overgang til mindre Betula-korn ved kronosonegrensen Allerød-Yngre Dryas (Paus pers. medd.). Dette tolkes som et skifte fra B. pubescens- til B. nana-dominert vegetasjon. Betula's prosentvise andel av pollenmengden i sonen går ned, noe som for det meste skyldes bortfallet av treformet bjørk. B. nana produserer færre pollen enn B. pubescens (Paus 1982 b:91), og buskformede vekster sprer pollenet sitt på langt nær så godt som trær (Fægri & Iversen 1975:53-54). Treformet bjørk kan tenkes å ha overlevd på de mest gunstige lokalitetene som sydvendte senkninger etc. (jfr. Berglund 1966 I:99, Hafsten 1963:336).

Nedre del av sone M3 er preget av høy pollen- og Betula-influks, noe som er uvanlig i Yngre Dryas (Larsen et al. 1984:149). Her skal nevnes at et markert sprang i sedimentasjonshastighet finner sted på sonegrensen M2/M3. Parallellt med forholdene i sone M2/T2 (kap. 7.6.2) kan dette kunstig redusere en nedgang i polleninfluks i overgangen til sone M3. En del av forklaringen kan være at Artemisia-Poaceae-steppene og Betula nana i tillegg til den øvrige vegetasjonen produserer så store mengder pollen at influksen blir like høy som i M2. Dette virker urimelig, og teorien svekkes ved at sone T3 har jevnt avtagende polleninfluks. Et viktig poeng er at pollen-deposisjonen har foregått i helt forskjellig miljø i de to bassengene. I Tinghaugmyra hersket det klart marine forhold, mens Meåstjørna var en innsjø i den aktuelle tidsperioden. Den sterke nedgangen øverst i T3 kan skyldes uttynning i forbindelse med marin sedimentasjon. Pinus har

noe høyere verdier i sone M3/T3 enn i resten av diagrammene. For Tinghaugmyras vedkommende kan det skyldes marin overrepresentasjon (Fægri & Iversen 1975:182, Lie & Lømo 1981:148). Fenomenet har ikke vært aktuelt i Meåstjørna, og årsaken kan her være at fjernflukt av Pinus-pollen har gjort seg mer gjeldende i perioder med lav lokal pollenproduksjon.

Empetrum er sterkt representert i nedre del av sone T3, mens innslaget er mye mindre i M3. Forskjellen kan ha rot i en naturlig utvikling fra sonen under. I siste del av Allerød dominerte krekling på knauser og rabber rundt Tinghaugmyra (kap. 7.6.2) mens bjørkeskog trolig hadde tatt over Empetrum sine vokseplasser rundt Meåstjørna. Ved klimaforverringen i sone M3/T3 minket bjørkeskogen. I de relativt åpne områdene ved Meåstjørna fant Artemisia-Poaceae-steppene gode vekstvilkår, mens Empetrum bredte seg ytterligere ut på bekostning av Betula i det småkuperte terrenget rundt Tinghaugmyra.

Sammenfattet kan vegetasjonen i sone M3/T3 karakteriseres som en urterik kaldsteppe med innslag av snøleier og kreklingheier. Artsdiversiteten er tydelig større enn i sone M1/T1, noe som kan tyde på et litt gunstigere klima og/eller innvandring av nye arter. De edafiske forholdene er også endret, Yngre Dryas-jordsmonnet er surere og mer humusrikt enn tilfellet var i den nederste sonen (jfr. Berglund 1966 I:100). Det er likevel en markert endring fra det forholdsvis etablerte jordsmonnet i Allerød. Solifluksjon og fryse-tineprosesser har muligens bidratt til å bringe frisk mineraljord til overflaten.



7.6.4 M4 EMPETRUM, CYPERACEAE, POACEAEASSEMBLAGE SONE.T4 EMPETRUM ASSEMBLAGE SONE.

Sonen omfatter trolig siste del av Yngre Dryas kronosone.

Karakteristisk for sonen er den gradvise overgangen mellom de dominerende taxa. Dette kommer klarest til uttrykk i diagrammet fra Meåstjørna (pl. 1): En dominans av Artemisia og Rumex/Oxyria avløses av Poaceae som igjen følges av Empetrum. Tendensen er den samme, om ikke så tydelig, i Tinghaugmyra. Dette bassenget er preget av høye kreklingfrekvenser gjennom nesten hele sonen. Når en konfererer polleninfluksdiagrammene, går det fram at Poaceae og Empetrum ikke har maksima, men en jevn økning fra ulike nivå.

Jeg antar at den nevnte rekkefølgen illustrerer en suksesjon i Yrkjeområdet. Plantene har i stor grad konkurrert om de samme vokseplassene, og artene som er best skikket under de rådende ytre forhold, vil vinne i denne konkurransen. En kan se bort fra innvandringstid i denne sammenheng, siden alle de aktuelle artene befinner seg i området. Årsaken til vegetasjonsendringene kan ligge i en svak klimaforbedring i siste del av Yngre Dryas kronosone. Denne kan ha medført at Artemisia ikke lenger fant optimale levevilkår, som ustabil, veldrenert jord. Poaceae vil med sin vide økologiske amplitude kunne utbre seg på bekostning av Artemisia. Økningen for Empetrum er trolig både edafisk og klimatisk bestemt (Iversen 1954:99, Berglund 1966 I: 132). Selv om slekten har vært tilstede gjennom hele Yngre Dryas, tyder den markerte oppgangen i M4/T4 på at jordsmonnet nå er surt og humusrikt. Empetrum favoriseres av oseanisk klima (Nordhagen 1943:106, Berglund 1966 I:132). Slekten dominans øverst i sonen kan derfor tolkes som en overgang fra kaldt til nærmet

kontinentalt klima til noe varmere og mer oseaniske forhold.

En liknende vegetasjonsutvikling er bl.a. registrert på Andøya (Vorren 1978:31) og i Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a:fig. 5.1 og 5.2). Høye Empetrum-verdier i slutten av Yngre Dryas er ellers et karakteristisk trekk i hele Skandinavia (jfr. Berglund 1966 I:132), og slekten når sin maksimale utbredelse i denne perioden. Dette tolkes som et resultat av en klimaforbedring, og viser at Empetrum er rask til å etablere seg før treformet bjørk rekker å vandre inn (op.cit.:133). Empetrum-oppblomstringen er en del av en naturlig suksesjon som fortsetter i sone M5/T5, og den vil bli videre omtalt i kap. 7.6.5.

Polleninfluksjonen varierer sterkt i T4, men er jevnt over økende i begge diagrammene. Dette styrker antagelsen av en klimaforbedring i sonen. De fleste taxa får en reell oppgang øverst i M4/T4, noe som tyder på en tettere og mer pollenproduserende vegetasjon.

Områdets dominerende bjørkeart i sonen antas å ha vært Betula nana. Dvergbjørk har trolig dannet samfunn med paralleller til dagens lavalpine dvergbjørk-kreklingheier (Empetro-Betuletum nanae, Nordhagen 1943:87 ff.). Betula-økningen øverst i T4 kan være et resultat av at B. nana blir mer høyreist og produserer mer pollen. En annen mulighet er fjerntransport av pollen fra treformet bjørk. I Sandvikvatn, Kårstø (Paus pers. medd.) registreres en økning av pollen fra treformet bjørk midt i Yngre Dryas. Fjerntransport vil bli diskutert nærmere i kap. 7.6.5.

Cyperaceae markerer seg med et maksimum nederst i sone M4. Som nevnt i kap. 7.6.2, kan mange Carex-arter inngå i sumpvegetasjon. Jeg tror Cyperaceae-forekomstene skyldes en tilgroing langs kanten av Meåstjørna i forbindelse med isolasjonen av bassenget. I Tinghaugmyra er ikke

Cyperaceae tilstede i samme grad, og de største verdiene opptrer øverst i sone T4. Dette stemmer forsåvidt bra med teorien om sumpvegetasjon i forbindelse med bassengets isolasjon. Slik lokal forsumpning i forbindelse med isolasjon er rapportert fra Ålesundområdet (Lie & Lømo 1981:148).

Filipendula øker sin representasjon gjennom hele M4/T4. Filipendula anses som en relativt varmekrevende slekt (Hafsten 1963:334, Iversen 1954:95,98-99, Berglund 1966 I:104,138, Paus 1982 b:100-101). Opptreden av dette taxa tas som en bekreftelse på at klimaet er i ferd med å bedre seg. Filipendula kan tenkes å ha vokst på fuktig mark i bjørkeskogen og i nærheten av bassengene (Paus 1982 a:46).

De aller fleste av de arktisk-alpine indikatorene forsvinner i løpet av sonen. Dette gjelder i første rekke Asteraceae sect. cichorioidae, Cerastium- og Lychnis type, Onagraceae, Sedum og Lycopodium selago, men også Artemisia, Rumex/Oxyria, Chenopodiaceae og Apiaceae. Berglund (1966 I:88,91) understreker at de såkalte heliofytene (f.eks. Helianthemum oelandicum, Artemisia, Dryas octopetala og Saxifraga oppositifolia) er lite egnet som temperaturindikatorer. De stiller først og fremst krav om god lystilgang og lite utvasket jordsmonn. Jeg tolker likevel den totale nedgangen av urtene å henge sammen med en generell trend mot bedre klima. Temperaturstigningen alene er sannsynligvis ikke ansvarlig for vegetasjonsendringen, men øket konkurranse som følge av suksesjonene, endrede edafiske forhold mm. kan ha medvirket. Empetrum bidrar direkte til en økende utvasking av jordsmonnet pga. surt strøfall (Berglund 1966 I:128), og forsuringen kan ha gjort sitt til at kalsifile arter som Thalictrum alpinum og Dryas octopetala går tilbake (jfr. Lie & Lømo 1981:150). Da ingen treslag har gjort seg gjeldende i området, kan ikke mangel på lys ha spilt noen avgjørende

rolle. Dette står i kontrast til Iversens (1954:108) syn: at de fleste senglasiale plantene gikk undergangen i møte i skyggen av den postglasiale skogen.

Sonen karakteriseres kort av vegetasjonsendring fra en urterik Artemisia-dominert kaldsteppe til utstrakt Empetrum-dominans. Imidlertid spiller topografien en stor rolle, og plantesamfunn med ulike krav har sikkert eksistert side om side på gunstige lokaliteter (Berglund 1966 I:105). Alt i alt indikerer floraen i sonen en svak klimaforbedring.

7.6.5 M5 BETULA, JUNIPERUS ASSEMBLAGE SONE.  
T5 BETULA, JUNIPERUS, FILIPENDULA  
ASSEMBLAGE SONE.

Sonen antas å omfatte overgangen Yngre Dryas/Preboreal og halvdelen av sistnevnte kronosone.

I diskusjonen vil jeg ta utgangspunkt i vegetasjonsutviklingen i sonen under (M4/T4). Klimaforbedringen forårsaker endringer i vegetasjonen, og disse suksesjonene må ses i sammenheng.

Empetrum, Betula nana og Poaceae betegner lysåpne forhold i overgangen mellom sone M4/T4 og M5/T5. Det mest markerte trekket i sone M5/T5 er Betula-oppgangen. Betula oppnår verdier på 40-50% allerede i nedre del av sonen. Noe etter bjørkeoppgangen når Juniperus et distinkt maksimum. Rekkefølgen Empetrum-Betula-Juniperus er funnet i mange undersøkelser i Norge (Hafsten 1963, Mangerud 1970, Lie & Lømo 1981, Paus 1982 a, Paus 1982 b, Thomsen 1982, Krzywinski & Stabell 1984, Svendsen in prep.). På Lista synes

Juniperus-toppen å opptre noe tidligere og samtidig med Betula-oppgangen (Hafsten 1963), og tendensen er enda tydeligere i diagrammer fra Sør-Skandinavia (Iversen 1954, Berglund 1966 I, Fredskild 1975). Med dette demonstreres en "forsinket" Juniperus-oppgang i forhold til Betula-oppgangen i diagrammer fra Vest-Norge. Forsinkelsen blir enda mer uttalt lenger nord: på Andøya opptre Juniperus for første gang i Boreal kronosone (Vorren 1978).

Iversen (1954:102-103) forklarer einermaksimumet som et resultat av en klimaforbedring, der Juniperus blomstrer opp før skogen blir for tett. I denne sammenheng virker det litt underlig at einermaksimumet i Yrkje (og andre steder på Vestlandet) inntreffer etter at Betula har nådd 40-50% av total pollenmengde.

Juniperus kan inngå som krattsjikt i sluttet bjørkeskog (Nordhagen 1943:136), men er regnet som heliofil (Iversen 1954:103, Berglund 1966 I:102) og produserer mest pollen under lysåpne forhold. Bjørkeskogen må ha vært relativt åpen, eller Betula og Juniperus har hatt forskjellige vokseplasser i området (jfr. Lie & Lømo 1981:149).

Paus (1982 b:84 ff.) konkluderer at Betula-oppgangen på Frøya skyldes fjernttransportert pollen, og at treformet bjørk ikke fantes i området i særlig grad før Juniperus-maksimumet. Basert på Betula-analyse dokumenterer han at vegetasjonsutviklingen på Frøya har foregått i tre trinn: 1. Empetrum-Betula nana feltsjikt, 2. Juniperus-Betula nana busksjikt, 3. Betula pubescens tresjikt.

Betula pubescens har etablert seg i Yrkjeområdet en gang i nedre del av sone M5/T5. Jeg regner med at langtransporterte korn av treformet bjørk kan stå for noe av Betula-oppgangen. En kan ikke se bort fra muligheten av at B. pubescens har hatt spredte forekomster gjennom hele Yngre Dryas (Hafsten 1963:336). På Eigebakken, Jæren er treformet bjørk funnet gjennom det meste av kronosonen

(Paus pers. medd.). Bjørken vil i så fall ha ekspandert ved klimaforbedringen. Det er usannsynlig at bjørkeoppgangen skyldes en ekspansjon av Betula nana (Vorren 1978, Paus 1982 b:84). Tidspunktet for etableringen av treformet bjørk er vanskelig å fastslå uten Betula-analyse, men den har trolig funnet sted omkring Juniperus-maksimumet. Arten har muligens dannet hybrider med B. nana (jfr. Paus 1982 b:93). Innvandringen av treformet bjørk er klimatisk og edafisk betinget, i tillegg til usikkerheten angående innvandringsavstand. Bjørketrær krever et velutviklet jordsmonn av en viss tykkelse. Klimaet var på denne tiden såpass gunstig at bjørkeskogen må anses som en første suksessjon i skogdannelsen (Berglund 1966 I:107, Paus 1982 b:94).

Juniperus og Empetrum trives best på veldrenert jordsmonn (Nordhagen 1943:136, Rønning 1972:82). Konkurransen om de samme områdene i Yrkje førte til at einer etterhvert dominerte på bekostning av krekling. Fra å bestå av dvergbjørk-keklingheier har vegetasjonen dreid mot einerkratt med dvergbjørk og muligens treformet bjørk. Det faller naturlig å tenke på dagens forhold i lav- og subalpin sone. Her forekommer einerkratt med dvergbjørk i flere varianter (Nordhagen 1943:136 ff.). Einer krever et solid, men ikke langvarig, snødekke om vinteren (op.cit.:137). Den greier seg godt som dvergbusk i subalpin sone, men produserer mye mer pollen i høyreist tilstand (Iversen 1954:102-103). Einermaksimumet antas derfor å representere buskformet Juniperus i relativt åpent lende. Empetrum og Juniperus minker gjennom sone M5/T5, men forsvinner ikke helt. Dette tyder på arealer uten skogdekke, noe som er rimelig ut fra topografien i Yrkje. De nevnte taxa kan også inngå som busk- og feltsjikt i fjellbjørkeskog (Nordhagen 1943, Rønning 1972).

Hittil har jeg diskutert vegetasjon som forekommer på tørrere mark. Relativt høye Salix-verdier indikerer at fuktige lokaliteter fantes i nærheten av bassengene. Ut fra den øvrige vegetasjon er det naturlig å anta at Salix-pollenet stammer fra buskformet vierkratt. Disse har mest sannsynlig forekommet på fuktig mark og som kantvegetasjon rundt vannene (jfr. Paus 1982 b:97).

En annen indikator på fuktige forhold er Filipendula cf. ulmaria. Den er i tillegg varmekrevende, og trives i nitrogenholdig jord. Filipendula er godt representert i M5 og oppnår ekstreme verdier i T5 (18% i spekter 580). De høye verdiene i T5 er sikkert et resultat av lokale forhold i Tinghaugmyra. Filipendula har trolig vært vanlig som feltsjikt i bjørkeskogen, samt på fuktige steder langs bassengkantene (jfr. Paus 1982 a:46).

Høye Polypodiaceae-frekvenser i sonen tyder på at også bregner inngikk som feltsjikt i skogen. Bregneinnslag er vanlig bl.a. i visse høystaudefjellbjørkeskoger (Rønning 1972:57).

Poaceae omfatter arter som kan inngå i ulike plantesamfunn. Høye grasverdier kan indikere chionofil vegetasjon (Berglund 1966 I:125), men ut i fra Empetrum og Juniperus sin dominans i sonen, stammer graspollenet helst fra lyskrevende arter på rabber, i enger og i åpen bjørkeskog. Plantesammensetningen indikerer forøvrig at snøleier spilte beskjeden rolle.

Sammenfattet kan en si at sonen kjennetegnes av en markant klimaforbedring som har initiert en suksesjon Empetrum-Juniperus-Betula pubescens. En liknende vegetasjonstype kan finnes i dagens subalpine og lavalpine soner, men det er viktig å ha klart for seg at disse ikke kan sammenliknes direkte med de preboreale bjørkeskogene, der klimaet var mye gunstigere (Iversen 1979:377).

#### 7.6.6 M6 BETULA, CORYLUS ASSEMBLAGE SONE.

Sonen antas å omfatte yngre deler av Preboreal kronosone.

Sonen er definert i Meåstjørna, og nedre grense er korrelert til nivå 5.65 m i diagrammet fra Tinghaugmyra (fig. 7.1). Corylus (hassel)-oppgangen er den mest iøynefallende hendelsen, og den finner sted ved nedre sonegrense. Corylus er vindbestøver og storprodusent av pollen (Fægri & Iversen 1975:54,156), men det er likevel ingen tvil om at treslaget har vokst i Yrkjeområdet. Selv om Betula tilsynelatende presses ned av den ekspanderende Corylus (pl. 1), viser absoluttdiagrammet (pl. 3) at Betula-influksjonen er tilnærmet konstant gjennom sonen. Den høye influksjonen i spekter 490 skyldes ekstremt høy pollen-konsentrasjon og er trolig ikke representativ.

Området har vært preget av en blandet hassel- og bjørkeskog med gras, bregner og kanskje Filipendula i feltsjiktet. Hasselen har gjerne hatt tilhold i sørvendte lier og rasmarker. På slike steder finner en i dag svært artsrike samfunn karakterisert av store grasarter i feltsjiktet (Rønning 1972:50). Juniperus-innslaget indikerer at det fantes lysåpne områder, og Salix, Cyperaceae og tildels Filipendula antas å holde til på fuktigere partier. Alt i alt er det ikke så stor forskjell på vegetasjonen fra sonen under. Klimaet er enda gunstigere, og skogsuksesjonen har gått ett trinn videre. Skogen har tetnet til, noe som vises både av polleninfluksjonen og mangelen på Empetrum og andre lyskrevende arter.



Corylus-oppgangen er en sentral begivenhet i de fleste pollendiagrammer fra Holocene. Den er bl.a. registrert i 38 m bassenget (Anundsen 1978:53, fig. 3) og Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a:48). Datering av hendelsen vil bli diskutert i kap. 9.3.1.

Ulmus (alm), Quercus (eik) og Populus (osp) dukker opp øverst i sonen i moderate mengder. Det er vanskelig å avgjøre om forekomstene skyldes fjernflukt eller lokal tilhørighet. Kaland (1984:211) framholder at Quercus- og Ulmus-oppgang noe før Corylus-maksimum er typisk for kystnære diagrammer fra Vest-Norge, og at økningen representerer immigrasjonen av disse artene. Paus (1982 a:48) regner ikke med at Ulmus og Quercus har vokst ved Sandvikvatn i Corylus sone (S-9) tross lave sammenhengende verdier av de nevnte taxa.

## KAPITTEL 8: DIATOMEANALYSE

Kapittelet vil omhandle analyse av diatomefloraen i de undersøkte sedimentene. I første rekke er salinitetsendringer studert, men økologiske faktorer som pH og trofisk status vil også bli belyst (jfr.kap. 6).

De undersøkte bassengene ligger under marin grense. De har vært påvirket av stadige havnivåforandringer i tiden fra området ble deglasiert frem til Preboreal. Dette har ført til gjentatt isolasjon og ingresjon av Tinghaugmyra og Meåstjørna. Basseng som har gjennomgått en slik utvikling, vil ofte ha oppbevart sedimenter som representerer de forskjellige avsetningsmiljøene: ferskt, brakt og marint. Hvert miljø har sin karakteristiske diatomeflora. Vi har brukt diatomeene for å fastsette isolasjons- og ingresjonskontakter i Meåstjørna og Tinghaugmyra. Kontaktene er datert ved  $^{14}\text{C}$ -metoden og pollenstratigrafi (jfr.kap. 9).

### 8.1 MORFOLOGI OG TAXONOMI.

Diatomeer (kiselalger) er encellede alger og finnes i en rekke ulike livsmiljø: i pytter, grunnvann, innsjøer, elver, marskland, laguner, hav, til og med på jord eller trær. De stiller i første rekke krav om fuktighet og tilstrekkelig lystilgang til fotosyntesen.

Diatomeene lever hovedsaklig planktonisk (frittlevende), og utgjør bl.a. hovedbestanddelen av phytoplankton i havet. De opptrer også bentonisk (på bunnen) eller epifytisk (på andre planter). Diatomeene lever enkeltvis eller danner kolonier. Individstørrelsen varierer fra 2  $\mu\text{m}$  til 200  $\mu\text{m}$ .

Celleveggen er hos diatomeene silifisert, og består av to skall som overlapper hverandre som en petriskål. Diatomeen inndeles i forskjellige plan og akser, og symmetrien bygger på forholdet mellom aksene og deres innbyrdes plan. Den ytre formen på skallet og skallstrukturen er svært varierende. Systematisk klassifisering av diatomeer baseres på skallstruktur og symmetri, og om skallet har gjennomløpende kanal i skalloverflaten (raphe) eller ikke (pseudoraphe).

## 8.2 MILJØFAKTORER.

De forskjellige diatomeartene har bestemte krav til temperatur, salinitet, ph-verdier, oksygen- og mineralinnhold. Artene lever i økologiske nisjer hvor deres økologiske livskrav er tilfredsstilt. Små miljøforandringer kan medføre at noen arter forsvinner, og nye arter kommer til.

Forandringer i artssammensetningen gjenspeiler således de økologiske endringer som finner sted i vannmassene, og de ulike vannmassene har sin karakteristiske diatomeflora. Diatomeenes følsomhet overfor miljøforandringer gjør dem svært godt egnet til å bestemme avsetningsmiljø og paleoøkologiske forhold i et basseng. F.eks. vil vekslende havnivå og tilførsel av ferskvann inn i bassenget påvirke sammensetningen av diatomefloraen.

Siden målet med analysene er å fastslå ingresjons- og isolasjons-kontaktene, har jeg konsentrert meg om salinitetsendringene, det vil si de miljøforandringer som skyldes vekslende havnivå. Diatomeene gir også opplysninger om pH og trofi. Jeg vil kort presentere deres grupperinger, men de vil bli nærmere diskutert under kap.6 i forbindelse med bassengutvikling.

#### 8.2.1 SALTØKOLOGISK INNDELING.

På grunnlag av resente undersøkelser deles diatomeene inn i grupper etter sine krav og toleranser overfor vannets saltholdighet. Det er utarbeidet flere system som bygger på en slik gruppering, og jeg vil nedenfor beskrive de jeg har brukt. Det mest brukte i N-Europa er en inndeling etter Kolbe (1927), revidert av Hustedt (1957). Inndelingen kalles Hustedts halobiesystem. Saltholdigheten er uttrykt som vektprosent av salter, S.

Hustedts (1957) halobiesystem:

1. Polyhalobe arter : Optimum ved mer enn 30 %. S,  
(saltvannsarter) men endel arter tåler lavere saltholdighet.
2. Mesohalobe arter : 30-0,2 %. S  
(brakkvannsarter) a) euryhaline mesohalober, 30-0,2 %.S  
b)  $\alpha$ -mesohalober mer enn 10 %. S  
c)  $\beta$ -mesohalober 10-0,2 %. S
3. Oligohalobe arter : kan leve i både brakt og ferskt vann.  
a) Halofile arter, optimum i brakkvann.  
b) Indifferente arter, optimum i ferskvann.

4. Halofobe arter : rene ferskvannarter med øvre  
(ferskvannarter) toleransegrense ved høyst 0,2 %. S

Der det er uenighet mellom de forskjellige floraene om diatomeenes saltøkologiske inndeling, er Werff og Huls (1976) brukt som supplement til Hustedts halobiesystem. Werff og Huls (1976) har følgende syv hovedgrupperinger :

<u>Saltholdighetsklasse</u>	<u>Saltholdighet mg/l<math>\approx</math> ‰.S</u>
marin	>30,000
marin-brakk	18,000-30,000
brakk-marin	9,000-18,000
brakk	1,800-9,000
brakk-fersk	900-1,800
fersk-brakk	180-900
fersk	<180

I teksten vil de to systemene bli referert til ved hjelp av de ovennevnte termene. Polyhalobe arter referer til Hustedt (1957), og marine arter referer til Werff og Huls (1976).

Jeg har benyttet Ekman (1953) og Ingmar (1973) sin inndeling av selve vannets saltholdighet :

marin	>20 ‰. S
brakk	20 ‰. -0,2 ‰. S
fersk	<0,2 ‰. S

### 8.2.2 pH

Det finnes flere system for inndeling av diatomeer etter pH-krav. Jeg har benyttet Hustedt (1939) som opererer med fem hovedgrupper :

- Alkalibiontiske : arter med krav til pH >7
- Alkalifile : arter med krav til pH tilnærmet 7, men optimum ved pH >7
- Indifferente : arter med krav til pH tilnærmet 7, men optimum ved pH lik 7
- Acidofile : arter med krav til pH tilnærmet 7, men optimum ved pH <7
- Acidobiontiske : arter med krav til pH <7, men har optimum ved pH 5,5 og lavere

Stabell (1982) påviser i basseng fra Sotra og Telemark en generell overgang fra basiske til sure forhold etter isolasjon. Jeg har undersøkt diatome samfunnenes suksesjon for å se om en slik overgang har funnet sted også i Tinghaugmyra og Meåstjørna. Dette er diskutert under kap.6.

### 8.2.3 TROFISK STATUS.

Diatomeene er inndelt i 4 grupper:

- eutrofe (foretrekker næringsrikt vann)
- mesotrofe (foretrekker middels næringsrikt vann)
- oligotrofe (foretrekker næringsfattig vann)
- dystrofe (foretrekker næringsfattig vann med høyt organisk innhold)

Generelt er basseng eutrofe like etter en isolasjon, fordi næringstilgangen fra marine sedimenter vanligvis er stor rett etter isolasjonen. I områder med sur berggrunn og fuktig klima forandres vannene som regel etterhvert mot mer oligotrofe forhold. Unntak er vann i kalkrike områder og på marine sedimenter (leire/skjellsand). I storparten av Vest-Norge og andre humide strøk vil etterhvert humussyre-tilførselen fra omliggende vegetasjon bli så stor at de fleste vann får en dystrof karakter. Bare store og dype vann forblir varig oligotrofe. Graden av trofi er diskutert nærmere i kap.6.

#### 8.2.4 LEVEMÅTE.

Stabell (1982) benytter følgende grupperinger :

1. Planktonisk : frittlevende arter.
2. Tychoplanktonisk : frittlevende arter som er revet løs fra det opprinnelige miljø.  
Samlebetegnelse for lakustrine plankton.
3. Bentisk : lever på bunnen.
4. Epifytisk : lever på andre planter.
5. Aerofytisk : lever i fuktige luftforhold.

Det er endel usikkerhet forbundet med tychoplanktoniske arter. Slike arter kan leve som plankton i basseng, hvor de tidligere var en del av et epifytisk eller bentisk samfunn. Det er imidlertid relativt lite kjennskap til de tychoplanktoniske artenes levesett. I forbindelse med undersøkelser av havnivåforandringer kan en ikke postulere diatomesamfunnets habitat alene ut fra slike arter. Artenes levemåte er tatt med i artslisten i appendix I

så sant det er funnet opplysninger i litteraturen. Slike opplysninger er av interesse da levemåten kan indikere om sedimentene er avsatt på grunt vann i strandsonen, på dypere vann, eller til tider har vært uttørret.

### 8.3 INGRESJONS-OG ISOLASJONSKONTAKTER.

Hovedformålet med diatomeanalysen er å fastsette nivåene der avsetningsmiljøet i sedimentene skifter. Jeg vil derfor definere kontaktene og gi en oversikt over kompliserende faktorer i forbindelse med ingresjon og isolasjon av basseng.

#### 8.3.1 DEFINISJON AV KONTAKTENE

I et basseng som har vært påvirket av havnivåendringer vil sedimentene gi et bilde av hvordan forholdene har forandret seg i bassenget (fig.8.1). Endringer i minerogen og organisk sedimentasjon finner sted ved isolasjon og ingresjon av bassenget. Isolasjonskontakt defineres som overgangen fra marine/brakke til lakustrine sedimenter, regnet nedenfra. Ingresjonskontakt defineres som overgangen fra lakustrine til brakke/marine sedimenter. Overgangen mellom marine/brakke og lakustrine forhold gir seg til kjenne på ulike måter i sedimentene. Overgangen kan ofte registreres mer eller mindre sammenfallende både lito-og biostratigrafisk. Jeg vil kommentere nærmere tre typer isolasjons- og ingresjonskontakter som har betydning ved miljøendringene i de undersøkte bassengene.

1. Diatomologisk kontakt
2. Hydrologisk kontakt
3. Sedimentologisk kontakt



### 1. Diatomologisk kontakt.

De diatomologiske kontaktene baseres på variasjoner i diatomefloraen. I biostratigrafiske arbeider brukes isolasjons- og ingresjonskontakter synonymt med endringer i artssammensetningen, og de vil i teksten brukes synonymt med diatomologiske kontakter om ikke annet er presisert.

Diatomeenes artssammensetning vil være karakteristisk og ulik på begge sider av kontaktene. Isolasjonskontakten settes vanligvis der svakt saltkrevende arter avtar og ferskvannsarter tiltar. Oligohalobe taxa kan leve under både ferske og brakke forhold, og inndeles etter Hustedt (1957) i indifferente og halofile grupper. Indifferente taxa har optimale leveforhold i ferskvann, halofile taxa i brakt vann. Grensen mellom ferskt og brakt vann er satt til 0,2 % saltholdighet (Ingmar 1973). De halofile taxa har ikke veldefinerte salt- toleransegrenser, og kan ifølge Cleve-Euler (1951-55) eksistere mellom salinitet 0,1-0,5 %. S. Isolasjonskontakten settes der oligohalobe-halofile og mesohalobe arter avtar og oligohalobe-indifferente og halofobe tiltar. Rask landhevning og kortvarig isolasjon av bassenget kan føre til at den halofile fasen ikke registreres (Stabell 1982). I såfall settes isolasjonskontakten der mesohalobe arter avtar og oligohalobe-indifferente og halofobe øker.

Ingresjonskontakten settes vanligvis der oligohalobe-indifferente og halofobe taxa avtar, og oligohalobe-halofile og mesohalobe tiltar.

Det er divergerende opplysninger om enkelte arters økologiske krav, og de vil av den grunn bli holdt utenfor ved fastsettelse av kontaktene. Et eksempel er Fragilaria

virescens var. subsalina som i litteraturen klassifiseres både som oligohalob-halofil (Hustedt 1957, Simonsen 1962), og som oligohalob-indifferent og halofob (Cleve-Euler 1951-1955).

Fragilaria-artenes betydning for bestemmelse av isolasjons- og ingresjonskontakter vil bli diskutert i kap.8.7.

## 2. Hydrologisk kontakt.

Ingmar (1973) innførte begrepet hydrologisk isolasjonskontakt som betegnelse for tilstanden når alt saltvann er drenert ut av et basseng. Kontakten kan sammenfalle med den diatomologiske, men det kan også være uoverstemmelse mellom disse to. Dette avhenger av bassengets størrelse og dybde, hvor lenge terskelen ligger innen tidevannssonen og tiden det tar før vannmassene i bassenget er blandet. I isolasjonsfaser der regresjonshastigheten er langsom, kan en hydrologisk isolasjon finne sted lenge etter at bassengets forbindelse med havet er brutt. Saltvann kan da sirkulere inn og ut av bassenget ved høyvannstand. Isolasjonen av Meåstjørna og Tinghaugmyra ser ut til å foregått relativt raskt, og det er mest sannsynlig at de hydrologiske og diatomologiske kontaktene sammenfaller i begge bassengene (jfr.kap.8.6).

## 3. Sedimentologisk kontakt.

En sedimentologisk kontakt markerer seg som en sone, og vil kunne identifiseres i sedimentene. Ved isolasjon av basseng vil sedimentene vanligvis skifte fra minerogene til mer gytjerike, mens det motsatte ofte er tilfelle ved

en ingresjon. Her spiller også klimaet og vegetasjonsdekket på land en rolle. En transgresjon kan medføre erosjon eller forstyrrelse av de øverste sedimentene, noe som kan resultere i hiatus i lagrekken (Kaland 1984).

Diatomologisk og sedimentologisk kontakt vil som oftest være sammenfallende, men dette trenger ikke alltid være tilfelle. Eksempelvis påviser diatomeanalysene fra Tinghaugmyra en overgang fra brakke til klart marine sedimenter uten at overgangen kan spores litostratigrafisk (se kap.6.2).

Dette underbygger viktigheten av å bruke diatomeanalyser uavhengig av litologiske tolkninger med hensyn på isolasjons- og ingresjonskontakter.

### 8.3.2 KOMPLISERENDE FAKTORER.

Ved fastsettelse av isolasjons- og ingresjonskontakter er det flere kompliserende faktorer å ta hensyn til: terskelens eksponering, tidevann, stormbølger, tilførsel av ferskvann og bassengets volum.

Generelt vil ferskvannstilførselen være av avgjørende betydning når det gjelder miljøforholdene. I denne sammenheng er også bassengets volum og terskelens eksponering av betydning. Figur 8.2 illustrerer isolasjonsfaser i basseng, og enkelte kompliserende faktorer som innvirker på isolasjonen (Stabell 1982).

Fase A og B : Viser en "normal" utvikling i et middels stort basseng med en middels stor ferskvannstilførsel, og en terskel som ligger i lavvannsnivå.

Dersom tidevanns forskjellen er stor, vil terskelen ligge innen tidevannssonen i relativt lang tid, og isolasjonskontaktene vil kunne bli diffuse og utstrakte i tid. Bølgeaktivitet over den eksponerte terskelen vil kunne medføre at bassenget influeres av saltvann etter at høyvannsnivået ligger under terskelnivå.

Fase C : Ferske forhold kan opprettholdes i et isolert basseng selv om terskelen ligger innen tidevannssonen. Terskelen er beskyttet, og saltvannspåvirkningene vil da avta, samtidig som det store bassengvolumet og ferskvannstilførselen forsinker miljøforandringer.

Ligger terskelen eksponert vil saltvann hyppigere trenge inn i bassenget, og brakke forhold vil kunne oppstå.

Fase D : Brakke forhold kan oppstå selv om terskelen ligger over høyvannstanden. Periodisk innstrømming av saltvann har større innflytelse på miljøet enn ferskvannstilførselen, da både bassengvolum og

ferskvannsinstrømning er liten. Rent lakustrine forhold vil ikke forekomme så lenge stormbølger slår over terskelen.

Påvirkningene av stormbølger vil avta alt etter hvor beskyttet innløpet er. Lakustrine forhold vil inntreffe tidligere i mer beskyttede basseng.

Dette viser hvor viktig det er å ha kontroll over slike kompliserende faktorer. Diatomologiske kontakter behøver ikke indikere korrekt nivå for bassengets isolasjon. Isolasjonen kan ha foregått litt tidligere eller senere alt etter ferskvannstilførselen bassengets størrelse og beliggenhet (Ingmar 1973).

Ifølge Norges Sjøkartverk (pers. medd. 1984) er den midlere astronomiske tidevannsforskjellen i dag på 0,25-0,30 m i Ryfylkefjordene. Det er da sett bort fra meteorologiske forskjeller som skyldes høytrykk og lavtrykk, springflo og stormbølger. Det er lite kjennskap til tidevannsstrømmene i Sen-Weichsel, men Thomsen (1982) antar at tidevannsforskjellen i Sørvest-Norge var større da enn i dag.

Selv om en må regne med en total tidevannsforskjell større enn  $\pm$  25-30 cm i Sen-Weichsel, er det vanskelig å anslå tidevannets betydning i Meåstjørna og Tinghaugmyra.

Dette vil bli diskutert nærmere i forbindelse med tolkning av diagrammene (kap.8.6).

#### 8.4 ANALYSEMETODER.

##### 8.4.1 UTTAK AV ANALYSEMATERIALE.

Analysene i Tinghaugmyra og Meåstjørna er gjort på 110 mm kjerneprøver. Analysene er utført tett og systematisk der litostratigrafien indikerer endringer i avsetningsmiljøet. Det kan også forekomme miljøforandringer uten at det kommer til syne litostratigrafisk. Sen-Weichsel strandforskyvningskurver fra Vestlandet viser et komplekst forløp, og det var sannsynlig med flere skifter i avsetningsmiljø i kjernen. Jeg fortsatte derfor å ta systematiske analyser i områder av kjernen der det ikke var synlige litostratigrafiske forandringer for å være sikker på å registrere eventuelle kontaktsoner.

##### 8.4.2 PREPARERING.

Det ytre lag av kjernen ble rensert og ca. 1 cm<sup>3</sup> materiale ble tatt ut ved hjelp av to små spatler. Det ble brukt tre ulike prepareringsmetoder, en for absolutt og to for relativ diatomeanalyse.

Fire prøver fra Meåstjørna (spektra 510, 520, 540, 560) ble preparert for absolutt diatomeanalyse etter metode beskrevet av Kaland og Stabell (1981). Jeg tilsatte 30 Lycopodium tabletter a 11300 sporer til hver prøve. Metoden viste seg ikke å fungere for mitt materiale, pga. stor diatometetthet. Bare et fåtall Lycopodium-sporer ble registrert pr. 500 diatomeer. Hyppig fortytning ville

kunne medført korrosjon på enkelte av skallene, og øke faren for feilbestemmelser. Dessuten øker stadig fortykning også usikkerheten for at diatomesammensetningen ikke er representativ.

De resterende spektra ble preparert etter en metode som er beskrevet av H. Håkansson (pers.medd.):

1. En liten del av prøven behandles med 35% hydrogenperoksyd ( $H_2O_2$ ) i varmeblokk med ca.  $30^\circ C$  ett døgn (for å fjerne organisk materiale).
2. Tilsetter destillert vann, sentrifugerer og dekanterer 4 ganger.
3. Noen dråper av løsningen utbres på et dekkglass, og materialet "brennes fast" ved  $200^\circ C$  på en varmeplate.
4. Dekkglasset monteres med Hymount (brytningsindeks 1,66), og det hele legges tilbake på varmeplaten en stund.

Etter avkjøling vil dekkglasset være fastlimt, og ikke kunne falle av ved uhell.

Det ble funnet fragmenter av arter som Synedra spp. og enkelte Nitzshia spp. som det var umulig å artsbestemme. Det ble gjort forsøk på å bevare disse artene hele, ved å redusere antall sentrifugeringer til en. Dette viste seg å være vellykket. De siste tyve spektra jeg preparerte fra Tinghaugmyra ble behandlet på denne måten (583, 587, 600-655, 748-780).

#### 8.4.3 MIKROSKOPERING.

Det ble ved telling og artsidentifikasjon brukt et Zeiss forskningsmikroskop med 100 x objektiv og fasekontrast. Jeg har prøvd å telle minimum 500 skall, (hele diatomeer og lett identifiserbare fragmenter), utenom *Fragilaria*-artene i hvert spekter. I spektra hvor *Fragilaria*-artene har mer enn 30 % dominans er det forsøkt å holde antall andre arter på minimum 200. Det var i enkelte spektra ikke mulig å nå dette målet.

#### 8.4.4 ARTSIDENTIFIKASJON OG BESTEMMELSESLITTERATUR.

Artsidentifikasjonene er hovedsakelig basert på A. Cleve-Euler (1951-55), Peragallo (1897-1908) og Hustedt (1930, 1930-1966). Nomenklaturen følger hovedsakelig disse arbeidene. Annen bestemmelses-litteratur er listet i tabell 8.1.

Under tellingen er det laget eget kartotek med bilder av vanskelige arter for å lette videre arbeid. Jeg har tatt elektronmikroskopbilder av arter det har vært spesielt vanskelig å bestemme, nye arter og arter der det råder usikkerhet om bestemmelsene. En del av de ukjente artene er vist i appendix III.

Alle økologiske data og andre informasjoner om de enkelte artene er samlet i en artsliste (se appendix I). Det har vært svært tidkrevende å sammenstille tilgjengelige data for hver art manuelt. All anvendt litteratur er listet i tabell 8.1.



## 8.5 DIATOMEDIAGRAMMER.

På grunn av datamengden er diagramform den vanligste måten å presentere diatomeanalyser. Jeg velger å presentere alle telldata fra begge basseng i tre typer diagrammer. Inndelingen av diagrammene bygger på halobiesystemet til Husted (1957).

### 8.5.1 DIAGRAMTYPER.

#### 1. Suksejonsdiagram.

Artene er her ordnet alfabetisk innen de forskjellige saltholdighetsgruppene, med marine taxa til venstre og lakustrine til høyre. Arter som er representert med lav prosentandel i de forskjellige spektra, dvs. under 10 %, er av enkelte forfattere utelatt i denne type diagram. Det begrunnes med at diagrammene vil bli lettere å lese (Stabell 1982, Sætersmoen 1984). Jeg mener at viktig informasjon da går tapt. Enkelte arter som lever i snevre økologiske nisjer og er lavt representert, kan gi viktige tilleggs-informasjoner om miljøforholdene. Jeg inkluderer derfor alle talte taxa i mine suksesjonsdiagram, med unntak av Fragilaria-arterne. Jeg har dessuten valgt å sette arter med sterkt divergerende økologi og nye arter for seg. Dette er for å vise artenes utbredelse i mine kjerner uten å måtte plassere dem i økologiske grupper.

Beregningsgrunnlaget (antall skall) for suksesjonsdiagrammet er  $\Sigma(T-F)$

hvor  $\Sigma T$ =total skallmengde  
(medregnet Fragilaria-skall)  
 $\Sigma F$ =antall Fragilaria-skall

## 2. Totaldiagram.

Artene er gruppert i halobie - klasser på basis av de økologiske informasjonene som er samlet i artslisten. Arter med divergerende økologi og ny art er tatt med under gruppen ukjente. Fragilaria-artene (F) er ikke inkludert.

Beregningsgrunnlaget er det samme som for suksesjonsdiagrammet.

## 3. Fragilaria-diagram.

Fragilaria-artene opptrer i svært høye konsentrasjoner i flere spektra i kjernen, og jeg har derfor presentert denne slekten i eget diagram. Artene er ordnet etter opptreden i kjernen, og er beregnet prosentvis ut fra summen av Fragilaria-arter, [F].

## 8.6 TOLKNING AV DIAGRAMMENE.

Jeg vil i dette kapitlet tolke de enkelte diatomesonene ut fra diatomeenes sammensetning og deres økologiske krav. Tolkningen og konklusjonene for fastsettelse av miljøforholdene i Meåstjørna og Tinghaugmyra baserer seg på de informasjonene jeg har samlet i artslisten ( se appendix I), og på tidligere arbeider listet i tabell 8.1. Anvendte toleransegrupperesystemer er presentert i kap. 8.1.4.

Diatomediagrammene for Meåstjørna og Tinghugmyra er delt inn i diatomesoner. Dette er gjort for å lette arbeidet med beskrivelsen av diagrammene. Grensene mellom diatomesonene er trukket der tydelige endringer i artssammensetningen finner sted, uavhengig av litostratigrafi og andre faktorer. Analyser av grønnalger og dinoflagellatcyster (pl. 1 og 2) nyttes som støtte for tolkningen av salinitetsendringene.

#### 8.6.1 MEÅSTJØRNA. (plansje 5)

Meåstjørna er beskrevet i kapittel 4.2. Bassenget ligger svært godt beskyttet. De paleogeografiske kartene viser at et havnivå på 40 meter ikke kan ha påvirket forholdene i bassenget (fig. 4.11). Et havnivå på 45 meter (fig. 4.12) vil derimot kunnet ført til forbindelse med havet via Løkjen og nordover til Meåstjørna.

Bassenget var sannsynligvis betraktelig større i Sen-Weichsel enn i dag (jfr.kap. 4.2). Det antagelige bassengareal er på ca. 16300 m<sup>2</sup> og nedslagsfeltet omfatter ca. 611800 m<sup>2</sup>. Forholdet mellom drenerings- og bassengareal er 37,5:1 (se tab. 4.1).

Sammenlignet med Tinghaugmyra er ferskvannstilførselen inn i Meåstjørna mindre og bassengarealet større (tab. 4.1). Bassengarealet er relativt stort i forhold til tilførselen av ferskvann. Teoretisk vil dette i en regresjonsfase medføre at diatomeene viser marine forhold etter at bassenget ble isolert fysisk, dvs. når høyvannstanden står like under terskelnivået. Ved en transgresjon vil blandingen av vannlagene forsinkes. De polyhalobe diatomeene (marint miljø) vil først etableres en tid etter at terskelen ble transgredert. Dette medfører en

forlengelse av ferskvannsfasen.

Imidlertid har  $^{14}\text{C}$ -dateringene av isolasjons- og ingresjonskontaktene et standardavvik opptil 340 år i Meåstjørna. Det antas at dette overstiger tidsavviket mellom den fysiske isolasjonen og de miljøendringene diatomeene viser.

I Meåstjørna (fig. 8.4) er det ikke skilt ut brakke faser ved overgangen fra ferske til marine forhold ved 525 cm dyp og fra marine til ferske ved 517,5 cm dyp. Dette skyldes trolig hurtige havnivåforandringer i det aktuelle tidsrommet. Jeg har fastsatt isolasjons- og ingresjonskontakter i Meåstjørna ut fra de kriterier som er beskrevet for Tinghaugmyra (jfr.kap.8.6.2).

Kjernen er delt inn i 5 diatomesoner, MD0-MD4.

#### MD0. (575cm-573cm)

Det er bare registrert 4 arter, med ett skall hver. De oligohalobe-indifferente Cymbella ventricosa og Nitzshia fonticola, sammen med oligohalobe-halofile Nitzshia frustulum og halofobe Navicula cocconeiformmis indikerer ferske, samt relativt næringsrike og basiske forhold (fig. 8.8). Den svært lave diatometettheten i bunnen av kjernen kan ha flere årsaker. Årsaken kan være at det umiddelbart etter bassenget ble isfritt fortsatt var mye breslam i vannmassene. Diatomeene er avhengig av fotosyntese, og de lite gjennomsiktige forholdene vil vanskeliggjøre deres eksistens. Innvandringen av diatomeer til bassenget kan også være noe forsinket. Jeg antar at en kombinasjon av disse forholdene er den mest sannsynlige årsaken til den sparsomme floraen.

MD1. (573cm-553cm)

Det er registrert 1 oligohalob-halofil, 13 oligohalob-indifferente og 16 halofobe arter. Floraen er artsrik, men artssammensetningen domineres av Achnantes leveanderi var. genuina i nedre og midtre del av sonen og av Pinnularia balfouriana i øvre del av sonen. A. leveanderi var. genuina har en markert oppblomstring, og når maksimal utbredelse med 50% ved 565 cm. Deretter avtar kurven drastisk og når tilnærmet null ved 560 cm.

Achnantes leveanderi var. genuina er en oligohalob-indifferent art med indifferent pH-verdi (de Wolf 1982). Arten lever i dag epifytisk i kulper hvor det er relativt liten gjennomstrømming.

Andre arter med relativt markert utbredelse i nedre del av sonen er de oligohalobe-indifferente Cymbella ventricosa, Gomphonema acuminatum var. coronatum, Navicula radiosa, Pinnularia interrupta, Stauroneis phoenicenteron, og de halofobe Achnantes microcephla, Cymbella gracilis og C. lapponica. Artene er av Foged (1955, 1964) registrert i klart vann på dyp mellom 0,10 m og 1,5 m.

De oligohalobe-indifferente Fragilaria pinnata og Fragilaria construens var. typica dominerer nedre og midtre del av sonen med opptil 90 %, og de har en markert nedgang samtidig med nedgangen av Achnantes leveanderi var. genuina. Fragilaria-artene er diskutert i kap.8.7.

P. balfouriana, som dominerer i øvre del av sonen, øker jevnt fra 10% ved 568 cm til maksimal utbredelse på 35% ved 555 cm. Kurven går deretter drastisk ned til 6% ved 552,5 cm. Pinnularia balfouriana er halofob og lever vanligvis på fuktige moser og på fjellskråninger med jevnt tilsig av vann (A. Cleve-Euler 1951-1955). P. balfouriana

regnes som aerofil. Foged (1964) registrerer P. balfouriana på mudderbunn (dyp 20-30 cm) med lite gjennomskinnelig vann.

Oppblomstringen av Pinnularia balfouriana finner sted midt i sonen. Samtidig øker mengden av Achnantes linearis. A. linearis er registrert i grunt, klart vann, i stagnerende vann og i tørkede elveleier på fuktig mose (Foged 1953, 1955, 1964). Fragilaria virescens var. subsalina (jfr.kap.8.7) har en markert oppblomstring samtidig med Pinnularia balfouriana.

Jeg har nyttet algeanalysene; Hystrix og Pediastrum (pl.1), som støtte for diatomeanalysene. Pediastrum (grønnalger) er ikke identifisert til artsnivå og vil av den grunn ikke gi noen sikker bestemmelse av salinitetsendringer. De fleste Pediastrum-artene dør imidlertid ut ved saltholdighet høyere enn ca. 3%. (Tjemsland 1983:171). Slekten er egnet til å identifisere store og brå miljøendringer, og de observerte miljøendringene henger stort sett sammen med resultatene av diatomeanalysene.

Diatomesammensetningen peker mot ferskt miljø fra 573 cm-553 cm, med innbyrdes veksling av oligohalobindifferente og halofobe arter (fig.8.4). Pediastrumverdiene samsvarer med diatome-dataene. Floraen viser at de lokale forholdene i Meåstjørna varierte noe i sone MD1. Diatomesammensetningen indikerer klart og relativt grunt vann.

#### MD2. (553 cm-524 cm)

Floraen er artsrik med 50 registrerte taxa. Nedre delen av diatomesonen domineres av to arter som utgjør mellom 30 % og 40 % av diatomefloraen. Det er den lett oligohalobe-

halofile Cymbella caespitosa som foretrekker eutrofe forhold (A. Cleve-Euler 1951-1955), og den mesohalobe Navicula aveneacea. N.aveneacea regnes av Hendeby (1964) og Cholnoky (1968) som euryhalin mesohalob, dvs. at den lever innenfor toleransegrenser på mellom 30 % og 0,2 %. S. Den er alkalibiontisk. Begge artene avtar brått ved 548 cm.

Andre arter med en viss utstrekning i nedre del av sonen er de oligohalob-indifferente: Achnantes leveanderi var. genuina, Cymbella ventricosa, Stauroneis anceps, og de halofobe A. microcephala, Anomoeoneis brachysira var. thermalis og Navicula cocconeiformis.

I midtre del av sonen dominerer Cymbella ventricosa. Arten viser en markert topp ved 548 cm på 40 %, ved 543 cm på 22 % og ved 537 på 13%, og avtar deretter. Cymbella ventricosa blir av De Wolf (1982) regnet som oligohalob-indifferent, pH-indifferent og eutrof. Foged (1955, 1964) har registrert arten i relativt klart vann.

Navicula cocconeiformis har samtidig en oppblomstring opptil 24%, og avtar deretter videre oppover i sonegrense MD3. N. cocconeiformis er av A. Cleve-Euler (1951-1955) og Hustedt (1930-1966) beskrevet som halofob. Kjemperud (1982) beskriver den som acidobiontisk.

Halofobe Anomoeoneis brachysira var. thermalis, (A. Cleve-Euler 1951-1955) blomstrer opp rundt nivå 540 cm og dominerer resten av sonen. Achnantes leveanderi var. genuina (se MD1) og A. microcephala øker omkring samme dyp, og Pinnularia balfouriana (se MD1) blir igjen registrert. Achnantes microcephala beskrives som halofob av A. Cleve-Euler (1951-1955), Hustedt (1930-1966) og Werff og Huls (1976). A. Cleve-Euler (1951-1955) antar at arten er eutrofisk, mens Foged (1955, 1964) har registrert den som en dominerende art foran isbreer på Nord-Grønland

og Spitsbergen. Samtidig registreres den oligohalobe-indifferente Fragilaria construens var. venter (A. Cleve-Euler 1951-1955) i Meåstjørna.

Det er en sterk dominans av oligohalobe-indifferente og halofobe arter i hele MD2 (fig.8.4). Ved overgangen til MD3 er det registrert enkelte skall av de polyhalobe Diploneis smithi, D. stroemi, Nitzshia marginulata og Surirella fastuosa. Diploneis smithi har et toleranseintervall på 35-3 %. S ifølge Simonsen (1962), og er marin-brakk ifølge Werff og Huls (1976). Den er registrert som en vanlig littoral form under marine forhold (Cholnoky 1968, Hendey 1964). Diploneis stroemi registreres også som en littoral form i marint miljø (Werff og Huls 1976). Nitzshia marginulata er registrert som polyhalob av Peragallo (1897-1908). Surirella fastuosa antas av Hendey (1968) og Werff og Huls (1976) å være en vanlig marin art langs kysten av Nordsjølandene, og regnes som littoral form. Ved overgangen til MD3 er det en markert nedgang i antall skall av den oligohalobe-indifferente Fragilaria construens var. typica (A. Cleve-Euler 1951-1955), samtidig med en klar økning av F. virescens var. subsalina.

Jeg konkluderer ut fra artssammensetningen at sedimentene fra 553 cm-524 cm er avsatt i ferskvann med et saltinnhold trolig omkring 0,2%. (jfr.kap.8.2.1). Diatomesammensetningen antyder relativt grunne og klare vannforhold, trolig med lav temperatur. De relativt høye Pediastrum-verdiene (pl.1) i hele sone MD2 indikerer at saltinnholdet må ha vært lavere enn 3%. (kap.8.6.2).

Artsammensetningen indikerer en marin påvirkning ved overgangen til neste sone (MD3). Jeg antar at de polyhalobe artenes opptreden forårsakes av bølgevirksomhet inn i bassenget. Havet har trolig stått like under



terskelhøyden. Diatomefloraen viser eutrofe, dvs. relativt næringsrike forhold i nedre del av sonen, og som avtar gradvis til mer næringsfattige forhold ved overgangen til MD3 (fig. 8.8) (jfr.kap.6.1.3). Diatomeartene antyder relativt grunne og klare forhold. Sone MD2 korreleres til Yngre Dryas, og jeg antar at brefronten ikke har ligget mange kilometrene fra bassenget (kap. 3.1). Breens nærhet kan muligens forklare utbredelsen av Achnantes microcephala. Tildels dårlig kjennskap til artenes økologi, gjør det vanskelig å gi en mer detaljert tolkning av sedimentasjonsmiljøet.

#### MD3. (524 cm-518 cm)

Floraen er ikke så artsrik som i sone MD1 og MD2 (37 registrerte arter). Det er i diatomesone MD3 sterk økning av polyhalobe arter, sammen med en markert nedgang av de halofobe. De polyhalobe Paralia sulcata og Navicula forcipata og den halofobe Cyclotella antiqua dominerer sammen med de polyhalobe artene som er registrert ved overgangen MD2/MD3.

Den polyhalobe Paralia sulcata registreres som en karakteristisk littoral art. P. sulcata kan leve i vann med 35-3 ‰ S (Simonsen 1962), og arten har optimale vokseforhold ved 35-25 ‰ S (Mølder og Tynni 1967). P. sulcata og den polyhalobe Navicula forcipata har sin maksimale utbredelse samtidig, men P. sulcata og andre polyhalobe arter avtar, med unntak av N. forcipata. N. forcipata registreres fortsatt sammen med mesohalobe arter. Den samme suksesjonen er i forbindelse med transgresjon av basseng registrert av Stabell (1982). De mesohalobe Navicula aveneacea (se MD2) og N. peregrina var. aperta har markert oppblomstring ved 520 cm dyp sammen med den halofobe Cyclotella antiqua. C. antiqua er

av Foged (1955, 1964) registrert i lite gjennomiktig vann.

Den oligohalobe-indifferente Fragilaria brevistriata (jfr.kap.8.7) opptrer i Meåstjørna for første gang i sone MD3. F. virescens var. subsalina har en jevn og høy verdi gjennom hele sonen.

Diatomefloraen viser klart at havnivået har stått høyere enn terskelen, og det er årsaken til de forandringene en ser i artssammensetningen. Oligohalobe-indifferente og halofobe arter kan til en viss grad fortsatt eksistere (fig.8.4). Dette indikerer at saltholdigheten må være lavere enn rent marint vann, og havnivået kan ikke ha stått langt over terskelhøyden. Ekman (1953) setter grensen mellom brakke og marine forhold ved 20 %. S (kap.8.1.4). De registrerte artene er hovedsakelig av littorale marine typer, noe som underbygger tolkningen av grunn-marine forhold.

De første dinoflagellatcystene (Hystrix) registreres omkring ingresjonen (nivå 525 cm). De er ikke bestemt kvantitativt til artsnivå, men en stor del av cystene tilhører arten Operculodinium centrocarpa. Hystrix indikerer marine forhold, og O. centrocarpa er vanlig i marint miljø. Hystrix når ikke høye verdier, samtidig som Pediastrum øker i dette tidsrommet. Isolasjonen (518 cm) betegnes ved nedgang for Hystrix sammen med et maksimum for Pediastrum.

Under rent marine forhold kan ikke Pediastrum eksistere. Dette tas som et tegn på at havnivået ikke har stått høyt over bassengets terskel. Det er godt samsvar mellom algeanalysene og diatomedataene når det gjelder den marine innflytelsen på bassenget.

MD4. (518 cm-490 cm)

Diatomefloraen i MD4 er betraktelig mer artsrik (43 registrerte taxa) enn i forrige sone. Det er umiddelbart legges merke til ved overgangen MD3/MD4 er den sterke økningen av halofobe sammen med den drastiske nedgangen av polyhalobe arter. Nederst i sonen dominerer de oligohalobe-halofile Cymbella caespitosa og Nitzshia frustulum sammen med de oligohalobe-indifferente Cymbella ventricosa, Nitzshia fonticola, Achnantes leveanderi var. genuina, A. suchlandti og de halofobe A. microcephala, Navicula pupula og Pinnularia balfouriana. Den halofobe Anomoeoneis brachysira var. thermalis opptrer markert i hele sonen. Fra ca 510-512,5 cm er det en oppblomstring i de oligohalobe-indifferente Cymbella microcephala og Eunotia pectinalis, sammen med de halofobe Cymbella gracilis og Navicula cocconeiformis. Dette gjelder også Fragilaria virescens var. subsalina og den oligohalobe-indifferente F. virescens. Samtidig forsvinner F. brevistriata, F. pinnata og F. construens var. typica (jfr.kap.8.7).

Sonen viser tydelig ferskt miljø etter isolasjonen (nivå 518 cm).

8.6.2 TINGHAUGMYRA (plansje 6)

Tinghaugmyra er beskrevet i kapittel 4.3. Fig.8.3 viser lengdeprofil gjennom myra og utløpet, samt to tverrprofil: CD (vest for utløpet) og EF (selve utløpet). Terskelens utforming og beliggenhet indikerer at bassenget har ligget

godt beskyttet i Sen-Weichsel. Dette har dempet effekten av eventuelle stormbølger og havvann som har skyllet inn. Resultatet er mindre forstyrrelser av diatomesammensetningen i bassenget.

Tinghaugmyra har et areal på ca. 12200 m<sup>2</sup>, og bassengets nedslagsfelt er på ca. 968700 m<sup>2</sup>. Forholdet mellom dreneringsareal og bassengareal utgjør 79,5:1 (tab.4.1). Ferskvannstilførselen inn i bassenget er relativt stor i forhold til bassengvolumet

Pediastrum (grønnalger) er ikke identifisert til artsnivå og vil av den grunn ikke gi noen sikker bestemmelse av salinitetsendringer. De fleste Pediastrum-artene dør imidlertid ut ved saltholdighet høyere enn ca. 3%. (Tjemsland 1983:171). Slekten er egnet til å identifisere store og brå miljøendringer, og de observerte miljøendringene henger stort sett sammen med resultatene av diatomeanalysene.

Under isolasjon og ingresjon vil en brakkvannspoll dannes for kortere eller lengre tidsrom, avhengig av tilførselen av ferskvann, bassengets volum og hvor lenge havnivået har stått i samme nivå som terskelen.

Det er ikke registrert brakke faser under og over den ferske fasen fra 763 - 758 cm. Dette skyldes trolig at både regresjonshastigheten og transgresjonehastigheten var hurtig og at diatomeene ikke rakk å etablere brakkvannssamfunn. Det er mulig at analyser for hver 0,5 cm i det aktuelle nivået kunne ha registrert brakke faser.

Det er vanskelig å korrigere for virkningen av tidevann (jfr.kap.8.3.2). Jeg ser av den grunn bort fra tidevannsforskjellen i området, og definerer isolasjons- og ingresjonskontaktene ut fra rent diatomologiske

kriterier. Når diatomesammensetningen viser marine forhold, antas havet å stå over terskelnivået. Viser diatomesammensetningen ferske forhold, antas havet å stå under terskelnivået.

Kjernen er delt inn i 10 diatomesoner, TD1-TD10.

#### TD1. (780 cm-765,5 cm)

Diatomefloraen i sonen fordeler seg på 3 mesohalobe og 7 polyhalobe arter, foruten 3 arter med usikker økologi. Floraen viser klar dominans av Nitzshia marginulata og Gyrosigma acuminatum var. gallicum. N. marginulata er av Peragallo (1897-1908) registrert som polyhalob. A. Cleve-Euler (1951-1955) har også funnet arten under brakke forhold. Det er forskjellige oppfatninger om økologien til G. acuminatum var. gallicum. Chalnoky (1968) beskriver den som mesohalob, mens både A. Cleve-Euler (1951-1955) og De Wolf (1982) regner den som oligohalob-indifferent. Jeg har på grunn av de divergerende oppfatningene plassert G. acuminatum var. gallicum i diagrammet sammen med andre arter med usikker økologi.

Diatome innholdet består ellers hovedsakelig av de polyhalobe Amphora angusta, Cocconeis scutellum var. ornata, Navicula palpebrales var. angulosa og Surirella fastuosa, og den mesohalobe Pleurosigma delicatum. De mesohalobe artene utgjør svært liten andel av diatomefloraen i sonen.

Antall polyhalobe taxa viser tydelig at sedimentene i sone TD1 er avsatt under marine forhold (fig.8.5). Det nederste spekteret i pollendiagrammet (pl.2) karakteriseres av svært høy Hystrix-verdi. De fleste diniflagellatcystene tilhører Operculodinium centrocarpa, men mange

Spiniferites er observert. Spiniferites er den klareste marine indikatoren av de identifiserte dinoflagellatcystene. Det er i samsvar med diatome-dataene at miljøet var marint nederst i sonen. De 13 taxa som er registrert indikerer arts-fattig flora i nederste del av kjernen. Årsaken kan være at det fortsatt er endel breslam i vannmassene etter at bassenget ble isfritt. En slik situasjon ville vanskeliggjøre diatomeenes eksistens (jfr.kap.8.6.1). Det er foretatt relativt få undersøkelser av pH og næringsforhold av den resente diatomefloraen. Det er derfor vanskelig å uttale seg om disse forhold.

TD2. (765,5cm-762cm)

Av de registrerte artene i sonen er 5 polyhalobe, 6 mesohalobe, 10 oligohalobe-indifferente og 6 halofobe, samt 1 med usikker økologi.

Diatomesammensetningen er i sonen totalt forskjellig fra den registrerte i sone TD1. Nedre del av sonen karakteriseres av en voldsom oppblomstring (opptil 75%) av den polyhalobe Paralia sulcata. P. sulcata er diskutert under MD3. Mengden av de polyhalobe artene avtar drastisk. Samtidig blir flere taxa med krav til mindre saltvann registrert i mindre målestokk.

Achnantes hauckiana beskrives som euryhalin mesohalob (toleransegrense 30-0,2 ‰ S) av Werff og Huls (1976), Simonsen (1962) og A. Cleve-Euler (1951-1955). De optimale vokseforholdene for P. sulcata på ca. 35-25 ‰ S indikerer at sedimentene i sonen fortsatt er avsatt under marine forhold. Det er samtidig endel fluktuasjoner i saltinnholdet, noe som bekreftes av oppblomstringen av Achnantes hauckiana, og det faktum at det registreres både

oligohalobe-indifferente og halofobe arter. Nitzshia amphibia, Achnantes leveanderi var. genuina, A. elliptica, A. suchlandti og Navicula radiosa blir alle beskrevet som oligohalobe-indifferente, mens Navicula hasta og Pinnularia balfouriana betegnes som halofobe.

Hystrix-kurven faller samtidig som Pediastrum stiger brått (pl.2). Pediastrum er sterkt representert, men moderate Hystrix-mengder indikerer at bassenget fremdeles er marint påvirket (jfr.kap.8.6.1). Diatomefloraen viser at forholdene fortsatt er marine (fig.8.5), men de er i ferd med å endre seg. Algeanalysene samsvarer med diatomedataene. Tilførselen av havvann begynner å avta, og det er like før bassenget isoleres.

Isolasjonskontakten er satt til nivå 762 cm.

#### ID 3. (762 cm-759 cm)

Det er her en overgang til et mer artsrikt miljø, hvor 7 av de talte taxa er polyhalobe, 6 mesohalobe, 1 oligohalob-halofil, 11 oligohalob-indifferente, 7 halofobe og 1 har ukjent økologi. Igjen er det en skiftning i artssammensetningen. Alle saltholdighetsgrupperingene er representert, men prosentverdien for de oligohalobe-indifferente og halofobe artene utgjør omkring 70 % (fig.8.5). Den voldsomme oppblomstringen av arter som krever mer ferske forhold, skyldes Frustulia vitrea. Generelt karakteriseres slekten Frustulia spp. som halofob, og ved at den finnes i surt vann. Frustulia vitrea er ikke noe unntak (A. Cleve-Euler 1951-1955).

Den mesohalobe Achnantes hauckiana forsvinner brått, og den oligohalob-indifferente Nitzshia amphibia avtar sterkt i nedre del av sonen samtidig med oppblomstringen av Frustulia vitrea.

Diploneis domblittensis var. subconstricta er funnet i både ferskt, lett brakt (A. Cleve-Euler 1951-1955) og marint vann (Hustedt 1930-66). Jeg her ikke tatt standpunkt til denne artens økologi, da det er så sterkt divergerende meninger om hvilke saltholdighets krav den har. D. domblittensis var. subconstricta holdes derfor utenfor miljøtolkningene.

Sedimentene i sone TD3 er avsatt under lakustrine forhold, og jeg setter isolasjonskontakten til nivå 762 cm. Diatomefloraen indikerer allikevel en viss tilførsel av havvann, trolig ved at bølger slår inn i bassenget.

Det er en oppblomstring av Pediastrum i forbindelse med isolasjonen av bassenget (jfr. MD3), samtidig som Hystrix-kurven faller (pl.2). Det er vanskelig å anslå saltinnholdet i vannet ut ifra algeanalysene. Tilstedeværelsen av både Pediastrum og Hystrix indikerer brakk-ferske forhold, og denne utviklingen samsvarer relativt bra med diatomeanalysene, som indikerer ferske forhold. Analysenivåene for diatomeene ligger tettere, og nyansene kommer bedre fram. Det svake marine innslaget kan også skyldes at det fortsatt er en del salter igjen i vannmassene og i de nylig hevede marine sedimentene.

Både mesohalobe og polyhalobe arter er representert i sonen, og de viser merkbar økning mot overgangen til sone 4 (fig.8.5). Dette gjelder spesielt de polyhalobe Navicula forcipata, N. kariana var. frigida og N. tumida. Disse artene viser at havet på nytt er i ferd med å trenge inn i bassenget ved overgangen mellom sone TD3 og TD4.



Jeg har satt ingresjonskontakten til nivå 758 cm.

TD4. (758cm-750cm)

I denne sonen består det artsrike miljøet av 14 polyhalobe, 6 mesohalobe, 2 oligohalobe-halofile, 12 oligohalobe-indifferente, 8 halofobe og 3 arter med usikker økologi. De polyhalobe Navicula forcipata, Surirella fastuosa, Rhopalodia gibberula var. musculus, Nitzshia marginulata, og Amphora proteus, samt mesohalobe Mastogloia exigua karakteriserer det marine miljøet.

Surirella fastuosa og Nitzshia marginulata er diskutert under MD2. Amphora proteus regnes av Werff og Huls (1976) som brakk-marin (18 %.- 9 % S), mens andre arbeider angir den som polyhalob med toleransegrense fra 35 %.- 3 % S.

Navicula forcipata viser en umiddelbar økning av antall skall like etter ingresjonen. Det samme registreres av Stabell (1982) (jfr.MD3).

Pollendiagrammet (pl.2) viser at Hystrix-kurven igjen stiger samtidig som Pediastrum går ned. Brakk-marine forhold er trolig fremherskende.

Ingresjonen som indikeres øverst i TD3, underbygges av diatomesammensetningen i TD4. De oligohalobe-indifferente og halofobe artene har sporadisk opptreden i sonen (fig.8.5). Selvom de representerer 20 av de registrerte taxa, utgjør prosentverdien allikevel ikke mer enn mellom 20 % og 50 %. Det er de polyhalobe og mesohalobe artene som gjennomsnittlig har størst prosentverdi i sonen, og de indikerer at sedimentene er avsatt i et marint miljø. Den komplekse artssammensetningen tolker jeg som kortvarige

saltholdighets-fluktuasjoner i vannmassene under avsetningen av sedimentene. Dette skyldes trolig at blandingen av vannmassene og etableringen av et marint miljø tar en viss tid (jfr.kap.8.2.2).

TD5. (750 cm-744 cm)

De registrerte taxa fordeler seg på 11 polyhalobe, 3 mesohalobe, 2 oligohalobe-halofile, 11 oligohalobe-indifferente, 9 halofobe og 3 med usikker økologi.

Diatomesammensetningen viser at det fortsatt er variasjoner i vannmassenes saltholdighet. Sonen indikerer et marint miljø hvor de polyhalobe og mesohalobe artene dominerer (fig.8.5). Paralia sulcata (se MD3) har igjen en voldsom oppblomstring (opptil 70% og 65% ved henholdsvis 749 cm og 746 cm) samtidig som de polyhalobe og mesohalobe artene forsvinner (jfr.TD2). Prosentmengden av de oligohalobe-indifferente og halofobe artene øker med størst representasjon av de oligohalobe-indifferente Cyclotella kutzingiana og Navicula radiosa. C. kutzingiana er registrert på Sotra i forbindelse med isolasjon- og ingresjon av flere bassenger (Stabell 1982). Det samme er tilfelle for P. sulcata. Den samme suksesjonen finner vi igjen i denne sonen.

Pollendiagrammet (pl.2) viser at Hystrix-kurven faller brått og forsvinner. Dette korresponderer med en ny Pediastrum-topp.

Tar vi i betraktning de forskjellige artenes krav til salinitet, indikerer floraen et marint miljø. Floraen har en økende grad av ferske arter øverst i sonen. Oppblomstringen av Pediastrum (jfr.MD3) korresponderer med en ny isolasjon av bassenget, og støtter diatomedataene.

Jeg har satt isolasjonen til nivå 744 cm.

TD6. (744 cm-739 cm)

Artsfordelingen i sonen består av 4 polyhalobe, 6 mesohalobe, 2 oligohalobe-halofile, 13 oligohalobe-indifferente og 12 halofobe arter, samt 1 med usikker økologi.

Dominerende blant artene er den oligohalob-indifferente Achnantes suchlandti som har en oppblomstring omring nivå 743 cm, og som forsvinner ved 740 cm. Likeledes den halofobe Stauroneis groenlandica med en markert topp på omtrent 20 % ved nivå 740 cm. Oligohalob-indifferente A. leveanderi var. genuina (se MD1), og halofobe Pinnularia balfouriana (se MD1) opptrer med omtrent 10 % i hele sonen. De forsvinner ved grensen til sonen over.

Diatomesammensetningen viser lav prosentverdi av polyhalobe og mesohalobe arter (fig.8.5). Diatomefloraen viser klart at bassenget er isolert, og at sedimentene er avsatt i lakustrint miljø.

Pollendiagrammet (pl.2) indikerer fravær av Hystrix i dette intervallet. Samtidig er Pediastrum sterkt representert, men avtagende. Dette støtter opp om diatomedataenes indikasjon av en fersk fase.

Oppblomstringen av den lett oligohalobe-halofile Cymbella caespitosa ved grensen til sonen over, indikerer økning i salinitet mot overgangen til sone TD7. Oligohalobehalofile arter opptrer generelt i forbindelse med isolasjon og ingresjon av bassenger (jfr.kap.8.3.1). Artssammensetningen antyder en økende marin innflytelse øverst i sonen.

Jeg setter ingresjonskontakten til nivå 739 cm.

TD7. (739 cm-696 cm)

Artsrikdommen i sonen er stor, og 16 polyhalobe, 7 mesohalobe, 2 oligohalobe-halofile, 15 oligohalobe-indifferente og 11 halofobe arter, samt 4 arter med usikker økologi er funnet.

De halofobe artene viser gradvis lavere frekvens oppover i sonen (fig.8.5) før de forsvinner ved overgangen til TD8.

Den oligohalobe-indifferente Cyclotella kutzingiana (se TD5) dominerer sammen med de polyhalobe Navicula forcipata (TD4), Nitzshia punctata var. peragalli og Pinnularia quadratarea, samt den mesohalobe Cocconeis scutellum var. minutissima. Artene indikerer en overgang til mer marine vannmasser. P. quadratarea blir beskrevet som mesoeuryhalin, dvs. med en toleransegrense på 35-10%. S (Werff og Huls 1976), og som vanlig i kystnære strøk (Hendey 1964).

Hystrix (pl.2) forekommer med lave frekvenser gjennom hele sone TD7, mens Pediastrum har fallende og ujevne verdier i dette intervallet.

Ut fra dette tolker jeg sedimentene til å være avsatt under brakke forhold. Jeg tar i betraktning at endel oligohalobe-indifferente og oligohalobe-halofile arter fortsatt kan eksistere under disse forholdene, og at de andre artene har relativt vide toleransegrenser mhp. saltholdighet. Dette underbygges av den relativt store prosentverdien av de mesohalobe artene.

Pediastrum-verdiene avtar oppover i sonen og indikerer en

økning av salter i vannet. Algeanalysene viser samme tendens som diatomeene.

Overgangen til rent marint miljø er satt til nivå 697 cm.

ID8. (697 cm- 637 cm)

Det er i sonen registrert 56 taxa. Nedre del domineres av Navicula forcipata, Paralia sulcata og Cocconeis scutellum var. minutissima, midtre del av Diploneis smithi og øvre del av Cocconeis costata og C. scutellum var. ornata.

Den polyhalobe Navicula forcipata når 30 % ved nivå 686 cm, og avtar videre oppover i sonen.

Polyhalobe Paralia sulcata har en markert oppblomstring med en topp på 40% ved 688 cm, og avtar så brått. P. sulcata registreres som en karakteristisk littoral art (jfr.MD3).

Cocconeis scutellum var. minutissima avtar trinnvis fra et maksimum på ca. 38% ved 698 cm. C. scutellum var. minutissima beskrives som en typisk mesohalob art av A. Cleve-Euler (1951-1955).

Polyhalobe Diploneis smithi har topp på ca. 28% ved 670 cm, og avtar så gradvis videre oppover. D. smithi registreres som en vanlig littoral art (jfr.MD2).

Cocconeis costata har opptil 20% ved nivå 650 cm. C. costata er en vanlig littoral marin art langs hele kysten av Nord-Europa (Hendey 1964), og fra bassenganalyser på Sotra er den kun funnet i de mest marine sekvensene (Stabell 1982).

C. scutellum var. ornata har markert topp på opptil 30% ved nivå 655 cm. C. scutellum var. ornata blir av Peragallo (1897-1908) beskrevet som en ren polyhalob art.

Coscinodiscus spp. opptrer med vel 10% i nivå 640 cm.

Slekten Coscinodiscus spp. regnes generelt som marin med planktonisk levesett.

De nevnte artene gir et entydig bilde av at sedimentene er avsatt under marine forhold. Diatomefloraen består nesten 100% av polyhalobe og mesohalobe arter (fig.8.5). Artsammensetningen og artenes økologiske krav tyder på at havet har stått langt over terskelnivået. Det har vært fullstendig marine forhold, dvs.  $S > 20 \%$ . (jfr.kap. 8.2.1).

Dinoflagellatcyster (pl.2) er registrert i tildels høye konsentrasjoner i dette intervallet, mens Pediastrum er så godt som neglisjerbar. En god del av Hystrix består av Spiniferites, og fasen tolkes til å være rent marin. Botryococcus braunii er tilstede i hele den marine fasen, hvilket tyder på at den kan tåle relativt høye saltkonsentrasjoner. B. braunii sin toleranse overfor saltvann er lite kjent. Kaland (1984:220) anfører at arten kan leve i vann med salinitet opptil 7-8%. Tjemsland (1983:170) refererer B. braunii-forekomster opptil samme verdi, og karakteriserer arten som indifferent-oligohalob etter Hustedes (1957) halobiesystem. Høye B. braunii-verdier i marin fase er også registrert på Sotra (Krzywinski og Stabell 1984:fig.15). Algenes og Hystrix's opptreden stemmer bra overens med det diatomeene kan fortelle.

TD9. (637 cm- 588 cm)

I sonen er det registrert 36 taxa. Nedre del domineres av Pleurosigma delicatum og Synedra tabulata, og øvre del av Nitzshia punctata var. peragalli og Navicula forcipata.

P. delicatum og S. tabulata øker videre fra sone 8 og oppnår maksimal utbredelse med henholdsvis 18% og 35% ved 630 cm. P. delicatum avtar så, mens S. tabulata fortsatt har jevnt høye verdier før den går mot null fra 620 cm.

De polyhalobe Navicula forcipata og Nitzshia punctata var. peragalli får et oppsving fra 620 cm. N. forcipata har en topp på ca. 15% ved 610 cm og 590 cm, og avtar raskt mot overgangen til sone TD10. N. punctata var. peragalli øker trinnvis og når sin maksimale utbredelse på ca. 38% ved 595 cm. Den forsvinner ved overgangen mellom sone TD9 og TD10.

P. delicatum blir beskrevet som vanlig mesohalob art av både Peragallo (1897-1908) og Cholnoky (1968). Hendeby (1964) har registrert den under både marine og brakke forhold i kystnære farvann langs Nordsjøen.

S. tabulata, euryhalin mesohalob med toleransegrense på 30-0,2 ‰. S, beskrives av de fleste anvendte floraene som en littoral brakke- og saltvannsform. Cholnoky (1968) antar at en masseopptreden av arten indikerer store osmotiske forandringer, som igjen gir uttrykk for salt- holdighetsfluktuasjoner.

Pleurosigma delicatum og Syndra tabulata står for den relativt store prosentverdien av mesohalobe taxa i sonen.

Trachyneis aspera og Plagiogramma staurophorum har betydelig snevrere toleransegrenser på 35-20 ‰. S. Artene har en nokså stabil utbredelse, og viser at saltholdighetsfluktuasjonene i vannmassene fortsatt kan klassifiseres innen marint, S>20 ‰., (jfr.kap.8.2.1).

Diatomefloraen viser at miljøforholdene nærmest er uforandret fra sonen under, men med en innbyrdes veksling mellom polyhalobe og mesohalobe arter (fig.8.5).

Mange av de polyhalobe og mesohalobe artene forsvinner enten helt eller viser drastisk nedgang i skalltettheten ved overgangen mellom sone TD9 og TD10.

Algeanalysene (pl.2) viser tilnærme samme utbredelse som i forrige sone (jfr.TD8).

Det er klart at sedimentene i sonen er avsatt under marine forhold. Når vi ser på det relativt høye antallet mesohalobe taxa og de polyhalobe taxa med vid toleransegrense for saltholdighet, indikerer floraen at det har vært variasjoner i saltinnholdet. Dette kan muligens knyttes til økt tilførsel av smeltevann fra innlandsisen. Sone TD9 antas å omfatte siste del av Yngre Dryas kronosone (se kap.9), og på denne tiden antas brefronten å ha ligget ca. 4 km øst for Yrkje.

I øvre del av sonen synker havnivået, og bassenget begynner igjen å isoleres. Jeg kan ikke skille ut noen halofil sone i forbindelse med isolasjonen (jfr.kap.8.3.1). Diatomefloraen indikerer en høy regresjonshastighet. Jeg setter isolasjonskontakten til nivå 587 cm.

#### TD10. (587 cm-578 cm)

Floraen er meget artsrik, med 53 talte taxa. Achnantes microcephala, Anomoeoneis brachysira var. thermalis og Achnantes leveanderi var. genuina dominerer i sonen.

Polyhalobe Paralia sulcata er registrert med 10% ved 585 cm før den forsvinner. A. leveanderi var. genuina blomstrer opp til 45% ved 583 cm før den gradvis avtar. A. microcephala og A. brachysira var. thermalis viser økende verdier fra overgangen til TD9, med topper på henholdsvis ca. 25% og ca. 18% ved nivå 583 cm.



Diatomesammensetningen er totalt forskjellig fra TD9. De polyhalobe og mesohalobe artene har gått drastisk tilbake. I stedet er det en voldsom oppblomstring av de oligohalobe-halofile, oligohalobe-indifferente og halofobe diatomeene (fig.8.5).

A. leveanderi var. genuina er en oligohalob-indifferent art som i dag lever i kulper med liten gjennomstrømning (jfr.MD1). A. brachysira var. thermalis og A. microcephala er halofobe, A. microcephala er registrert i klart vann og foran isbreer (Foged 1955, 1964) (jfr.MD1,MD2). Forekomsten av A. microcephala kan indikere at vanntemperaturen ennå ikke var særlig høy i Tinghaugmyra.

Sedimentene er uten tvil avsatt under lakustrine forhold. Isolasjonskontakten er satt til nivå 588 cm, og isolasjonen av bassenget kjennetegnes ved at Hystrix forsvinner (pl.2) og Pediastrum øker.

## 8.7 FRAGILARIA

Fragilaria er en svært artsrik slekt. Det har vært vanskelig og tidkrevende å skille mellom artene rent morfologisk. Dette gjaldt spesielt Fragilaria virescens og F. virescens var subsalina.

Jeg har valgt å presentere slekten Fragilaria i eget diagram av flere grunner. Fragilaria viser masseoppblomstring i både Meåstjørna og Tinghaugmyra (fig.8.6 og 8.7). Diatomedigrammene er relative diagram der beregningsgrunnlaget er total diatomesum. Hvis Fragilaria-artene var tatt med i disse prosentdiagrammene, ville de

dominere fullstendig og redusere utslagene for de andre taxa.

Fortsatt er det knyttet en del usikkerhet til hvilke faktorer som bestemmer slektens opptreden. Det er ikke klart hvilke krav de stiller til vannets saltholdighet. Jeg har derfor ikke tatt hensyn til Fragilaria-arterne ved fastsettelse av isolasjons- og ingresjonskontaktene.

Dominans av Fragilaria-arter i sedimentene er funnet i forbindelse med ulike hendelser. Haworth (1976) og Florin (1970) finner en oppblomstring i bassenger over marin grense rett etter at områdene er deglasiert. En rekke undersøkelser i forbindelse med strandforskyvning viser høy representasjon av Fragilaria-arter i sedimentene avsatt i isolasjons- og ingresjonsfasene (Florin 1946, Kjemperud 1981, Lie og Lømo 1981, Stabell 1982, Sætersmoen 1984).

Tilsammen er 7 taxa registrert tilhørende slekten Fragilaria i Meåstjørna og Tinghaugmyra. De mest dominerende er F. pinnata, F. construens var typica, F. virescens var subsalina, F. virescens og F. construens var venter. F. virescens var subsalina blir i litteraturen oftest karakterisert som oligohalob-halofil, mens andre oppfatninger er at den er en vanlig halofob art som foretrekker næringsfattige innsjøer. De resterende artene blir karakterisert i litteraturen som oligohalob-indifferente ferskvannsarter med en vid toleransegrense (Stabell 1982).

F. virescens var subsalina øker rundt ingresjonen og avtar rundt isolasjonene, men opptrer også med store prosentverdier i de lakustrine fasene i Meåstjørna. I Tinghaugmyra har F. virescens var subsalina størst opptreden i de brakke og marine fasene. De registreres

også i de ferske fasene, men der finnes de med færre prosent.

F. pinnata og F. construens var typica avtar i forbindelse med ingresjonen i Meåstjørna, og øker rundt bassengets isolasjonsfase. Begge viser størst representasjon i lakustrint miljø. Artene viser et litt annet bilde i Tinghaugmyra. F. pinnata avtar faktisk i de to ferske fasene, 762 - 759 cm og 744 - 739 cm, og har i stedet en markert opptreden i sedimentene avsatt i vann med saltholdighet større enn 0,2 %. F. construens var typica har masseoppblomstring i den marine fasen fra 758-744 cm og i den ferske fasen fra 744-738 cm.

F. virescens har størst utbredelse i de lakustrine fasene i Meåstjørna. Det motsatte er tilfelle for Tinghaugmyra der det er flest registrert i den øverste marine fasen.

F. construens var venter forekommer hyppigst i lakustrine sedimenter i begge basseng.

Slekten ser ut til å ha en så vid toleransegrense at den kan eksistere under store variasjoner i saltholdighet. Likevel synes Fragilaria-artene å ha en øvre toleransegrense når det gjelder saltholdighet. Ingen skall ble funnet i den øvre marine fasen i Tinghaugmyra (nivå 660 cm-590 cm), hvor saltinnholdet var høyere enn 20 %. (jfr. TD8, TD9). På det tidspunktet sto havet flere meter over terskelen.

Høye prosentverdier av Fragilaria-arter viser heller ingen klar gruppering rundt isolasjons- og ingresjonskontaktene i Meåstjørna og Tinghaugmyra, med unntak av siste isolasjonen i Tinghaugmyra (nivå 587 cm).

Haworth (1976) antar at oppblomstringen av Fragilaria-arter i nylig deglasierte basseng over marin grense skyldes forandringer i vannets kjemi og næringstilførsel inn i bassenget. Stabell (1982) finner at store mengder Fragilaria-arter opptrer før, under og like etter at bassengene isoleres og transgrederes.

Utbredelsen av Fragilaria-arter i Meåstjørna og Tinghaugmyra er mest sannsynlig avhengig av både forandringer i salinitet og næringstilførsel. Dette underbygges av påstanden til både Haworth (1976) og Stabell (1982).

Det er tydelig at Fragilaria-artene ikke konsentrerer seg til bestemte nivå i de undersøkte sedimentene i Meåstjørna og Tinghaugmyra, men finnes stort sett i hele kjernene (fig.8.6 og 8.7). Jeg finner Fragilaria-arter i sedimenter som er avsatt under ferske så vel som brakke og marine forhold. Artene bør av den grunn ikke brukes til å fastsette isolasjons- og ingresjonskontakter. Slekten Fragilaria er ikke egnet som indikator på salinitetsforandringer.

#### 8.8 OPPSUMMERING AV SALINITETSENDRINGENE.

Jeg vil kort oppsummere hvordan miljøforholdene har variert i Meåstjørna og Tinghaugmyra.

Diatomefloraen mellom ca. 525 cm og 517,5 cm kjernedyp i Meåstjørna viser tydelig at en transgresjon har påvirket bassengforholdene i Yngre Dryas (fig.8.4, pl.5). Diatomesammensetningen som er diskutert under MD3, indikerer at havnivået ikke har stått særlig mye høyere er terskelen. Dette underbygges av de store prosentverdiene

av Fragilaria-arter vi finner i dette tidsrommet. Fragilaria-artene har her en frekvens på opptil 70-80 %, og viser at det var relativt store svingninger i saltholdigheten. Jeg antar derfor at havet nådde omkring 43-44 m o.h. i Yngre Dryas før det trakk seg tilbake og bassenget ble isolert.

Diatomefloraen i Tinghaugmyra viser at havet først sank under terskelen og siden trengte inn i bassenget to ganger i løpet av Sen-Weichsel (fig.8,5, pl.5). To ferske faser er registrert: ved nivå 762-758 cm og 744-739 cm. Diatomesammensetningen i de to fasene er diskutert under henholdsvis TD3 og TD6. Diatomefloraen viser at sedimentene, som ble avsatt under lakustrine forhold, fortsatt til en viss grad ble påvirket av marint vann. Havet kan derfor ikke ha stått så langt under bassengets terskelhøyde i noen av de to lakustrine fasene. Prosentverdiene av de ulike saltøkologiske gruppene (fig 8.5) er forskjellige for de to regresjonsfasene. Flest ferske skall er registrert i den øverste fasen. Dette indikerer at denne fasen representerer regresjonsminimum. Havet stod sannsynligvis et par meter under bassengterskelen på det laveste.

Den eldste transgresjonen som er registrert i kjernen fra Tinghaugmyra finnes mellom ca. 758 cm til ca. 744 cm dyp, og den omfatter diatomesone TD4 og TD5. Diatomefloraen indikerer et sterkt marint innslag i dette intervallet. Avsetningsforholdene kan allikevel ikke være totalt marine, da endel ferske arter og Fragilaria-arter fortsatt eksisterer. Havet har ikke stått så høyt at arter med lav saltholdighetstoleranse er utkonkurrert. Jeg antyder et havnivå på ca. 35 m under transgresjonens maksimum.

En lang brakk fase er registrert før en ny transgresjon påvirker miljøforholdene i Tinghaugmyra. Jeg har ut fra artssammensetningen satt overgangen mellom brakke og marine sedimenter til dyp ca. 697 cm. Det økologiske samlediagrammet (fig.8.5) viser hvor dominerende de marine artene er i transgresjonsfasen (sone TD9 og TD 10). Sammenligning med artsinnholdet og utbredelsen av Fragilaria-arter i den nederste marine fasen, indikerer at det har vært to transgresjoner med ulik grad av marint miljø i Tinghaugmyra. Den yngste transgresjonen, som nådde omtrent 10 meter høyere enn bassengterskelen i bassenget, viser generelt en annen diatomesammensetning enn den vi finner i den eldste. Diatomefloraen under Yngre Dryas transgresjonen er diskutert i TD8 og TD9.

Den siste isolasjonen av Tinghaugmyra finner sted ved ca. 587 cm dyp i kjernen.

Hystrix- og Pediastrum-kurvene for Meåstjørna og Tinghaugmyra fluktuerer i utakt, og disse miljøforandringene støtter diatometolkningen. Hystrix-kurven (marin indikator) karakteriseres med relativt markert oppblomstring i de intervallene som diatomefloraen bekrefter er marine. Pediastrum-kurven (ferskvanns-indikator) går samtidig ned eller eventuelt forsvinner. I de ferske fasene, ut fra diatomefloraen, er det derimot en markert økning av Pediastrum, mens Hystrix da går drastisk ned eller forsvinner helt.

## KAPITTEL 9: DATERING

$^{14}\text{C}$  dateringene sammenholdes med alternative dateringer, og alderen for de daterte hendelsene presenteres som en samlet vurdering av dateringsdataene. Alternative dateringsmetoder er pollenstratigrafi, litostratigrafi og strandforskyvningskriterier.

### 9.1 $^{14}\text{C}$ DATERINGER.

#### 9.1.1 GENERELL OVERSIKT OVER $^{14}\text{C}$ DATERINGENE.

Formålet med  $^{14}\text{C}$  dateringene har i hovedsak vært å fastslå alderen på ingresjons- og isolasjonskontaktene. Dette er nødvendig for å kunne konstruere en strandforskyvningskurve. I tillegg har vi datert nivåer for å få en kontroll med sedimentasjonshastighetene, samt tidfeste viktige lokale pollensoner.

Uttak av dateringsprøver er foretatt i laboratoriet. De ytterste 4-5 mm av sedimentskiven, dvs. kontaktsonen mot røret, er fjernet for å unngå forurensning.

Dateringene er utført ved Laboratoriet for Radiologisk Datering i Trondheim, og standardprosedyrer er fulgt ved forbehandlingen av prøvene.  $^{13}\text{C}$  verdi er målt for alle prøvene, og dateringene er korrigert for ulike fraksjoneringsverdier i forhold til  $\delta^{13}\text{C} = -25\%$ . PDB. På grunn av målefeil angis alle dateringene med en usikkerhet

på ett standardavvik.

Alle dateringene unntatt en er utført på lutløselig fraksjon (merket med "A" i laboratoriereferansen). Kun T-5458 er datert mhp. begge fraksjoner, og lutløselig fraksjon er merket "B". Merkingen er standard ved dateringslaboratoriet.

Dateringene oppgis i  $^{14}\text{C}$  år BP (Before Present). BP er bestemt (ved konvensjon) til 1950, og i teksten regnes " $^{14}\text{C}$  år BP" synonymt med "år BP". I tillegg til egne dateringer har vi nyttet dateringer fra Anundsen og Fjeldskaar (1983), (jfr. kap. 9.1.3).

#### 9.1.2 FEILKILDER.

I forbindelse med  $^{14}\text{C}$  datering forekommer en rekke feilkilder. Vi vil gå nærmere inn på feilkilder som er relevante for denne undersøkelsen.

##### 9.1.2.1 ISOTOPISK FRAKSJONERING.

I de kompliserte kretsløpene til levende organismer, som fotosyntese og respirasjon, fraksjoneres de 3 naturlig forekommende karbonisotopene. Fraksjonering finner også sted ved prosesser som fordamping og krystallisering. Resultatet er forskjeller i  $^{14}\text{C}$  innhold fra ulikt prøvemateriale av samme alder, noe en må ta hensyn til ved aldersestimatet. Dette er standardprosedyre ved Laboratoriet for Radiologisk Datering i Trondheim. Fraksjoneringsverdiene måles på den stabile isotopen  $^{13}\text{C}$ , og verdiene angis i promille i forhold til en standard (PDB). Som basis for  $^{14}\text{C}$  dateringer er valgt strålingsaktiviteten i tremateriale fra 1950. Tre har  $\delta^{13}\text{C} = -25\%$ .



PDB, og følgelig må alle andre fraksjoneringsverdier korrigeres mot denne verdien. Fraksjoneringsverdien for  $^{14}\text{C}$  er dobbelt så stor som for  $^{13}\text{C}$ . Skjellmateriale med  $\delta^{13}\text{C} = 0\%$ . PDB vil få en korreksjon på +400 år (Gulliksen 1979). For marine pattedyr og planter, samt lakustrine planter, blir korreksjonen betydelig mindre (Gulliksen 1979, Olsson & Osadebe 1974).

$\delta^{13}\text{C}$  verdiene kan gi en indikasjon på prøvematerialets opprinnelse. Terrestriske planter med "vanlig"  $\text{C}_3$  fotosyntese har  $\delta^{13}\text{C}$  verdier som grupperer seg mellom -22 og -32 ‰ PDB. Neddykkede ferskvannsplanter ligger i intervallet -8 - -24‰ PDB, mens marine planter (alger mm.) har verdier fra -8 - -17‰ PDB (Olsson & Osadebe 1974:fig. 1). Selv om  $\delta^{13}\text{C}$  verdien grovt kan indikere avsetningsmiljø, er det ingen tvil om at mikrofossilanalyser, i første rekke diatomeanalyse, er et langt bedre redskap til dette.

Dateringene T-5140 A fra Tinghaugmyra og T-4050 A (korrelert fra "34 m bassenget", se kap. 9.1.3) er tatt i ferske sedimenter. Imidlertid har den ferske fasen meget liten utstrekning (fig. 6.12), og det kan diskuteres om brakt materiale er kommet med i dateringsprøvene.  $\delta^{13}\text{C}$  innholdet er målt til -22.1‰ PDB for T-5140 A og -22.8 ‰ PDB for T-4050 A, hvilket er i nedre grense av intervallet for terrestriske planter. Produksjonen av ferske/brakke planktoniske alger var stor i den ferske fasen (pl. 2, kap. 6.2.3).  $\delta^{13}\text{C}$  verdiene gir ingen sikre holdepunkter angående mengden av marine organismer. Trolig stammer mye av det organiske materialet i dateringsprøven fra vegetasjon på land.

T-4051 A (korrelert fra "34 m bassenget", se kap. 9.1.3) i Tinghaugmyra er tatt i marine sedimenter (fig. 6.12). Med en  $\delta^{13}\text{C}$  verdi på -21.3‰ PDB kan dette indikere en delvis lakustrin/marin opprinnelse for det daterte organiske materialet.

T-5456 A i Tinghaugmyra er tatt i øvre grense av en brakk sone (fig. 6.12).  $\delta^{13}\text{C}$  verdien er målt til  $-21.7\%$ . PDB. Denne ligger akkurat i grenseområdet for terrestriske planter, og det er vanskelig å anslå graden av marint materiale i prøven. De resterende dateringene har alle  $\delta^{13}\text{C}$  verdier som ligger innenfor det typiske intervall for terrestriske planter (Olsson & Osadebe 1974:fig. 1) (tab. 9.1).

#### 9.1.2.2 RESERVOARALDER.

Levende organismer vil ha et  $^{14}\text{C}$  innhold som tilsvarer reservoaret som omgir dem. For landlevende livsformer er dette tilnærmet likt atmosfærens innhold av  $^{14}\text{C}$ , grunnet rask utskiftning. Skjell og andre marine organismer har en tilsynelatende alder: reservoaralder (Mangerud 1972, Mangerud & Gulliksen 1975). Denne skyldes havets langsomme utskiftning med atmosfæren. Recente skjell i overflatevann langs norskekysten har en reservoaralder på ca. 440 år (Mangerud & Gulliksen 1975:221).

Problemet med gytjedateringer fra brakke sedimenter er at en ikke vet opprinnelsen til det daterte materialet. T-5456 A i Tinghaugmyra er fra brakke, T-4051 A fra marine avsetninger. Trolig består det organiske materialet av både landderivert detritus og rester av planter som har levet i vannet. Det er rimelig å anta at de vannlevende plantene har en viss reservoaralder, som imidlertid må være langt mindre enn 440 år. Bjørck & Digerfeldt (1982:131) korrigerer sine dateringer av algemateriale med  $-300$  år. Vi har for liten kontroll over dateringsmaterialets opprinnelse til å korrigere dateringene i tab. 9.1. Forholdet vil imidlertid bli tatt i betraktning ved konklusjonen angående dateringene (kap. 9.3.1 og tab. 9.2).

Levende organismer i ferskvannsbassenger kan ha en reservoaralder. Langsamt sirkulerende grunnvann kan ha undratt seg utveksling med atmosfæren i opptil mange hundre år.  $^{14}\text{C}$  verdien vil følgelig være lavere enn naturlig, og organismer som influeres av disse vannmassene vil gi for høy alder (Olsson 1979:204). Effekten har trolig ikke gjort seg gjeldende i Yrkje pga. sparsomt løsmassedekke.

#### 9.1.2.3 FORURENSNING.

Forurensning er et problem som ofte er knyttet til gytje-dateringer. Et korrekt aldersestimat forutsetter at yngre eller eldre karbon ikke er kommet med i dateringsprøven. Følgene av forurensning er større jo lavere det organiske innholdet er i sedimentet (Olsson 1979, Kaland et al. 1984). Glødetapet i våre daterte nivå ligger mellom 6% og 35%, og de laveste verdiene er lavere enn ønskelig med tanke på forurensninger. På grunn av den høyere aktiviteten, er dateringene mest følsomme for forurensning av ungt materiale.

#### Forurensninger som gir for høy alder.

For gamle dateringer kan forårsakes av oppløst karbon fra kalksteinsforekomster eller grafittforekomster i området (Gulliksen 1974:22). Vi har ingen indikasjoner på de nevnte forurensninger i Meåstjørna og Tinghaugmyra. Berggrunnen i området består av granitt (kap. 2.3), noe som sterkt reduserer sjansen for denne type forurensning.

Forurensninger som gir for lav alder.

For unge dateringer kan forårsakes av yngre nedtrengte planterøtter, bioturbasjon og yngre humussyrer som siver nedover i sedimentene (Gulliksen 1974:21, Kaland et al. 1984). Ved isolasjonskontaktene har vi funnet fin laminering, noe som tyder på at bioturbasjon ikke er noen stor feilkilde. I et basseng med bunn og sider i fast fjell er ikke vertikal gjennomstrømning av humussyrer sannsynlig (Kaland et al. 1984:254).

Flere av dateringene synes å være betydelig for unge. Dette gjelder T-5458 A ( $10450 \pm 230$  år BP), T-5458 B ( $9960 \pm 140$  år BP) og T-5138 A ( $11160 \pm 260$  år BP) fra Meåstjørna. I tillegg synes T-5457 A ( $9730 \pm 210$  år BP) å være noe for ung. Grunnlaget for påstanden om uriktige aldre vil bli gjennomgått i kap. 9.3.1.

Årsaken til det uheldige dateringsresultatet kan være yngre nedtrengte planterøtter. Det er påvist dateringsfeil på flere tusen år pga. denne effekten (Kaland et al. 1984). Røttene stammer trolig fra vannplanter, hovedsaklig isoetider (bl.a. Isoëtes (brasmegras)), som har vokst på bassengbunnen etter isolasjonen i Preboreal. Røttenes grad av nedbrytning er avgjørende for hvilken dateringsfraksjon de vil forurense. Kaland et al. (1984:254) og Olsson (1979:207) har funnet at den lutløselige fraksjonen vanligvis er den mest pålitelige. Dette innebærer at rotfragmentene ikke i særlig grad er brutt ned til lutløselige substanser som humusstoffer. Også i vårt tilfelle er den lutløselige fraksjonen mest i tråd med alternativ datering.

Prøver med lavt glødetap er mest sårbare for denne type forurensning, og det synes underlig at T-5457 A ( $9730 \pm 210$  år BP) med et glødetap på 30-35% ikke er i samsvar med

alternativ datering. Antatt korrekt alder (9900 år BP, kap. 9.3.1, tab. 9.5 og fig. 9.5) faller dog innenfor standardavviket. Glødetapet i de daterte sedimentene som tilsynelatende gav for lav alder, er ca. 10% for T-5458 A/B og 6-7% for T-5138 A.

#### 9.1.2.4 PRØVETYKKELSE.

Tykkelsen av dateringsprøven er et kompromiss mellom måleusikkerhet (standardavvikets størrelse) og antall år representert i prøven. Ved en sedimentasjonshastighet på f.eks. 0.5 mm/år vil en 4 cm tykk prøve spenne over 80 år. En tilsvarende prøve vil omfatte 400 år dersom sedimentasjonshastigheten er 0.1 mm/år. Problemer vedrørende prøvetykkelsen vil bli behandlet nærmere i kap. 9.3.1.

#### 9.1.3 KORRELASJON MELLOM KJERNEPRØVER FRA TINGHAUGMYRA OG "34 M BASSENGET" I YRKJE.

"34 m bassenget" (Anundsen & Fjeldskaar 1983) er identisk med Tinghaugmyra. Bassengets terskel ligger 33.03 m o.h., etter våre nivelleringer (kap. 4.2).

Kjerneprøven som er beskrevet i Anundsen & Fjeldskaar (1983), er tatt bare 1-2 m fra vår kjerneprøve. Dette medfører at stratigrafien er svært lik i de to kjernene, noe som kommer til uttrykk i kjernebeskrivelsene. Anundsen & Fjeldskaar (1983) sin kjerne er  $^{14}\text{C}$  datert, og analysert m.h.p. glødetap med 1.5-2 cm intervaller.

Vi har utført detaljerte glødetapsanalyser av vår kjerne. Som vist i fig. 9.1 er det en stor grad av overensstemmelse mellom glødetapskurvene. Det letter korrelasjonen at kurvene har markerte utslag i denne delen av kjernen. Vi finner det sannsynlig at "mørke horisonter"

fra Anundsen & Fjeldskaar (1983) sin kjerne tilsvarende lamineringshorisontene i kjernen fra Tinghaugmyra. Vi har ingen problemer med å korrelere kjernene og føre de daterte nivåer inn på vår kjerne (fig. 9.2, se også fig. 9.3).

Resultatet er at vi har ialt 8  $^{14}\text{C}$  dateringer fra Tinghaugmyra. Vi har ikke markert de korrelerte dateringene på litostratigrafisøylen i andre figurer i oppgaven, siden de ikke er resultatet av vårt arbeid.

## 9.2 ALTERNATIVE DATERINGSMETODER.

Det er alltid en fordel å ha flere mer eller mindre uavhengige dateringsmetoder til rådighet.  $^{14}\text{C}$  dateringer har sine naturlige begrensninger, og eventuelle feil vil lettere kunne oppdages ved alternative metoder som pollenstratigrafi og strandforskyvningskriterier.

### 9.2.1 POLLENSTRATIGRAFI.

Pollenanalysen gir informasjon om sedimentenes relative, og kanskje absolutte, alder. Sammenlikning kan gjøres med andre daterte diagrammer i regionen fra samme tidsrom, og karakteristiske pollensoner kan korreleres. Dermed kan en dra nytte av  $^{14}\text{C}$  dateringer fra andre undersøkelser, og sentrale hendelser i vegetasjonshistorien kan tidfestes. De markerte klimaoscillasjonene i Sen-Weichsel letter korrelasjonene. I denne sammenheng er det viktig å ha klart for seg at korrelasjonen må relateres til vegetasjonens respons på klimaendringene. Dette krever et tolket bilde av vegetasjonens sammensetning, ikke bare sammenlikning av kurveforløpene (Fægri & Iversen 1975:145,200). Vegetasjonsutviklingen influeres av andre faktorer som edafiske forhold, lokale produsenter,

innvandringsvei og naturlige suksesjoner (op.cit.:145). Klimavariasjonene i Sen-Weichsel er etterhvert blitt så godt daterte at en ved klart sonerte pollendiagrammer kan indikere absolutt alder. Dette gjelder i første rekke klimaforverringen i slutten av Allerød kronosone og klimaforbedringen i slutten av Yngre Dryas.

Datering v.hj.a. pollenanalyse brukes vanligvis som supplement til  $^{14}\text{C}$  dateringer, men i enkelte undersøkelser legges mer vekt på pollenstratigrafien dersom  $^{14}\text{C}$  dateringene ikke samsvarer med denne (Thomsen 1982, Krzywinski & Stabell 1984, Kaland et al. 1984). Korrigering av antatt uriktige  $^{14}\text{C}$  dateringer ved hjelp av pollenanalytisk datering medfører en viss fare for ring-slutninger. Pollensonene korreleres til andre  $^{14}\text{C}$  daterte diagrammer, og det er mulig at disse dateringene ikke er korrekte. En avgjørende faktor er antallet troverdige dateringer i forbindelse med en spesiell begivenhet innen regionen. Jo flere dateringer, jo bedre grunnlag er det for å korrigere avvikende dateringer for samme hendelse.

#### 9.2.2 STRANDFORSKYVNINGSKRITERIER.

Metodens nytte som dateringskontroll bygger på visse lovbestemte rekkefølger ved bassengenes isolasjon og ingresjon. I en regresjonsfase vil høyereliggende bassenger isoleres før lavereliggende. I tidsrom med rask regresjon vil bassenger med noenlunde lik høyde over havet isoleres med korte tidsintervall. Dette er tilfelle i slutten av Yngre Dryas og store deler av Preboreal kronosoner (Stabell & Krzywinski 1982, Kaland 1984).

### 9.2.3 LITOSTRATIGRAFI.

Litostatigrafiske ledehorisonter avsatt over kort tid er gode kontroller for datering. Et utmerket eksempel er Vedde Askelag (Mangerud et al. 1984). Vi har dessverre ikke entydige registreringer verken av dette eller andre ledehorisonter (jfr. kap. 6.1.3). De litostatigrafiske laggrensene i de undersøkte bassengene antas i hovdsak å være betinget av endringer i avsetningsmiljøet, og dermed asynkrone.

I den grad sedimentasjonshastigheter kan regnes som en litologisk faktor, vurderes ulike alternativer for disse til dateringskontroll (kap. 9.3.2).

### 9.3 FORSØK PÅ KRONOSTRATIGRAFISK INNDELING.

Ved å vurdere  $^{14}\text{C}$  dateringene mot de alternative dateringene, vil vi forsøke å plassere sentrale hendelser i et riktig tidsbilde. Noen av dateringene som er korrelert fra "34 m bassenget" (jfr. kap. 9.1.3) er inkonsistente. Vi bruker derfor en vurdering av de beregnede sedimentasjonshastighetene for å peke ut det mest sannsynlige aldersforholdet.

#### 9.3.1 VURDERING AV DE ENKELTE DATERINGENE.

Her vil  $^{14}\text{C}$  dateringene bli diskutert m.h.p. eventuelle korreksjoner. Konklusjonene angir antatt alder for den hendelsen som er forsøkt datert. De bygger på betraktninger om reservoaralder, prøvetykkelse og dateringens plassering i forhold til hendelsen. Vi har benyttet pollenanalyse, litostatigrafi og strandforskyvningskriterier som støtte for konklusjonene. Pollensonegrensene antas å være samtidige i begge diagrammene pga. vegetasjonsendringenes karakter og kort



avstand mellom bassengene. Sonegrensene er forsøkt datert v.h.j.a. korrelasjoner med andre daterte pollendiagrammer fra regionen. På grunnlag av dette og våre egne <sup>14</sup>C dateringer, er de lokale pollenssonene korrelert til kronosoner (fig. 9.3). Resultatene er vist i tabell 9.2. I det følgende vil dateringene bli behandlet kronologisk med de eldste først. Rekkefølgen er gitt i tab. 9.2.

<u>Fersk fase i Tinghaugmyra.</u>	T-5140 A	12700±190
	T-4050 A	12690±170

Etter korrelasjon med "34 m bassenget" (Anundsen & Fjeldskaar 1983) har vi to dateringer fra samme stratigrafiske nivå (fig. 9.2). Dateringene er tatt midt i den ferske fasen, og gir så godt som samme alder (tab. 9.2). Vi bruker 12700 år BP i konklusjonen.

<u>Empetrum-oppgang.</u>	T-4051 A	12280±90
--------------------------	----------	----------

Opggangen for Empetrum er med å karakterisere grensen mellom pollensone M1/M2 og T1/T2 (fig. 9.3). Nivået kjennetegnes pollenanalytisk ved at kurvene for Salix, Rumex/Oxyria, Artemisia og Poaceae går ned, mens Betula og Empetrum øker, regnet nedenfra og opp (pl. 1 og 2). Kurveforløpene tolkes å representere en reell vegetasjonsendring som trolig er forårsaket av en klimaforbedring og jordsmonnutvikling (kap. 7.6.2).

Empetrum-oppgangen synes å være et regionalt trekk. Tilsvarende vegetasjonsendring er registrert i pollendiagram fra vestsiden av Skjoldafjorden (Anundsen & Hermansen upubl.). Nivået er imidlertid ikke datert.

En liknende utvikling kan identifiseres i Sandvikvatn, Kårstø (Paus 1982 a). Empetrum stiger her brått mellom

spekter 52 og 53, dvs. i nivå 16.38 m. Dateringen T-4076 A fra nivå 16.43 m gir  $12480 \pm 310$  år BP. Med den beregnede sedimentasjonshastigheten på 0.19 mm/år faller Empetrum-oppgangen på ca. 12200 år BP på Kårstø.

T-4051 A fra "34 m bassenget" ga en alder på  $12280 \pm 90$  år BP. Dateringen er korrelert til 3 cm under Empetrum-oppgangen, og med en sedimentasjonshastighet på 0.4-0.5 mm/år gir dette ca. 12200 år BP for den nevnte oppgangen. Dateringen er tatt i marine sedimenter og har en  $\delta^{13}\text{C}$  verdi som faller utenfor intervallet for terrestriske planter, hvilket bringer inn spørsmålet om reservoaralder (kap. 9.1.2.2). Vi finner usikkerheten angående dateringsmaterialets opprinnelse for stor til å korrigere dateringen i tab. 9.1. Men med pollendateringen på 12200 år BP og en mulig reservoaralder i tankene, konkluderer vi med en antatt alder for Empetrum-oppgangen på 12100 år BP.

Ingresjon i Tinghaugmyra.

T-4149 A     $11300 \pm 150$

T-4052 A     $11440 \pm 110$

Dateringen T-4149 A er tatt umiddelbart over T-4052 A. Da dateringene ikke avviker mer enn 140 år i tid, har vi valgt å regne dem som en datering med alder 11370 år BP. Denne alderen brukes ved beregning av sedimentasjonshastighet alt. 2 (tab. 9.3 og fig. 9.4).

Brakk fase i Tinghaugmyra.

T-4053     $11720 \pm 150$

Dateringen brukes uten korreksjon, og konklusjonen blir 11700 år BP. Alderen brukes ved beregning av sedimentasjonshastighet alt 1 (tab. 9.3 og fig. 9.4). Både denne dateringen og de to foregående vil bli behandlet nærmere under kap. 9.3.2.

Sedimentasjonshastighet i Meåstjørna. T-5138 A 11160 $\pm$ 260

Som nevnt i kap. 9.1.2.3, finner vi denne dateringen klart for ung.

Sedimentasjonshastighet/Betula-maksimum i Meåstjørna.T-5458 A 10450 $\pm$ 230T-5458 B 9660 $\pm$ 140

I likhet med T-5138 A, er begge disse dateringene i uoverensstemmelse med alternative dateringer. De gir i tillegg lavere alder enn dateringer høyere oppe i kjernen. Det er stort avvik mellom lutløselig fraksjon (T-5458 A) og fraksjonen som ikke er løselig i lut (T-5458 B). Årsaken til dateringsavviket er diskutert i kap. 9.1.2.3. Her vil vi redegjøre for alternative dateringer som i vårt tilfelle kan gi et riktigere tidsbilde.

Grensen mellom pollensone M2 og M3 ligger i nivå 5.45 m i Meåstjørna. Pollendiagrammet viser nedgang i kurvene for Betula og Empetrum, oppgang for Rumex/Oxyria, Artemisia, Caryophyllaceae (Cerastium-, Dianthus- og Lychnis type), Sedum og Lycopodium selago (pl. 1). Utviklingen karakteriserer en endring fra spredt bjørkeskog i M2 til urtedominert vegetasjon i M3 (kap. 7.6.3). Skiftet i vegetasjon indikerer en klimaforverring.

Tilsvarende utvikling er registrert på Kårstø (Paus 1982a), og overgangen er datert til 10910 $\pm$ 160 år BP (T-4075 A) og 11340 $\pm$ 120 år BP (T-4075 B). Av disse regner forfatteren den lutløselige fraksjonen (T-4075 A) som den mest pålitelige.

Nedgang for Betula og oppgang for Artemisia finner sted på sonegrensen mellom Y2 og Y3 i 38 m bassenget i Yrkje. Nivået faller mellom ca. 11500 og 10500 år BP (Anundsen 1978).

Nedgang for Betula faller sammen med oppgang for Artemisia, Rumex, Thalictrum, Chenopodiaceae og Lycopodium selago i Kvernvatn på Sotra (Krzywinski & Stabell 1984). Endringene finner sted like etter 11260±150 år BP.

Overgang fra Betula-Ericales-vegetasjon til Artemisia, Rumex/Oxyria, Caryophyllaceae, Sedum og Lycopodium selago dominert flora er dokumentert fra Blomøy, og datert til 10940±180 år BP (T-624) (Mangerud 1970).

På Kråkenes, Nordfjord, er en liknede utvikling datert til 11100±80 år BP (T-2532) (Larsen et al. 1984).

Ut fra disse undersøkelsene konkluderer vi at grensen mellom pollensone M2 og M3 tilsvarer grensen mellom Allerød og Yngre Dryas kronosoner på 11000 år BP (Mangerud et al. 1974), idet vi postulerer en mer eller mindre momentan regional vegetasjonsendring. Denne alderen brukes for å beregne sedimentasjonshastighetene (tab. 9.3 og fig. 9.4).

Pollendateringen medfører at T-5138 A og T-5458 A/B er for unge. Alderen på de daterte nivåene er funnet ved interpolasjon med de beregnede sedimentasjonshastighetene, men dette gir ikke noe mer grunnleggende informasjon. Den antatte alderen er gitt i tab. 9.2 og 9.5 og benyttet i fig. 9.5, der vi viser forholdet mellom <sup>14</sup>C dateringer og alternative dateringer.

"Ingresjon" brakt-marint i Tinghaugmyra.

T-5456 A

11350 $\pm$ 210

Omkring nivå 6.97 m registreres en overgang fra brakt til marint miljø (fig. 6.12). T-5456 A er tatt i brakke/marine sedimenter, og  $\delta^{13}\text{C}$  innholdet er -21.7%. PDB. Vi regner med at sedimentene kan ha en reservoaralder, og konkluderer med en antatt alder for ingresjonen på 11200 år BP. Dette er også mer i tråd med pollenanalytisk datering av pollensonegrensen T2/T3 til 11000 år BP. Sonegrensen antas å være synkron med M2/M3 i Meåstjørna (fig. 9.3), som er diskutert under forrige datering.

Ingresjon i Meåstjørna.T-5139 A 10690 $\pm$ 340

Dateringen er utført på lakustrine sedimenter under ingresjonskontakten. Selve ingresjonen er dermed noe yngre, og vi har kommet ut med en antatt alder på 10500 år BP. Verdien er beregnet ut fra sedimentasjonshastigheten mellom T-5139 A (10690 $\pm$ 340) og T-5481 A (10110 $\pm$ 210). Dateringen har et stort standardavvik ( $\pm$ 340 år), og er dermed noe usikker. Det daterte sedimentet er "mørk grå silt" (5.31-5.26 m, fig. 6.6). Sedimentet kan muligens korreleres med et gråsvart lag i sonderingsprøve 12 (kap. 6.1.3). Vi holder muligheten åpen for at dette representerer Vedde askelag (Mangerud et al. 1984), men vi vil ikke bruke det til aldersbestemmelse i denne sammenheng.

Betula-oppgang i Meåstjørna.T-5481 A 10110 $\pm$ 210

Dateringen er utført på lakustrine sedimenter, og vi konkluderer med at alderen på hendelsen er 10100 år BP. Alderen er i samsvar med dateringer av Betula-oppgangen

fra Sotra (Krzywinski & Stabell 1984), Kårstø (Paus 1982 a), Blomøy (Mangerud 1970) og Ålesund-området (Lie & Lømo 1981).

Isolasjon i Tinghaugmyra.

T-5457 A 9730 $\pm$ 210

Dateringen er noe for ung i forhold til det som indikeres av alternative dateringsmetoder. 30 m og 25 m bassenget isoleres henholdsvis 9910 $\pm$ 90 år BP og 9850 $\pm$ 100 år BP (Anundsen & Fjeldskaar 1983). Dersom en aksepterer disse aldrene, må Tinghaugmyra (33 m o.h.) være isolert før ca. 9900 år BP.

Isolasjonen av bassenget finner sted omkring 5.87 m (fig. 6.12), og Betula-oppgangen er registrert i Tinghaugmyra få cm under dette nivået (kap. 7.4 og pl.2). Vi regner med at Betula-oppgangen er tilnærmet synkron i Meåstjørna og Tinghaugmyra, og at tidspunktet for denne hendelsen er 10100 år BP. Det daterte nivået ligger 7 cm høyere enn isolasjonen, og en kan regne med en aldersforskjell på nærmere 100 år. Men om dette nivået settes til 9730 $\pm$ 210 år BP, medfører det en uventet lav sedimentasjonshastighet i tidsrommet 10100-9700 år BP.

Med den raske regresjonshastigheten som er dokumentert i overgangen Yngre Dryas/Preboreal (Thomsen 1982, Anundsen & Fjeldskaar 1983, Krzywinski & Stabell 1984, Kaland 1984), regner vi med at det går relativt kort tid mellom isolasjonen av Tinghaugmyra (33 m o.h.) og 30 m bassenget. Vi konkluderer med en antatt alder for isolasjonen på 10000 år BP.

### Corylus-oppgangen.

Vi har ikke  $^{14}\text{C}$  datert Corylus-oppgangen, men vil likevel nytte den i dateringssammenheng. Hendelsen er datert til  $9950 \pm 230$  år BP på Eigerøya (Simonsen cit. Thomsen 1982),  $9500 \pm 180$  år BP på Kårstø (Paus 1982 a),  $9410 \pm 120$  år BP på Bømlo (Kaland 1984),  $9340 \pm 160$  år BP på Blomøy (Mangerud 1970) og 8700-8900 år BP på Fonnes (Kaland 1984). Det synes som om Corylus-oppgangen blir gradvis yngre nordover kysten. Vi konkluderer med en antatt alder på ca. 9500 år BP i Yrkje.

### 9.3.2 SEDIMENTASJONSHASTIGHETER.

Sedimentasjonshastighetene i et basseng antas stadig å variere, og enhver beregning med utgangspunkt i daterte nivåer må bli en tilnærming. Det er klart at jo flere dateringer en har, jo bedre blir tilnærmingen. Det hadde vært ønskelig med flere daterte nivåer, men  $^{14}\text{C}$  dateringer er en minimumsfaktor i en undersøkelse som vår.

På grunnlag av de antatte aldrene (tab. 9.2) har vi beregnet sedimentasjonshastigheter (tab. 9.3 og fig. 9.4).

### Meåstjørna.

Fig. 9.4 viser at bassenget hadde svært lav sedimentasjonshastighet inntil 11000 år BP. En av årsakene kan være at nedslagsområdet er fattig på løsmasser (kap. 4.2 og 6.1.3). I sen Bølling og Allerød kronosoner har vegetasjonen trolig vært sammenhengende og hindret utvasking av minerogent materiale fra området rundt bassenget. Vi regner med at sedimentasjonshastigheten kan være større enn 0.12 mm/år i nederste del av kjernen. I

nedre del av Yngre Dryas øker sedimentasjonshastigheten markert, mens den igjen er lavere i øvre del av kronosonen. Det er naturlig at den minerogene sedimentasjonen blir større dersom vegetasjonsdekket blir usammenhengende (Mangerud 1970:126). Denne prosessen kan trolig forklare økningen fra 11000 år BP.

Vi finner det underlig at sedimentasjonshastigheten går ned i den marine fasen i Yngre Dryas, da en vanligvis finner stor sedimentasjonshastighet under slike forhold (se diskusjon under Tinghaugmyra i neste avsnitt). Sonderingsprøvene (kap. 6.1.1) viser fra 5-20 cm lys grå silt øverst i siltlaget (lag D), og dette korreleres med finsandlaget (D4) i kjerneprøven (5.26-5.23 m). Det er klart at deler av bassenget har hatt større sedimentasjonshastighet enn 0.19 mm/år i dette tidsrommet. En kan ikke se bort fra muligheten av en viss erosjon i kjerneprøven i denne fasen. Pollendiagrammet (pl. 1) viser imidlertid ingen brå endringer, som ofte er vanlig ved erosjon.

Sedimentasjonshastigheten øker ved overgangen til Preboreal, noe som sikkert skyldes økende organisk produksjon både i bassenget og på land. Dette bekreftes av glødetapskurven (fig. 6.6). Vi har beregnet sedimentasjonshastigheten fra 9500 år BP til nåtid. Verdien er selvsagt en grov tilnærming.

#### Tinghaugmyra.

Bassenget har lav sedimentasjonshastighet mellom 12700 år BP og 12100 år BP. Verdien er antakelig betydelig høyere i nederste del av kjernen.



På grunn av uregelmessighetene med dateringene T-4149 A, T-4052 A og T-4053 A, har vi kommet fram til to alternativer for sedimentasjonshastigheter i tidsrommet 12150-11200 år BP (fig. 9.4).

Hvis en aksepterer T-4053 A og forkaster de to andre, framkommer alternativ 1. Som en ser øker verdiene for sedimentasjonshastighet trinnvis oppover i kjernen til maksimum i Yngre Dryas.

Dersom T-4149 A og T-4052 A legges til grunn og T-4053 A forkastes, framkommer alternativ 2. Alternativet kjenne- tegnes ved lave sedimentasjonshastigheter inntil 11370 år BP (vi har brukt middelet av de to dateringene). Mellom 11370-11200 år BP er sedimentasjonshastigheten på hele 2.29 mm/år. Verdien faller så, og ligger relativt høyt gjennom Yngre Dryas.

Undersøkelser har vist at høy sedimentasjonshastighet er vanlig i marin fase i Yngre Dryas (Anundsen & Fjeldskaar 1983, Thomsen 1982, Svendsen in prep., denne undersøkelse). Vi har vanskelig for å forklare den høye verdien sent i Allerød i alternativ 2. Det var da ingen bre i nærheten, og miljøet i bassenget var brakt, så mulighetene for minerogen sedimentasjon skulle være begrenset. En mulig forklaring kan være stor egenproduksjon i bassenget, men dette bekreftes verken av glødetapsskurven (fig. 6.12) eller pollendiagrammet (pl. 2). I forbindelse med "ingresjonen" fra brakt til marint miljø omkring 11200 år BP, kan det ha forekommet forstyrrelser i sedimentasjonen. Det er påvist stratigrafiske uregelmessigheter ved ingresjon av basseng (Kaland 1984). Tinghaugmyras innløp er langt og smalt (kap. 4.3 og 9.6.2). Borpunktet ligger nær den østlige enden av bassenget, lengst vekk fra terskelen. Disse faktorene gjør mulighetene for resedimentasjon mindre sannsynlig. Det er dessuten ingenting i pollendiagrammet (pl. 2) som tilsier slik forstyrrelse.

Vi konkluderer med at alternativ 2 er lite sannsynlig, og aksepterer alternativ 1 der sedimentasjonshastigheten er mer i tråd med det en kunne vente. Dette medfører at T-4149 A og T-4052 A er for unge. Vi har antydnet sannsynlig alder i tab. 9.2, 9.5 og fig. 9.5.

### 9.3.3 DATERING AV INGRESJONS- OG ISOLASJONSKONTAKTENE.

Tinghaugmyra har en komplisert miljøhistorie, der diatome-dataene har vært tildels vanskelige å tolke (kap. 9). Særlig nedre delen av kjernen (tilsv. 12800-11500 år BP) er preget av store endringer i miljø. Tidkrevende analysearbeide og dateringssøknader på et tidlig stadium av undersøkelsen har medført at vi mangler  $^{14}\text{C}$  dateringer for enkelte av ingresjons- og isolasjonkontaktene. Med utgangspunkt i konklusjonene (tab. 9.2) og de beregnede sedimentasjonshastighetene (tab. 9.3) vil vi diskutere alderen på kontaktene. Alderen nyttes til konstruksjon av strandforskyvningskurven (fig. 10.1). Konklusjonene finnes i tab. 9.4.

#### Tinghaugmyra.

#### Isolasjon.

Den ferske fasen (7.63-7.58 m) er datert til 12700 år BP. Med den lave sedimentasjonshastigheten i denne delen av kjernen omfatter de ferske sedimentene 250 år. Vi konkluderer derfor at isolasjonen fant sted ca. 12800 år BP.

Ingresjon.

Etter samme argumentasjon som over, fastsettes ingresjonen til ca. 12600 år BP.

Isolasjon.

Med støtte i dateringen av Empetrum-oppgangen (12100 år BP) postulerer vi at isolasjonen fant sted 12000 år BP.

Ingresjon.

Ut fra sedimentasjonshastighetene (tab. 9.3) tidfestes overgangen fra ferske til brakke forhold til 11900 år BP. Den brakke fasen varer i 700 år, og "ingresjonen" finner sted 11200 år BP (kap. 9.3.1).

Isolasjon.

Isolasjonen er bestemt til 10000 år BP (kap. 9.3.1).

Meåstjørna.Ingresjon.

Hendelsen dateres til 10500 år BP (kap. 9.3.1).

Isolasjon.

På grunnlag av beregnede sedimentasjonshastigheter mellom Betula-oppgangen (10100 år BP) og ingresjonen (10500 år BP), settes isolasjonen til 10300 år BP.

#### 9.4 OPPSUMMERING AV DATERINGSRESULTATET.

Konklusjonene i tab. 9.2 angir den antatte alderen for hendelsen som er forsøkt datert.  $^{14}\text{C}$  dateringene er sjelden tatt i nøyaktig samme stratigrafiske nivå som hendelsene er lokalisert til. Årsaken er bl.a. ønsket om dateringer fra lakustrine sedimenter der det er mulig, korrelasjonen med "34 m bassenget" (kap. 9.1.3) og dateringssøknader på et tidlig tidspunkt av undersøkelsen da vi enda ikke hadde full oversikt over hvor hendelsene fant sted. Siden dette avviket er kalkulert inn i konklusjonene, sammenfaller ikke den antatte alderen for dateringsnivåene nøyaktig med konklusjonene i tab. 9.2.

For å gi en oversikt over hvordan  $^{14}\text{C}$  dateringene faller ut i forhold til alternativ datering, har vi beregnet alderen for de aktuelle daterte nivåene, ut fra konklusjonene i tab. 9.2 og sedimentasjonshastighetene i tab. 9.3.  $^{14}\text{C}$  dateringene er angitt med ett standardavvik, og usikkerheten til de alternative dateringene er subjektivt anslått, hovedsaklig på pollenstratigrafisk grunnlag. Resultatene er vist i tab. 9.5, og forholdet er framstilt i fig. 9.5.

En ser at i de aller fleste uoverensstemmelsene mellom  $^{14}\text{C}$  dateringer og alternativ datering, er  $^{14}\text{C}$  alderen lavest. Dette er et gjennomgående trekk i undersøkelsene til Kaland et al. (1984), der en finner samme tendens i tidsrommet 7700-13000 år BP. Dateringsresultatet forklares her ved forurensning av yngre nedtrengte røtter.

## KAPITTEL 10: STRANDFORSKYVNING

Kapittelet omhandler en presentasjon av strandforskyvningskurven fra Yrkje, samt korrelasjoner til andre strandforskyvningskurver fra Sørvestlandet.

### 10.1 STRANDFORSKYVNINGEN I YRKJE.

Her vil bli diskutert og oppsummert alderen for ingresjons- og isolasjonskontaktene i bassengene som inngår i strandforskyvningskurven. Resultatene er vist i tab. 10.1. Vi vil presentere strandforskyvningskurven fra Yrkje, og de basseng vi har benyttet ved konstruksjonen av kurven. Foruten data fra undersøkelsene våre i Meåstjørna og Tinghaugmyra, er det brukt tilgjengelige data fra andre basseng i området, beliggende 38 m, 30 m og 25 m o.h. (Anundsen og Fjeldskaar 1983).

#### 10.1.1. DISKUSJON AV TIDLIGERE UNDERSØKTE BASSENGER I YRKJE.

##### 38 m bassenget.

38 m bassenget er undersøkt av Anundsen i flere arbeider. Pollendiagram med  $^{14}\text{C}$ -dateringer er presentert i Anundsen (1977, 1978), og ny kjerneprøve med flere  $^{14}\text{C}$ -dateringer og diatomebestemmelse er publisert av Anundsen og Fjeldskaar (1983). De to kjerneprøvene er korrelert ved

hjelp av glødetapsanalyse (Anundsen pers.medd.), og  $^{14}\text{C}$ -dateringene fra den første undersøkelsen er korrelert med de nye resultatene (Anundsen og Fjeldskaar 1983:fig.4). Ut fra denne noe grove korrelasjonen har vi forsøkt å nytte data fra pollendiagrammet til hjelp for datering av miljøendringene i 38 m bassenget.

I det følgende tas utgangspunkt i kjernebeskrivelsen fra 38 m bassenget (op.cit.:fig.4). Miljøet forandrer seg fra antatt marint til lakustrint ca. 15 cm under den eldste dateringen på  $12300 \pm 340$  år BP (T-3584 A). Sedimentasjonshastigheten i lagpakken over dateringen (737-728 cm) er 0,05-0,22 mm/år. Verdiene representerer ytterpunktene hhv. innerpunktene av dateringenes standardavvik. Går vi ut fra største sedimentasjonshastighet (0,22 mm/år) fra isolasjonen frem til ca. 12300 år BP, faller bassengets isolasjon rundt 13000 år BP. Alderen på T-3584 A bekreftes til en viss grad av pollendiagrammet fra 38 m bassenget. En markert Empetrum-oppgang er registrert i diagrammets nedre del, og hendelsen antas å finne sted ca. 12100 år BP i Yrkje (kap.9.3.1). Vi mener å kunne korrelere Empetrum-oppgangen med det daterte nivået.

Vedde askelag er registrert i nivå 692-694 cm (Mangerud et al. 1984:98), 12 cm over ingresjonskontakten, som er datert til  $10380 \pm 170$  år BP (T-3362 A) og  $10540 \pm 170$  år BP (T-1040). Sammenholdt med Vedde askelag (datert til  $10600 \pm 60$  år BP, op.cit.:87) er dateringene for unge.

Anundsen (1978) trekker grensen mellom Allerød og Yngre Dryas kronosoner parallellt med pollensonegrensen Y2/Y3. Ut fra den nevnte korrelasjonen med glødetapskurvene antyder vi at sonegrensen tilsvarer nivå 715 cm i kjernebeskrivelsen fra 38 m bassenget. Nivået skulle da svare til ca. 11000 år BP (Mangerud et al. 1974). Dette

indikerer at ingresjonen av 38 m bassenget finner sted mellom 11000 år BP og 10600 år BP.

Sedimentasjonshastigheten er vanligvis stor i marine sedimenter avsatt i Yngre Dryas (se diskusjon i kap. 9.3.2). Går vi ut fra at sedimentasjonshastigheten er større i den marine enn i den lakustrine sekvensen, vil ingresjonen finne sted nærmere 10600 år BP enn 11000 år BP. Med dette forhold i tankene foreslår vi en alder for ingresjonen på 10750 år BP.

Endelig isolasjon av bassenget er datert til  $10280 \pm 180$  år BP (T-3563 A). Betula-oppgangen er datert ca. 10100 år BP i Vest-Norge (se kap.9.3.1), og korrelasjon med pollendiagrammet (Anundsen 1978) plasserer Betula-oppgangen like over isolasjonsdateringen. Vi indikerer ut fra dette at den endelige isolasjonen finner sted ca. 10150 år BP.

#### "34 m bassenget."

Bassenget er identisk med Tinghaugmyra. Den eldste delen av kjerneprøven fra "34 m bassenget" korresponderer med kjernen fra Tinghaugmyra (jfr.fig.9.1.), men omfatter ikke sedimenter yngre enn ca. 11500 år BP (Anundsen og Fjeldskaar 1983:fig.5). Diatomeanalysene indikerer kun en lakustrin fase. Den korresponderer ifølge vår korrelasjon (fig.9.1.) med den ferske fasen vi registrerer mellom 7.44 og 7.39 m i Tinghaugmyra. I kjernen fra "34 m bassenget" er det ikke påvist noen lakustrin fase som kan korreleres med den eldste ferske fasen i Tinghaugmyra (7.62-7.58 m). Det er vanskelig å vurdere årsakene til dette uten mer detaljerte diatomedata enn det som er publisert i Anundsen og Fjeldskaar (1983:tabell III). Det er mulig at ulike analyserutiner, prøvetetthet etc. kan spille en rolle. Vi

baserer bassengets miljøhistorie helt og holdent på våre egne data (jfr.kap.10.1.2.)

#### 30 m bassenget.

Diskusjonen refererer seg til kjernebeskrivelsen i Anundsen og Fjeldskaar (1983:fig.6). Miljøforandringer fra ca. 820 cm til 815 cm indikerer en mulig fersk/brakk fase i 30 m bassenget. En skjelldatering ca. 10 cm under denne fasen ga  $11940 \pm 160$  år BP (Anundsen unpubl. manuskri.), og gytjedatering ca. 13 cm over ga  $105030 \pm 130$  år BP. Dateringene resulterer i en sedimentasjonshastighet på 0,2 mm/år i dette tidsrommet, og den fersk/brakke fasen faller mellom ca. 11450 år BP og ca. 11200 år BP. Dette tidsintervallet er ikke i overenstemmelse med resultater fra de andre bassengene, og forholdet vil bli diskutert nærmere i kap. 10.1.3. Kjernen antas å dekke tidsrommet tilbake til ca. 13000 år BP, selv om en kanskje må regne med en økning av sedimentasjonshastigheten i de marine bunnsedimentene.

Endelig isolering av bassenget finner sted ca. 9900 år BP.

#### 25 m bassenget.

Kjerneprøven viser marint miljø fra bunnen og frem til isolasjonen ca. 9850 år BP (Anundsen og Fjeldskaar 1983:fig.7).



10.1.2. KONKLUSJONER FRA MEÅSTJØRNA (42 m.o.h.)  
OG TINGHAUGMYRA (33 m.o.h.).

Dateringene av ingresjons- og isolasjonskontaktene er diskutert i kap. 9.6., og konklusjonene blir her presentert for sammenhengens skyld.

Meåstjørna har lakustrint miljø fra rundt 13000-12500 år BP, frem til en ingresjon ca. 10500 år BP. Bassenget isoleres igjen ca. 10300 år BP.

Tinghaugmyra har to kortvarige lakustrine faser: ca. 12800-12600 år BP og 12000-11900 år BP. Bassenget påvirkes deretter av en transgresjon som varer frem til den endelige isolasjonen ca. 10000 år BP. Vi kan skille ut en langvarig brakk fase i første del av transgresjonen (ca. 11900-11200 år BP, tabell 10.1.).

10.1.3. STRANDFORSKYVNINGSKURVEN.

Strandforskyvningskurven baserer seg på dataene presentert i kap. 10.1.1. og kap. 10.1.2., oppsummert i tab. 10.1. Kurven er presentert i fig. 10.1, og vi vil kort nevne hovedtrekkene i kurveforløpet.

En regresjon tidlig i Bølling kronosone når sitt bunnpunkt noe under 33 m o.h., men over 30 m, før en svak transgresjon setter inn. Transgresjonens topp er ikke fastslått, men ut i fra diatomedataene kan toppnivået anslås til ca. 34-35 m. Den påfølgende regresjon representerer regresjonsminimum i Yrkje, med et strandlinjenivå på ca. 30-31 m o.h. En ny transgresjon

gjør seg gjeldende, men kurven har et langt slakt forløp før den stiger til over 42 m. En rask regresjon er dokumentert i slutten av Yngre Dryas og i Preboreal kronosoner.

#### Strandforskyvningen i Bølling.

Strandforskyvningskurven viser en relativt rask regresjon fra 38 m til 33 m tidlig i Bølling kronosone. Vi kan som før nevnt (kap.10.1.1) antyde en alder for bunnsedimentene i 38 m bassenget til vel 13000 år BP. Bassenget ble trolig isolert kort tid etter at isen forsvant fra området, og indikerer en tidlig deglasiasjon av Yrkje-området. Dette underbygges av kvartærgeologiske arbeider ellers i Nord-Rogaland (kap.3.1.), og vi antyder ut fra dette at Yrkje trolig ble isfritt mellom 13-13500 år BP. Forutsetter vi så tidlig deglasiasjon, kan havnivået ha stått høyere enn 38 m før 13000 år BP.

Regresjonen har ikke nådd 30 m, da 30 m bassenget viser marine forhold i samme tidsrom. Diatomesammensetningen i Tinghaugmyra viser 10-15 % marine arter i den eldste lakustrine fasen, og indikerer en viss marin innflytelse (kap.8.6.2.og 8.8.). Vi forutsetter ut fra dette et regresjonsminimum ca. 2 m under terskelhøyden og trekker strandforskyvningskurven ned til mellom 31 og 32 m.

Isfrontens posisjon under regresjonen er ukjent. Vi har ingen indikasjoner på om brefronten tidlig i Bølling sto i ro eller hadde fremstøt. Det en registrerer ved strandforskyvningskurver er det relative forholdet mellom isostasi og eustasi. Anundsen og Fjeldskaar (1983) påpeker at det er en nær sammenheng mellom isoscillasjoner og de geofysiske prosessene som finner sted. Geoiden er et legeme som i praksis er lik den globale havflaten, og som

endres pga. variasjoner i jordas gravitasjonsfelt. Disse kan skyldes masseforflytninger på og under jordoverflata. Is vil tiltrekke geoiden og forårsake geoidedeformasjon. Det gir en eustatisk heving nær isfronten. Deglasiasjon vil føre til fall i havnivå nær ismarginen (Fjeldskaar og Kanestrøm 1980). I Fennoskandia er deformasjonen av geoiden kalkulert til 12% av den isostatiske nedpressing (Fjeldskaar et al. 1982). Deglasiasjonen fører også til at islasten reduseres, og landet vil heve seg (Anundsen og Fjeldskaar 1983:76). Dersom isen har hatt en jevn tilbaketrekning i tidlig Bølling, kan den registrerte regresjonen skyldes en kombinasjon av disse faktorene.

Transgresjonen i siste halvdel av Bølling kan muligens skyldes et brefremstøt, med en reduksjon og kanskje reversering av de geofysiske prosessene. Anundsen og Fjeldskaar (1983) antyder ut fra studier av isoscillasjoner i Yrkje-området et isfremstøt som kuliminerer ca. 12000-12200 år BP. Antagelsen er basert på dateringer av in-situ hvalbein på Borgøy (se kap. 3.1.). Resultatene er ikke i overenstemmelse med den tidlige deglasiasjonen i Yrkje. Bassengsedimentene herfra viser ingen tegn på at området er overrent av et isfremstøt. Dette kan tyde på at sedimentene på Borgøy enten ikke representerer noen morene, eller at dateringen av hvalbeina er feil. Anundsen (upubl. manuskri.) stiller selv spørsmål om sedimentenes genese. Det er ikke satt frem stratigrafiske bevis for et isfremstøt i slutten av Bølling kronosone i Sør- og Vest-Norge (jfr. diskusjon i Fjeldskaar et al. (1982:19)). Blomøy-sekvensen er antatt å representere et isframstøt (Mangerud 1977:49), men er ikke lenger tilgjengelig for reeksaminasjon.

I følge flere nyere undersøkelser (jfr. kap. 7.6.2.) kjennetegnes ikke Eldre Dryas kronosone (12000-11800 årBP, Mangerud et al. 1974) pollenanalytisk av noen markert klimaforandring.

Med bakgrunn i lito- og pollenstratigrafi setter vi derfor et spørsmålstegn ved et eventuelt Eldre Dryas fremstøt i Sørvest-Norge. Dette reduserer også muligheten for at transgresjonen i slutten av Bølling skyldes et brefremstøt. Det er usikkert hva som kan ha forårsaket transgresjonen, og vi understreker i den forbindelse at den er av liten størrelsesorden.

Strandforskyvningskurven viser igjen en regresjon ved overgangen til Allerød.

#### Strandforskyvningen i Allerød.

Diatomesammensetningen i Tinghaugmyra viser klart ferske forhold fra ca. 12000 år BP til ca. 11900 år BP (kap. 8.6.2).

Anundsen og Fjeldskaar (1983) registrerer en mulig brakk/lakustrin fase i 30 m bassenget mellom ca. 11450 og 11200 år BP (kap. 10.1.1.), mens diatomesammensetningen i Tinghaugmyra samtidig indikerer brakke forhold. Vi finner det mest sannsynlig at 30 m bassengets brakk/ferske fase korresponderer med Tinghaugmyras ferske fase i begynnelsen av Allerød. Dette medfører at dateringene i 30 m bassenget er ca. 500 år for unge, eventuelt at sedimentasjonshastigheten varierer sterkt mellom de daterte nivåene. For unge dateringer kan skyldes forurensning av prøvematerialet (Kaland et al. 1984). Uoverensstemmelser ved korrelasjonen av flere kjerneprøver kan også være en feilkilde (Anundsen pers. medd.).

Diatomeanalysene i Tinghaugmyra (kap. 8.6.2) indikerer at havet har stått lavest i den yngste av de to ferske fasene. Vi antyder et minimumsnivå på 30-31 m, hvilket kan være ansvarlig for de brakk/ferske sedimentene i 30 m

bassenget.

Et relativt slakt kurveforløp er dokumentert i Allerød fra ca. 11900 år BP til ca. 11200 år BP, da en markert transgresjonen registreres.

Isfrontens posisjon i Allerød er ikke kjent, men vi antar at brefronten lå innenfor Yngre Dryas avsetningene (kap. 3.1.). Anundsen og Fjeldskaar (1983:150) antar en Allerød isfront ca. 20 km innenfor Yngre Dryas-fronten. Dersom et Eldre Dryas fremstøt ikke har funnet sted, kan isfronten ha trukket seg jevnt tilbake allerede fra tidlig Bølling, inntil Yngre Dryas-fremstøtet startet i siste del av Allerød kronosone. Tilbaketrekningen resulterte antagelig i en landhevning som følge av redusert islast (Anundsen og Fjeldskaar 1983). Fairbridge (1961) antyder at en global eustatisk hevning kan ha forekommet i Allerød, noe som vil ha medført en mindre relativ landhevning i forbindelse med Allerød-tilbaketrekningen. Den brakke fasen indikerer at de isostatiske og eustatiske bevegelser nærmest opphever hverandre i Allerød.

#### Strandforskyvningen i Yngre Dryas.

Strandforskyvningskurven viser en transgresjon på vel 9 m i tidsrommet 11200-10500 år BP. Ut fra diatomeanalysene i Meåstjørna antar vi at havet ikke har stått særlig høyere enn 43-44 m o.h. (kap. 8.6.1). Mot slutten av Yngre Dryas viser kurven en rask regresjon mot overgangen Yngre Dryas/Preboreal.

Isfronten rykker frem i løpet av kronosonen til en posisjon ca. 4 km øst for Yrkje (Anundsen 1972). Den økte islasten fører til en reduksjon og kanskje reversering av landhevingen (Anundsen & Fjeldskaar 1983). Geoideeffekten

forårsaker at havet trekkes opp 3-5 m ved isfronten (op.cit.). Dataene fra Yrkje indikerer at Yngre Dryas fremstøtet opptrer samtidig med en marin transgresjon i området. Dette er også postulert i tidligere arbeider fra samme område (Anundsen og Fjeldskaar 1983).

Isen trekker seg tilbake en gang i slutten av Yngre Dryas, noe som medfører at landet igjen hever seg i slutten av kronosonen (Anundsen og Fjeldskaar 1983, Fjeldskaar et al. 1982).

#### Strandforyskyvningen i Preboreal.

Strandforyskyvningskurven viser fortsatt en relativt rask regresjon i første del av Preboreal (inntil ca. 9800 år BP), etter hvert som isen stadig smelter tilbake.

#### 10.2. ANDRE STRANDFORSKYVNINGSKURVER FRA SØRVESTLANDET.

Her vil strandforyskyvningskurven fra Yrkje bli sammenlignet med andre kurver fra Sørvestlandet. Tidligere strandlinjers høyde over havet er avhengig av områdets beliggenhet i forhold til isobasene. Vi vil derfor kort diskutere isobaseretninger og strandlinjegradienter i Sen-Weichsel.

##### 10.2.1. ISOBASER OG STRANDLINJEGRAIDENTER.

Isobase er en tenkt linje gjennom lokaliteter som en antar har gjennomgått samme hevning i løpet av samme tidsrom. Det er grunnleggende ved isobase-konstruksjon at de baseres på samtidige hendelser/avsetninger. Relativt få havnivåindikatorer som delta, isranddelta, strandvoller

etc. er datert, og det er ofte vanskelig å avklare aldersforholdet mellom dem. Usammenhengende løsmassedekke og generelt store geografiske avstander mellom avsetningene gjør det usikkert med korrelering over store områder. Det er av den grunn få opplysninger om isobaseretninger for Sen-Weichsel i Vest- og Sør-Norge.

Det er en nær sammenheng mellom isobaser og strandlinjer. Dersom isobaseretningen er kjent, kan strandlinjedata fremstilles langs et plan vinkelrett på isobasene. Strandlinjegradiënten for et bestemt tidspunkt vil være et direkte uttrykk for avstandene mellom de tilsvarende isobasene i et kartbilde:

Ekvidistante strandlinjediagram fra Sen-Weichsel er generelt presentert som rette linjer. Fjeldskaar og Kanestrøm (1981) indikerer imidlertid at strandlinjer har kurvlinær form. De påpeker at områdene nærmest isfronten har større hevning enn de perifere, og at gradienten dermed øker innover i landet.

Ekvidistante strandlinjediagram konstruert på basis av data fra daterte strandforskyvningskurver og strandlinjer, vil gi bedre opplysninger om aldersforholdet mellom de forskjellige strandlinjer. <sup>14</sup>C-daterte strandforskyvningskurver fra tre lokaliteter innenfor et begrenset geografisk område kan brukes til konstruksjon av ekvidistante strandlinjediagram (Kaland 1984).

Av tidsperiodene i Sen-Weichsel er Yngre Dryas best undersøkt mhp. isobaseretning og strandlinjegradiënt. Vi vil kommentere noen undersøkelser fra Vestlandet som kan underbygge konstruksjonen av Yngre Dryas-isobasene. Aarseth og Mangerud (1974:fig.11) har konstruert Yngre Dryas-isobaser for Bjørnafjorden og områdene omkring. Isobasene er basert på antatt samtidige isfrontdeltaer

like utenfor Ra-morenen. Isobaseretningen for Bjørnafjorden er ut fra dette beregnet til  $N13^{\circ}V$ , med en gradient på 1,4 m/km (Aarseth 1971).

Rønnevik (1971:fig.8) fant for Haugesundshalvøya isobaseretningene til å være  $N20^{\circ}V$ , med en strandlinjegradiant på 0,70 m/km. Isobasekartet hans bygger utelukkende på morfologiske kriterier og målinger av marin grense. Det øvre strandlinjenivået antas å være synkront (op.cit.:15) og korreleres med transgresjonstoppen som trolig representerer marin grense på Bømlo. Den ekstrapolerte 30 m isobasen er i bra overenstemmelse med transgresjonstoppen på Bømlo (ca. 32 m o.h.), (Fægri 1944, Kaland 1984). Yngre Dryas transgresjonen antas å nå sitt maksimum på Bømlo ca. 10500 år BP (Kaland 1984).

Yngre Dryas transgresjonen i Yrkje når omtrent 43-44 m o.h., og representerer sannsynligvis marin grense i området. De markerte strandnivåene med Amdal (52 m o.h.) og Vassendvik (44 m o.h.) (kap.3.1.), regnes som noenlunde samtidige med transgresjonstoppen i Yrkje (Anundsen 1978). Isobaseretningen er funnet til  $N 18-20^{\circ}V$  (op.cit:59), og strandlinjegradianten er ca. 1.12 m/km (Anundsen pers. medd.).

Stratigrafien i Leirdalen (kap.3.1.) indikerer et havnivå høyere enn 58 m o.h. i deler av Yngre Dryas kronosone. Marine sedimenter i bunnen av Ryggjaheim-bassenget antas å være avsatt i denne tidsperioden (Anundsen 1972,1978)

Yngre Dryas transgresjonen er på Jæren funnet opptil 21 m o.h., og indikerer at 20 m isobasen trolig krysser Nord-Jæren (Thomsen 1982).

Lorentzen-Styr (1977) har konstruert et isobasekart for områdene NØ for Jæren. Kartet er basert på undersøkelser av marine nivå. Han antar at de øvre strandlinjenivåene er tidssynkrone og avsatt under et havnivå korresponderende



med Yngre Dryas transgresjonen registrert i Yrkje (op.cit.:77). Enkelte avvikende høyder forklares ved at de marine nivåene er avsatt både før og under selve transgresjonstoppen (op.cit.:79). Lorentzen-Styr finner isobaseretningen til å være N 35<sup>0</sup> V. Han antyder likevel muligheten for at de marine nivåene ikke nødvendigvis er tidssynkrone, men kan tilhøre forskjellige strandlinjenivåer (op.cit.:76).

Tar vi de midlere verdiene av Lorentzen-Styr (1977) sine målinger, og ekstrapolerer Rønnevik (1971) sine isobaser videre sørover, finner vi isobaseretningen NØ for Jæren til å være ca. N 30<sup>0</sup> V.

Vi har ikke konstruert Yngre Dryas isobasekart for Sørvestlandet, da våre beregninger samsvarer bra med Anundsens (upubl.manusk.) undersøkelser i samme område. Isobasekart og strandlinjegradienter for tidspunktene 12000 år BP, 11000 år BP og 10400 år BP er konstruert for Vest-Norge (op.cit.). Kartene er basert på kalkulerte gradienter etter Fjeldskaar og Kanestrøm (1981:fig.5), samt på data fra strandforskyvningskurver og strandindikatorer som terrasser etc. Isobasene for 10400 år BP er bl.a. beregnet på grunnlag av transgresjonstoppen i Yngre Dryas kronosone. Denne knyttes til brefremstøtet i samme tidsperiode (Anundsen og Fjeldskaar 1983).

Isobaseretningene for 12000 år BP og 11000 år BP er relativt usikre, da de baserer seg på strandforskyvningskurvene for Yrkje, Jæren, Bømlo og Sotra. Disse lokalitetene ligger grovt sett langs en NNW-SSØ linje, og gir dårlig oppløsning for isobasekonstruksjon (Anundsen upubl. manusk.). Vi bruker derfor 10400 isobasene (op.cit.) som grunnlag for sammenligning av strandforskyvningskurvene fra Sørvestlandet (fig. 10.1.). Vi forutsetter da at isobaseretningen ikke endrer seg vesentlig i løpet av Sen-Weichsel.

### 10.2.2. SAMMENLIGNING AV KURVENE.

Publiserte sen-glasiale strandforskyvningskurver fra Sørvestlandet (utenom Yrkje) foreligger fra N-Jæren (Thomsen 1982:fig.14), Sotra (Krzywinski og Stabell 1984:fig.22) og Bømlo (Fægri 1944, Kaland 1984:fig.23). Områdene ligger utenfor Yngre Dryas-morenene. N-Jæren- og Sotra-kurven omfatter tidsrommet tilbake til ca. 13000 år BP, mens Bømløkurven ikke sier noe om strandforskyvningen før ca. 11000 år BP.

Lokalitetenes beliggenhet gjør at vi bør kunne vente et visst samsvar i strandforskyvningen. De publiserte strandforskyvningskurvene fra Sørvestlandet er ikke identiske, men viser i store trekk samme tendens. Kurvene for Sotra, Jæren og Yrkje (fig.10.3.) dokumenterer er regresjon tidlig i Bølling etterfulgt av en transgresjon som starter i Allerød. Transgresjonstoppen nås i Yngre Dryas og synes å være samtidig for alle lokalitetene. Deretter følger en relativt hurtig regresjon i Yngre Dryas/Preboreal. Kurvene faller på ulike høyder, da undersøkelses-områdene ligger på forskjellige isobaser. De fire områdenes nærhet til det Fennoskandiske hevnings-senteret varierer: Jæren ligger mest perifert, og Yrkje nærmest senteret. Den skrå landhevningen medfører at Yrkje er hevet mest.

Enkelte forskjeller mellom kurvene bør påpekes. Jæren-kurven er trukket noe lenger tilbake i tid, og transgresjonstoppen inntreffer noe tidligere i forhold til de andre kurvene. Den har en markert utflating i Bølling og Allerød i motsetning til kurvene fra Sotra og Yrkje. Kurven fra Sotra kjennetegnes av en kortvarig regresjon i

midten av Bølling før transgresjonen registreres. Yrkje-kurven skiller seg ut med to transgresjoner, og samsvarer ikke med de andre strandforskyvningskurvene i dette tidsrommet. Dette kan ha ulike årsaker. Det er mulig at flere basseng i kritiske høyder på Sotra og N-Jæren vil kunne registrere en eldre transgresjon. Den totale amplituden for den eldste regresjonen/transgresjonen i Yrkje er ca. 4 m, og hele fluktuasjonen vil falle mellom bassengterskelnivå med lik eller større vertikal avstand. Denne forklaringen kan bare bekreftes eller avvises ved analyser av flere basseng i de aktuelle områdene.

Vi vil i det følgende presentere forslag til korreksjon av strandforskyvningskurvene fra N-Jæren og Sotra. Vi har kalkulert inn virkningen av skrå landheving der bassengene ligger spredt på tvers av isobaseretningen. Videre foreslår vi endringer i kronosoneinndelingen i enkelte basseng på N-Jæren og Sotra. Korreksjonenes virkning på kurveforløpene diskuteres, og sammenligning trekkes igjen med Yrkje-kurven.

#### 10.2.2.1. JÆREN.

Thomsen (1982) bruker fire basseng som er diatome- og pollenanalysert til konstruksjonen av strandforskyvningskurven. De ligger innenfor et område på 4x5 km på Nord-Jæren. Bassengene ligger på en linje parallelt med 20m Yngre Dryas isobasen (Andersen cit. Lorentzen-Styr 1977), med unntak av Store Stokkavann som ligger ca. 2,5 km NØ for denne.

Vi har korrigert den opprinnelige strandforskyvningskurven ut fra følgende punkter: I Kulebergmyra er en  $^{14}\text{C}$ -datering på  $13100 \pm 190$  år BP (T-2565) tatt ca. 30 cm over den eldste isolasjonen i bassenget. Thomsen (1982) trekker kurven gjennom Kulebergmyra ca. 13000 år BP. Dateringen gir derimot en minimumsalder, og isolasjonen blir da trolig noe eldre enn 13100 år BP.

Ingresjonen av Kulebergmyra inntreffer ifølge strandforskyvningskurven ca. 11200 år BP (Thomsen 1982), mens pollenstratigrafien indikerer at bassenget ingrederes i begynnelsen av Yngre Dryas. Det er her et avvik på minst 200 år. Den endelige isolasjonen er datert til  $10820 \pm 150$  år BP. Dateringen ligger stratigrafisk ca. 0,40 m over yngre dateringer på henholdsvis  $10130 \pm 150$ ,  $10191 \pm 150$  og  $10480 \pm 210$  år BP. Med støtte i pollenstratigrafien antar Thomsen (1982) at isolasjonen finner sted ca. 10800 år BP. Dateringen faller imidlertid midt i Yngre Dryas kronosone. En isolasjon rundt 10800 år BP vil gi en høy sedimentasjonshastighet (ca. 2 mm/år) de første 200 årene fra overgangen Yngre Dryas/Allerød kronosone i forhold til de resterende 800. Selv om vi antar en noe høyere sedimentasjonshastighet i den marine fasen enn i de overliggende lakustrine sedimentene, vil isolasjonen trolig finne sted nærmere 10500 år BP enn 10800 år BP (Anundsen unpubl.manusk.).

$^{14}\text{C}$ -dateringer og pollenanalyser fra Madlamyra indikerer isolasjon av bassenget tidlig i Bølling kronosone, med påfølgende ingresjon rundt 11200 år BP (Thomsen 1982). Fastsettelse av den endelige isolasjonen er noe usikker, da diatomeanalysene gir et sammensatt og komplisert bilde av miljøforholdene i den delen av kjernen. Thomsen (1982) påpeker at isolasjonen mest sannsynlig ligger et sted mellom 2,50 m og 2,60 m, og pollenanalysene indikerer at den faller innenfor Yngre Dryas kronosone. Hun trekker

strandforskyvningskurven gjennom Madlamyras nivå ca. 10500-10400 år BP. Dateringene indikerer at bassenget mest sannsynlig isoleres nærmere 10000-10300 år BP enn 10500-10400 år BP.

Thomsen (1982) har ikke korrigert terskelhøyden til Store Stokkavann med hensyn til den skrå landhevningen. Korrigerer vi etter nevnte isobaser og med en strandlinjegradiant på ca. 1 m/km, vil det senke terskelhøyden fra 11 m o.h. til 8,5 m o.h.

Datering av isolasjonen i Store Stokkavann ga en alder på  $9150 \pm 90$  år BP og  $10440 \pm 310$  år BP, og Thomsen (1982) setter ut fra pollenanalytisk datering isolasjonen til nærmere 10400 år BP. Betula-oppgangen er registrert like over dateringen, og den er datert til ca. 10100 år BP i en rekke undersøkelser fra Sørvestlandet (kap.9.3.1). Vi antar ut fra pollendiagrammet at bassenget isoleres rundt 10200-10000 år BP.

Isolasjonen av Hålandsvatn antas å finne sted mellom 10500-10000 år BP, sannsynligvis nærmere 10000 år BP (Thomsen 1982).

Ut fra de nevnte korreksjoner vil den eldste regresjonen bli trukket noe lenger tilbake i tid. Transgresjonstoppen og den påfølgende regresjonen forskyves frem i tid. Korrigeringen av terskelhøyden for Store Stokkavann har derimot liten betydning for strandforskyvningskurvens forløp, på grunn av den høye regresjonshastigheten i overgangen Yngre Dryas/Preboreal.

Den korrigerede strandforskyvningskurven er vist i fig. 10.3. Kurvens eldste deler antas å representere marin grense på Jæren (Thomsen 1982). Nivået på 25-26 m er basert på toppnivå av tre strandvoller på Nord-Jæren.

Kurven viser ellers en rask regresjon fra ca. 13500-13000 år BP. Regresjonsminimum nås ca. 12 m o.h. omkring 12000 år BP. Deretter følger en transgresjon som når maksimum på ca. 21 m o.h. omkring 10700 år BP. Så følger en hurtig regresjon i Yngre Dryas og Preboreal.

#### 10.2.2.2. BØMLO.

Strandforskyvningskurven bygger på undersøkelser av 14 basseng innen et område på 3x5 km (Fægri 1944, Kaland 1984). Bassengenes terskelnivå er ikke korrigeret for skrå landhevning. Benytter vi 30 m-isobasen, ekstrapolert etter Aarseth og Mangerud (1974), som skjærer Bømlo, vil det gi en strandlinjegradiant på 1,3 m/km (Kaland 1984). Ved å korrigere nivåene ut fra en gradient på 1.3 m/km har vi justert strandforskyvningskurven noe (fig. 10.3). Den skiller seg kun fra den publiserte kurven ved at transgresjonsmaksimum faller på ca. 30 m o.h. og ikke ca. 32 m o.h. Kurveforløpet viser en transgresjonstopp ca. 10500 år BP, og en rask regresjon i Yngre Dryas og Preboreal.

#### 10.2.2.3. SOTRA.

Strandforskyvningskurven fra Sotra bygger på 10 diatomeundersøkte og pollenanalyserte basseng. Lokalitetene ligger for en stor del langs den ekstrapolerte 30 m-isobasen etter Aarseth og Mangerud (1974), men flere av bassengene ligger et stykke fra. Stabell og Krzywinski (1984) har ikke korrigeret terskel-

nivåene for skrå landhevning. Strandlinjegradiënten er kjent for Holocen, og den er 1,2 m/km ca. 10400 år BP (Kaland et al. 1984). Vi har benyttet verdien på 1,2 m/km ved korrigerings av bassengenes terskelhøyde.

Det er avvik mellom flere av  $^{14}\text{C}$ -dateringene og alternativ datering basert på pollenstratigrafi, og flere prøver med høyere alder ligger stratigrafisk over yngre. Det er dessuten stort avvik mellom de uløste og løste fraksjoner av  $^{14}\text{C}$ -dateringene, noe som sannsynlig skyldes forurensning (Kaland et al. 1984). Ut fra dette baserer Krzywinski og Stabell (1984) kronosoneinndelingen på de  $^{14}\text{C}$ -dateringer som verifiseres av alternative dateringer, og på pollenstratigrafi der dateringsmetodene avviker.

Vi foreslår alternativ inndeling av kronosonene for tre av bassengene: Klæsvatn (fig.12), Hamrvatn (fig.14) og Herøyvatn (fig.15). Inndelingen baserer seg på en tolkning av kronostratigrafien som til en viss grad underbygges av glødetapsanalyser, sedimentasjonshastighet og  $^{14}\text{C}$ -dateringer.

I kjerneprøvene fra Klæsvatn, Hamrvatn og Herøyvatn registreres en marin-lakustrin-marin-lakustrin sekvens, regnet nedenfra og opp. Den publiserte kronosoneringen medfører at sedimentasjonshastigheten i Allerød har vært like stor eller større enn i marine Yngre Dryas sedimenter. Sedimentasjonshastigheten i marin fase i Yngre Dryas er vanligvis betraktelig større enn for Allerød, pga. stor sedimentasjon av minerogent materiale under brennere forhold (jfr.kap.9.3.2). Kronosoneringen gir også gjennomgående høyere glødetap for Yngre Dryas- enn Allerød-sedimenter. Dette er ikke typisk for sedimenter fra Sen-Weichsel.

Den alternative inndelingen vi foreslår består i å la Yngre Dryas omfatte de publiserte Yngre Dryas, Allerød og Eldre Dryas kronosonene i Klæsvatn, Hamravatn og Herøyvatn. Videre foreslår vi å la den publiserte Allerød kronosone omfatte både Allerød og Bølling (jfr.kap.7.6.2 ). De alternative kronosoneinndelingen stemmer bedre overens med flertallet av  $^{14}\text{C}$ -dateringene.

Vi har justert strandforskyvningskurven etter argumentene diskutert ovenfor (fig. 10.3). Korreksjonene medfører at transgresjonen blir forskjøvet noe frem i tid. Kurven viser en regresjon fra ca. 31 m o.h. i midten av Bølling med regresjonsminimum på ca. 24 m o.h. Kurven flater ut og indikerer relativt stabilt havnivå til midt i/siste del av Allerød. Den påfølgende transgresjon når maksimum på ca. 36 m o.h. i midten av Yngre Dryas, og en rask regresjon er registrert i Yngre Dryas og Preboreal.

De korrigererte kurvene fra N-Jæren og Sotra er mer i samsvar med Yrkjekurven enn de publiserte versjonene. Fremdeles er det uoverensstemmelse når det gjelder den eldste transgresjonen registrert i Yrkje. I store trekk er kurvene sammenlignbare, og vi tror vårt forslag til korreksjoner er et skritt på veien til en bedre forståelse av de relative havnivåendringene i Sen-Weichsel. Det er naturlig at mindre forskjeller mellom kurvene forekommer, grunnet områdenes ulike glacialhistorie og avstand til brefronten.



10.3. MARIN GRENSE I YRKJE.

Undersøkelser i basseng beliggende 45 m o.h. registrerer ingen transgresjon i Yngre Dryas (Anundsen upubl.manusk.). Bassenget ligger SØ for Gjerdestjørna (fig. 4.1) i kort avstand fra de andre undersøkte bassengene. Vi antar at marin grense i området er representert ved transgresjonstoppen i Yngre Dryas. Diatomesammensetningen i Meåstjørna (kap.8.6.1 og 8.8) antyder et havnivå opptil 43-44 m o.h.. Dette er i overenstemmelse med antagelsene til Anundsen (1978). Vi vil påpeke at strandforskyvningskurven ikke sier noe om hvor høyt havet sto før ca. 13000 år BP.

## SAMMENDRAG

Sen-Weichsel lagfølger i Meåstjørna (41.7 m o.h.) og Tinghaugmyra (33 m o.h.) er lito- og biostratigrafisk undersøkt. Bassengene ligger i Yrkje, Nord-Rogaland. De ligger ca. 4 km vest for Yngre Dryas-isens antatte maksimalutbredelse i Yrkjefjorden, og er ikke berørt av denne.

Sedimentene er litostratigrafisk inndelt i 5 lag. Grensene mellom lagene er dels knyttet til klimaforandringer, dels til tidstransgressive miljøforandringer i bassengene. Overgang fra siltige til gytjige sedimenter korresponderende med økning i glødetap dokumenteres i forbindelse med både klimaforbedring og skifte fra marint til lakustrint miljø. Tildels kraftig laminering opptrer ved flere av ingresjons- og isolasjonskontaktene. Grusanrikning i lag D, avsatt i Yngre Dryas kronosone, kan indikere strandisaktivitet og mulig isdropping fra kalvende breer.

Bassengutviklingen illustreres ved analyser av grønnalger, dinoflagellatcyster og diatomeer.

Pollendiagram er utarbeidet fra begge bassengene. Diagrammene omfatter perioden fra Bølling til Preboreal kronosoner. Til tross for bassengenes ulike avsetningsmiljø, viser diagrammene relativt likt kurveforløp, og er lett korrelerbare.

Vegetasjonen tolkes å være kaldpreget og snøleiedominert i Bølling, inntil en mer temperert plantesammensetning med bl.a. bjørkeskog overtar i Allerød. Yngre Dryas kjenetegnes av kaldsteppe i første del av kronosonen, og en gradvis klimaforbedring kan spores i siste del. Betula-oppgangen er datert til 10100 år BP, og innvarsler den Holocene klimaforbedringen. Corylus-oppgangen er registrert i Meåstjørna.

Diatomeanalysen viser at Tinghaugmyra har vært påvirket av havet 3 ganger i løpet av Sen-Weichsel. Den siste marine fasen er best utviklet, og kan korreleres med en marin fase i Meåstjørna. Analysene belyser i tillegg karaktertrekk ved bassengene som pH-forhold og trofisk status.

Ingresjons- og isolasjonskontaktene er datert med  $^{14}\text{C}$  metoden. Flere av dateringene synes klart for unge, noe som kan skyldes yngre nedtrengte røtter i gytjeprøvene.  $^{14}\text{C}$  dateringene er korrigerert ved alternative dateringsmetoder, i første rekke pollenstratigrafi. Ved å korrelere karakteristiske pollensoner med andre daterte diagrammer i regionen, er en absolutt tidsskala indikert.

Den presenterte strandforskyvningskurven fra Yrkje er et resultat av tidligere undersøkelser og våre bassenganalyser. Kurven viser en regresjon i Bølling etterfulgt av en relativt kortvarig transgresjon. Tidlig i Allerød opptrer regresjonsminimum, og kurven har deretter et slakt forløp. I Yngre Dryas registreres en markert trangresjon på 10-12 m, før regresjonen setter inn i siste del av kronosonen.

Strandforskyvningskurvens hovedtrekk settes i forbindelse med brefrontens oscillasjoner i Sen-Weichsel. Spesielt knyttes transgresjonen i Yngre Dryas til det korresponderende isframstøt. Strandforskyvningskurven sammenlignes med andre kurver fra Sørvestlandet: Nord-Jæren, Bømlo og Sotra. Vi finner i store trekk samme tendens i alle kurvene, men noe avvik i detaljene. Et forslag til korreksjon av Nord-Jæren- og Sotra-kurven framsettes, noe som medfører et større samsvar med Yrkje-kurven.

**LITTERATUR**

- Andersen, B. 1954: Randmorener i Sørvest-Norge. - Norsk geogr. Tidsskr. B.14: 274-342.
- Andersen, B. 1960: Sørlandet i Sen- og Postglasial tid. - Norges geol. Unders. 210, 142 pp.
- Anundsen, K. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. - Norges geol. Unders. 280: 1-24.
- Anundsen, K. 1977 a: Radiocarbon datings and glacial striae from the inner part of the Boknfjord area, South Norway. - Norsk geogr. Tidsskr. 31: 41-54.
- Anundsen, K. 1977 b: Sediments, pollen and diatoms from two basins in South-Western Norway. - Rapport fra Geologisk Institutt, NTH, Universitetet i Trondheim. 43 pp.
- Anundsen, K. 1978: Marine transgression in Younger Dryas in Norway. - Boreas 7: 49-60.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1981: Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, Southwest Norway. - i: Anundsen, K. 1980: Quaternary geological studies in Sunnhordland and Nord-Rogaland, Southwest Norway. Dr. philos. avhandling ved Universitetet i Bergen.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1983: Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, Southwest Norway. - i: Schroeder-Lanz, H (red.): Late- and postglacial oscillations of glaciers: Glacial and periglacial forms: 133-170. A.A. Balkema, Rotterdam 1983.
- Anundsen, K. upublisert manuskript: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, Southern Norway.
- Berglund, B.E. 1966: Late-quaternary vegetation in eastern Blekinge, south-eastern Sweden. I. Late-glacial time. - Opera botanica 12. I. 180 pp.

- Birks, H.J.B. 1968: The identification of Betula nana pollen. - The New Phytol. 67: 309-314.
- Bjørck, S. & Digerfeldt, G. 1982: Late Weichselian shore displacement at Hunneberg, southern Sweden, indicating complex uplift. - Geol. Førh. i Stockh. Førh. 104 (2): 132-155.
- Blystad, P. og Anundsen, K. 1984: Late Weichselian Stratigraphy at Hjelmeland, Southwest Norway. - Norsk. geol. Tidsskr. 63: 277-287.
- Brooks, J. & Shaw, G. 1968: Identity of Sporopollenin with Older Kerogen and New Evidence for the Possible Biological Source of Chemicals in Sedimentary Rocks. - Nature 220: 678-679.
- Chanda, S. 1965: The History of Vegetation of Brøndmyra. A Late-Glacial and early Post-Glacial Deposit in Jæren, South Norway. - Årb. for Univ. i Bergen 1965, Mat. Nat. S. No. 1. 17 pp.
- Cholnoky, B.J. 1968: Die ökologie der diatomeen in bunnengewässern. - 3301 Lehre. Verlag von J. Cramer.
- Cleve, P.T. 1884: Synopsis of the Naviculoid diatoms. Part 1. Stockholm.
- Cleve-Euler, A. 1951-1955: Die Diatomeen von Schweden und Finnland. - Kungl. Svenska. Vet. Akad. Handl. 4 th Ser. 2:1 (1951), 3:3 (1952), 4:1 (1953), 5:4 (1955).
- Cushing, E.J. 1967: Late-Wisconsin pollen stratigraphy and the glacial sequence in Minnesota. - i Wright, H.E. & Cushing, E.J. (red.): Quaternary Paleoecology: 59-88. Yale University Press (New Haven and London).
- Danielsen, A. 1970: Pollen-analytical Late Quaternary studies in the Ra District of Østfold, Southeast Norway. - Årb. for Univ. i Bergen 1969, Mat. Nat. S. No. 14. 146 pp.
- Donkin, A.S. 1870: The Natural History of the British Diatomacea. - London: John van Voorst, Paternoster Row. Nov.1.
- Eide, F. 1979: Key for identification of northwest European Rosaceae pollen. - Grana 19: 27 pp.

- Ekman, F. 1957: Zoogeography of the Sea. - London.
- Eneroth, O. 1951: Undersøkning rörande möjligheterna att i fossilt material urskilja de olika Betula-arternas pollen. - Geol. Førh. i Stockh. Førh. 73: 343-405.
- Fairbridge, R.W. 1961: Eustatic change in sea level. - Phys. and chem. of the earth 4: 99-185.
- Fjeldskaar, W. og Kanestrøm, R. 1980: Younger Dryas Geoid-deformation caused by deglaciation in Fennoscandia. - i: Mørner, N.A. (red.): Earth rheology, isostasy and eustasy. John Wiley & Sons, 569-574.
- Fjeldskaar, W. og Kanestrøm, R. 1981: The isostatic process in Fennoscandia and inferred lithosphere and mantle rheology. (manuskript i): Fjeldskaar, W: Late-glacial movements of sea level and crust in Fennoscandia.- Dr. scient. oppgave ved Univ. i Bergen: 93-150.
- Fjeldskaar, W., Krzywinski, K. & Stabell, B. 1982: A geophysical approach on the Late Weichselian glacial and sea level history of Western Norway. (manuskript i:) Stabell, B.: The response of diatom floras during the late Quaternary shore level displacement in Southern and Western Norway. - Dr. scient. oppgave ved Univ. i Oslo: 193-323.
- Florin, M.-B. 1946: Clypeusfloraen i postglasiala fornsjølagerfølger i østra mellom-Sverige. - Geol. Førh. i Stockh. Førh. 68: 429-458.
- Florin, M.-B. 1970: Late-Glacial diatoms of Kirchner Marsh, south-eastern Minnesota. - Bull. Geol. Soc. Am. 80: 695-704.
- Fredskild, B. 1975: A Late-Glacial and Post-Glacial pollen concentration diagram from Langeland, Denmark. - Geol. Førh. i Stockh. Førh. 97 (2): 151-161.
- Foged, N. 1953: Diatoms from West Greenland. - Medd. Grønland. 147:10. 86 pp. København.
- Foged, N. 1955: Diatoms from Peary Land, North Greenland. - Ibid. 128:7.
- Foged, N. 1964: Freshwater Diatoms from Spitsbergen. - Universitetsforlaget Tromsø/Oslo.

- Fægri, K. 1935: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. I. Über zwei präboreale Klimazwankungen im Südwestlichen Teil. - Bergen Mus. Årb. 1935. Nat. R.8. 40 pp.
- Fægri, K. 1940: Quartärgeologische Untersuchungen im westlichen Norwegen. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. - Bergen Mus. Årb. 1939-40. Nat. R.7. 202 pp.
- Fægri, K. 1944: Studies on the Pleistocene of western Norway. III Bømlo. - Bergen Mus. Årb. 1943, Naturv. R. 8, 1-100.
- Fægri, K. 1953: On the periglacial flora of Jæren. With notes on the morphology of the Salix pollen grain. - Norsk geogr. Tidsskr. 14: 67-76.
- Fægri, K. & Iversen, J. 1975: Textbook of pollen analysis. 3. rev. ed. - Munksgaard (København). 295 pp.
- Gemeinhardt, K. 1935: Diatomeen von der Westküste Norwegens. - Ber. d. Deutsch. Botan. Ges. Jahrg. 1935, Bd. LIII. Heft 1.
- Godwin, H. 1940: Pollen analysis and forest history of England and Wales. - The New Phytol. 39: 370-400.
- Gulliksen, S. 1974: En orientering om  $^{14}\text{C}$ -datering og feilkilder forbundet med metoden. - Laboratoriet for Radiologisk datering, NTH, Trondheim. 27 pp.
- Gulliksen, S. 1979: Hvor nøyaktig er  $^{14}\text{C}$  metoden? - i: Nydal, R., Westin, S., Hafsten, U. & Gulliksen, S. (red.): Fortiden i søkelystet. Universitetsforlaget (Trondheim): 69-80.
- Haworth, E.Y. 1976: Two Late-Glacial (Late-Devensian) diatom assemblage profiles from northern Scotland. - The New Phytol. 77: 227-256.
- Hedberg, H.D. (red.) 1976: International Stratigraphic Guide. John Wiley & Sons, New York-London-Sydney-Toronto. 200 pp.
- Hafsten, U. 1963: A Late-Glacial pollen profile from Lista, South Norway. - Grana palynol. 4 (2): 326-337.
- Hendey, J.N. 1964: An Introductory Account of the Smaller Algae of British Coastal Waters. - Part V : Bacillariophyceae (Diatomes). Fishery Invest. 4, 1-317.

- Heurck van, H. 1885: Synopsies des Diatomees de Belgique.
- Hustedt, F. 1930: Bacillariophyta (Diatomeae). - i: Pasher, A (red.): Die Susswasser-Flora Mitteleuropas 10. Jena.
- Hustedt, F. 1930-1966: Die Kieselalgen Deutschlands, Østerreichs und der Schweiz. Bd. I-III - In: Rabenhorst Kryptogamen-Flora, v.VII, Leipzig, Akad. Verlag.- (1930b) 7 (1) - (1959) 7 (2) - (1961)-66) 7 (3).
- Hustedt, F. 1939: Die Diatomeen des Küstengebietes der Nordsee vom Dollart bis zur Elbmündung. - I: Abh. Naturw. Ver. Bremen 31: 572-677.
- Hustedt, F. 1957: Die Diatomeen des Fluß-systems der Weser im Gebiet der Hanstadt Bremen. - Abh. Naturev. Ver. Bremen 34, 181-440.
- Ingmar, T. 1973: Sjöavsnöringar från aktualgeologiska synspunter. En översikt. - University of Lund. Department of Quaternary Geology. Report 3: 48-90.
- Iversen, J. 1954: The Late-Glacial flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil. - Danm. Geol. Unders. II.R. 80: 87-119.
- Iversen, J. 1973: The Development of Denmark's Nature since the Last Glacial. - Danm. Geol. Unders. V.R. 7-C. 126 pp.
- Iversen, J. 1979: Naturens udvikling siden sidste istid. - i: Nørrevang, A. & Lundø, J. (red.): Danmarks Natur (bind 1). 3. rev. ed. Politikens Forlag 1979.
- Jessen, K. 1935: Archaeological dating in the history of North Jutland's vegetation. - Acta Archaeol. Kbh. 5: 185-214.
- Kaland, P.E. 1984: Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. - Boreas 13: 203-242.
- Kaland, P.E. & Stabell, B. 1981: Methods for absolute diatom frequency analysis and combined diatom and pollen analysis in sediments. - Nord. J. Bot. 1: 697-700.
- Kaland, P.E., Krzywinski, K. & Stabell, B. 1984: Radiocarbon-dating of transitions between marine and lacustrine sediments and their relation to the development of lakes. - Boreas 13: 243-258.



- Kjemperud, A. 1981: Diatom changes in sediments of basins possessing marine/lacustrine transitions in Frosta, Nord-Trøndelag, Norway.  
- i: Kjemperud, A. 1982: Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in parts of Trøndelag, Central Norway. - Dr. scient. oppgave ved Univ. i Oslo.
- Klemsdal, T. 1969: A Lista-Stage Moraine on Jæren. - Norsk geogr. Tidsskr. 8. 23: 193-199.
- Kolbe, R.W. 1927: Zur Ökologie, Morphologie und Systematik der Brackwasser-Diatomeen. Die Kieselalgen des Sperenberger Saltzgebiet. - Pflanzenforschung 7: 1-146.
- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1984: Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, western Norway. - Boreas 13: 159-202.
- Larsen, E., Eide, F., Longva, O. & Mangerud, J. 1984: Allerød-Younger Dryas climatic inferences from cirque glaciers and vegetational development in the Nordfjord area, western Norway. - Arctic and Alpine Research: 16 (2): 137-160.
- Lie, S.E. og Lømo, L. 1981: En lito- og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limniske sedimenter i Ålesund-området.  
- Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Lid, J. 1974: Norsk og svensk flora. 2. utg. - Det norske samlaget (Oslo), 808 pp.
- Lorentzen-Styr, T.J. 1977: Kvartærgeologi i Strand kommune, Ryfylke.  
- Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. - Norsk geogr. Tidsskr. 24: 121-148.
- Mangerud, J. 1972: Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. - Boreas 1: 143-172.
- Mangerud, J. 1973: Kritisk oversikt over stratigrafisk terminologi og klassifikasjon av Kvartær i Norge. - Geologisk Institutt avd. B, Universitetet i Bergen 1973, 38 pp.

- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian sediments containing shells, foraminifera and pollen, at Ågotnes, western Norway. - Norsk geogr. Tidsskr. 57: 23-54.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian ice sheet, 13000-10000 years BP. - i: Lowe, J.J., J.M.Grey, J.E.Robinson (red.): Studies in the late glacial of north-west Europe.: 23-30.
- Mangerud, J. og Skreden, S.A. 1972: Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, Western Norway. - Norsk geol. Tidsskr. 52: 73-96.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - Boreas 10: 137-208.
- Mangerud, J. & Gulliksen, S. 1975: Apparent Radiocarbon Ages of Recent Marine Shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. - Quaternary Research 5: 263-273.
- Mangerud, J., Sønstegaard, E., Sejrup, H.-P. & Haldorsen, S. 1981: A continuous Eemian - Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, Western Norway. - Boreas 10: 137-208.
- Mangerud, J., Lie, S.E., Furnes, H., Kristiansen, I.L. & Lømo, L. 1984: A Younger Dryas ash bed in Western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian sea and the North Atlantic. - Quaternary Research 21: 85-104.
- Moe, D. 1974: Identification key for trilete microspores of Fennoscandian Pteridophyta. - Grana 14: 132-142.
- Moore, P.D. & Webb, J.A. 1978: An Illustrated Guide to Pollen Analysis. - Hodder and Stoughton (London-Sydney-Auckland-Toronto), 133 pp.
- Munsell Products 1975: Munsell Soil Color Chart. Macbeth Color & Photometry division of Kollmorgen Co., Baltimore, Maryland.
- Mølder, K. og Tynni, R. 1967: Über Finnlands rezente und subfossile Diatomeen. - i: Compt. Rend. Soc. Finlande. 39: 199-217.

- Nansen, F. 1922: The strandflat and isostasy. - Skr. Norske Vidensk.-Akad. Mat.-Naturv. Kl., 1921, no 11, 313 pp.
- Nordhagen, R. 1943: Sikkilsdalen og Norges fjellbeiter. - Bergens Mus. Skr. 22. 607 pp.
- Olsson, I.U. 1979: A warning against radiocarbon datings of samples containing little carbon. - Boreas 8: 203-207.
- Olsson, I.U. & Osadebe, F.A.N. 1974: Carbon isotope variations and fractionation corrections in  $^{14}\text{C}$  dating. - Boreas 3: 139-146.
- Paus, Aa. 1982a: Vegetasjonshistoriske undersøkelser i Sandvikvatn, Kårstø, Rogaland. - Botanisk Institutt, Univ. i Bergen, rapport 23, del II.
- Paus, Aa. 1982b: Paleoøkologiske undersøkelser på Frøya, Sør-Trøndelag. - Hovedoppgave i spesiell botanikk ved Univ. i Trondheim. (upublisert).
- Peragallo, M. et MM.H. 1897-1908: Diatomees Marines de France et des Districts Maritimes Voisins.
- Rønnevik, H.C. 1971: Kvartærgeologi på ytre del av Haugesundshalvøya. Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Rønning, O.I. 1972: Vegetasjonslære. - Universitetsforlaget (Oslo-Bergen-Tromsø), 101 pp.
- Schmidt, A. 1902: Verzeichniss der Atlas der Diatomaceen-kunde. - Heft 1-240 (Serie I-V).
- Sigmond, E.M.D., Gustavsson, M. & Roberts, D. 1984: Berggrunnskart over Norge. - (sammenstilt 1981-1983, NGU).
- Simonsen, R. 1962: Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Boden diatomeen der Westlichen Ostsee. - Int. Revue. Ges. Hydrobiol. Hydroge. Syst. Beih. I, 9-144
- Stabell, B. 1982: Changes in diatom floras in the late Quaternary western and southern Norwegian marine and freshwater sediments: Response to basin isolation from the sea. (manuskript 1:)  
Stabell, B.: The response of diatom floras during the late Quaternary shore level displacement in Southern and Western Norway. - Dr. scient. oppgave ved Univ. i Oslo: 193-323.

- Stabell, B. & Krzywinski, K. 1981: Sea level changes in west Norway. - i: Stabell, B.: The response of diatom floras during the late Quaternary shore level displacement in Southern and Western Norway. - Dr. scient. oppgave ved Univ. i Oslo: 193-323.
- Stockmarr, J. 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. - Pollen et Spores 13: 615-621.
- Svendsen, J.I. in prep.: Tittel ikke fastsatt enda. - Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen.
- Sætersmoen, B.H. 1984: Isavsmelting og Sen-Weichsel strandforskyvning i Iddefjord-området basert på lito- og biostratigrafiske bassengundersøkelser. - Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Sønstegeard, E. & Mangerud, J. 1977: Stratigraphy and dating of Holocene gully sediments in Os, western Norway. - Norsk geogr. Tidsskr. 57: 313-346.
- Sørbye, R. 1964: Anthophyllite - cordierite - gneisses in the basalrock complex of the Haugesund peninsula, Western Norway. - Norsk geol. Tidsskr. B. 44: 323-340.
- Thomsen, H. 1982: Late Weichselian shore-level displacement on Nord-Jæren, South-west Norway. - Geol. Før. i Stockholm Førh. 103: (4) 447-468.
- Tjemsland, A.E. 1983: Vegetasjonshistoriske og paleolimnologiske undersøkelser av Rekingedalstjørna og Sengsvatnet, Fedje, Hordaland. - Hovedoppgave i spesiell botanikk ved Univ. i Bergen, 213 pp. (upublisert).
- Undås, I. 1942: Fossilfunnet i Blomvåg. - Naturen 1942: 97-107.
- Undås, I. 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. - 78 pp. J.W. Eide, Bergen.
- Vorren, K.-D. 1978: Late and Middle Weichselian stratigraphy of Andøya, north Norway. - Boreas 7 (1): 19-38.

- Vorren, T.O., Hald, M., Edvardsen, M. & Lind-Hansen, O.-W. 1983: Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves: General principles with a case study from the Norwegian shelf. - i: Ehlers, J. (red.): Glacial deposits in North-West Europe. A.A. Balkema/Rotterdam/1983: 61-73.
- Werff van, A. and Huls, H. 1976: Diatomeenflora van Nederland. - Otto Koeltz science Publishers, P.O. Box 1380, D-624 Koenigstein/West Germany.
- Wodehouse, R.P. 1935: Pollen grains. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York and London.
- Wolf de, H. 1982: Methode of coding of ecological data from diatomes for computer utilisation. - Meddelingen Rijks Geologische Dienst: 36-2. Holland.
- Wright, H.E. 1967: A square-rod piston sampler for lake sediments. - Journal of sedimentary Petrology 37 (3): 975- .
- Østrup, E. 1895: Marine Diatomeer fra Østergrønland. - København.
- Aarseth, I. 1971: Deglasiasjonsforløpet i Bjørnafjordsområdet, Hordaland. - Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. - Boreas 3: 3-22.