

Isavsmeltingskronologi i Trondheimsfjordområdet. Glasiodynamiske prinsipper *Deglaciation chronology in the Trondheimsfjord area. Glacial-dynamic principles*

KJELL KJENSTAD & JOHAN LUDVIG SOLLID



Kjenstad, K. & Sollid, J. L. 1982. Isavsmeltingskronologi i Trondheimsfjordområdet. Glasiodynamiske prinsipper. *Deglaciation chronology in the Trondheimsfjord area. Glacial-dynamic principles*. Norsk geogr. Tidsskr. Vol. 36, 153-162. Oslo. ISSN 0029-1951.

Nedsmeltingen av siste innlandsis i fjordområdene i Midt-Norge blir belyst med særlig vekt på Trondheimsfjordområdet.

I den dynamiske nedsmeltingen av en fjordbre er kalving en viktig ablasjonsfaktor. Forholdet mellom fjorddyb og bretykkelse er avgjørende for brefrontens posisjon på ulike tidspunkt. De topografiske forhold vil derfor ha stor innflytelse på nedsmeltingsdynamikken.

The disappearance of the last ice-sheet in the fjord areas of Central Norway is described with special reference to the Trondheimsfjord area.

Calving is the main ablation factor in the dynamics of a fjord-glacier. The relation between the depth of the fjord and the thickness of the glacier determines the position of the glacier front at any given time. Consequently the topographical conditions will have a great influence on the dynamics of deglaciation.

Kjell Kjenstad & Johan Ludvig Sollid, Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, Postboks 1042, Blindern, Oslo 3.

Innledning

I norsk kvartærgeologisk faglitteratur finnes ofte betegnelser av typen „Yngre Dryas-morene" brukt som om det skulle dreie seg om former dannet i Yngre Dryas tidsperiode, m.a.o. over en 1000-årsperiode. Kunnskapen om klima, havnivå, isbre m.m. innenfor denne perioden er etter hvert blitt såpass stor at utsagnet kan nyanteres.

I beskrivelsen av isavsmeltingsdynamikk er det prinsipielt feilaktig å overføre nomenklatur fra andre typer stratigrafi enn f.eks. morfostratigrafi for å betegne stratigrafiske enheter. Betegnelsen kan i steden knyttes til karakteristiske glasiodynamiske hendelser som kan tidfestes ved kronostratigrafiske betegnelser. Denne sammenblendingen av ulike typer stratigrafisk nomenklatur skyldes bl.a. at det ofte lages dynamiske modeller for innlandsisen på grunnlag av biostratigrafisk observasjonsmateriale. På den måten tas det ikke nok hensyn til om modellene virker tilstrekkelig realistiske ut fra f.eks. et glasiologisk synspunkt. Den motsatte framgangsmåten hadde rent metodisk vært å foretrekke, dvs. at det tas utgangspunkt i realistiske arbeidshypoteser for de naturelementer som virkelig forandrer seg, i dette tilfellet innlandsis, havnivå, klima m.m., og

at feltinformasjon benyttes til å underbygge, justere eller forkaste de gitte arbeidshypotesene. Ellers kan sankingen av feltinformasjon lett bli et mål i seg selv. I de fleste naturvitenskapelige fag er det nettopp gjensidighet mellom modellbygging og informasjonssøking som driver et fag ut av en sterkt deskriptiv fase og over i en mer analytisk.

I det følgende vil det bli framsatt en arbeidshypotese for den dynamiske nedsmeltingen av den siste innlandsisen i fjordområdene i Midt-Norge. Hypotesens gyldighet vil bli testet i Trondheimsfjordområdet, fig. 1, mot tilgjengelig feltinformasjon, samtidig som de ulike fasene vil bli forsøkt tidfestet. Testing av hypotesens gyldighet for andre fjordområder i Midt-Norge og andre aktuelle norske områder vil være avhengig av ytterligere feltinformasjon, og disse områdene vil derfor bare bli behandlet summarisk. Slik informasjon anses imidlertid nødvendig for at hypotesens anvendelighet bedre kan bestemmes. Hovedprinsippene anses likevel å ha gyldighet. Hypotesen ble først drøftet av Kjenstad (1980) med utgangspunkt i feltinformasjon fra Kjemperud (1978), Kjenstad (op. cit.), Reite (1975, 1976, 1977), Reite og Sørensen (1980), Sollid (1976) og Sollid og Sørbel (1975, 1977, 1979).

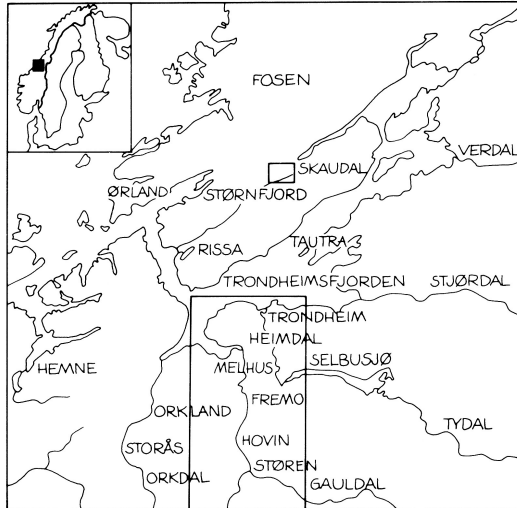


Fig. 1. Trondheimsfjordområdet. Innrammede områder er beskrevet mer detaljert, kfr. figurer. The Trondheimsfjord area. Boxed-in areas are described in greater detail, cf. Figs.

Glasiodynamisk arbeidshypotese

Området er karakterisert ved dype fjorder. For isavsmeltingsforløpet vil derfor kalvingsprosessen være viktig og i mange tilfeller mer avgjørende for isfrontens posisjon på ulike tidspunkt enn f. eks. klimavekslinger. Relativt stasjonær brefront behøver derfor ikke nødvendigvis å være betinget av klimaforverring. Kalvingsprosessen kan virke til å redusere framstøt av isfronten som skyldes klimaforverring. Kjennskap til både klimasvingninger og kalvingsprosessen vil derfor være avgjørende når ulike typer feltinformasjon skal tolkes i regional sammenheng. I det påfølgende legges det vekt på å inndele tidsforløpet i glasiodynamiske hendelser som nødvendigvis ikke behøver å være synkron fra et fjordsystem til et annet.

Det er tatt utgangspunkt i et overfordypet fjordsystem hvor isbreen fyller hele fjordsystemet og fronten befinner seg i oppgruningsområdet i fjordmunningen. Forholdene i frontsonen vil være ustabile idet ismassene føres ut gjennom dype fjorder og daler fra store dreneringsfelter ut til grunnere kyst- og bankeområder. Variasjoner i breens massebalanse og i havnivå får innvirkning på isfrontens posisjon. Ved minsket tilførsel av is vil fjordbreen bli mindre og den vil til slutt få for liten mektighet til å fylle hele den overfor-

dypede delen av fjorden. Med dette akselereres kalvingsprosessen og fortsetter med relativt stor hastighet inntil breen igjen har sluttet å flyte. Fronten kan stoppe opp midlertidig ved markerte terskler i fjorden, men den vil til slutt alltid stoppe opp innerst i fjorden hvor fjorddybden den gangen var mindre enn en kritisk verdi beregnet til ca. 200 m (Schilling & Hollin 1981). I Midt-Norge vil dette medføre en relativt rask tilbakeflytting av brefronten over en avstand på opptil 50 km. En slik flytting av brefronten over en overfordypet del av fjorden vil heretter få betegnelsen *oppkalving*. Etter oppkalvingen trenger breen et visst tidsrom for å gjenopprette et overflateprofil med likevekt. Breen vil den første tiden etter oppkalvingen være bratt nær fronten og derfor ustabil. Kalving vil hindre framstøt av vesentlig størrelse slik at brefronten likevel vil være relativt stasjonær. Hvis denne tilstanden i breen faller sammen med en klimaperiode med stor avsmelting, vil dette kunne føre til en oppbygging av frontalavsetninger av betydelig størrelse, ofte i form av store morenebuer på flate områder under marin grense og i form av isranddelta i trangere dalfører. Isranddelta som er dannet under isbreens stabiliseringsfase etter en oppkalving kalles i det følgende for *oppkalvingsdelta*. Form og struktur hos slike delta vil ofte variere en god del. De vil bære preg av å være dannet i kontakt med en ustabil brefront og kan være modifisert av breframstøt eller av elverosjon. Påvirkning av breframstøt ser ut til å være vanlig og danner nærmest et mønster for oppkalvingsdeltaene i Midt-Norge. Det dreier seg da om breens maksimale framstøt under klimaforverring tidlig i Yngre Dryas, heretter kalt *hovedframstøtet*. Mønsteret er derfor betinget av at oppkalvingen fant sted i perioden Allerød. Oppkalvingsdeltaene var i ferd med å bli bygd opp på den tid klimaforverring og hovedframstøtet satte inn. Oppkalvingsdelta i fjorder som kalvet opp etter dette framstøtet (f.eks. på Vestlandet) vil ikke være modifisert på samme måten. Hovedframstøtets påvirkning på deltaene kommer til uttrykk ved en nedhøvling av den opprinnelige deltaflaten og en påfølgende avsetning av morenisert glasifluvialt materiale oppe på deltaflaten langs frontsonen av breen. Nedhøvlingen av deltaoverflaten kjennes i dag igjen ved at den ligger en del lavere enn marin grense like distalt for deltaet, og samtidig er overflaten ujevn. Avsetninger av morenisert materiale oppe på deltamateriale vil kunne observeres i snitt (Sollid & Sørbel 1975, 1981, Sollid

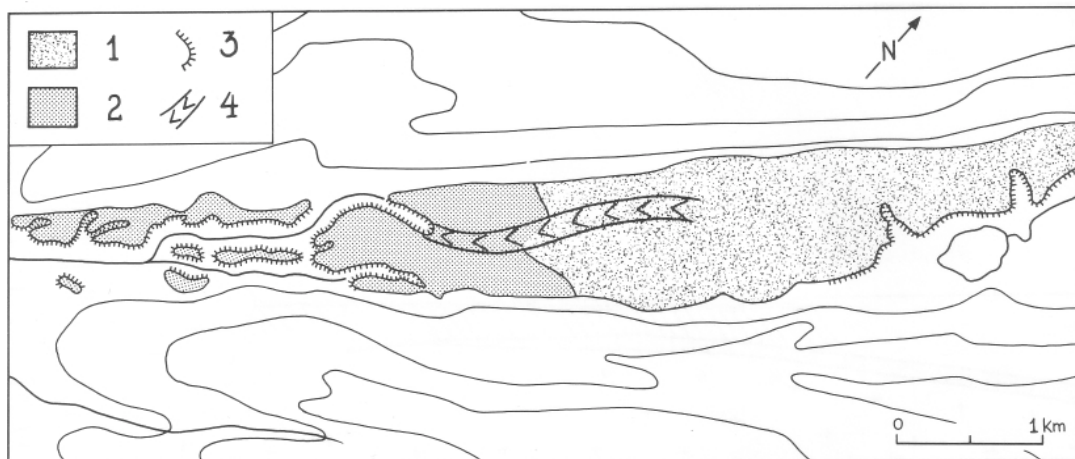


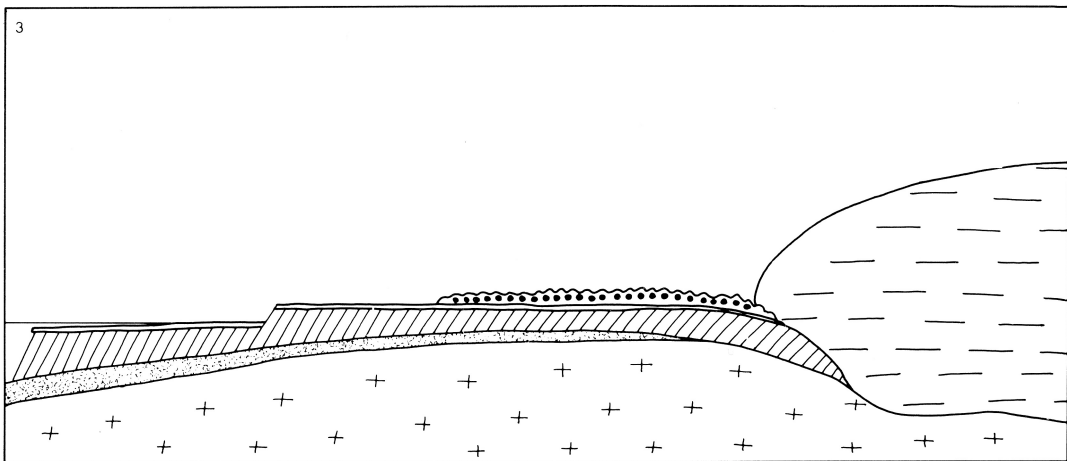
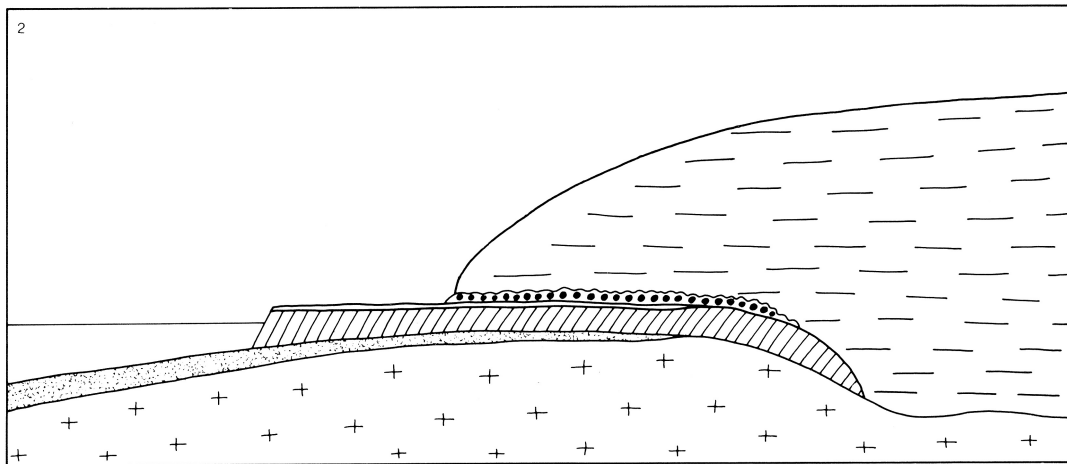
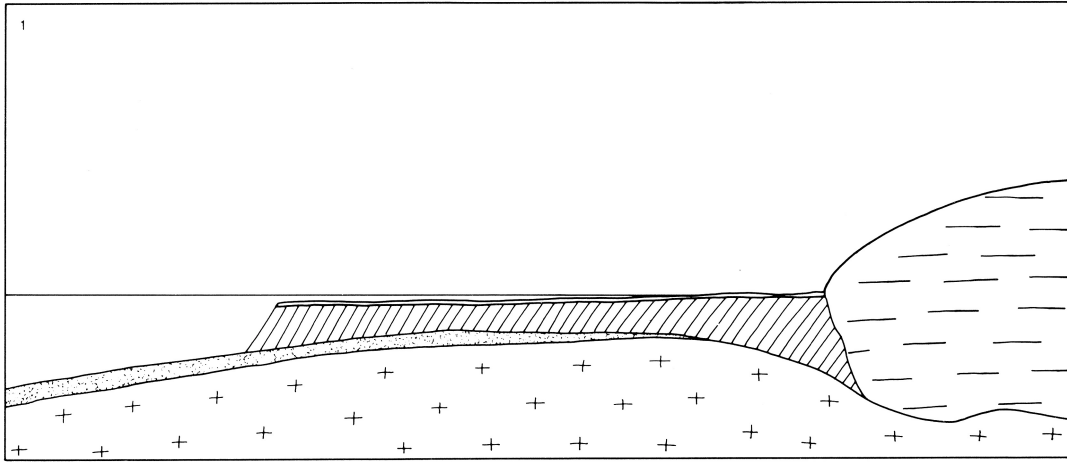
Fig. 2. Isranddelta i Skaudalen, Fosenhalvøya. (1) Deler av deltaet som ble påvirket av hovedframstøtet i Yngre Dryas. (2) Deler av deltaet som ikke ble påvirket av dette framstøtet. (3) Terrassekant. (4) Dreneringsspor etter breen.

Ice-marginal delta in Skaudalen, Fosenhalvøya. (1) The proximal part of the delta disturbed by the main advance in the Younger Dryas chronozone. (2) The distal part of the delta not disturbed by this advance. (3) Terrace edge. (4) Glaciofluvial channel.

& Reite 1982). Yttergrensen for hovedframstøtet i et fjordområde er i mange tilfelle vanskelig å påvise. Den kan imidlertid estimeres ved å trekke opp fortsettelsen av hovedframstøtets morener i fjellområdene på siden av dalføret. Grensen vil normalt ligge i partier av dalføret med tydelig fall i marin grense. Hovedframstøtsfasen ser i mange tilfelle ut til å være relativt beskjeden både i størrelse og tid. Morfologisk er imidlertid en påfølgende økende avsmelting mer markert. På grunnlag av studier av hevede strandmerker er denne avsmeltingsperioden datert til etter 10600 BP (Sollid & Kjenstad 1980). Straks etter hovedframstøtet trakk brefronten seg tilbake for deretter å bli stabilisert ved det gamle oppkalvingsdeltaet eller ved en terskel lenger inne i fjorden. Under den videre tilbaketrekkingen ble det under siste del av Yngre Dryas avsatt 1-3 forholdsvis store isranddelta rett etter hverandre. Oppdelingen i flere adskilte isranddelta har sannsynligvis ingen klimatiske årsaker, men skyldes heller rykkvis tilbaketrekking av isfronten på grunn av kalving med påfølgende stabilisering ved en terskel lenger bak. Isranddeltaene kom på plass i den perioden hvor breen gjenopprettet likevekt i sine frontnære deler. På den måten har disse isranddeltaene lite til felles med „Yngre Dryas-morener” i fjellområdene mellom dalførene. I fjellområdene er „Yngre Dryas-morenene” i det vesentlige dannet under hovedframstøtet. Isranddeltaene vil i form og

dannelses måte ikke skille seg vesentlig fra oppkalvingsdeltaene. Beliggenheten er på samme måten som for oppkalvingsdeltaene betinget av fjorddybde og kalvingsprosess. Oppkalvingsdeltaene er likevel skilt ut da de beskriver israndens beliggenhet umiddelbart etter oppkalvingen av de overfordypede deler av fjordene. Betegnelsen oppkalvingsdelta vil ikke være entydig, men beskriver generelt isranddelta hvor dannelsesperioden ble betydelig forlenget på grunn av topografiske forhold. Årsaken til de store forandringene i avsmeltingen som ser ut til å ha funnet sted omtrent midt i Yngre Dryas, er ukjent. De store klimatiske forandringene ser ut til å skje først ved overgangen til Preboreal. Årsaken kan tenkes å være nedfall av vulkansk aske ettersom rester av slik aske er påvist i senklasiale sedimenter i Nordfjord og på Sunnmøre av Mangerud og medarbeidere og senere av Sollid og medarbeidere på Nordmøre. Foreløpige dateringer utført av Mangerud (pers. medd.) og senere egne dateringer tyder på at askenedfallet skjedde omkring midten av Yngre Dryas. Et askelag på breen ville lokalt øke ablasjonen betraktelig og forårsake raske forandringer i brefronten.

Oppkalvingen av fjordene fikk avgjørende betydning for isavsmeltingsdynamikken i de relativt store områdene mellom fjordene. Etter oppkalvingen mistet disse områdene tilførselen av is fra hovednedslingsområdet. I de høyestliggende om-



rådene ble det trolig etablert lokale brekapper og botnbreer. I de lavereliggende områdene smeltet de siste rester etter innlandsisen nærmest dødt ned. Dette kan være hovedårsaken til at disse områdene mangler former dannet ved en aktiv brefront.

Isavsmeltingskronologien i Ytre Trondheimsfjorden

Lien (1980) har ved hjelp av sparker registret to store undersjøiske israndavsetninger i Ytre Trondheimsfjorden (fig. 1). En av dem ligger ytterst i Stjørnfjorden mens den andre krysser Trondheimsfjorden mellom Ørlandet og fastlandet i sør. Sammen med Ørlandet danner disse en ytre terskel for Trondheimsfjorden, m.a.o. en opphengningsterskel for fjordbreen. Det er registrert et tydelig fall i marin grense i dette området. ¹⁴C-dateringer fra området spriker ennå en god del (Løfaldli et al. 1981). Dette kan bety at brefronten har oscillert før den endelige oppkalvingen. Tidspunktet er beregnet på grunnlag av hevede strandmerker til ca. 11000 BP (Sollid & Kjenstad 1980). Dette tidspunktet stemmer godt overens med ¹⁴C-dateringer fra Rissaområdet (Løfaldli et al. op. cit.) og Trondheimsfjordområdet (Sollid & Reite 1982). I løpet av oppkalvingen ble hele Ytre Trondheimsfjorden isfri inn til Orkdal-, Trondheim-, Gauldal- og Tautraområdet. På Fosenhalvøya trakk isfronten seg tilbake mot øst og Skaudalen som den gang var en sidedal til Trondheimsfjorden, ble blottlagt fra Rissa til dagens vannskille.

Oppkalvingsdeltaet i Skaudalen er bygd opp til marin grense på 166 m o.h. (Sollid & Sørbel 1975) (fig. 2). Denne høyden korresponderer med tidspunktet for oppkalving. Hvor lang tid det tok å bygge opp denne delen av deltaet er usikkert, men det ser ut til å ha vært en periode uten breaktivitet før hovedframstøtet. Former dannet under dette framstøtet er på denne lokaliteten særdeles tydelig markert ved at den proksimale delen av deltaet er dekt av en sone med morenisert materiale avsatt over marin grense. Distalt har sonen klar avslutning mot resten av deltaet hvor det finnes tydelige dreneringsspor

etter breelver. Under hovedframstøtet avsatte disse elvene et nytt lavere delta med en høyde på mellom 150 og 156 m o.h. I tidsrommet mellom oppkalvingen og hovedframstøtet sank derfor havnivået med 10-15 m. I fig. 3 er de ulike fasene i oppbyggingen av dette isranddeltaet skissert skjematisk. Mange av de marine leirene i Rissaområdet som beskrives av Løfaldli et al. (1981) er sannsynligvis avsatt i perioder med drenering gjennom Skaudalen. Dette medfører at Rissa-avsetningen i den grad det er en israndavsetning (Holtedahl 1929, Sollid 1976, Løfaldli et al. 1981) må være avsatt i perioden mellom oppkalvingen av hovedfjorden og denne sidefjorden. Avsetningen kan ikke ha kommet på plass samtidig med Skaudalsavsetningen eller samtidig med israndavsetningene ytterst i Ytre Trondheimsfjorden, noe Sollid og Sørbel (1975) har understreket. Skaudalsavsetningens dannelseshistorie sluttet like etter hovedframstøtet ved at isbreen trakk seg tilbake og den isrelaterte dreneringen gjennom Skaudalen opphørte.

Isavsmeltingskronologien i Gauldalsområdet

Et forenklet kvartærgeologisk kart over dette området er vist i fig. 4. Avsmeltingshistorien startet umiddelbart etter oppkalvingen av Ytre Trondheimsfjorden omkring 11000 BP. Et oppkalvingsdelta i Gauldalen 2-5 km sør for Melhus antas å ha fyllt dalen. På grunn av breens erosjon under hovedframstøtet og senere elveerosjon er det bare en liten del igjen av det opprinnelige isranddeltaet, vesentlig som rester langs vestre dalside mellom Kregnes og Holem, og som mindre rester i østre dalside ved Søberg. Deler av en stor israndavsetning ved Heimdal (Sollid & Sørbel 1975) antas også å være avsatt i denne perioden. Det samme gjelder en serie mindre morenebuer avsatt under marin grense langs fjorden Øst for Trondheim. Regional plassering, form og strandlinjeobservasjoner tyder på dette. Fortsettelsen av denne brefronten mot vest er mer usikker. Den store terrassen ved Orkland representerer sannsynligvis et oppkalvingsdelta for Orkdalen. Selbusjøforsenkingen og Gaulda-

Fig. 3. Skjematisk skisse over ulike faser i oppbyggingen av Skaudalsavsetningen. (1) Før hovedframstøtet. (2) Under hovedframstøtet. (3) Kort etter hovedframstøtet.

Sketches of the different stages in the construction of the Skaudalen ice-marginal delta. (1) Before the main advance. (2) During the main advance. (3) Shortly after the main advance.

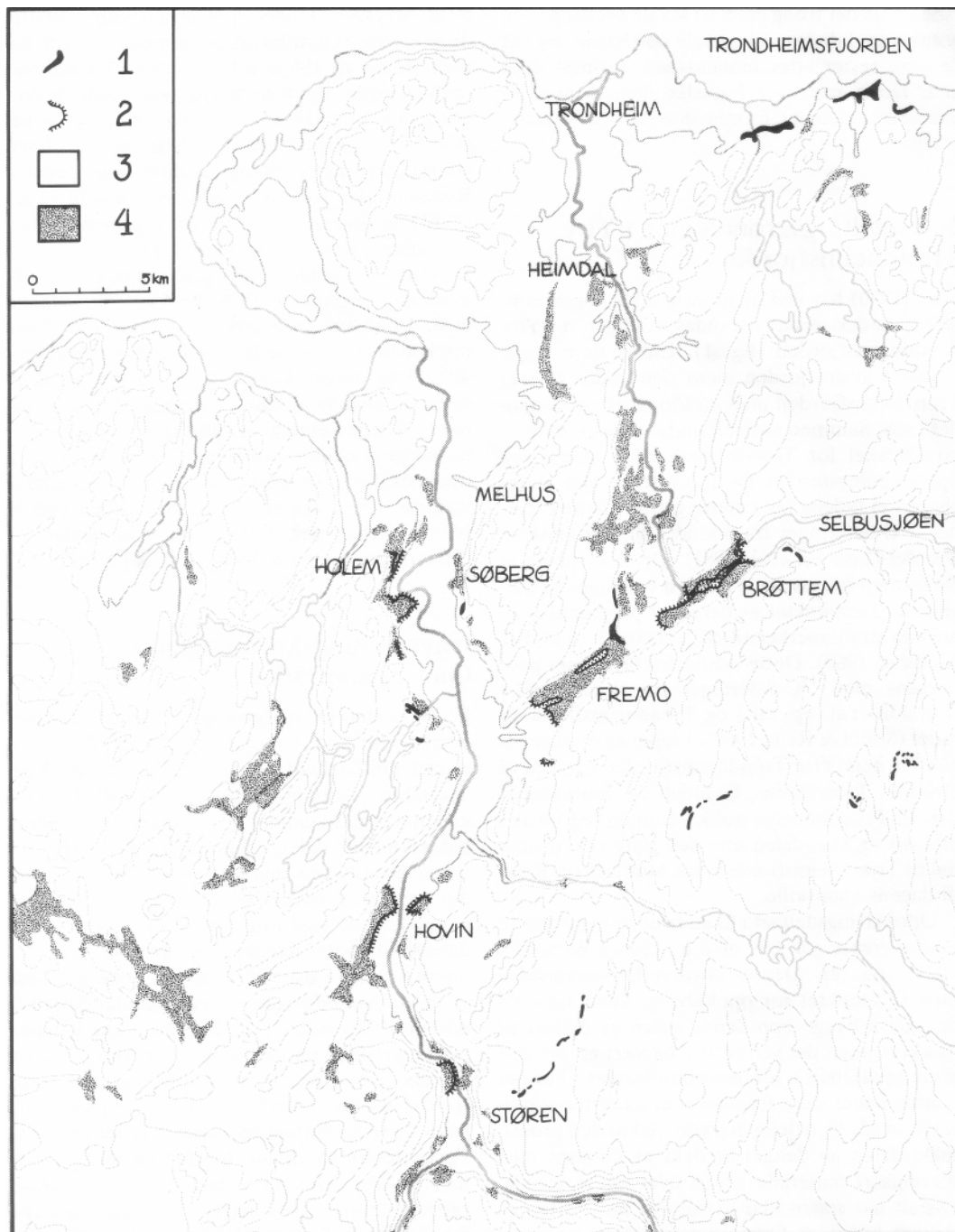


Fig. 4. Kvartærgeologiske hovedtrekk i Trondheim- og Gaudalsområdet, vesentlig etter Reite (1975, 1976, 1977) og Reite og Sørensen (1980). (1) Randmorene. (2) Terrassekant. (3) Marine og fluviale avsetninger. (4) Glasifluviale avsetninger.
Main features of Quaternary geology in the Trondheim and Gaudal area, mainly from Reite (1975, 1976, 1977 and Reite & Sørensen (1980). (1) Terminal moraine. (2) Terrace-edge. (3) Marine and fluvial deposits. (4) Glaciofluvial deposits.

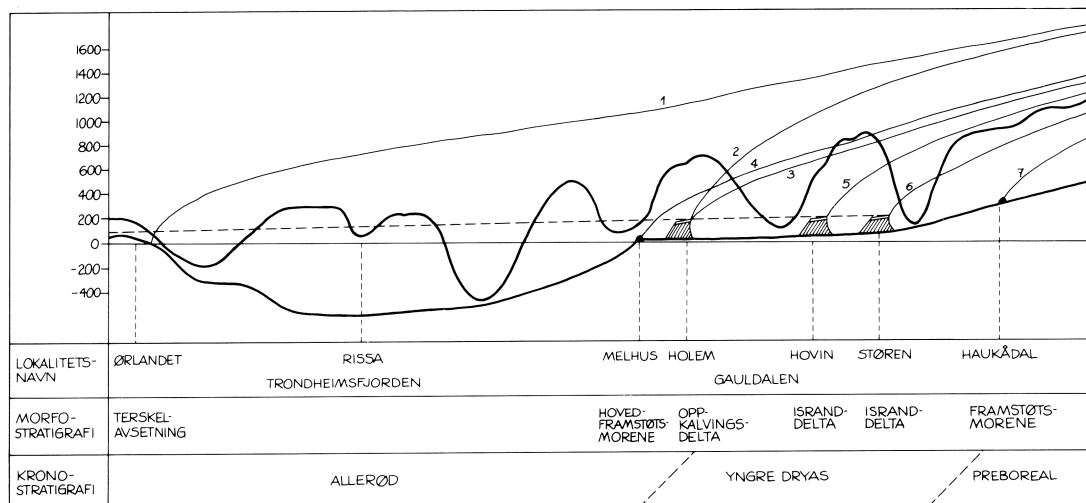


Fig. 5. Ulike stadier i isavsmeltingsforløpet langs profil fra Ytre Trondheimsfjorden til Indre Gauldalen. (1) Før oppkalving (11000 BP). (2) Etter oppkalving (10900 BP). (3) Før hovedframstøtet (70800 BP). (4) Under hovedframstøtet (10700 BP). (5) Etter hovedframstøtet (10600 BP). (6) og (7) Senere stopp i tilbaketrekkingen. Kfr. fig. 1 og 4.

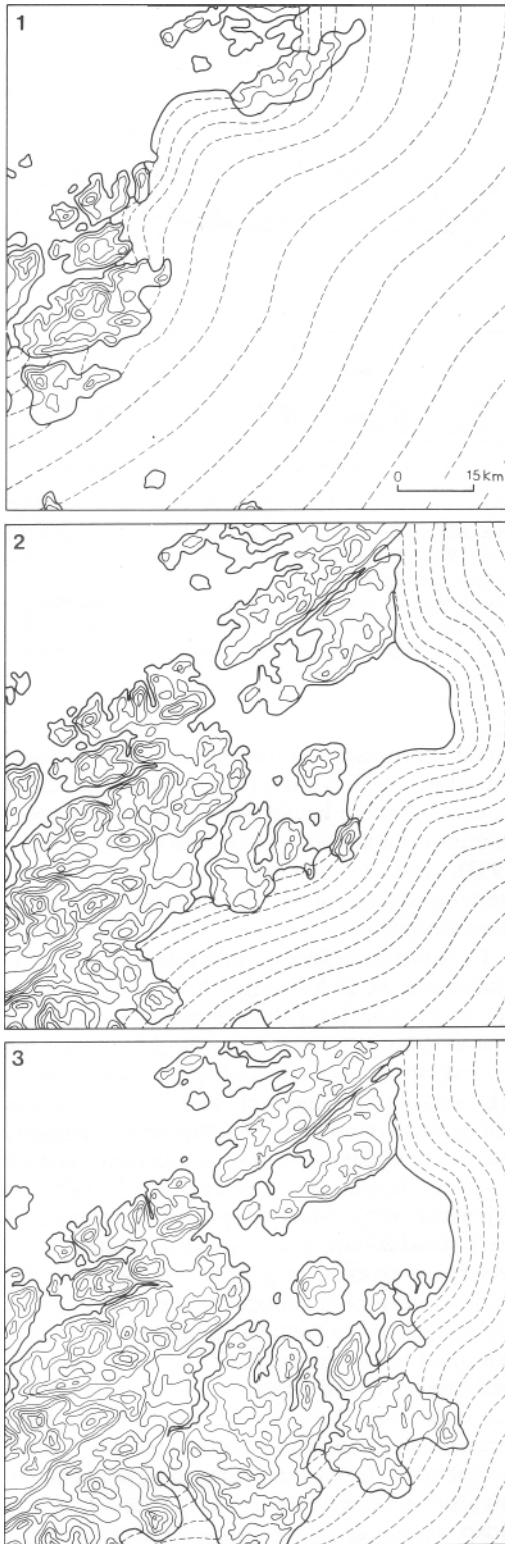
Different stages of the deglaciation history in a profile from Outer Trondheimsfjord to the Inner Gauldalen. (1) Prior to the breaking up of the fjord glacier (11,000 BP). (2) After the breaking up of the fjord glacier (10,900 BP). (3) Before the main advance (10,800 BP). (4) During the main advance (10,700 BP). (5) After the main advance (10,600 BP). (6) and (7) Later halts in the glacier's retreat. Cf. Figs. 1 and 4.

len var viktige føringer for isdreneringen. Fallkomponenten på isbreen var nordvestlig i området øst for Trondheim og mer nordøstlig i Gauldalsområdet (Sollid & Sørbel 1979, 1981). Isstrømmen i Gauldalsforsenkningen har hindret isstrømmen fra Selbusjøforsenkningen i å følge den naturlige fortsettelsen av forsenkningen slik at denne i stedet ble presset på nordsiden av det høye Vassfjellet mot Trondheim og Heimdalsområdet. Det har ikke lyktes på morfologisk grunnlag å fastslå om isfronten etter avsetningen av oppkalvingsdeltaet senere har trukket seg tilbake før hovedframstøtet satte inn midt i Yngre Dryas. Merker etter hovedframstøtet er synlig i Gauldalsområdet. På restene av oppkalvingsdeltaet ved Kregnes er overflaten nedslipt fra en antatt høyde på nærmere 200 m o.h. til ca. 170 m o.h., og overflaten er ujevn. Ved Hølem er det oppe på den distale delen av det opprinnelige oppkalvingsdeltaet avsatt morenisert materiale. Yttergrensen for hovedframstøtet er ikke entydig fastlagt, men den markerte ryggen på tvers av dalen ved Melhus kan representere yttergrensen. Denne ryggen er i dag dekt av marin leire.

I Trondheimsområdet er avsmeltingsbildet mer uklart, men det kan med rimelighet antas at hovedframstøtet har gått over Heimdalsavsetningen siden avsetningen i dag i sin helhet ligger

under havnivået fra tidspunktet etter hovedframstøtet. Den typiske formen på et isranddelta er dessuten ikke bevart, og det er stedvis påvist morenisert materiale i overflaten (Sollid & Reite 1982). Det har imidlertid ikke lyktes å bestemme yttergrensen for framstøtet i Trondheimsområdet.

I Gauldalsområdet er tilbaketrekkingen til et stabilt leie ca. 15 km lengre bak svært tydelig og ser ut til å ha foregått forholdsvis raskt. Dette kan skyldes at strømningsretningen i breen her gikk skrått inn mot Gauldalen slik at breen lokalt fikk en lang kalvingsfront. Ved Høvin i Gauldalen og ved Fremo ytterst i Selbusjøforsenkningen ble det så avsatt svære isranddelta med overflate i samme høyde som „Hovedflaten“ (Sollid & Kjenstad 1980) som nettopp representerer havnivået umiddelbart etter hovedframstøtet. Disse avsetningene er svært godt bevart, og overflaten varierer derfor lite i høyde. Neste stopp i tilbaketrekkingen for de to hovedstrømmene ut Gauldalen og ut Selbusjøforsenkningen var henholdsvis ved Støren og ved Brøttem, i begge tilfelle ca. 6 km lenger bak, hvor det ble avsatt nye markerte isranddelta. Høydeforskjellen på de marine grensene på disse isranddeltaene og deltaene rett utenfor indikerer et svært kort tidsrom mellom tidspunktene da de ble dannet. Dette samsvarer



imidlertid ikke med ^{14}C -dateringer fra området (Reite pers. medd.). De innerste av disse avsetningene kan imidlertid være avsatt i fjordsjøer demmet opp av de ytre isranddeltaene. Hvis så er tilfelle vil det ikke her være snakk om marine grenser, og datering ved hjelp av hevede strandmerker vil derfor ikke være mulig for slike lokaliteter.

I fjellområdene mellom de to hovedstrømmene (Reinsfjellområdet) er det avsatt en serie endemorener (Sollid & Sørbel 1975, 1981). Korrelering til de ulike fasene i hoveddalene er vanskelig. Sollid og Sørbel (op. cit.) antyder at de muligens ble dannet under hovedframstøtet. De kan også være dannet over et lengre tidsrom.

I fig. 5 er de ulike stadiene i isavsmeltingen i Trondheimsfjordområdet vist skjematisk i et snitt fra Ytre Trondheimsfjorden til Indre Gauldalen. De forskjellige breprofilene er ikke tegnet på grunnlag av feltinformasjon, men først og fremst for å skissere variasjoner i overflategradienten under de ulike stadiene. Videre er det i fig. 6 laget forslag til paleogeografiske kart over dette området basert på resultatene fra fig. 5 og den isavsmeltingskronologi som er presentert i Sollid & Kjenstad (1980).

Isavsmeltingskronologi i Indre Tronheimsfjorden

De glisialgeologiske hovedtrekkene i dette området er kartlagt av Sollid (1976), og en isavsmeltingskronologi basert på studier av hevede strandmerker er i grove trekk presentert av Sollid og Kjenstad (1980). Topografiske forhold på land og i fjorden vil her være avgjørende for den glisialdynamiske tolkningen av avsmeltingshistorien. Dette området avviker i vesentlige trekk fra de ytre områdene i Trondheimsfjorden. Det er ikke lenger snakk om en karakteristisk fjord, men om et stort og småkupert bekkenområde der store deler ligger under marin grense. Avstanden til isdelet over Jämtland var relativt kort og med

Fig. 6. Paleogeografiske kartskisser fra Trondheimsfjordområdet basert på resultater fra fig. 5 og isavsmeltingskronologi fra Sollid og Kjenstad (1980). (1) 11 000 BP. (2) 10 900 BP. (3) 10 600 BP.

Paleogeographic sketches from the Trondheimsfjord area based on results from Fig. 5 and deglaciation chronology from Sollid & Kjenstad (1980). (1) 11,000 BP. (2) 10,900 BP. (3) 10,600 BP.

forholdsvis åpen passasje. Dette skulle tilsi mer ustabile forhold i frontsonen av breen. Slike forhold gjør det vanskeligere å anvende generelle glasiodynamiske modeller. Lokale topografiske forhold var avgjørende, og dette gjenspeiles i fordelingen og typen av avsetninger. Mange av israndavsetningene i området består av korttransportert glasifluvialt materiale og skiller seg i så henseende fra de mer vanlige typer israndavsetninger. Disse korttransporterte avsetningene er av Sollid og Reite (1982) kalt „Trøndermorene“.

Sammenligning til andre områder

Topografiske forhold spiller en avgjørende rolle for hypotesens gyldighet. Andre fjordområder i Midt-Norge likesom områder i Troms peker seg derfor ut som mulige prøveområder ettersom tidsutviklingen i isavsmeltingsdynamikken ser ut til å være analog med forholdene i Trondheimsfjordområdet.

I Midt-Norge er tidspunktet for selve oppkalvingen beregnet på grunnlag av studier av hevede strandmerker (Sollid & Kjenstad 1980). I følge beregningene fant oppkalvingen sted i perioden 12 000 BP til 11000 BP. De sydligste av fjordene i Midt-Norge kalvet opp først og de nordenforliggende suksessivt utover i Allerød helt til Trondheimsfjorden kalvet opp som den siste av de store fjordene i Midt-Norge ca. 11000 BP. Israndavsetningene innerst i fjordene på Møre gjenspeiler ikke alltid isavsmeltingsdynamikken like klart som i Trondheimsfjordområdet siden få av disse israndavsetningene er inntakt. På grunnlag av de restene som ennå finnes kan det i noen grad konstrueres mulige lokale modeller for isavsmeltingsdynamikken. Ytterligere uavhengig feltinformasjon er imidlertid her påkrevet for å kunne teste arbeidshypotesens gyldighet.

I Troms ser forholdene ut til å være litt forskjellige fra Midt-Norge. Oppkalvingen i Allerød ser i mange av fjordene ut til å ha stoppet opp på terskler midt i fjorden. Avsetning av oppkalvingsdelta og senere hovedframstøt ser ut til å ha fulgt et lignende forløp som i Midt-Norge, mens den innerste delen av fjordene har kalvet opp i overgangen mot Preboreal.

Sammendrag

Nedsmeltingen av siste innlandsis i fjordområdene i Midt-Norge blir belyst med særlig vekt på Trondheimsfjordområdet.

I den dynamiske nedsmeltingen av en fjordbre er kalving en viktig ablasjonsfaktor. Forholdet mellom fjorddyp og bretykkelse er avgjørende for brefrontens posisjon på ulike tidspunkt. De topografiske forhold vil derfor ha stor innflytelse på nedsmeltingsdynamikken.

Utgangspunktet for rekonstruksjonen er en situasjon hvor utløperbreer fra hovednedslingsområdet fyller de overfordypede deler av fjorden. Fortsatt avsmelting og akselererende kalving fører da til rask tilbaketrekking av brefronten til områdene innenfor den overfordypede delen av fjorden. Det skjer m.a.o. en *oppkalving*. Tilbaketrekkingen stopper imidlertid ved fjorddyp som er mindre enn 200 m. Isbreen trenger deretter en forholdsvis lang periode for å gjenopprette et likevektsprofil etter oppkalvingen. Under stabiliseringsperioden avsettes et *oppkalvingsdelta*. For fjorder som kalvet opp i løpet av Allerød vil isbreen under det maksimale framstøtet som skjedde tidlig i Yngre Dryas, *hovedframstøtet*, rykke fram over oppkalvingsdeltaene. Deretter vil vedvarende nedsmelting av breen føre til rykkvis tilbaketrekking hvor isfrontens posisjon bestemmes av stabilitetsforhold i de frontnære deler av breen.

I det sentrale undersøkelsesområdet, i et snitt fra Ytre Trondheimsfjorden til Indre Gauldalen, er det skisserte avsmeltingsforløpet avtegnet rimelig konsekvent. Kronologien er bestemt ut fra ¹⁴C-dateringer og studier av hevede strandmerker. Med små justeringer synes mønsteret å gjelde også for andre områder i Midt-Norge og i Troms, men ytterligere feltinformasjon er her nødvendig for å kunne si dette med sikkerhet.

Summary

The disappearance of the last ice-sheet in the fjord areas of Central Norway is described with special reference to the Trondheimsfjord area.

Calving is the main ablation factor in the dynamics of a fjord-glacier. The relation between the depth of the fjord and the thickness of the glacier determines the position of the glacier front at any given time. Consequently the topographical conditions will have a great influence on the dynamics of deglaciation.

The reconstruction starts with the outlet glacier from the main glaciated areas filling the overdeepened parts of a fjord. Continued melting and accelerated calving cause the ice-front to retreat rapidly across the overdeepened parts of

the fjord, and the fjord-glacier breaks up. The retreat of the glacier front stops when the depth of the fjord becomes less than 200 m. The outlet glacier needs a certain amount of time to reestablish a surface profile in equilibrium. An ice-front delta is built up during the stabilization period. In fjords where the break-up occurred before the main glacial advance in the Younger Dryas chronozone, the glacier front overrides its own ice-front delta during this advance. Continued down-wasting makes the glacier retreat stepwise, and the position of the ice-front is determined by equilibrium conditions at the frontal parts of the glacier.

This hypothesis gives a reasonable explanation for the formation of the system of the main Quaternary deposits for a profile from Outer Trondheimsfjord to the inner part of the Gauldalen valley, which constitutes the test area. The chronology has been determined by radiocarbon dates and studies of raised shore lines in the test area. With minor adjustments, this hypothesis is also considered to be valid for the fjord areas in the rest of Central Norway and in Troms, Northern Norway. More field information is, however, needed. In other fjord areas more adjustments are considered to be necessary, even though the basic assumptions are still thought to be valid.

Postskript. Dette arbeidet bygger i det vesentlige på undersøkelser av Kjenstad (1980) og er finansiert av NAVF som ledd i Sollids prosjekt under IGCP (nr. 73/1/24).

Litteraturliste

Holtedahl, O. 1929. Om landisens bortsmelting fra strøkene ved Trondheimsfjorden. *Norsk geogr. Tidsskr.* 2, 95-118.

- Kjenstad, K. (Sollid, J. L.) 1980. *Hovedflaten (Yngre Dryas' havnivå) som basis for kvartær kronologi i Midt-Norge. Et metodeforsøk.* Hovedoppgave. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo. 1-121 pp.
- Kjemperud, A. 1978. *Strandforskyvning i Trøndelag.* NAVF årsmelding 1978.
- Lien, R. L. 1980. Noen resultater fra maringeologiske undersøkelser i Fosen med hovedvekt på en randavsetning ytterst i Stjørnfjorden. *Geolognytt*, nr. 15, Norsk geol. forening. s. 25.
- Løfaldli, M., Løken, T., Rise, L. & Rokoengen, K. 1981. Kvartærgeologiske undersøkelser av kvikkleireskredet i Rissa ved Trondheimsfjorden. *Institutt for kontinentalundersøkelser, publ. nr. 107.* 31 pp.
- Reite, A. J. 1975. *Hølanda, kvartærgeologisk kart 1521 11 - M 1:50000.* Norges geol. Unders.
- Reite, A. J. 1976. *Trondheim, kvartærgeologisk kart 1621 IVM 1:50000.* Norges geol. Unders.
- Reite, A. J. 1977. *Orkanger, kvartærgeologisk kart 1521 1 - M 1:50000.* Norges geol. Unders.
- Reite, A. J. & Sørensen, E. 1980. *Støren, kvartærgeologisk kart 1621 111 - M 1:50000.* Norges geol. Unders.
- Schilling, D. H. & Hollin, J. T. 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. 207-220 pp. i Denton, G. H. & Hughes, T. J. (eds.) *The last great ice sheets.* John Wiley & Sons, New York.
- Sollid, J. L. 1976. Kvartærgeologisk kart over Nord-Trøndelag og Fosen. En foreløpig melding. *Norsk geogr. Tidsskr.* 30, 25-26.
- Sollid, J. L. & Kjenstad, K. 1980. Hovedflaten (Yngre Dryas' havnivå) som basis for kvartær kronologi i Midt-Norge. Et metodeforsøk. *Norsk geogr. Tidsskr.* 34, 93-96.
- Sollid, J. L. & Reite, A. J. 1982. Central Norway, glaciation and deglaciation. In Ehlers, J. Textbook, in prep, Rotterdam.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. 1975. Younger Dryas ice-marginal deposits in Trøndelag, Central Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 29, 1-9.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. 1977. *Glasiogeologisk kart over sørlige Midt-Norge, 1:500000.* Geografisk institutt, Universitetet i Oslo. NGO.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. 1979. Deglaciation of western Central Norway. *Boreas* 8, 233-239.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. 1981. *Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge.* Miljøverndepartementet, rapport T-524. 207 s.