

Rapport nr. 84.088

Beskrivelse til de kvartærgeologiske
kart M 1:50 000
Svatsum 1717 I og Espedalen 1717 IV



Norges geologiske undersøkelse

Leiv Eirikssons vei 39, Postboks 3006, 7001 Trondheim - Tlf. (07) 92 16 11

Oslokontor, Drammensveien 230, Oslo 2 - Tlf. (02) 55 31 65

Rapport nr. 84.088	ISSN 0800-3416	Åpent/Fortrykt til	
Tittel: Beskrivelse til de kvartærgeologiske kart M 1:50 000 Svatsum 1717 I og Espedalen 1717 IV			
Forfatter: Førstestatsgeolog Per Holmsen		Oppdragsgiver: Norges geologiske undersøkelse	
Fylke: Oppland		Kommune: Nordfron, Sørfron, Gausdal, Øystre Slidre	
Kartbladnavn (M. 1:250 000) Lillehammer		Kartbladnr. og -navn (M. 1:50 000) 1717 I Svatum og 1717 IV Espedalen	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 32	Pris: 90,-
		Kartbilag:	
Feltarbeid utført: 1968, 1977	Rapportdato: november -84	Prosjektnr.: 5.1.2022.00	Prosjektleder:
Sammendrag: Rapporten er en tematisk beskrivelse til de kvartærgeologiske kart Svatum og Espedalen, M 1:50 000. Det topografiske grunnlag er de eldre gradteigkart, da de nye M 711-kartene ikke forelå da kartene ble rentegnet. Kvartærkartene foreligger som rentegnede originaler, utført som grunnlag for det kvartærgeologiske oversiktskart Jotunheimen M 250 000, trykt NGU nr. 374, 1982-83. Hovedvekten er lagt på dreneringshistorien og jordartene, men også andre tema er omtalt, se innholdsfortegnelsen. Den anførte litteratur er aktuell, og det anbefales å se Alstadsæters artikkel, da den gir svar på når isen forsvant fra området og vegetasjonen slo rot på fjellviddene.			
Emneord	Løsmassekartlegging		
	Kvartærgeologi		

SVATSUM OG ESPEDALEN

Innholdsfortegnelse	Side
Innledning	1
Landskapsutforming. Storformene	2
Kvartærtiden	3
Småformene. De geologiske prosesser	4
Glasiasjonshistorien	5
Dreneringshistorien	7
Jordartene (de løse masser) og deres former	16
Jordarter avsatt av isen (morenemateriale)	16
Bunnmorene	17
Ablasjonsmorene	19
Jordarter avsatt av smeltevann. Breelvavsetninger	20
Postglasiale elve- og bekkeavsetninger	22
Ur	23
Organiske jordarter	23
Kort oversikt over klimavariasjonene i Holocen	24
Jordartenes anvendelse	26
Tilleggsbemerkning vedrørende Alstadsøters (1983)	27
litteraturreferanse til Mangerud (1963) og Ramsli (1947)	27
Litteratur	29

Innledning

De to kartblad Svatsum og Espedalen er kvartærgeologisk kartlagt som deler av et meget større område, det som omfattes av det tidligere landgeneralkart Jotunheimen 1:250 000. I alt 28 blad i 1:50 000 inngår i dette.

Bladene i 1:50 000 danner arbeidsgrunnlaget for det kvartærgeologiske oversiktskart Jotunheimen 1:250 000, som var den opprinnelige målsetting for kartleggingen. Dette

oversiktskart med beskrivelse er utgitt som Norges geologiske undersøkelses publikasjon nr. 374. Forfatter er Per Holmsen (1983). Men da arbeidskartene i 1:50 000 foreligger rentegnet for hånd i farger er det naturlig å lage enkle beskrivelser til disse. De to blad Svatsum og Espedalen hører så nøye sammen i geologisk henseende at det er naturlig å lage fellesbeskrivelse for dem.

Fremstillingen av nærværende to blad bygger dels på observasjoner i marken, dels, og i stor utstrekning, på flybil- ledtolkning. Beskrivelsen bygger også i noen grad på andres undersøkelser, referert i teksten på de aktuelle steder.

Landskapsutforming. Storformene

Med storformene menes de helt store landskapstrekk, som fjellene, viddennivået og de dype dalene. Vi kan kalle disse for hovedelementer. Av disse er viddennivået med de moderate fjellene et gammelt landskapstrekk som dominerer store deler av Østlandet, i alminnelighet kalt fjellviddene. I hovedsaken er fjellene som reiser seg opp over viddennivået innen de to kartblad også et gammelt trekk, utformet sannsynligvis før Kvartærtiden, men noe modifisert av isens erosjon, i løpet av Kvartærtiden. Selve viddennivået er nok også modifisert en del, særlig i sør, gjennom lange tidsrom. I skarp kontrast mot viddennivået står de dypt nedskårete dalene Espedalen og Vestre Gausdal og en rekke trange bratte sidedaler. Disse er skåret ned i viddennivået hovedsakelig av rennende vann i løpet av Kvartærtiden. Hoveddalen Espedalen med Vestre Gausdal er bare i noen grad preget av iserosjonen, som har avrundet daltvernsnittet noen steder til en tilnærmet U-form, mens en del sidedaler er omtrent upåvirket av iserosjonen. Vinstras dalsenkning i nord (blad Espedalen) hører med til viddennivået inntil Vinstra skjærer seg ned mot Olstappen og Slangen.

Viddenivået ligger mellom ca. 900 og 1 100 m o.h., og fjellene som reiser seg med moderate skråninger opp fra viddeivået når over 1 500 m i Ruten, Langsuen og Skaget (det siste vestligst på blad Espedalen).

Kvartærtiden

Tiden før Kvartær, Tertiærtiden, var en varm tid. Antagelig i slutten av Tertiær skjedde det en heving av Den skandinaviske halvøy, mest i vest. Mens Norge før hadde vært et lavlandsområde, betydde landhevningen en øket erosjonsevne for elvene, og selve dalmønstret synes å ha vært anlagt allerede da, for hoveddalenes vedkommende. Men så skjedde det en drastisk klimaforandring på Jorden og klimaet endret seg i retning av et vesentlig kaldere klima. På høye breddegrader vokste det opp breer og innlandsis, og dette er det som karakteriserer Kvartærtiden fremfor noe annet. Vi pleier å regne Kvartærtidens begynnelse til om lag 2 millioner år før vår tid.

Det har vært klimasvingninger i Kvartær også. Landområdene på de høye breddegrader har vært nediset med innlandsis mange ganger, avbrutt av tider med mere moderat klima, da landisene var forsvunnet, såkalte interglasiale tidsrom. Hvor mange egentlige istider vi har hatt beror i stor grad på hvordan vi regner. Innen de store istidene har det vært tidsrom med moderat klima, såkalte interstadialer. Noen mener vi har hatt minst 6 store istider i Kvartær, med minst 10 nedisninger. Andre mener det har vært noe slikt som 20 nedisninger da innlandsisene bredte seg over store områder. Vi har liten mulighet for å finne svaret på hvor mange ganger Norge har vært nediset bare ved å studere Norge. Vi må trekke slutninger om dette fra mange land og flere verdensdeler hvor det finnes avsetninger fra interglasial- og interstadialtidene for å finne et svar.

Den siste av de store istider er kalt Weichsel (moderne Europeisk nomenklatur). Det var minst en, kanskje to, interstadialer i Weichsel da innlandsisen var borte. Den siste nedisningen, som varte fra ca. 40 000 år til ca. 10 000 år før nåtid, er den som i norsk dagligtale kalles "Istiden". I og med slutten av denne regnes også Weichsel for avsluttet, og dermed også den periode som kalles Pleistocen, tiden etter Tertiær, med alle istidene.

Tiden etter Weichsel, hvis siste kalde periode var Yngre Dryas, kalles Holocen. Vi lever altså i tiden Holocen. Kvartærtiden omfatter også denne periode. Vi lever følgelig fremdeles i Kvartærtiden. Klimavariasjonene i Holocen vil bli omtalt i et senere kapittel.

Småformene. De geologiske prosesser

Med småformene menes de mindre landskapsformer som ikke på noen måte influerer på storformene. Mens storformene er resultatet av erosjonsprosessene som har virket på fjellgrunnen gjennom lange tidsrom (ved is, rennende vann, forvitring), er småformene et resultat også av oppbyggende prosesser (dannelsen av løse avsetninger).

Småformene er et hovedtema for denne beskrivelse. De kommer til syne på flybilleder for det meste. Flybilledtolkningen er et viktig hjelpemiddel i kartleggingen av de løse avsetninger, og bygger på et geologisk prinsipp, nemlig at det er nøye relasjoner mellom de ytre former og de prosesser som har ført til dannelsen. Avsetningsformer (akkumulasjonsformer) kan av denne grunn også gi opplysninger om hva slags materiale formene inneholder. Flybilledtolkning har vært anvendt i stor utstrekning under rekonstruksjonen og tegningen av kartbladene, ved siden av undersøkelser i marken. Ved flybilledtolkningen anvendes billedpar som, betraktet i stereoskop, gir et tredimens-

jonalt bilde med overdrevet høydemålestokk. Derved kommer de ytre former klart frem. Også erosjonsformene kommer på samme måte like klart til syne, f.eks. smeltevannsspor og elvegjel.

Flybilledtolkningen forutsetter et nøye kjennskap til hvordan de geologiske prosesser virker. Prinsippet for klassifikasjon av småformene etter det såkalte genetiske prinsipp bygger på dette. Det kan henvises til et arbeide som også gir definisjoner av de forskjellige alminnelige fagbetegnelser etter det genetiske prinsipp, nemlig NGU nr. 347 av Per Holmsen (1979). De minste av småformene, slike som ikke kan sees på flybilleder i alminnelighet, f.eks. isskuringsstriper på fjellunderlaget, har måttet undersøkes direkte i marken. Det er gjort få observasjoner av isskuringen innen de to kartblad, bl.a. fordi isbevegelsens retning(er) er godt kjent ut fra andre kriterier.

Formene av de løse avsetninger er behandlet i det senere kapittel om jordartene.

Småformene stammer i alt vesentlig fra den siste nedisning, og fra tiden etter at innlandsisen forsvant.

Glasiasjonshistorien

En oversikt over glasiasjonshistorien for siste nedisning innen den del av landet som omfattes av oversiktskart Jotunheimen er gitt av Per Holmsen (1983).

De to kartbladområder som her beskrives ligger sør for isskillet under maksimum av nedisningen. Isskillet lå da langs en linje Vinsterflyen - Ringebu. Fra dette isskillet rant brestrømmer til begge sider, nord for isskillet mot nordvest, nordøst og nord, sør for breskillet mot sørøst. Mens det nord for isskillet har vært påvist mange faser i isbevegelsen, til dels i motsatte retninger, er det

sør for isskillet ikke påvist andre retninger enn den sør-østlige hovedretning. Innen blad Svatum er påvist isskuringsstriper mot sørøst og øst-sørøst flere steder langs vegen til Rævsjøen, og mot sørøst omkring Volen sr. sør for Bennsjøen. Stripet moreneoverflate ("fluted surface") er påvist mange steder, således ved Fagerli-setrene nordligst på blad Svatum, ved Vesle Jetningen, nordvest for Bennsjøen, og sørøst for samme, der som furer i fjelloverflaten (fyllitt). Lenger sør på samme kartblad er det stripet moreneoverflate mot sørøst nord for Nedre Ongsjø, ved Mossa, Mossjøen, omkring Svartdalen øst for Hornsjøen og ved Holbekkhøgda. Denne stripning viser isbevegelsens retning som er lite påvirket av lokal topografi. Stripningen sees best på flybilleder.

Det forhold at retningen varierer så lite tyder på at isbevegelsen har vært nær den samme i lang tid under siste nedisningsperiode. Nede i de dype dalene er det mulig at isstrømmen under slutten av nedisningen kan ha vært mere influert av lokal topografi, men det er ikke funnet skuringsstriper som kan bekrefte dette.

Innen blad Espedalen er det observert skuringsstriper med samme hovedretning, dog noe varierende, ved foten av Skaget nord for Store Skagsr. og ved Hundfotfjellet nord for Øyvatnet, samt i Storhøpiggen øst for Vinstertonen.

Sør for blad Svatum, innen blad Synnfjell, er blokker av Dokkvatn-konglomeratet ført mot sørøst inn på blad Follebu (sør for blad Fåvang), som viser isens transportretning fra Dokkvatn mot sørøst.

Den generelle retning av isstrømmen som er påvist på denne måte viser også at innlandsisen var høyest (tykkest) i nordvest under lang tid, idet isen renner den veg isoverflaten heller. Vi vil gjerne vite når isbevegelsen opphørte innen denne del av landet, men innen de to kartblad

er det neppe eksakte holdepunkter for å avgjøre det. Tilnærmet og omtrentlig kan vi slutte noe av de glasiologiske forhold i Sør-Norge andre steder, idet innlandsisen gjorde sitt siste markerte fremstøt ved Oslo omkring midten av Preboreal, for ca. 9 500 år siden (^{14}C -år). På denne tid må innlandsisen ennå ha dekket viddennivået og ha mottatt snøoverskudd over et større område. Samtidig gjorde utløperne fra innlandsisen mot vest tilsvarende fremstøt, mens de høye fjelltoppene i Jotunheimen stakk opp over isoverflaten som nunatakker.

Etter midten av Preboreal må klimaforbedringen ha gått meget fort, og isavsmeltningen meget hurtig. Et nylig utkommet arbeide av Ingvild Alstadsæter (1983) som omfatter en pollenundersøkelse fra et profil gjennom en liten torvmyr ved Olstappen (blad Espedalen) viser at viddennivået i slutten av Preboreal var begynt å bli vegetasjonsdekket mens Gudbrandsdalen (sannsynligvis også Gausdal) inneholdt døde isrester som tvang avløpet fra Vinsterflyen over til Espedalen. Den nevnte torvmyr oppstod da vannmassene som var oppdemt mot isen ble tappet ut av Olstappen-bassenget gjennom Vinstras dal. Dette skjedde i første del av Boreal (se avsnittet om klimavariasjonene i Holocen). De døde ismasser i Gudbrandsdalen måtte da være ca. 450 m tykke. Mere om dette under avsnittet om dreneringshistorien.

Alstadsæters arbeide viser at innlandsisen over viddennivået forsvant hurtig og at klimaet i siste del av Preboreal var varmt.

Dreneringshistorien

Under avsmeltningen av innlandsisen beholdt hovedisskillet på Østlandet sin beliggenhet over Vinsterflyen - Ringebu i form av en iskulminasjon i lang tid, også etter at isen var blitt stagnerende. Isen dannet da vannskillet mellom nord

og sør, slik at avrenningen nord for iskulminasjonen rant mot nord, sør for samme mot sør. Isen demte en tid for avløpet fra Vinsterflyen til Gudbrandsdalen og vannmassene fant avløp gjennom fjellpass mot nord og sør. Det eldste store avløp mot sør fant sted over fjellpasset mellom Brennhø og Krusgravkampen (blad Espedalen). Først rant vannet subglasialt og avsatte en esker nord og sør for Brenntj. Mot sør avsattes noe senere et stort breelvdelta med dødisgroper ved Krusgravbekken, fig. 1, og laterale kame terrasser, som viser at isen var død her. En esker (geiterygg) ble avsatt subglasialt mellom Øvre og Nedre Rævsjøen. Isen har trolig smeltet ned hurtig, og vannmassene har funnet veg ettersom isen smeltet ned. Et renspylt fjellparti sør for Risåshøgda, fig. 2, skyldes en drenering over Vestmjøs ned mot Rævsjøene, antagelig fordi avløpet langs Nordåen en tid var stengt av is. Etter at isen var borte ble det dannet flere subaerile løp vest for Nordåen mot Øvre Rævsjøen.

Det store breelvdelta ved Krusgravbekken inneholder grovt materiale, stein og blokker. Dette tyder på at denne fase i dreneringen, som passende kan kalles Krusgrav-fasen, har ført store vannmengder, sannsynligvis ikke bare gjennom en subglasial tunnel, men over et isunderlag. Det kan tolkes som at store vannmasser må ha vært oppdemt langs isen sør for Vinsterflyen og relativt plutselig er tappet gjennom passet.

Vannmassene rant videre mot sør langs Revåen til Dokkvatn og videre til Randsfjorden, med en subfase til Snertingdalen og Mjøsa.

Dreneringshistorien for Gudbrandsdalen og områdene vestenfor er beskrevet av Garnes & Bergersen (1980), også dreneringen over Rævsjøene med Krusgraven.

Den neste fase i dreneringen gikk gjennom Espedalen og Gausdal. Isen stengte fremdeles for avløpet til Vinstra.

Nord for Bjørnhøgda fra ca. 900 m o.h. og nedover viser store laterale smeltevannløp at vannmassene fra Vinstervflybassenget rant til Espedalsvatnet. Da passet vest for Krusgravkampen ligger ca. 1070 m o.h. må vannet være sunket vel 150 m i Vinstrabassenget da denne dreneringen satte inn. De store laterale smeltevannsløp samler seg mot den lille elven Skurva. Langs Skurva er det store grovblokkete avsetninger i former som ligner eskere. Det kan også tyde på at store vannmengder var oppdemt mot isen før det nokså plutselig fant avløp nord for Bjørnhøgda. Også denne fase må ha vart en tid, og Espedalsvatnet har vært isfylt på den tid. En stor esker gjennom Espedalsvatnet som kan sees overvanns som langstrakte øyer flere steder viser at det har foregått en subglasial drenering mot sør. Eskeren har også fått et subglasialt tilløp fra nord ved Nikkelverket, som en høy esker viser, nå benyttet som begravellesplass. En kirke stod tidligere på tungen (eskeren) like sør for Nikkelverket.

Vannmassene må ha vært store, idet hele Vinstervflyen må ha hatt avløp over Espedalsvatnet, et nedslagsfelt ca. 2,5 ganger størrelsen av nedslagsfeltet for Gausa i nåtiden, og dertil kommer smeltevannet fra isen. Vannskillet i nåtiden ligger bare noen hundre meter sør for Espedalsvatnet, og er ganske lavt. Fra dette vannskillet begynner en nedskjæring i fjell som blir stadig dypere mot sør. Det er et gjel, bestående av en sammenhengende rekke av jettegryter, opp til 40 m dype. Dette gjelet er navngitt Helvete, fig. 3 og 4, og er en turistattraksjon. Det er breelven fra Espedalsvatnet som har erodert ut gjeldet, og viser hvordan jettegrytedannelsen er en viktig geologisk prosess for dannelsen av gjel i fjell. Det er neppe mulig at helvete kan stamme fra tidligere nedisninger. Den øvre ende nærmest Espedalsvatnet begynner forsiktig på en flate. Hvis det var eldre, ville isen ventelig ha erodert passpunktet og den øvre del av gjelet. Vi må derfor anta at hele det dype

gjelet er et resultat av breelvrens erosjon (sannsynligvis subglasialt) under denne fasen i dreneringen som vi kan kalle Gausdalsfasen.

Meget store mengder av stein og blokker må ha passert gjennom Helvete og svarvet ut de svære jettegrytene. Og det har vært hårde og slitesterke materialer, for en meget stor del Jotunbergarter. De finnes igjen som rundet materiale nedover Gausdal i kame terrasser, fra sammenløpet med Gausa. Den lille elven gjennom Helvete er bare en bekk i nåtiden, og med noen tilløp kalles den Dritua. Innholdet av rundete Jotunbergarter i breelvvavsetningene ned gjennom både Vestre og Østre Gausdal er mange steder vesentlig høyere enn i bunnmorenen i samme dalfører.

Kame terrassene med dette materialinnholdet viser oss at Vestre Gausdal var isfylt under Gausdalsfasen, men til forskjellig nivå. Isoverflaten hadde en helling mot sør-øst. Det samme fremgår også av at Gausdalsfasen hadde to subfaser, den eldste gjennom Saksumdalen så lenge Kalstaddalen var isfylt. Den neste subfase inntraff da isen i Østre Gausdal og Kalstaddalen smeltet tilstrekkelig ned så Jøra kunne renne (under navn av Gausa) til Østre Gausdal.

Til Gausdalsfasen hører også dannelsen av breelvvavsetningene mellom Øyvattnet og Hersjøene. Det er delvis en esker, delvis et breelvdelta med flere dødisgroper som viser at Vinstra hadde funnet sitt løp, men at det fremdeles lå igjen demmende ismasser i dalen. Avløpet fra den øvre del av Vinstrabassenget må ha gått over isen nordover til området i vestsiden av Snubbhø nord for Storhøllisr. Her er det en blokkanrikning omkring 970 m-nivået og laterale breelvløp mellom 970 og 950 m-nivået. Vannet må ha rent nordover Bjørnhaugen, hvor det er laterale breelvløp i flere nivåer ned til ca. 800 m-nivået, og som samles i Skurva i sørøstlig retning. Den siste og laveste fase i denne drenering er en terrasseformet flate med grovt

materiale og dødisgroper i ca. 740 m's høyde som er bare ca. 12 m høyere enn passpunktet sør for Espedalsvatnet (vatnets nivå 722, passpunktet i sør ca. 728 m o.h.). Flaten viser at isen i Espedalsvatnet var i ferd med å forsvinne.

Noe usikkert er det om de øverste av Vinstra-terrassene sør for Slangen og Olstappen hører med til Gausdalsfasens drenering. De høyeste av terrassene ligger litt høyere enn Espedalsvatnet. Men det er vel sannsynlig at de øvrige ble dannet under den følgende fase da Vinstra fant sitt løp til Gudbrandsdalen. Gjenliggende ismasser (døde ismasser) i Slangen-Olstappen-bassenget demte ennå lokalt slik at terrassene kunne avsettes i et isbetinget nivå. Det samme gjelder terrassene ved Hinøgla nedre løp mot Slangen.

Denne fase i dreneringen kan vi kanskje kalle Vintrafasen. Den betegner omskiftet i dreneringen av Espedalsvatnet til det nåværende avløp mot nord. Ved nordenden av Breidsjøen er det en liten breelvterrasse få meter over Breidsjøens nivå, og et breelvløp fortsetter mot nordvest, vest for Ramssjøen til Espa. Den nederste store grusviften avsatt av Vinstra ble dannet da isresten i Slangen-Olstappen-bassenget gikk i oppløsning. Samtidig må Hinøgla ha skåret seg igjennom breelvtterrassene høyere oppe.

Dreneringshistorien innen den sørvestre del av blad Espedalen er hittil ikke omtalt i denne beskrivelse. En subglasial drenering mot sør gjennom Langsudalen har foregått over passpunktet ca. 1 180 m o.h., som røpes av en liten esker kort nord for passpunktet, og som kan følges med avbrytelser nedover lien mot ett av tilløpene til Fjelldokka til noe under 1 100 m-nivået. Nedenfor ca. 1 100 m opptrer en rekke laterale breelvløp dannet subaerilt. En subglasial drenering kan også ha forekommet over passpunktet mellom Klanten og Buatind mot Skagstjerni, røpet av en liten stump av en esker nord for Stortjernet. En liten

esker finnes også mellom øvre Etna og Kvitfetbekken. Men det er tvilsomt om denne drenering har gått mot Etnedal, sannsynligst er at også denne drenering har gått mot Fjell-dokka. Det er vanskelig å stille denne tidlige drenering i tidsrelasjon til Krusgravfasen, antagelig er de subglasiale overløp over fjellpassene vest for Langsuen noe eldre, og bør sees isolert.

Smeltevannsdreneringen over Vinstervflyen er beskrevet av Raastad (1958) som hovedfagsoppgave i naturgeografi, bilagt med karter. Disse karter har vært utlånt en kort tid til Per Holmsen som fikk benytte dem ved kartleggingen av de enkelte blad innenfor Jotunheimen med Raastads tillatelse.

Ramsli (1948) hadde kvartærgeologiske undersøkelser i Skåbu og Espedalen som emne for sin hovedfagsoppgave i naturgeografi. Hans oppfatning av den siste del av hva som her er kalt Gausdals-fasen gikk ut på at det en tid eksisterte en stor isdemt sjø, "Storsjøen" i Olstappen-Slangen-bassenget som hadde sitt utløp mot sør, over det lave vannskillet sør for Espedalsvatnet, og at Vinstras og Hinøglas terrasser markerer vannstanden i denne sjøen, og at bassenget var nærmest isfritt på denne tid. Mangerud (1963, s. 267) refererer Ramslis arbeide, men mener at dødisskillet ved Vinstras utløp av Olstappen må ha vært for svakt til å demme opp store vannmasser, og antar i stedet at det har vært de store løsmasser omkring utløpet som har utgjort demningen.

Per Holmsens oppfatning er at den demmende ismassen var sammenhengende med isen i Gudbrandsdalen helt inn i Olstappen-Slangen-bassenget, og at de nevnte terrasser ved Vinstra og Hinøgla ble avsatt mot de demmende ismasser. Terrassene er utformet i flere trinn. Oppfatningene divergerer egentlig bare i liten grad og har ikke vesentlige konsekvenser.

Under utarbeidelsen av denne beskrivelse er det kommet et nytt arbeide, av I. Alstadsæter (1983), som kaster et klarere lys over disse forhold, og som dessuten har en større rekkevidde over et sentralt spørsmål, nemlig når isen i Gudbrandsdalen var sunket sammen så meget at Vinstra fant sitt nåværende utløp. Hovedpunktene i dette arbeidet skal derfor refereres og det skal trekkes viktige konsekvenser av det.

Arbeidet beskriver et jordprofil i et borhull ved vestsiden av Olstappen, i en liten torvmyr i en forsenkning. Overflaten av torvmyren ligger 695 m o.h. Forfatteren sier at siltlagene under ca. 2,1 m tykk torv representerer bunnlagene innenfor den tidligere isdemte sjø. Det er utført pollenanalyse av prøver både i siltlagene og i torven, og dessuten er to lag datert ved ^{14}C -metoden. Profilet er i alt ca. 5 m tykt over fjell, underst ca. 1 m grovt materiale (morene- eller breelvmateriale), derover ca. 1,7 m bresjøsilt. Det lyktes bare å trenge en meter ned i siltlagene med prøvehenteren, til ca. 3,1 m under overflaten. Pollenanalyse er utført både i silten, overgangslaget på ca. 10 cm gytje, og i torvlagene over. Gytjelaget 2,10-2,15 m under overflaten er radiologisk aldersbestemt til $8\ 780 \pm 210$ ^{14}C -år før nåtid. Polleninholdet i siltlagene domineres av gressarter og artemisia. Gytjelaget over domineres av bjerkepollen. Kort over gytjelaget er det mye pollen av furu og bjerk i torven, høyere oppe også andre treslag. Det er også bjerke- og furupollen i siltlagene.

Forfatteren tolker profilet slik:

Siltlagene under gytjen er avsatt som bresjøavsetning i en bredemt sjø (avsatt i stille vann). Den undre del av siltlaget er avsatt i Preboreal. Det øverste siltlag og gytjen, samt det underste av torvlaget er avsatt i Boreal. En torvprøve ca. 1,55 under overflaten er også datert til $7\ 870 \pm 80$ ^{14}C -år før nåtid, og er avsatt i tidlig

Atlantikum. Resten av torvlaget under 30 cm fra overflaten er avsatt i Atlantikum og Subboreal.

Forfatteren refererer Ramslis (1948) og Mangeruds (1963) arbeider og et arbeide av Bergersen (1971), men er ikke enig i Mangeruds oppfatning, visstnok av 1965, at det var løsmasser som demte opp bresjøen, altså den samme oppfatning som Per Holmsen.

Se tilleggsbemerkning side 27.

Dateringen av gytjelaget til 8 780 +/- 210 ^{14}C -år før nåtid er antagelig meget korrekt, til begynnelsen av Boreal, fordi det neppe er plass til noen hiatus under gytjelaget. Vi vet at innlandsisen må ha smeltet meget raskt ned etter midten av Preboreal, da isfronten lå ved Oslo i sør og dekket Østlandet til øverst i Drivdalen i nord. Da gjorde innlandsisens utløpere sitt siste fremstøt. Denne datering bygger på samme metode som for gytjelaget ved Olstappen og er derfor direkte sammenlignbare. Og vi har fått et meget viktig holdepunkt for å anslå når den store bredemte sjø som eksisterte en tid i Dovre og Lesja ble tappet ut gjennom Gudbrandsdalen mot sør, noe vi lenge har ønsket å få. Vi kjenner et overløp for denne uttapningen i Kvam, over et passpunkt 608 m o.h. ut gjennom Øldalen, lokaliteter innen kartblad Vinstra. Det betyr at isen i Gudbrandsdalen var sunket sammen så meget at vannet i Dovrebresjøen kunne få avløp mot sør, over et sideløp over nevnte fjellpass i Kvam. Passet var neppe isfritt da det første overløp fant sted, for fjellet er avspylt over et område opp til minst ca. 660 m o.h. Vi må ta en skrå landhevning i betraktning, høyest omtrent midt i Gudbrandsdalen. Utløpet av Rauma gjennom Lesjaskogsvatnet er idag 613 m o.h. Så langt visste vi fra før, men ikke når omtrent dette omslag i dreneringen i Gudbrandsdalen fant sted. Nå har vi fått et godt holdepunkt. De isdemte vannmasser i Olstappen-basengen ble tappet ut til Vinstra kort før de underste torv-

lag i profilet ved Olstappen ble avsatt, litt før 8 780 +/- 210 ¹⁴C-år før nåtid. Vannflaten må like før ha fylt bassenget til noe under passpunktet sør for Espedalsvatnet 728 m o.h. Tapningens årsak må ha vært at isen i Gudbrandsdalen da hadde smeltet ned til omkring Olstappens nivå (naturlig vannnivå før oppdemningen ved kunstig dam i 1950-årene var ca. 650 m o.h.). Dateringen av gytjelaget like under torven angir derfor også det omtrentlige tidspunkt for uttapningen mot sør av Dovrebresjøen. I betraktning av den hurtige nedsmeltning av isen må tidspunktet for denne begivenhet ligge noenlunde innenfor aldersbestemmelsens usikkerhet, 8 780 ¹⁴C-år før nåtid. Det skjedde i tidlig Boreal.

Pollenprofilet ved Olstappen viser også andre vesentlige trekk, nemlig at vegetasjonen var etablert i viddenivået allerede i Preboreal. Siltlagene som ble avsatt hurtig i bresjøen inneholder pollen, foruten av gressarter og artemisia, også pollen av bjerke og furu, og litt vidjer og einer. Det viser at vegetasjonen var innvandret kort etter at viddenivået var blitt noenlunde isfritt, på en tid da isen lå igjen i de dype dalene som døde ismasser, 400 - 500 meter tykke.

¹⁴C-dateringen av gytjelaget er utført på en prøvekjerne av det organiske materialet som er uoppløselig i natronlut. En annen prøve fra samme lag er utført på det som lar seg oppløse i natronlut, og gav en alder 9 080 ± år før nåtid. Disse aldersbestemmelser, som foruten å vise når den lokale bresjø i Olstappen-bassenget (minimumsalderen) ble tappet ut, også viser at omgivelsene da var vegetasjonsdekket. Tilsvarende aldersbestemmelser av de eldste organiske avsetninger på Hardangervidda (Moe, 1979) gav aldere mellom 8 900 og 9 000 år før nåtid. De støtter godt opp under at dateringene fra Olstappen-lokaliteten er riktige, og at Hardangervidda også var blitt vegetasjonsdekket på samme tid, kort etter at isen forsvant.

Kort over gytjelaget dominerer furupollen (ca. 90 % av samtlige). Det viser at det da vokste tett furuskog i området.

Et annet arbeide som delvis har vært benyttet ved utarbeidelsen av blad Espedalen er trykt av Carlson, Raastad og Sollid (1979). Dette arbeidet omfatter også den senere del av glasiasjonshistorien. Forfatterne postulerer en stor aktiv bre over Vinsterflyen, med akkumulasjonsområde sannsynligvis i høyfjellspartiet mellom Gjende og Bygdin. Per Holmsen er imidlertid uenig med disse forfattere på dette punkt, da bl.a. de sidemorener som breen eventuelt har avsatt bare forekommer nord for Vinsterflyen, mens tilsvarende sidemorener mangler sør for Vinstrabassenget. Per Holmsen postulerer i oversiktsarbeidet Jotunheimen (1983) en annen fortolkning av disse sidemorener. Om dreneringshistorien er det derimot ingen større dissens.

Jordartene (de løse masser) og deres former

Løsmassene er her omtalt i lys av de geologiske prosesser som har ført til dannelsen (det genetiske prinsipp). Avsetningenes ytre former henger nøye sammen med disse prosesser. Det samme er tilfellet med de løse avsetningenes materialinnhold. Det er derfor en sammenheng mellom de ytre former og materialinnholdet, en naturgitt omstendighet som flybilledtolkningen betjener seg av i stor utstrekning.

Jordarter avsatt av isen (morenemateriale)

Morenejordarter er betegnelsen for disse jordarter. Som betegnelse for materialet anvendes termen morenemateriale. Det finnes flere ulike ytre former av disse jordarter, med en betydelig variasjon i materialinnholdet. Et fellestrekk for dem er at de i alminnelighet er usortert og vanligvis ikke viser noen utpreget lagdeling i snitt.

Termen morene er tvetydig når den står alene uten forståelse eller endestavelse, og kan bety både en morenerygg (en formbetegnelse) og en materialbetegnelse. Derfor er termen morene ikke benyttet her. Morenerygger (ende-, side-, og randmorener) dannes ved fronten eller langs sidene av en aktiv brearm, slike som finnes ved de mange breer i Sentraljotunheimen. Mangelen på slike dannelser innen de to kartblad sier noe vesentlig om isens tilstand og utbredelse i området, mot slutten av nedisningen. Isen i området smeltet ned som en stagnerende ismasse mot slutten, først på fjellene og i viddenivået, sist i dalene, der ismassen var tykkest.

Morenejordartene er de mest utbredte løsmassetyper i området. De er angitt på kartet med grønnfarger, en mørkere grønn for de områder der morenedekket er sammenhengende, en lysere grønn for de områder der morenedekket er usammenhengende og som regel også tynnere med stadige "huller" hvor fjellunderlaget trer frem i dagen. Områder uten løsmassedekke er angitt med lys rød farge (bart fjell).

Bunnmorene. Denne term angir det materiale som isen tok opp fra underlaget i sitt underste lag ("sålen") under sin bevegelse. Den ble liggende igjen da isen smeltet vekk, som regel underst hvis andre løsmassetyper er avsatt. I sin typiske struktur er bunnmorenen usortert og uten lagdeling. Alle kornstørrelser er tilstede, fra leir til blokk, men i vekslende mengdeforhold. Stein og blokker er kantslitt, men ikke rundet som i elvetransportert materiale. Denne kornsammensetning og struktur gir bunnmorenen flere karakteristiske egenskaper. Den inneholder relativt meget mineralske plantenæringsstoffer tilgjengelig for plantene, p.g.a. mengden av de små partikler som lettere angripes av rotsyrer, og den er tørketålende på grunn av sin lave gjennomtrengelighet for vann (tett pakning). Av negative egenskaper bør nevnes at bunnmorenen er såkalt

telefarlig hvis innholdet av leir og silt overstiger ca. 15 vektprosent (av tørket materiale).

Bunnmorenen er den jordart som mest avspeiler fjellgrunnens sammensetning i den retning isen kom fra.

Dette er en generalisert karakteristik.

Bunnmorenens vanlige form er et dekke. Tykkelsen varierer sterkt. På jevnt fjellunderlag inne på fjellviddene i området er mellom 0,5 og 2,0 m vanlig, på ujevn fjelloverflate kan tykkelsen være større i søkk og groper i denne. I dalsider som har ligget i leposisjon for isbevegelsen kan tykkelsen være det mangedobbelte, flere titall meter. Tykkelsen er gjerne også større i steile støtsider.

Men bunnmorenen kan ha avvikende former. Drumliner er betegnelsen på langstrakte fortykkelser, ryggformet og regelmessige, uttrukket i isbevegelsens retning. Typiske drumliner er ikke iaktatt innen kartbladene, men antydninger finnes. De forekommer mere typiske innen nabokartbladene i vest og nord.

En helt annen formtype av bunnmorene finnes imidlertid, nemlig rygger med lengdeutstrekning på tvers av isbevegelsen, betegnet som Rogenmorene av Lundqvist (1969). Denne formtype finnes i større forsenkninger inne på fjellvidden. Innen blad Svatsum finner vi den i det flate landskapet i Børkedalen sør for Børkedalsvatni. Innen blad Espedalen finnes den flere steder, langs Nordåen nord for Øvre Rævsjøen, omkring Skagstjørni og i det flate landskapet omkring Vinstra nedenfor Hersjøene, samt i det flate landskapet sørvestligst mellom Etna og Dokka. Det finnes også Rogenmorene andre steder enn de nevnte. Materialet er som i vanlig bunnmorene og kan forveksles med ablasjonsmorene i hauger. Mønsteret for Rogenmorene kommer imidlertid best frem på flybilleder som subparallele rygger på tvers av isbevegelsen.

Bunnmorenen kan ha en overflatestruktur med lange parallelle rygger i isbevegelsens retning, såkalt "fluted" morene. I mangel av et anerkjent norsk uttrykk kan vi kanskje bruke betegnelsen "stripet" moreneoverflate. Strukturen vises best på flybilleder. I terrenget er disse lange, lave rygger vanskeligere å oppdage. Innen de to kartblad er denne strukturform så vanlig at det henvises til kartene.

Også fjellgrunnen kan ha et lignende overflatemønster, således innen blad Svatsum østligst, sør for Bennesjøen. Her er det fyllitt som danner fjellunderlaget. Det er en bløt bergart som lett har latt seg "høvle" til dette mønster av det innefrosne materialet i isens såle. Her er morenedekket meget jevnt, men ganske tynt, bare 30 - 40 cm tykt. Ryggene består altså av fjell, ikke av morenemateriale. Bekkene følger søkkene mellom ryggene og har parallelle løp, som Gryta og nabobekkene.

Ablasjonemorene. Dette er en term som anvendes på det morenemateriale som var opphopet på isens overflate. I avslutningsfasen under isavsmeltingen ble dette materialet behandlet og omleiret av smeltevann, slik at finbestanddelene gjerne er utvasket. Til dels fikk smeltevannselver og bekker et løp fra dalsidene ut på gjenliggende isrester i forsenkningene inne på fjellvidden hvor det nå er sjøer. Isrestene var døde i denne fase i avsmeltingen og hadde en ujevn overflate. I søkk i isoverflaten ble materialet vasket ned. Da isen forsvant ble ablasjonsmorenen liggende igjen i hauger av uregelmessig form, som kan være fra ca. 10 m høye og mindre. Dødisgroper er alminnelige i slikt haug-terreng.

På kartene er hauget ablasjonsmorene angitt skjematisk ved røde tegn for hauger. (Rogenmorene er ikke spesielt angitt men noen sikre steder er angitt ved ovale røde

tegn). Ablasjonsmorene utenfor haug-terreng ("dødisterreng") er vanskelig å identifisere som sådan og er ikke spesielt angitt på kartene.

Materialet i haugene i et "dødisterreng" er som nevnt gjerne utvasket for finbestanddeler, og kan også ha lagdeling. Den kan ha overgangsformer til breelvavsetninger.

Jordarter avsatt av smeltevann. Breelvavsetninger

Breelvavsetningene skriver seg fra avsmeltningstiden, hovedsakelig før vegetasjonen var etablert. Som betegnelsen angir er de avsatt av breelver, og finnes også på steder hvor det ikke renner noen elv i nåtiden. I sin typiske karakter adskiller de seg vesentlig fra morenejordartene ved å være både lagdelt og sortert, med kornstørrelser fra sand og oppover. Det er det bunntransporterte materialet (langs bunnen i breelver), mens de finere fraksjoner er ført vekk i suspensjon. For å oppnå en god sortering må transportlengden med rennende vann være betydelig. Utgangsmaterialet har vært morenemateriale. Grus- og steinfraksjonen i en typisk breelvavsetning er rundet, i motsetning til morenemateriale, på grunn av slitasjen under vanntransport. Også blokker kan være rundet. Breelvavsetningene er viktige ressurser for betongkonstruksjoner ved bygge- og anleggsvirksomhet.

Breelvavsetningene har flere formtyper beroende på avsetningsmiljøet. En form består av lange, markerte rygger, gjerne slyngende i terrenget, kalt eskere (eller i norsk: geiterygger). De er avsatt subglasialt i tunneler under isen. Alle breer som ikke er frosset fast i bunnen (såkalte tempererte breer) har en breelv i bunnen. Esker er gitt eget tegn på kartene, som røde prikker i rekke. Denne type finnes innen begge kartblad. En av de større eskere er omtalt under avsnittet om dreneringshistorien, Gausdals-

fasen. Den går langs bunnen i Espedalsvatnet og er synlig i partier som rager opp over vannflaten. Denne og andre eskere er omtalt under avsnittet om dreneringshistorien. Eskeren nord for Øiangen (blad Espedalen) er ikke omtalt.

Av subaerile breelvavsetninger er også nevnt breelvdeltaet mellom Øyvatnet og Øvre Hersjøen hvor dødisgroper viser at Hersjøen-avsetningen fant sted mens isen lå igjen. Det samme må ha vært tilfellet da de øvre breelvavsetninger ble avsatt langs Hinøgla som har en hauget overflate. Terrassene ved Vinstra har ikke dødisgroper, bortsett fra den øverste, og er avsatt i Olstappen-bassenget noe lavere enn vannskillet sør for Espedalsvatnet. De kan derfor tidfestes til den første del av "Vinstrafasen" i dreneringshistorien, etter at vannmassene hadde begynt avløpet gjennom Vinstradalen, mens siltlagene under torvavsetningen ved Olstappen ble avsatt, se avsnittet under dreneringshistorien hvor Alstadsæters (1983) arbeide er referert. Den laveste av disse terrasser, som ligger nær Vinstras nåværende utløp i Olstappen, må være avsatt da de bredemte vannmasser hadde funnet det næværende naturlige avløp gjennom Vinstradalen. (Før oppdemningen av Olstappen ved kunstig dam. Det naturlige avløp gikk over en fjellterskel).

Som en egen formtype av breelvavsetninger kan regnes kame-terrasser. Denne type er avsatt mot isen og har derfor såkalt isstøttet kontakt. Breelvdeltaet mellom Øyvatnet og Hersjøen kan godt klassifiseres som isstøttet p.g.a. dødisgropene.

Innen blad Svatsum er det flere kame-terrasser fra den tiden avløpet fra Vinstervflyen gikk gjennom Gausdal ("Gausdalsfasen"), bl.a. ved Roa og Nese nær sammenløpet mellom Dritua (ikke navngitt på det nye M 711-kartet) og Jøra (navngitt som Gausa på det eldre gradteigskart), og ved Haugen sør som sammenløpet. Videre er det flere kame-

terrasser ved Øvre Svatsum, delvis avbygget som grusforekomster. Langs Jøra ovenfor sammenløpet med Dritua finnes det flere mindre kame-terrasser, omkring Rammen, og ved sammenløpet med Børka og Gryta. Lenger nord er det kame-terrasser omkring Gjersetsætrin. Her finnes også noen små eskere, forøvrig også et hauglandskap sørover mot Håkåsætrin, med sortert materiale i haugene. En sen breelvterrasse i lavt nivå nær bladets sørøstre grense er på det eldre kart angitt som Borgemoen, på det nye kartet feilaktig plassering av navnet på sørsiden av elven. Denne lave terrasse må stamme fra siste del av Gausdalsfasen, etter at vassdraget hadde funnet avløp til Østre Gausdal gjennom Kalstaddalen.

Breelvavsetningene i Gausdal hoveddalen inneholder ganske mye rundete jotunbergarter blandt steinmaterialet, betydelig mere enn i bunnmorenen i dette området. Det kan tydes slik at breelvmaterialet har passert gjennom Helvete under Gausdalsfasen, og har fått sin rundete form i jettegrytene i denne canyon (breelvgjel). Dette er også nevnt under dreneringshistorien.

Postglasiale elve- og bekkeavsetninger

De postglasiale elve- og bekkeavsetninger er blitt avsatt etter at isen forsvant, og finnes så godt som utelukkende i tilknytning til nærværende vassdrag. Det er lite av slike avsetninger innen de to kartblad.

Innen blad Svatsum finnes den slags avsetninger langs hovedelven Jøra så høyt som elven når under flom og på relativt rolige strekninger, således omkring Øvre Svatsum og på strekningen ovenfor og nedenfor Svatsum. Sideelven Benna har avsatt en grusvifte ved sammenløpet. Ved øvre ende av Håkåsætervatnet er det en slette med elvesand. Ved sammenløpet mellom Labba (elven fra Håkåsætervatnet) og

Svanebekken er det en sandslette, som på kartet er angitt som breelvavsetning, da den formodes å være avsatt under siste fase i isavsmeltingen, men som delvis kan være avsatt i senere tid.

Innen blad Espedalen er det enda mindre av disse avsetninger, kanskje bare ved øvre ende av Slangen langs Hinøglas utløp.

Ur

Urdannelse forekommer under bratte berghamre, men er ikke angitt på kartene da de antas å ha liten interesse. Noe ur forekommer på begge sider av Espedalsvatnet og enkelte steder innen blad Svatum, i den bratte dalside vest for Dritua og bare i liten utstrekning lenger nede i Gausdal.

Organiske jordarter

Den eneste type jordarter av organisk opprinnelse innen de to kartblad er torv, som ikke bare forekommer i torvmyrer, men også i svakt hellende terreng. Nedbørforholdene har gjort torvdannelsen mulig, særlig i de fuktige klimaperiodene etter nedisningen, i Atlantisk og Subatlantisk tid. Det er her vesentlig tenkt på de egentlige torvmyrer i viddenivået. De er imidlertid lite undersøkt. Den eneste torvmyr som er ordentlig undersøkt er den lille myr ved Olstappen, omtalt av Alstadsæter (1983).

Det er to typer myrer i området, den såkalte geogene type, betinget av flate, dårlig drenerte arealer eller groper i fjellgrunnen, og den annen type, overrislingsmyrene eller den minerogene type. Den første type, de egentlige torvmyrer, er angitt på det topografiske kartunderlag, best og riktigst angitt på de eldre gradteigskartene, mindre nøyaktig på de nye M 711-kartene. Dette beror på at de nye

kartene bygger på flybilledtolkning av gråtonenyansene på billedene hvor også fuktighetskrevede vegetasjon som vidjekjerr og gressmyrer gir en lignende gråtone som de egentlige torvmyrer. På de eldre gradteigskarter er myrene tegnet inn på grunnlag av direkte observasjoner i marken. Gressmyrene (overrislingsmyrene) i hellende terreng (de minerogene myrer) er der sjelden angitt.

De egentlige torvmyrer (den geogene type) er ikke særlig dype. Torvtykkelsen synes å være bare noen få meter. Overrislingsmyrene har et tynnere dekke av gresstorv, ofte blandet med mineralske bestanddeler. I områdene med hauget ablasjonsmorene er jordsmonnet i søkkene mellom haugene oftest av gressmyrtype. Torvtykkelsen i de hellende torvmyrer, f.eks. i den sørvestre del av blad Espedalen, er mindre enn i de flate, geogene myrtyper, gjerne bare mindre enn ca. 1 m.

Kort oversikt over klimavariasjonene i Holocen

Den første tid av holocen er kalt Preboreal, og varte til om lag 9 000 år før nåtid. Den første del av Preboreal var området ennå dekket av innlandsisen, muligens, eller sannsynligvis, med enkelte av de høyeste fjelltoppene stikkende opp over isdekket som nunatakker. Men etter midten av Preboreal må klimaet ha endret seg drastisk, slik at viddennivået ble isfritt eller omtrent isfritt. Vegetasjonen begynte sin innvandring kort etter at isen var smeltet vekk, slik vi kjenner til dette gjennom Alstadsæter (1983). Det lå fremdeles død is igjen i de dype dalene ved slutten av Preboreal.

Den følgende tid, Boreal, varte i ca. 1 000 år, inntil ca. 8 000 år før nåtid. Boreal var en varm og tørr tid. Furu-skogen vandret inn på viddennivået først, og deretter også i dalene. Dødismassene i dalene smeltet vekk, antagelig før

omkring midten av Boreal. Torvdannelsen begynte i de geogene torvmyrer.

Klimaet endret seg, og den følgende tid, Atlantikum, tok sin begynnelse med et mere fuktig klima. Denne tid varte til ca. 5 000 år før nåtid. Torvdannelsen tok fart. Klimaet ble også varmere etter hvert, og mere varmekjære tresorter vandret inn i lavlandet.

Den varmeste tiden etter istiden inntraff omkring overgangen til den følgende tid, Subboreal, som varte i ca. 2 500 år. Klimaet ble på ny tørrere, og furu vandret inn på en del torvmyrer i lavlandet. Den arkeologiske tid nordisk bronsealder inntraff i siste del av Subboreal. Fast bosetning ble etablert i lavlandet omkring Mjøsa (på Toten). Edelløvsbogen vandret inn i begynnelsen av Subboreal, i Sør Norges lavland.

En klimaforverring inntraff etter ca. 2 500 år før nåtid, med et kjøligere klima og mere fuktig. Furu døde ut på torvmyrer i lavlandet p.g.a. øket fuktighet og høyere grunnvannsstand, torvdannelsen tiltok igjen. Denne tid kalles Subatlantikum, og er den tid vi lever i. Granen vandret inn først i slutten av Subboreal, og granskogen fortrenget i stor utstrekning furuskogen som inntil da hadde vært enerådende blandt nåleskogen.

Den kaldeste periode siden nedisningen inntraff i Subatlantikums senere århundrer, nemlig i 16- og 1700-tallet. Antagelig var det også tidlig i denne klimaperiode blitt så kaldt klima at breene i høyfjellene, som var helt, eller nesten helt, forsvunnet allerede i Boreal, gjenoppstod i subatlantikums første del. Breene vokste seg større frem gjennom 16- og 1700-tallet, og kulminerte omkring midten av 1700-tallet med et stort fremstøt da. En rekke uår, med sommerfrost og ødelagte avlinger, med hungersnød i disse århundrer er skildret av Ivar Kleiven i flere bøker, Dovre og Lesja, Vågå og Lom, Fron. Bøkene bygger på muntlige

overleveringer gjennom gamle folk som ble intervjuet av ham, støttet av historiske opptegnelser om brefremstøt i Jotunheimen, i Sogn og i Nordfjord. Uår fortsatte også etter midten av 1700-tallet, og i begynnelsen av 1800-tallet var det store uår både i 1809 og i 1813, i krigsårene da. Siden har breene trukket seg tilbake, med enkelte mindre temporære fremstøt. I vårt århundre trakk breene seg særlig hurtig tilbake i 1930-årene, siden langsommere.

Vi hører ikke om virkelig store uår med sommerfrost etter første del av 1800-tallet.

Jordartenes anvendelse

Den største naturressurs innen de to kartblad er morenejordartene, særlig da bunnmorenen. Dette forhold er udiskutabelt fordi det er bunnmorenen som gir det beste grunnlag for jordbruk, fedrift og skogsdrift. Jordbruket er i vesentlig grad bundet til det sammenhengende morenedekket. Nå er det lite fast bosetning innen blad Espedalen, bare i den nordligste del av bladet, i Skåbu, og langs Espedalsvatnet er det gårdsdrift. Innen blad Svatsum er det mere jordbruk og fast bosetning i Vestre Gausdal. Her er det dalsidemorenen (bunnmorene) som er best egnet sett ut fra jordbonitetens synsvinkel, men jordene er bratte og tungdrevet som følge herav. I Gausdal er imidlertid også de postglasiale elveavsetninger, nemlig elveslettene, dyrket i ganske stor utstrekning.

Også seterdriften i området, som tidligere var meget utbredt, hadde morenedekket som grunnlag. Beitestrekningene omfattet også det usammenhengende morenedekke. I dag spiller seterbruket liten rolle, og mange setre er nå nedlagt. Det kan imidlertid ikke utelukkes at en fremtid med større befolkningsoverskudd, matknapphet i globalt omfang, og økonomiske kriser, kan gjøre seterbruket aktuelt igjen.

Skogsdriften innen begge kartblad er begrenset p.g.a. høyden over havet, og foregår bare i dalene. Mest skogsdrift foregår i Vestre Gausdal (blad Svatum). Det er morenejordartene som betinger denne næring, og også det usammenhengende morenedekke (bunnmorene i dalsidene) er her produktivt.

Breelvavsetningene står i en helt annen stilling som ressurser enn morenejordartene. Breelvavsetningene er å oppfatte som engangs-ressurser når de drives som byggeråstoff (til betong bl.a.). Det er lite av denne slags materiale som ligger aktuelt til for større drift. De største forekomstene ligger i Vinstraterrassene (blad Espedalen) sør for Slangen-Olstappen.

Tilleggsbemerkning vedrørende Alstadsæters (1983) litteraturreferanse til Mangerud (1963) og Ramsli (1947)

Jeg har gått igjennom på nytt Mangeruds arbeide av 1963 for å finne nøyaktig hvor han beskriver den isdemte sjø i Olstappenbassenget og at sjøen var oppdemt av løsmasser etter at isen var forsvunnet. Men jeg har ikke funnet noe som Alstadsæter har kunnet referere til. Derfor har jeg også gått igjennom på nytt Mangeruds arbeide av 1965, som kommer adskillig nærmere saken gjennom beskrivelsen av forholdene omkring utløpet av Olstappen og i Vinstradalen nedenfor. Men heller ikke der sier Mangerud direkte at det var løsmasser som demte opp sjøen før uttappingen. Mangerud refererer imidlertid Ramslis (1948) arbeide og et arbeide av Rekstad (1898), sistnevnte forfatters oppfatning var med sikkerhet at det var løsmasser av 100 m's tykkelse omkring utløpet av Olstappen, både morenemasser og sorterte grusmasser, og at Vinstra måtte grave seg igjennom disse masser før fjellterskelen ved utløpet (Kamfoss) ble nådd.

Jeg har ikke hatt anledning til å gå igjennom Ramslis hovedoppgave av 1948, men har gått igjennom hans arbeide av

1947, som Alstadsæter nevner i innledningen. Det står imidlertid intet om forholdene ved Olstappen i dette arbeide, så det må være en feil litteraturhenvisning. Det skal være til hovedoppgaven av 1948.

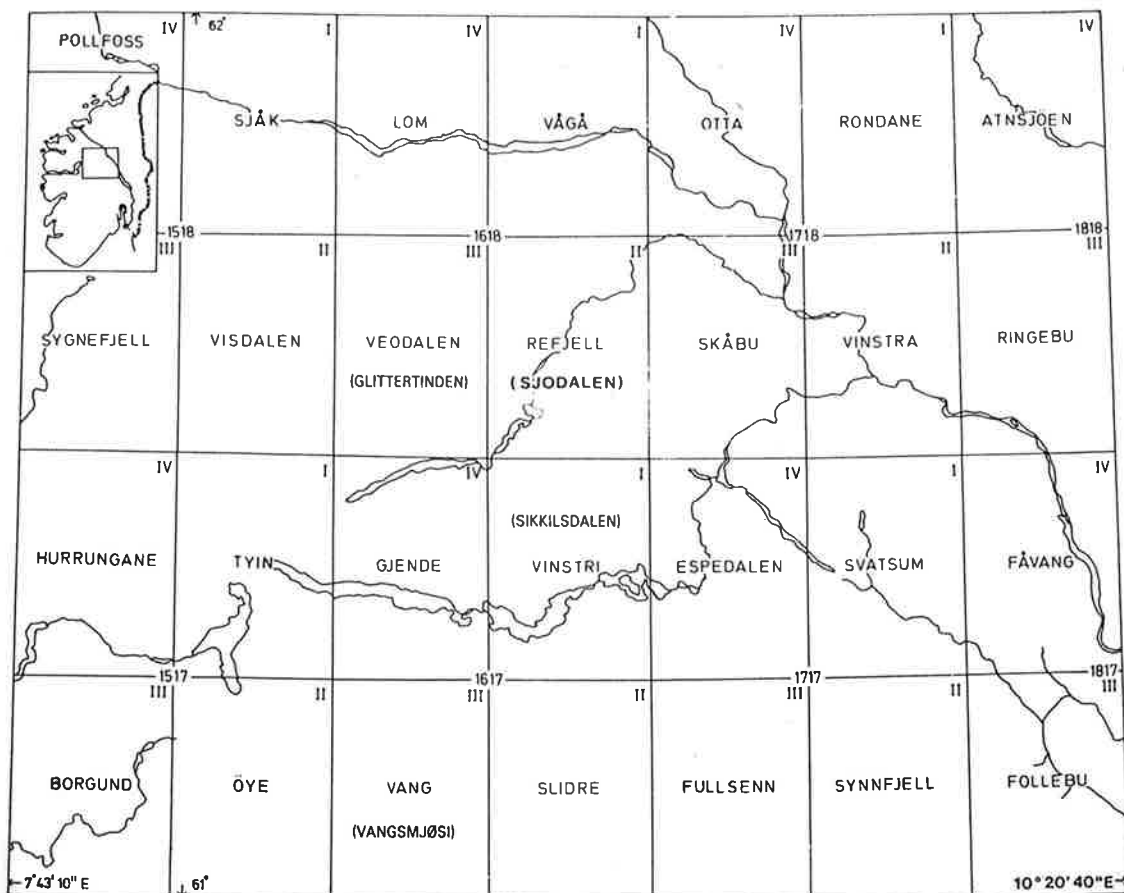
Det refererte arbeide av Bergersen (1971) har jeg ikke gått igjennom.

Oslo, mai 1984

Per Holmsen

LITTERATUR

- Alstadsæter, I., 1983: The deglaciation and vegetational history of a former ice-dammed lake area at Skåbu, Nord-Fron, Southern Norway. Nor.geol. unders. nr. 373.
- Bergersen, O.F., 1971: Kwartærgeologien i Sør-Gudbrandsdalsregionen. Rapport, Geologisk institutt, Universitetet i Bergen.
- Carlson, A.B., Raastad, H., Sollid, J.L., 1979: Innlandsisens avsmelting i sørøstlige Jotunheimen og tilgrensende områder. Norsk Geogr. Tidsskr. 33.
- Garnes, K., Bergersen, O.F., 1980: Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. Boreas 9.
- Holmsen, P., 1979: Grunnlag i kvartærgeologi. Nor.geol. unders. nr. 347.
- Holmsen, P., 1983: Jotunheimen. Beskrivelse til det kvartærgeologiske oversiktskart 1:250 000. Nor. geol.unders. nr. 374.
- Lundqvist, J., 1969: Problems of the so-called Rogen moraine. Sveriges Geol.Unders. Serie C. nr. 648.
- Mangerud, J., 1963: Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdalen. Nor.geol.unders. nr. 223.
- Mangerud, J., 1965: Dal fyllinger i noen sidedaler til Gudbrandsdalen, med bemerkninger om norske mammutfunn. Norsk Geol. Tidsskr. 45.
- Ramsli, G., 1948: Kwartærgeologiske undersøkelser i Skåbu og Espedalen. Hovedoppgave i fysisk geografi. Univ. i Oslo. Upublisert.
- Raastad, H.Chr., 1958: Smeltevannsdrenering over Vinsterflya. Hovedoppgave i fysisk geografi. Univ. i Oslo. Upublisert.



Nøkkelkart Jotunheimen, alle enkeltkart 1:50 000, serie M 711.



Fig. 1. Fronten av Krusgraven breelvdelta med dødisgrop. Avsatt under "Krusgravfasen" i dreneringshistorien. Blad Espedalen. Mot nordøst. I bakgrunnen Nordbukampen. UTM 255 017. 13/7-68. P. Holmsen fot.



Fig. 2.
Renspylt område ved Øv.
Rævsjøen under "krusgrav-
fasen". Mot sørvest. Blad
Espedalen. UTM 295 964.
P. Holmsen fot. 17/8-77.

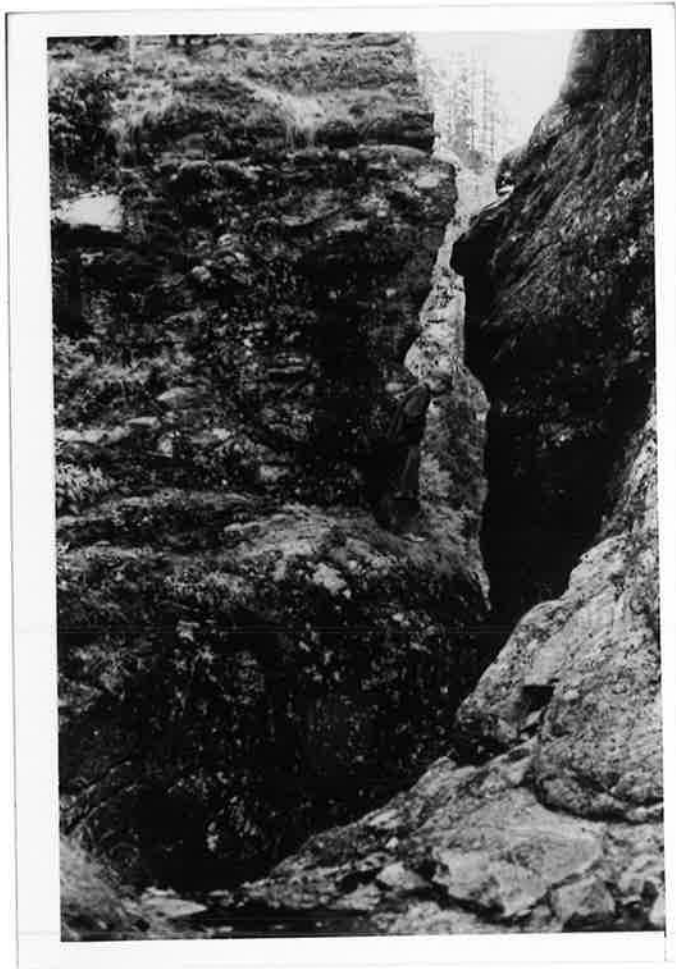
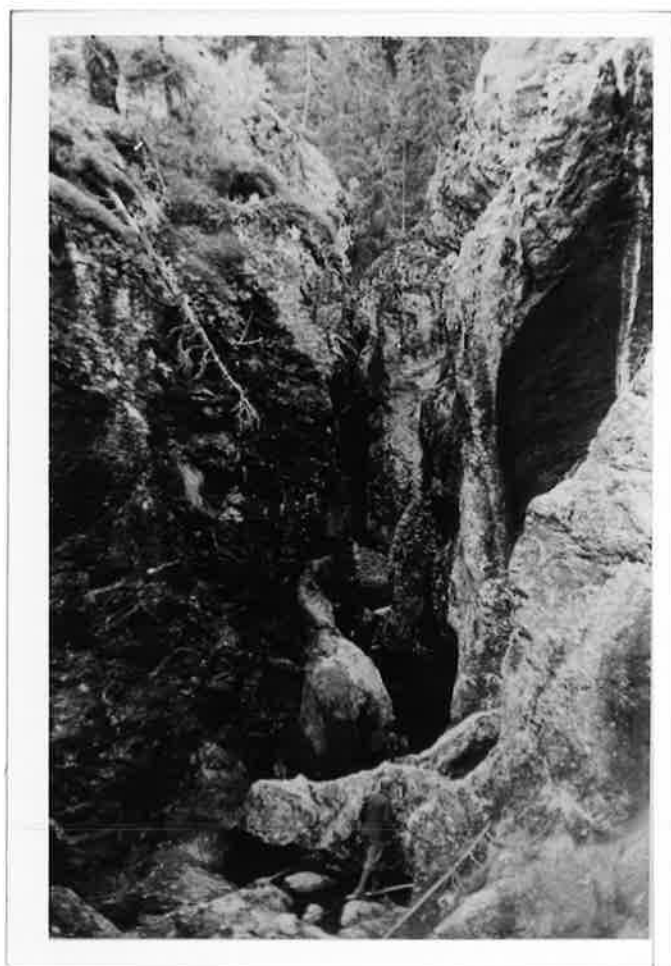


Fig. 3.
Helvete canyon sør for
vannskillet sør for
Espedalsvatnet, blad
Svatsum. UTM 362 035.
J.L. Sollid fot. 11/9-63.



Helvete canyon med store jettegryter.
Blad Svatsum. UTM 362 035. J.L. Sollid
fot. 11/9-63.