

Rapport nr. 14/97

# Kvartærgeologiske og geomorfologiske interesser innenfor planleggingsområdet for utvidelse av Rondane nasjonalpark

av Ivar Berthling

NB: Dette er et skannet og OCR-behandlet dokument.  
Teksten er derfor ikke korrekturlest og rettet.  
Det er bildet av teksten som er korrekt, ikke den kopierbare  
teksten.



# FYLKESMANNEN I HEDMARK

Miljøvernavdelingen

Fylkeshuset - 2300 Hamar

Telefon 62 54 40 00 - Telefaks 62 54 45 57 - Telex 21 623

## Rapport

<b>Tittel:</b> Kvartærgeologiske og geomorfologiske interesser innenfor planleggingsområdet for utvidelse av Rondane nasjonalpark	<b>Rapport nr.:</b> 14/97
	<b>Dato:</b> 18.11.97

<b>Forfatter(e):</b> Ivar Berthling	<b>Antall sider:</b> 42
<b>Prosjektansvarlig:</b> Hans Chr. Gjerlaug	<b>ISSN-nr:</b> ISSN 0802-7013
<b>Finansiering:</b>	<b>ISBN-nr:</b> ISBN 82-7555- 079-3

### Sammendrag:

Det er foretatt en vurdering av fagområdene kvartærgeologi og geomorfologi innenfor planleggingsområdet som ble fastsatt av fylkesmennene i Oppland og Hedmark i forbindelse med arbeidet med utvidelse av Rondane nasjonalpark. I første del av rapporten er det gitt en generell beskrivelse av hva som har skjedd i området gjennom ulike perioder av den geologiske historien, og hvordan berggrunn, landformer og løsmateriale er blitt dannet. Videre er avsmeltingsforløpet innenfor planleggingsområdet beskrevet mer detaljert. Beskrivelsen tar utgangspunkt i smeltevannsformene som ble dannet. Det gis en oversikt over hvilke formelementer som karakteriserer de ulike delene av planleggingsområdet. Dette danner bakgrunnen for en omtale av et utvalg av interessante lokaliteter. Lokalitetene er delt inn i 4 prioritetsgrupper etter deres verdi i naturvernsammenheng.

### 4 emneord:

Rondane, kvartærgeologi, geomorfologi, delområder

### Referanse:

Berthling, I. 1997. Kvartærgeologiske og geomorfologiske interesser innenfor planleggingsområdet for utvidelse av Rondane nasjonalpark. Fylkesmannen i Hedmark, Miljøvernavdelingen, rapport nr. 14/97. 42 sider.

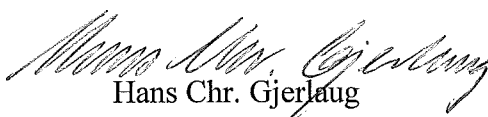
# Forord

På bakgrunn av St. meld. nr. 62 (1991-92) - Ny landsplan for nasjonalparker og andre større verneområder i Norge - ga Stortinget klarsignal for en utvidelse av Rondane og Dovrefjell nasjonalparker for å sikre flere naturtyper i fjellområdene. Samtidig ba Stortinget ved behandlingen av et privat lovforslag (Innst. S. nr. 123 (1992-93)) om et utvidet vern i Dovrefjellområdet. Det ble påpekt at det bør vurderes å la reinen som nøkkelart bli ledende for den geografiske avgrensningen av området, og at det tas hensyn til at eksisterende verneområder bindes sammen i størst mulig grad. Fylkesmennene i Møre og Romsdal, Sør-Trøndelag, Oppland og Hedmark har på bakgrunn av dette fastsatt planleggingsgrenser («arbeidsgrenser») for dette arbeidet i Rondane-Dovrefjellområdet.

Som en del av verneplanprosessen har fylkesmennene ønsket å skaffe til veie tilstrekkelig grunnlagsmateriale til å kunne utarbeide et verneforslag. Det ble derfor satt i gang et relativt omfattende registrerings- og sammenstillingsarbeid med tanke på å framskaffe informasjon om naturfaglige forhold og brukerinteresser innenfor planleggingsområdet.

Denne rapporten omfatter en vurdering av fagområdene geomorfologi og kvartærgeologi innenfor det fastsatte planleggingsområdet for utvidelse av Rondane nasjonalpark. Rapporten er utarbeidet av Ivar Berthling ved Universitetet i Oslo, Geografisk institutt med bistand fra professor Johan Ludvig Sollid (fagansvarlig) og førsteamanuensis Leif Sørbel. Vurderingene som framkommer i rapporten på bakgrunn av faktamaterialet står for forfatterens regning.

Hamar, november 1997

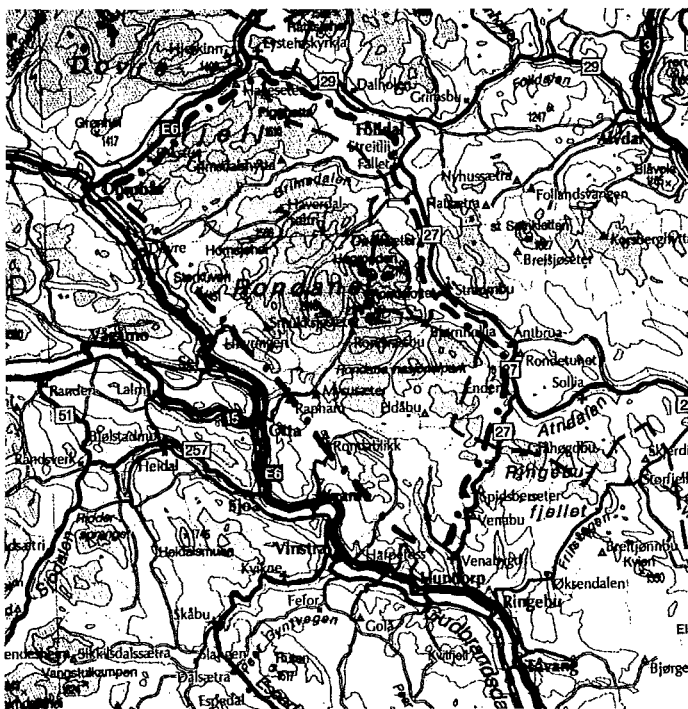
  
Hans Chr. Gjerlaug  
seksjonsleder

# INNHOLDSFORTEGNELSE

<b>1. BERGGRUNNEN INNENFOR PLANOMRÅDET .....</b>	<b>3</b>
1.1 OVERSIKT OVER DEN GEOLOGISKE HISTORIE.....	3
1.2 BESKRIVELSE AV BERGGRUNNEN.....	4
<b>2. DANNELSEN AV DE STORE LANDFORMENE .....</b>	<b>5</b>
2.1 LANDFORMER STYRT AV BERGGRUNNENS STRUKTUR .....	5
2.2 DET GAMLE LANDSKAPET .....	5
2.3 DET UNGE LANDSKAPET .....	6
2.4 DANNELSEN AV DE MINDRE LANDFORMENE .....	9
2.4.1 LØSE JORDARTER.....	9
2.4.2 GLASIALGEOMORFOLOGISKE FORMER .....	10
2.4.3 FROSTJORDSFORMER.....	14
<b>3. HOVEDTREKK VED SISTE ISTID.....</b>	<b>17</b>
<b>4. AVSMELTINGEN AV SISTE ISTID.....</b>	<b>19</b>
4.1 REGIONAL AVSMELTING.....	19
4.2 AVSMELTINGEN INNENFOR PLANOMRÅDET .....	21
<b>5. UTVALG OG PRIORITERING AV GEOMORFOLOGISK INTERESSANTE OMRÅDER.....</b>	<b>26</b>
<b>6. REFERANSER OG ANNEN RELEVANT LITTERATUR .....</b>	<b>41</b>

## INNLEDNING

Den foreliggende rapporten er utført ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo. Oppdragsgiver har vært Fylkesmannen i Hedmark, Miljøvernavdelingen. Arbeidet er gjort i forbindelse med planarbeid med sikte på utvidelse av Rondane og Dovrefjell nasjonalparker. Målsettingen med oppdraget har vært å gi en totalvurdering av kvartærgeologiske og geomorfologiske interesser innenfor det aktuelle området. Området som er undersøkt er begrenset av RV 27 over Venabygdsfjellet i sørøst, Atndalen i øst, RV 29 i nordøst, E6 over Fokstumyra i nord og Gudbrandsdalen i vest (Fig. 1). Dette vil i det følgende bli omtalt som planområdet.



Figur 1 Avgrensning av planområdet

Oslo 21. januar 1997

Ivar Berthling

Forfatterens adresse:

Geografisk institutt, Universitetet i Oslo

Pb. 1042, Blindern

0316 OSLO

Tlf. 22855835

Fax. 22857230

E-post: ivar.berthling@geografi.uio.no

Arbeidet har tatt utgangspunkt i diverse kart og rapporter laget ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo samt artikler fra internasjonale tidsskrifter, og sammenfatter eksisterende kunnskap om landformer og avsmeltingen av siste istid innenfor planområdet.

Professor Johan Ludvig Sollid har vært prosjektansvarlig. Teksten er forfattet av undertegnede. Professor Johan Ludvig Sollid og førstemanuensis Leif Sørbel ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo har gitt verdifulle bidrag til rapporten.

# 1. BERGGRUNNEN INNENFOR PLANOMRÅDET

I dette kapittelet blir det gitt en kort beskrivelse av berggrunnen innenfor planområdet. Først blir den geologiske utviklingshistorien for området omtalt. Deretter følger en nøyere omtale av de viktigste geologiske enhetene.

## 1.1 OVERSIKT OVER DEN GEOLOGISKE HISTORIE

Tabell 1 Den geologiske tidsskala

Tabell 1 gir en oversikt over den geologiske tidsskalaen og navnene på de ulike geologiske periodene. Omlag halvparten av berggrunnen i Norge er fra prekambrium (jordas urtid) og består for det meste av gneiser. Grunnfjellet er rester etter flere fjellkjeder som i løpet av prekambrium ble dannet og så brutt ned igjen. Ser en på jorden som helhet, består mange av landområdene av store grunnfjellsområder. Disse kalles gjerne grunnfjellsskjold. Norge ligger på den vestlige grensen av det grunnfjellsskjoldet som blir kalt det Baltiske skjold. Sent i prekambrium førte oppsprekking i landblokken til en begynnende dannelse av et havområde mellom det Baltiske og det Nordamerikanske skjoldet. I havet ble det avsatt tykke lag med sand og grus som etter hvert ble omdannet til bergarter. Spesielt sandsteinene fra denne perioden er utbredte. De kalles gjerne for sparagmitter, og er den viktigste bergartstypen innen planområdet omtrent fra Grimsdalen og sørover.

Periode	Tid før nåtid (millioner år)
Kvartær	0-2.5
Tertiær	2.5-66
Kritt	66-144
Jura	144-208
Trias	208-245
Perm	245-286
Karbon	286-360
Devon	360-408
Silur	408-438
Ordovicium	438-505
Kambrium	505-570
Prekambrium	570-? (Flere milliarder år)

Ved slutten av prekambrium var store deler av det Baltiske skjoldet tært ned til et flatt, lavt slettelandskap. Inngangen til kambrium kjennetegnes ved at havet begynte å trenge inn over dette slettelandskapet fra nord, fordi "Norge" og "Grønland" begynte å drive fra hverandre. Denne situasjonen vedvarte til midt i ordovicium, da havområdet langsomt begynte å lukke seg igjen. Gjennom hele kambrium, ordovicium og silur ble det i disse havområdene avsatt store mengder leire, sand og kalk som etterhvert er blitt omdannet til bergarter. Disse blir for enkelhets skyld gjerne kalt kambrosilur-bergarter. I forbindelse med havbunnsbredningen og -lukkingen var det også endel vulkanisme som gav vulkanske bergarter. Bergarter fra denne tidsepoken danner grunnlaget for berggrunnen vi finner fra Grimsdalen og videre mot Dovre.

I devon kolliderte "Norge" og "Grønland" og det ble dannet en langstrakt fjellkjede som kalles den kaledonske fjellkjeden. Under denne fjellkjededannelsen ble store flak av gammelt grunnfjell og yngre sedimentære bergarter (bl.a. sparagmittene) skjøvet opp over hverandre. Disse flakene betegnes som skyvedekker, og de utgjør det meste av fjellområdene i Norge.

Fjellkjededannelsen medførte også at eldre bergarter ble omdannet på forskjellig vis, fordi trykket og temperaturen øket. I forbindelse med fjellkjedefoldingen ble det også dannet noen vulkanske bergarter dypt nede i fjellkjeden.

Gjennom devon og karbon var "Norge" stort sett et landområde som lå nær ekvator. Landskapet ble raskt tært ned til omtrent havnivå, også den Kaledonske fjellkjeden. I perm begynte en oppsprekning av landområdene som medførte store forkastningsbevegelser i jordskorpa og ulike former for vulkanisme. Riftdannelsen stoppet imidlertid opp, og bergarter fra perm finnes på fastlandet kun i Oslofeltet. Dette strekker seg fra Mjøsområdet og sørover til Skien, stort sett i og på vestsiden av Oslofjorden.

Videre framover i jordas mellomalder (trias, jura og kritt) har vi stort sett hatt kontinentale forhold, og landskapet har vært lavt og flatt. I Norge finnes det bergarter fra denne epoken bare på Andøya. I disse periodene begynte Atlanterhavet å åpne seg. Dette fortsatte i tertiær og etterhvert ble også Norskehavet åpnet. Klimaet i første halvdel av tertiær var fortsatt tropisk. Et stykke ut i tertiær førte havbunnsbredningen til at Skandinavia hevet seg. Denne hevingen var størst i vest, og førte til den hovedformen på den Skandinaviske landblokk som vi fortsatt har i dag. I siste halvdel av tertiær ble klimaet noe kjøligere, og ved overgangen til kvartær skjedde en ny, markant klimaforverring. I løpet av kvartær vekslet klimaet syklisk, slik at vi fikk en rekke istider med varmere perioder (som i dag) imellom.

## 1.2 BESKRIVELSE AV BERGGRUNNEN

Bergartene innen planområdet kan deles inn i to hovedenheter (se f.eks. Sigmond et al. 1984). I sør er sparagmittene dominerende, og berggrunnen er der temmelig ensartet over store områder. Nord for omtrent Grimsdalen er berggrunnen sterkt vekslende. Her finnes bergarter som opprinnelig er fra prekambrium, kambrosilur og devon. Felles for disse er at de ble skjøvet på og omdannet i forbindelse med den Kaledonske fjellkjedefoldingen.

Sparagmittene i Rondane er dannet fra sedimenter hvor de enkelte kornene er et resultat av fysisk forvitring og erosjonsprosesser. Derfor er det mye korn som består av mineralet feltspat, et mineral som oftest blir helt omdannet ved kjemisk forvitring. Den vanligste sparagmitt-typen består av omtrent 20-30% feltspatkorn. Disse kan være noen få millimeter i tverrsnitt. For øvrig består bergarten av kvartskorn på samme størrelse og en grå grunnmasse av mikroskopiske kvartskorn. Overganger mot et kvartskonglomerat er ganske vanlig. I konglomeratet finnes kvartskorn av grus størrelse (diameter 0.5-1 cm) som er svært deformert. Konglomeratene opptrer gjerne som lag under 10 m i tykkelse. Det finnes også tynne lag dannet fra mer firnkornede sedimenter, både en hvit firnkornet sandstein og mørkere horisonter omdannet fra siltstein. Alle sparagmittene er skifrige, og spaltes vanligvis i flak som er 2-10 cm tykke. Det opptrer også mer massive varianter. Lagene heller stort sett mot nord med 5-30°. Sparagmittene er så godt som blottet for plantenæringsstoffer.

Bergartene i Rondane ligger ikke på det stedet de ble avsatt. I løpet av den kaledonske fjellkjedefoldingen ble sparagmittene skjøvet mot sørøst til deres beliggenhet i dag. Dette førte til at bergartene ble omdannet og deformert. Skifriheten i bergartene er forårsaket av denne omdanningen. Kløveplanene består av tynne lag av serisitt som er et finkornet glimmermineral omdannet fra feltspat. Noen få steder er lagene også foldet, slik en kan se det ved sørenden av Rondevatn.

Berggrunnen nord for Grimsdalen består bl.a. av fyllitter, grønnstein, kalksilikatskifer og gabbro. De fleste av disse er opprinnelig kambrosilurbergarter som har blitt omdannet under den kaledonske fjellkjedefoldingen. Gabbro er en vulkansk bergart som ble dannet i forbindelse med fjellkjedefoldingen ved at magma størknet i dypet. De ulike bergartene ligger som sørøst-sørvestgående bånd, med en rekke tverrgående forkastninger som forskyver disse båndene noe i forhold til hverandre. Felles for alle disse bergartene er at de jevnt over gir svært mye mer næringsrik jord enn sparagmittene, og dermed grunnlag for et mer variert planteliv. I grønnsteinen finnes malmforekomster, og virksomheten til Follidal verk både ulike steder i Follidal og på Hjerkinna var lokalisert til grønnsteinsområder. Her ble det brutt kobber, sinkblende og svovelkis.

## **2. DANNELSEN AV DE STORE LANDFORMENE**

Dette kapittelet omhandler dannelsen av de store landformene i området rundt Rondane. Med "store landformer" menes formen på fjellene, dalene og andre overordnede trekk ved landskapet.

### ***Indre og ytre krefter***

En skiller gjerne mellom indre og ytre krefter når en behandler landformdannende prosesser. Indre krefter betegner det som bygger landskapet opp; det kan være vulkanisme, fjellkjedefoldninger pga kollisjoner mellom jordskorpeplater, landhevninger osv. Samtidig arbeider hele tiden de ytre kreftene med å slite landskapet ned. De ytre kreftene vil bestemme den videre utformingen av landskapet, i samspill med egenskapene til bergartene på stedet.

### **2.1 LANDFORMER STYRT AV BERGGRUNNENS STRUKTUR**

Mange trekk ved landformene vil være styrt av berggrunnens struktur. Det kan f.eks. være svakhetssoner i berggrunnen som gjør at de ytre kreftene har hatt lettere for å arbeide her. Rondvassdalen og Illmanndalen er eksempler på slike landskapstrekk. Disse dalene følger geologiske forkastningslinjer, dvs et område hvor berggrunnen har blitt forskjøvet pga jordskjelvsaktivitet. Det kan også være store forskjeller i bergartenes motstandsdyktighet mot de ytre krefter. I områder hvor berggrunnen er foldet, slik at ulike geologiske lag ligger ved siden av hverandre i terrenget, kan dette gi markante trekk i landskapet. Et slikt eksempel er Bergemillomdalen, sørøst for Furusjøen, der dalen er anlagt langs en svakere bergart enn de en finner i fjellryggene på hver side.

Berggrunnens struktur vil komme fram nærmest uavhengig av hvilke ytre krefter som virker. I det følgende skal vi derimot se på hvordan ulike ytre krefter gjennom den siste del av den geologiske historien har satt sine forskjellige særpreg på hovedtrekkene i det norske landskapet.

### **2.2 DET GAMLE LANDSKAPET**

Ved en beskrivelse og forklaring av de store landformene i Norge er det vanlig å ta utgangspunkt i den tertiære landheving, og deretter se hvordan vekslings mellom ulike former for ytre krefter har skapt det landskapet vi ser rundt oss i dag. Den tertiære landhevingen gav Skandinavia et hovedrelieff med de høyeste områdene i vest og en rolig skrånende flate østover. Klimaet på denne tiden var tropisk eller subtropisk, og det førte til



at de ytre krefter som virket tilsvarer de som dominerer i slike områder i dag. De viktigste prosessene var kjemisk forvitring når klimaet var varmt og fuktig, og rennende vanns virksomhet når klimaet var tørt.

### ***Prosesser i tropiske og subtropiske klimater***

Kjemisk forvitring vil si at den faste berggrunn blir nedbrutt til løsmassedekker, som kan nå store mektigheter. En del av berggrunnen blir også løst helt opp til ioner som forsvinner bort med rennende vann. Rennende vann er viktig i tørre ørkenstrøk fordi disse områdene mangler et beskyttende vegetasjonsdekke. Få men kraftige regnskyll kan derfor gi erosjon over hele landoverflaten, ikke bare langs elveløpene.

Kombinasjonen av disse prosessene førte til at den skandinaviske landoverflaten fikk landformer som tilsvarer de en finner i tropiske områder i dag; en rolig overflate med enkelte brattere restfjell der bergartene er spesielt motstandsdyktige. Denne overflaten kalles det paleiske (=gamle) landskapet, og kjennes igjen over ganske store deler av Norge. Rondane og området omkring er dominert av slike landformer. Selve Rondane må ses på som restfjell, mens den jevne overflaten er spesielt godt utviklet sørover Ringebufjellet og Øyerfjellet. Det paleiske landskapet må ikke oppfattes som et utpreget flatt landskap. Men de fjell og høyder som fantes hadde jevne, rolige skråninger og overganger mot bassengene imellom.

Dannelsen av det paleiske landskapet kan ha startet langt tilbake i jordas mellomtid (trias-jura-kritt). Men de klimatiske forholdene som bidro til dette landskapet varte helt fram mot siste del av tertiær, da forholdene ble kjøligere og fuktigere. Det paleiske landskapet har derfor en lang utviklingshistorie bak seg, og dette forklarer kanskje hvordan dette gamle landskapet stort sett er dominerende i forhold til de yngre landformene.

## **2.3 DET UNGE LANDSKAPET**

De endrede klimatiske forholdene mot slutten av tertiær førte til at elvenes virksomhet ble dominerende. De ble dannet trange *v-formede elvedaler* der dalbunnen ikke var stort bredere enn elven selv. Disse elvedalene skjærer seg tydelig ned i den paleiske overflaten, og hører derfor med til det unge landskapet (Fig. 2). En må regne med at disse elvedalene hadde størst betydning på Vestlandet der terrenget var bratt, men der har breenes virksomhet senere slettet de fleste sporene etter dem. I andre deler av landet, bl.a. innenfor planområdet, er de et tydelig element i landskapet også i dag.

Ved inngangen til kvartær ble klimaet, og dermed også de nedtærende prosesser, endret drastisk. Kvartærtiden kjennetegnes ved en rekke ganske sykliske klimasvingninger, der en langvarig istid har blitt avløst av en kortere periode med mer tempererte forhold. En regner med at det har vært minst 20 istider, som hver har vart i ca 100000 år. Også innenfor

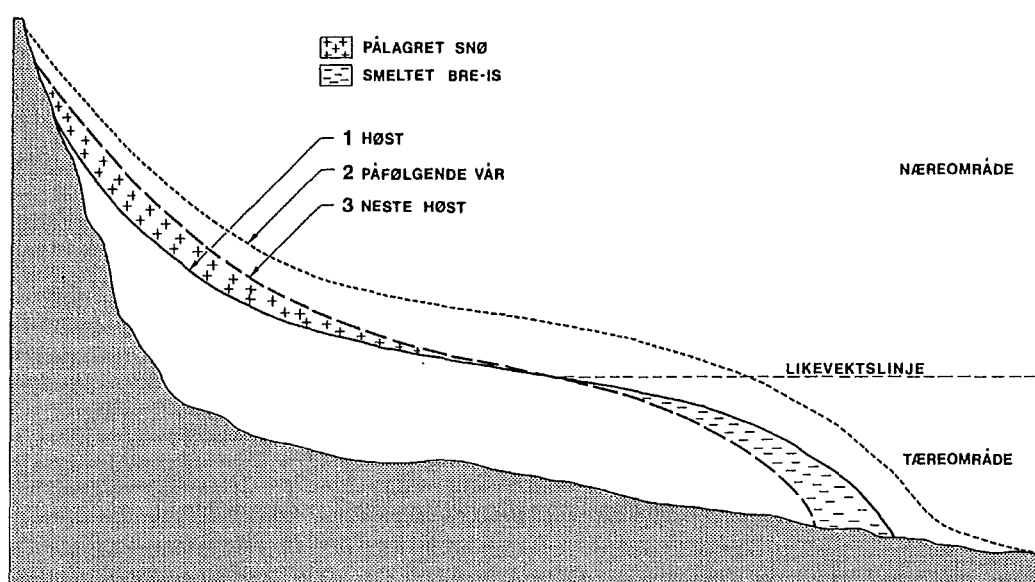


*Figur 2 Eksempel på ung elvedal: Tverrelva, Grimsdalen. Bildet er hentet fra Gjessing, 1980*

istidene har klimaet variert. Prosesser knyttet til breer har i denne perioden dominert videreutviklingen av landskapet.

### Breer

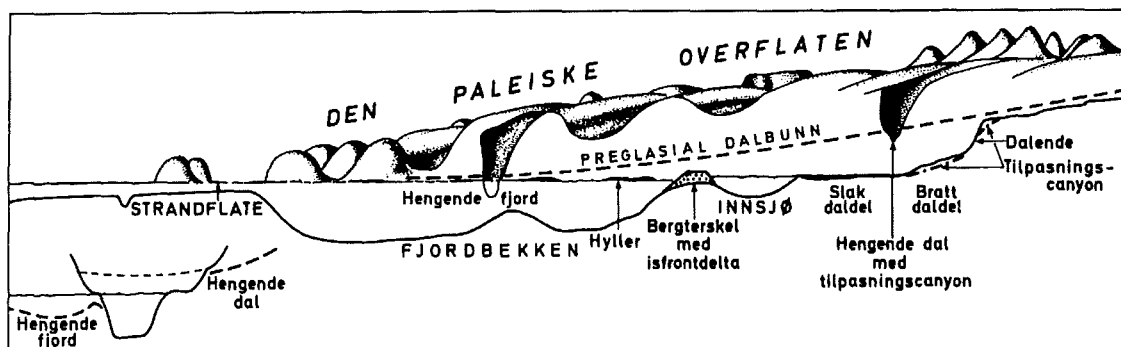
En bre dannes der det over lang tid faller mer nedbør i form av snø enn det som smelter i løpet av sommeren. Snøen blir over tid omdannet til is. I all hovedsak er det derfor vinterne nedbøren og sommertemperaturen som styrer det en kaller breenes massebalanse, dvs forholdet mellom næring og tæring på breene. En deler inn breen i et akkumulasjonsområde og et ablasjonsområde (Fig. 3). I akkumulasjonsområdet faller det mer snø enn det som smelter om sommeren. Dette gir et masseoverskudd som fraktes nedover til ablasjonsområdet ved breens bevegelse. I ablasjonsområdet smelter både snøen som faller på denne delen av breen og masseoverskuddet i form av is, fra akkumulasjonsområdet. Grensen mellom akkumulasjonsområdet og ablasjonsområdet kalles likevektslinje. Denne vil hele tiden flytte seg litt, ettersom vinterne nedbør og sommertemperatur varierer fra år til år.



Figur 3 Lengdesnitt gjennom en dalbre, der breoverflata er vist i tre faser (1-3) gjennom et år. Etter Sollid & Kristiansen 1983

Breenes evne til å tære ned landskapet er styrt av brebevegelsen. Breens bevegelse har to komponenter. I alle breer vil en del av bevegelsen skje ved indre deformasjon, fordi isen ved stort trykk oppfører seg som en plastisk masse. Ved de fleste breer vil det også skje en glidebevegelse langs bresålen. Dette avhenger av temperaturforholdene i breen. Dersom breen har en temperatur på smeltepunktet ved bresålen, vil det være vann tilstede her som letter glidebevegelsen. Stein og grus som er fastfrosset i isen vil da slippe på berggrunnen under. Isen kan også plukke, dvs at stein som er løssprengt fra berggrunnen fryser fast i isen. Enkelte breer har imidlertid en temperatur lavere enn trykksmeltepunktet ved sålen, og er derfor fastfrosset til underlaget. Slike breer betegnes som kalde breer, og de vil ikke erodere underlaget. En bre kan både ha "varme" og "kalde" områder. Generelt vil breene bevege seg raskere der de er tykke og/eller bratte, og en økning av en av disse faktorene vil gi raske utslag på brebevegelsen. Breens erosjonsevne avhenger derfor av temperaturforholdene og breens glidehastighet.

Under en istid vil innlandsisen for en stor del bevege seg uavhengig av terrenget under. Det er overflathellingen på isen som bestemmer bevegelsesretningen, og denne er da ofte lik over store områder. Breen graver mest der den er tykkest, og forsterker derfor det relieffet som fantes før istiden. Dette får en selvforsterkende virkning. Samtidig vil breen bevege seg raskere i bratte områder. Dette forklarer at breerosjonen har vært så stor på Vestlandet, hvor bratte og sikkert forholdsvis dype tertiære elvedaler lå klare til å kanalisere store ismengder ut mot kysten. Men selv på Vestlandet er store deler av fjellområdene mellom fjordene forholdsvis upåvirket av innlandsisens virksomhet. Slik er innlandsisen ganske selektiv i måten den arbeider med underlaget på. I områder der brebevegelsen var lav eller isen var fastfrosset til underlaget, ble landskapet i større eller mindre grad bevart. I andre områder igjen, der relieffet før istidene ikke var så stort eller isbevegelsen i liten grad ble kanalisert i en smal sone, arbeidet breen mer jevnt over hele flaten. De mest iøyenfallende store landformene dannet av innlandsisen er *u-daler*. Fjordene er u-daler som er erodert så langt ned at havet har kunnet trenge inn. Til disse formene kan det knytte seg endel karakteristiske trekk som daltrinn, terskler, hengende sidedaler og dalender (Fig. 4). En annen viktig landform er dannet ved at innlandsisen har gravd ut *traug-formede bassenger* i berggrunnen. I slike bassenger finnes de fleste innsjøene i Norge.



Figur 4 Skjematiske lengdeprofiler som viser glasielle former langs en fjord og fjorddal. Hentet fra Gjessing 1980

Det tar lang tid å bygge opp en innlandsis. I lange perioder mens en innlandsis ble bygd opp og i deler av mellomistidene kan vi derfor ha hatt forhold som i dag, med breer som dekker større eller mindre deler av landskapet. Disse isolerte breene danner det vi kaller et *alpint landskap*. Dette landskapet er karakterisert ved spisse tinder, skarpe egger og dype botner.

Dannelsen av det alpine landskapet starter med at små breer skjærer seg inn bakover i et fjellparti og danner en botn. Flere botnbreer som skjærer seg inn i samme fjellparti vil etter hvert danne egger og tinder der botnene møtes. Slik kan det alpine landskapet være mer eller mindre utviklet. Langt vest i Norge er det paleiske landskapet mange steder helt omdannet til alpine former. I Rondane er det fortsatt mulig å forestille seg hvordan landskapet så ut før botnbreene begynte å omforme det. Her blir kontrasten mellom det gamle og det unge landskapet svært tydelig. Botnbreene har nærmest skåret ut kakestykker av det gamle jevne landskapet og skapt skarpe, forrevne landformer. I enkelte situasjoner kan flere botnbreer ha flytt sammen og dannet dalbreer som har skåret ned mindre u-daler på samme måte som innlandsisen.

I mellomistidene virket elvene i landskapet, spesielt der terrenget var bratt. Dette er tydelig i overgangen mellom et fjellområde og de dype breeroderte dalene, der høydeforskjellene økte i løpet av kvartær tid. Fra Rondane faller det flere elver bratt ned i dype elvedaler

vestover mot Gudbrandsdalen. Et godt eksempel er Uladalen. En kan også finne eksempler på dette nord og øst for Rondane, men ikke like markert. Dette skyldes at Folldalen og Atnadalen er langt mindre nedskåret enn Gudbrandsdalen.

## 2.4 DANNELSEN AV DE MINDRE LANDFORMENE

Når en går ute i naturen vil en gjerne ta de store landformene for gitt, og en legger kanskje mer merke til mindre, spesielle landformer. Mange slike små landformer kan skille seg ut fra det vi er vant med. Det kan være spesielle grusrygger, et gjel der det ikke renner vann i dag, geometriske mønstre på jordoverflata osv. Andre mindre landformer, f.eks. en ur, er så vanlige at vi knapt legger merke til dem. Disse små landformene vil være knyttet til en bestemt prosess i naturmiljøet, enten som virker i dag eller som virket en gang i fortiden.

To ulike grupper av mindre landformer har spesiell interesse og er svært godt utviklet i områdene omkring Rondane. Den ene gruppen er former dannet i forbindelse med istidens avsmeltingsfaser. Disse formelementene kan vi kalle glisialgeomorfologiske formtyper. Slike former kan, dersom de tolkes rett, brukes til å rekonstruere hvordan innlandsisen smeltet tilbake. Den andre gruppen former er knyttet til det kalde klimaet i høye fjellområder, der frosten er en viktig eller dominerende landformdannende prosess. Slike former blir gjerne kalt frostjordsformer, eller periglasiale former. Disse formelementene forteller mye om klimaet i området i dag og om hvordan dette har utviklet seg over tid.

Med hensyn til landskapsvern er begge disse gruppene av landformer spesielt interessante. De er vanligvis ganske små, slik at de lett kan ødelegges ved inngrep i et område. Spesielt enkelte glisialgeologiske former er utsatte, da de kan være bygget opp av økonomisk verdifulle sand- og grusforekomster. Samtidig er formene oftest fossile, og som sådan uerstattelige. De står videre sentralt for forskning og undervisning omkring forløpet og virkningen av istidene, som igjen har stor betydning for forståelsen av naturlige klimasvingninger.

På samme måte som landformene har også det løsmaterialet som dekker berggrunnen interesse i denne sammenheng. Også dannelsen av ulike typer løsmateriale er knyttet til bestemte prosesser, og vil derfor kunne fortelle mye om forholdene og prosessene som har virket på det stedet de finnes. Vanligvis vil imidlertid løsmaterialedekket som sådan være lite interessant i en vernesammenheng. Type løsmateriale spiller imidlertid en stor rolle for forståelsen av de ulike formene, og vil derfor bli omtalt først.

### 2.4.1 LØSE JORDARTER

Her omtales bare de jordarter som er av betydning innenfor planområdet.

**Morenemateriale** er løsmateriale skapt av breens erosjon. Denne jordarten er karakterisert ved at den er usortert. Det vil si at vi finner alle kornstørrelser, fra leirpartikler til grus og stein. Videre er steinene gjerne kantrundet, dvs at skarpe kanter er slipt bort.

**Glasifluvialt og fluvialt materiale** er jordarter som har gjennomgått transport i vann. Denne transporten har virket til å sortere materialet, ved at det groveste materialet blir avsatt først etter som vannhastigheten synker. Transporten medfører også at steinene blir mer eller mindre godt rundet. Forskjellen mellom glasifluvialt og fluvialt materiale er at

glasifluviale jordarter gjerne er mindre sorterte og mindre godt rundet enn det fluviale. Det skyldes mer vekslende vannføring og kortere transport i breelvene.

**Bresjøavsetninger** er en jordart som er avsatt i en bredemt sjø. Slike avsetninger kalles gjerne for kvabb, og består av godt sortert, finkornet materiale (silt).

**Forvittringsmateriale** er en jordart som dannes ved kjemisk eller fysisk forvitring (nedbrytning) av berggrunnen på stedet. Globalt finnes mange ulike typer av denne jordarten. I Norge er det bare såkalt *blokkmark* som er av betydning. Blokkmarka finnes i toppområder og skyldes først og fremst frostforvitring. Blokkmarkas alder er av spesiell interesse innen forskningen. Den opptrer i så stor mektighet og over så store områder at det er utelukket at den kan være dannet bare etter siste istid. Det har derfor vært framsatt teorier om at enkelte fjellområder har stått opp over innlandsisen som nunatakker. I kystområdene kan dette ha vært tilfelle. I innlandet derimot finnes blokkmarka så lavt over havet at forklaringen må være en annen. En slik forklaring kan være at blokkmarka er bevart under et isdekke som har vært frosset fast til underlaget (kald is).

**Torv** er en organisk jordart, dvs den er bygget opp av mer eller mindre nedbrutt organisk materiale. Denne jordarten finnes naturlig nok i myrområder, vanligvis som et dekke over andre typer jordarter.

## 2.4.2 GLASIALGEOMORFOLOGISKE FORMER

Her følger en beskrivelse av de ulike glasialgeomorfologiske formene, og en forklaring på hvordan de er dannet. En skiller ofte mellom former dannet av breen selv (glasiale former) og av former dannet av smeltevann fra breen (glasifluviale former). Det er videre vanlig å skille mellom erosjonsformer og akkumulasjonsformer. Erosjonsformene er skåret ned i løsmateriale eller fast fjell, mens akkumulasjonsformene er løsmateriale bygget opp til en bestemt form.

### *Glasiale erosjonsformer*

Til de glasiale erosjonsformer hører de storgeomorforlogiske formene som har blitt nevnt tidligere, som fjorder, u-daler, alpint landskap osv. Glasial erosjon kan også skape mindre landformer som *rundsva* og *skuringsstriper*. Rundsva er ikke vanlige i fjellområdene, bortsett fra foran dagens breer, og vil ikke omtales videre. Skuringsstriper er grunne striper i fast fjell dannet ved at steiner frosset fast til bresålen er blitt dratt langs fjelloverflaten. Skuringsstriper er vanlige foran dagens breer, men er langt mer sjeldne ellers. På en fjelloverflate som er utsatt for vær og vind vil de oftest forvitte bort ganske raskt. På steder der de har ligget beskyttet under et løsmaterialedekke kan de imidlertid observeres. De forteller om isbevegelsesretningen på tidspunktet de ble dannet. På enkelte lokaliteter finnes kryssende skuringsstriper. Disse forteller om hvordan isbevegelsen har endret retning over tid, og den relative alderen til de ulike retningene. En klassisk lokalitet ligger ved Hjerkinns stasjon der en tydelig ser spor etter to isbevegelsesretninger.

### *Glasiale akkumulasjonsformer (morener)*

Ettersom breen beveger seg over underlaget og sliper eller plukker på dette dannes det morenemateriale langs bunnen. Dette materialet kan på forskjellige måter bli fraktet fram til fronten av breen eller avsettes under breen. Dette gir opphav til ulike moreneformer.

### *Israndavsetninger (endemorener)*

Dersom breen har en stabil frontposisjon over tid vil mye morenemateriale fraktes fram til fronten og avsettes der. Fordi breen alltid smelter litt tilbake om sommeren og rykker litt fram igjen om vinteren, vil dette materialet etter hvert danne en morenerygg. En slik rygg kan finnes både foran og på siden av breen, men alltid under likevektslinja. I enkelte situasjoner kan disse morenene ha en kjerne av is. Slike *iskjernemorener* finnes bare i permafrostområder. Dersom klimaet endrer seg vil iskjernen kunne smelte ut. Dette gir opphav til et uryddig moreneterreng som imidlertid ofte lett kan kjennes igjen som opprinnelige iskjernemorener. Andre steder kan brefronten stå ut i vann. Da kan en spesiell type morene som kalles *De Geer-morener* dannes. De Geer-morener dannes ved at breen rykker fram om vinteren. Morenematerialet som breen tar med seg blir skjøvet opp i en rygg som er slak i retning mot breen (proksimalt) og brattere fra breen (distalt). Om sommeren kalver breen tilbake i vannet, og i en avsmeltingssituasjon vil framrykket neste vinter ikke nå like langt fram som morenen dannet året før. Slik blir en serie med morener avsatt etter hverandre og De Geer-morener har derfor treffende blitt betegnet som vaskebrettmorener.

Israndavsetningene viser en del av omrisset til breen på et bestemt tidspunkt, og er derfor spesielt nyttige når en skal forsøke å rekonstruere breens avsmelting, enten det gjelder en lokal bre eller innlandsisen. Det finnes eksempler på morener avsatt av lokale breer foran flere av botnene i Rondanemassivet. Men de fleste israndavsetningene innenfor planområdet stammer fra avsmeltingen av innlandsisene over Skandinavia. De beste eksemplene finnes ved Veslehjerkinntjønnin (UTM 3191), nær turiststien mellom Grimsdalshytta og Hjerkin, hvor både israndavsetninger og De Geer-morener er spesielt godt utviklet.

### *Moreneformer avsatt under breen*

*Rogenmorener* er uregelmessige, svakt buede rygger, med lengdeutstrekning på tvers av isbevegelsesretningen. De kan bli mer enn en kilometer lange og høyden er gjerne ca 20 meter. Rogenmorenene opptrer alltid i svermer og ligger alltid i forsenkninger i terrenget. De har en klart avgrenset regional fordeling, i det de kun finnes i nærheten av det som var isskillet mot slutten av siste istid. Da formene ikke er observert i forbindelse med dagens breer, er det svært vanskelig å tolke hvordan de er dannet. Det regionale utbredelsesmønsteret kan imidlertid tyde på at dannelsen har sammenheng med temperaturforholdene i isen.

Rogenmorener er ikke karakteristisk for planområdet, men det finnes eksempler på formtypen nord for Elgvasshøi (UTM 4876 og 4677) og øst for Mjørakkaugan (UTM 4756).

*Drumliner* er rygger med en utpreget strømlinjeform, dannet på langs av isbevegelsesretningen. De kan ha svært variabel størrelse, med høyde fra noen få meter og opp mot 30-40 meter. Typisk er de butte i retning mot og langstrakte i retning med isbevegelsen. Det finnes mange teorier for hvordan de er dannet, og ulike teorier kan stemme for forskjellige områder. Det er f.eks. vist at drumliner både kan være akkumulasjonsformer og erosjonsformer.

På Fokstumyra finnes flotte eksempler på drumliner, men de er ikke påvist videre sørover mot Rondane.

*Flutings (parallele stripninger i overflata)* er et mønster av langstrakte rygger og furer i overflata, dannet av breens bevegelse. Mange ganger kan en se klare overgangsformer mellom flutings og drumliner. Ryggene kan være fra noen få cm til få meter i høyde. Mønsteret er vanligvis vanskelig å få øye på fra bakken, men er svært markert på flybilleder. Flutings er vanlig foran dagens breer. De har stor betydning for å tolke breens bevegelsesretning i et område.

Flutings er vanlig innenfor planområdet, spesielt i områdene nord for Rondane. De kan opptre i sammenheng med både drumliner og rogenmorener. Det siste er det et eksempel på øst for Mjølrakkhaugan (UTM 4756)

## *Former dannet av breens smeltevann*

### ***Breers hydrologi***

Smeltingen på breene danner store mengder vann. Dette vannet kan enten renne av på overflaten eller finne vei ned under breen. Ved tempererte breer vil vanligvis mesteparten av smeltevannet renne ned i breen, via sprekke på overflaten og til slutt nå bresålen hvor det kan samles i større kanaler. Dette subglasiale vannet vil renne i den retningen breoverflaten heller, fordi det står under trykk. Vannet kan derfor bli presset oppover bakke, hvis topografien under breen er slik. Det subglasiale vannet frakter store mengder sand og grus som breerosjonen har produsert.

Ved breer som er kalde vil det ofte være færre sprekker, og vannet vil også fryse dersom det kommer ned i isen. På slike breer renner oftest smeltevannet av på overflaten. Breene har gjerne en konveks overflate i ablasjonsområdet, og smeltevann kan i slike tilfeller renne langs kanten av breen.

Breelvene under isavsmeltingstiden fraktet store mengder grus og sand. Dette skyldtes at under isavsmeltingen var det god tilgang på nydannet løsmateriale, både under og på sidene av breen. Ved stor vannføring ble materiale erodert og fraktet bort. I situasjoner da vannføringen sank ble materiale avsatt. Både erosjonen og avsetningen av materiale har skapt karakteristiske landformer.

***Spylerenner*** er elveløp som breelver har erodert ned i løsmateriale eller fast fjell. De kan enten være dannet ved drenering langs kanten av breen (laterale spylerenner) eller foran breen, i enkelte tilfeller også ved at smeltevannskanaler oppe på breen har skåret seg ned gjennom breen i frontnære områder. De mest karakteristiske spylerennene er dannet ved drenering mellom kanten av breen og dalsiden. De blir gjerne dannet i serier under hverandre. Slike spylerenner kan bli flere kilometer lange. Disse laterale spylerennene viser breens helning. Forekomsten av lange slike spylerenner viser dessuten at breen var kald under dannelsesstidspunktet.

Spylerennene kan ha ulik bredde og form. Enkelte er énsidige, dvs at breen har utgjort den ene siden av elveløpet.

Spylerenner er svært karakteristisk for de lavere delene av Rondanemassivet og områdene nordover mot Dovre. Gode eksempler finnes nord og øst for Høvringen, sør for Gråhøi (UTM 2886) og ved Store Mylding (UTM 5366) i skråningen ned mot Atnsjøen.

**Spylefelt** er områder hvor smeltevannet har vasket bergoverflaten mer eller mindre rent for løsmateriale over et stort areal, og hvor det ikke er bestemte breelvløp.

**Gjel** (canyon) er kraftige nedskjæringer i fast fjell, som for såvidt også kan dannes av dagens elver. I likhet med spylereenner finnes imidlertid gjel med en terrengbeliggenhet som helt klart viser at en vanlig elv aldri kunne rent der.

**Jettegryter** er små former som er vanlige å finne i elveløp. De kan dannes av dagens elver, men kan også være dannet under isavsmeltingstiden av en breelv. Slike jettegryter er gjerne større enn de en finner i elveløp.

**Eskere** er langstrakte sand og grusrygger avsatt i smeltevannskanaler i eller under breen. I enkelte tilfeller kan de være dannet av breelvløp på overflaten av breen nær fronten, når elveløpet over tid har smeltet seg ned mot bresålen. De er bygget opp av glasifluvialt materiale, og sorteringsgraden og kornstørrelsen i materialet kan variere mye over korte avstander. Eskere er spesielt vanlige der trykket i breen har presset breelvene under isen oppover bakke.

I Rondaneområdet finnes eskere bare i de lavere dalene. Mot Folldalen, og spesielt mellom Atnsjøen og Folldal er de imidlertid svært vanlige. Her er de mange steder et helt dominerende trekk i landskapet.

**Terrasser** er store akkumulasjoner av løsmateriale, karakterisert med en svært jevn og flat overflate og en markert terrassekant ytterst. Terrassene er oftest dannet der smeltevannselvene løp ut i større eller mindre sjøer. Vannhastigheten avtok da brått, slik at materialet som breelvene fraktet med seg raskt ble avsatt. I en slik situasjon bygges det opp et *delta* som får en høyde omtrent lik vannflata i sjøen.

Flotte eksempler på terrasser finnes i Dørålen, Haverdalen og Grimsdalen og videre i retning Folldalen.

**Dødisgroper** eller **grytehull** er spor etter utsmeltede isrester som har blitt begravd i slike terrasser. Dette er vanlig der terrassene ble dannet i nær kontakt med isen. Etter hvert som disse isrestene smeltet ut, har løsmaterialet over falt sammen og tilslutt dannet groper som kan bli flere titalls meter dype.

Det flotteste eksempelet på et slik landskap i Rondaneområdet, er Skranglehaugan ved Dørålseter. Her ble terrassen avsatt oppe på isrester i dalen. Dette førte til at svært store mengder is ble begravd, og da denne isen smeltet ble resultatet et svært uryddig landskap som overrasker og fascinerer.

### ***Strandlinjer (seter) dannet i bredemte sjøer***

Det er stor formdannende aktivitet langs bredden av en innsjø. Bølgevirkosomhet, isdannelse på vinteren og isdrift om våren er prosesser som bidrar til dannelsen av en strandlinje. En strandlinje er en plattform omtrent i nivå med vannflata. Dette kan observeres ved mange av dagens innsjøer. Strandlinjer ble også dannet i bresjøene som var demmet opp av innlandsisen under avsmeltingsfasen. Disse er ofte svært godt utviklet, sannsynligvis fordi det var mye løsmateriale og lite vegetasjon tilstede. Kalde fallvinder fra breen kan også ha gjort bølgevirkosomheten stor. Høyden på strandlinjene korresponderer nøye med utløpet av innsjøen de ble dannet i. Strandlinjene er spesielt nede i dalene et markert trekk i landskapet.



De kan være mange kilometer lange og lokalt flere titalls meter brede. Slike strandlinjer kalles for seter (“en såttå”) både i Gudbrandsdalen og Østerdalen. De har mange steder spilt en betydelig rolle som ferdselsveier i tidligere tider.

De beste eksemplene på seter finnes nede i Gudbrandsdalen og Østerdalen, der store sjøer var demt opp av isen sent i isavsmeltingsfasen. Men også opp i fjellområdene kan setene være tallrike og godt synlige i landskapet. Eksempler finnes sør for Randen (UTM 3758) og sørvest for Fremre Illmannhøi (UTM 4157) i dalsidene på hver side av Ula, ved Veslehjerkinntjørnin (UTM 3191) og lengst øst i Einbuggdalen (UTM 2080). På alle disse lokalitetene ligger setene i flere nivåer.

### 2.4.3 FROSTJORDSFORMER

Frostens virksomhet har stor betydning i fjellområder, både for landformdannende prosesser i nåtid og fortid og for menneskelig aktivitet. I løse jordarter kan frostprosessene skape en rekke ulike former på overflaten. I det faste fjellet er frostsprengning den helt dominerende forvitningsprosessen. Frostheving kan gjøre stor skade på veier, bygninger og andre installasjoner. Spesielt problematisk er forholdene dersom en har permafrost tilstede.

#### *Frost i jord (geokryologi)*

Når bakkeoverflaten avkjøles om høsten, vil temperaturen i det øverste jordlaget før eller siden nå 0°C, og vannet i jordarten kan begynne å fryse. Det ufrosne vannet i jorda vil av forskjellige årsaker trekkes mot den sonen der vann fryser. Dette gjør at “ekstra” vann akkumuleres som is i denne sonen, noe som igjen fører til at bakkeoverflaten heves. Denne effekten har størst betydning i finkornede jordarter, spesielt silt, fordi vannet da lettere trekkes oppover. Hevingen av bakkeoverflaten kalles frostheving, og kreftene som utvikles i denne hevingsprosessen er sterke nok til å løfte hus. Tilsvarende, når vann trekkes mot fryseseonen i sprekker i fjell kan berggrunnen kløves opp.

Dersom det er steinblokker i jorda vil de fryse fast til den delen av bakken som heves. Dette etterlater et hulrom under steinen som kan fylles inn med materiale som raser ned fra sidene. Med tiden vil da steinen løftes opp til overflaten. Det samme vil skje med gjerdestolper, telefonmaster o.l. som ikke er forankert i berggrunnen. På denne måten virker også frosten til å sortere ulike kornstørrelser i jordarten.

Når telen begynner å tine om våren vil vannet ikke kunne trenge ned til grunnvannet. Smeltevann fra snø og bakke blir låst i det øverste jordlaget. I skrånende terreng kan da jordlaget bli så oppbløtt at det siger nedover. I ekstreme tilfeller kan også jordskred bli resultatet.

Dersom telen går så dypt ned i jorda om vinteren at den ikke smelter igjen neste sommer, har vi *permafrost*. Vi sier at vi har permafrost når temperaturen i bakken er lavere enn 0°C gjennom minst ett år. Dersom permafrosten får utvikle seg over lang tid i et kaldt klima, kan den nå dyp på mange hundre meter. I permafrosten kan det være tykke lag med nesten ren is. Menneskelig aktivitet som veibygging og husbygging, kan forstyrre temperaturforholdene ved bakkeoverflaten slik at permafrosten begynner å smelte. Dette kan skape meget store problemer ved at bakken synker inn. Permafrost kan også på andre måter ha betydning for landformene. Enkelte frostjordsformer blir bare utviklet i permafrostområder.

Mange av de formene frosten danner er svært iøyenfallende pga deres geometriske og nærmest unaturlige framtreten. Vi vet lite presist om hvordan mange av disse formene dannes. Forklaringene som følger under kan derfor være ganske omtrentlige.

### *Frostjordsformer som ikke krever permafrost*

**Steinpolygoner** er et ganske regelmessig, geometrisk nettverk dannet ved en frostsoringsprosess. Større stein utgjør selve nettverket, mens fint materiale danner "øyer" innimellom. Vanligvis ligger steinene (nettverket) noe lavere enn finmaterialet. Steinpolygonene er dannet ved at overflaten først har sprukket opp i et geometrisk mønster, enten pga tørke eller frost. Det samme fenomenet kan vi se på asfalt, i en uttørret dam osv. Oppsprekningen fører til at frosten går ujevnt ned i jorda. Frostens løfting av stein som er omtalt over, kan derfor skje både mot overflata og horisontalt mot sprekkene. Frosthevingen fører også til at "øya" med finmateriale nærmest sveller. Stein på overflaten kan dermed også etter hvert rase ut til kantene og ned i sprekkene.

Steinpolygoner er vanlige over store deler av planområdet, men ikke i de aller laveste områdene under 11-1200 m o.h. Spesielt fine eksempler kan finnes i grunne sjøer som tørker inn i løpet av sommeren. Her gjør fraværet av vegetasjon og tilgjengeligheten av vann at frostprosessene virker ekstra effektivt. Et godt eksempel er Neverbutjønn (UTM 4572) hvor stien mellom Dørålen og Høgronden krysser over.

**Steinstriper** er former dannet som steinpolygoner, men i hellende terreng. Tyngdekraften gjør at polygonene blir utdratt eller går helt over i striper.

**Jordpolygoner** er et geometrisk nettverk der vegetasjonen skaper mønsteret. Disse dannes gjerne i fint materiale, f.eks. silt.

**Tuer** dannes også helst i ganske finkornet materiale, i sammenheng med vegetert mark. Noen ganger kan en se en overgang mellom jordpolygoner og tuer som kan tyde på at oppsprekking også er viktig for dannelsen av tuene. For øvrig er det ingen enighet om hvordan slike tuer dannes.

Tuer er svært vanlig i de deler av planområdet der det er et kontinuerlig dekke av vegetasjon og hvor også finmateriale er til stede.

**Jordsirkler** er små vegetasjonsfrie flekker i områder som ellers har vegetasjon. De kan være fra noen desimeter til ca en meter i diameter. De dannes i områder som er barblåst det meste av vinteren. En tilfeldig ødeleggelse av vegetasjonsdekket i et slikt område vil medføre at frostprosessene virker sterkere, med bevegelser i jorda og nålisdannelse.

**Solifluksjon** er en form for langsom massebevegelse i skrånende terreng. Prosessen danner karakteristiske valker og tunger på fjellskråningene. Frontene på disse tungene kan bli opp til et par meter høye, og formene kan være titalls meter lange og brede. På våren sitter telen fortsatt i bakken et stykke nede. Smeltevann blir derfor fanget i det øvre jordlaget, slik at dette blir ekstra oppbløtt. Jordmassene kan da begynne å sige.

## *Frostjordsformer som krever permafrost*

**Pals** er isfylte forhøyninger i myrområder. Palsene i seg selv er et permafrostfenomen. Det spesielle med dem er at de dannes i områder hvor en ikke ville forvente permafrost. De er faktisk observert helt ned mot tregrensen innenfor planområdet. Dette kan forklares ved torvas spesielle termiske egenskaper. Om høsten er torva våt pga nedbør og lite fordampning. Når kulda så kommer kan den trenge ned i bakken, fordi våt torv isolerer dårlig. Spesielt i områder med lite snødekke vil frosten kunne trenge godt ned gjennom høst og vinter. Om sommeren derimot tørker torva ut, og da isolerer den godt. Telen i bakken kan på denne måten bli bevart gjennom hele sommeren. Vann i bakken trekkes mot dette området med frost, og bakken hever seg. Dette medfører en selvforsterkende effekt i palsdannelsen, fordi den hevede delen av bakken både får tynnere snødekke om vinteren og tørrere forhold om sommeren.

Palsene er et marginalet permafrostfenomen. De kan derfor gi god informasjon om klimautviklingen på et sted dersom en registrerer om arealet av pals øker eller minsker i en myr. Det er også mulig å kjenne igjen myrer der det tidligere har vært pals, fordi det dannes små pytter med karakteristisk form der en pals smelter ut.

Innenfor planområdet finnes gode palseksempler på Haukskardmyra (UTM 1991) og ved Veslehjerkinntjørnin (UTM 3191).

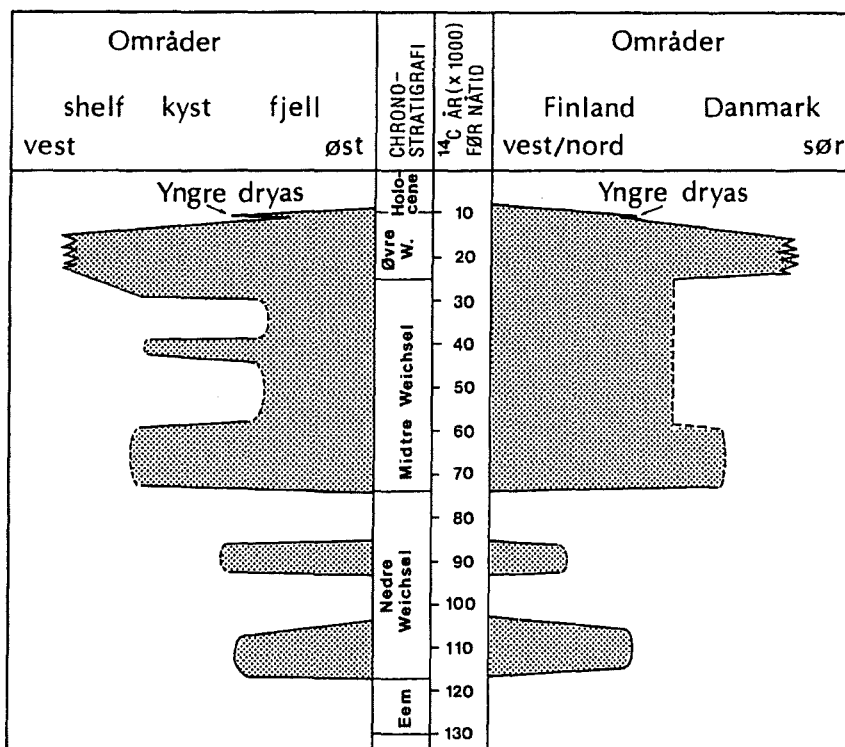
**Steinbreer** er en ansamling blokker og blokkrik jord, bundet sammen av is, som er i bevegelse. Steinbreene er gjerne overmettet med is. Det vil si at de inneholder mer is enn porevolumet mellom steinene. Isen akkumuleres pga permafrostforholdene, og tyngdekraften medfører at i skråninger kommer disse ismassene i sig, på samme måte som en vanlig bre. Steininnholdet i isen medfører imidlertid at steinbreene beveger seg langt langsommere enn isbreer. På overflaten av steinbreene finnes ofte et karakteristisk bølgemønster. Frontpartiet er oftest svært bratt.

Steinbreer dannes oftest i forbindelse med urer. Steinbreer kan også dannes ut fra iskjernemorener, der disse ligger i skrånende terreng.

I Rondane finnes både det en tror er aktive, inaktive og fossile steinbreer (Barsch & Treter 1976). Gode eksempler finnes innerst i Smedbotn (UTM 3965, undergrense 1660 m o.h.) (aktiv), i Verkilsdalen (UTM 3667, undergrense 1440 m o.h.) (inaktiv) og flere andre steder.

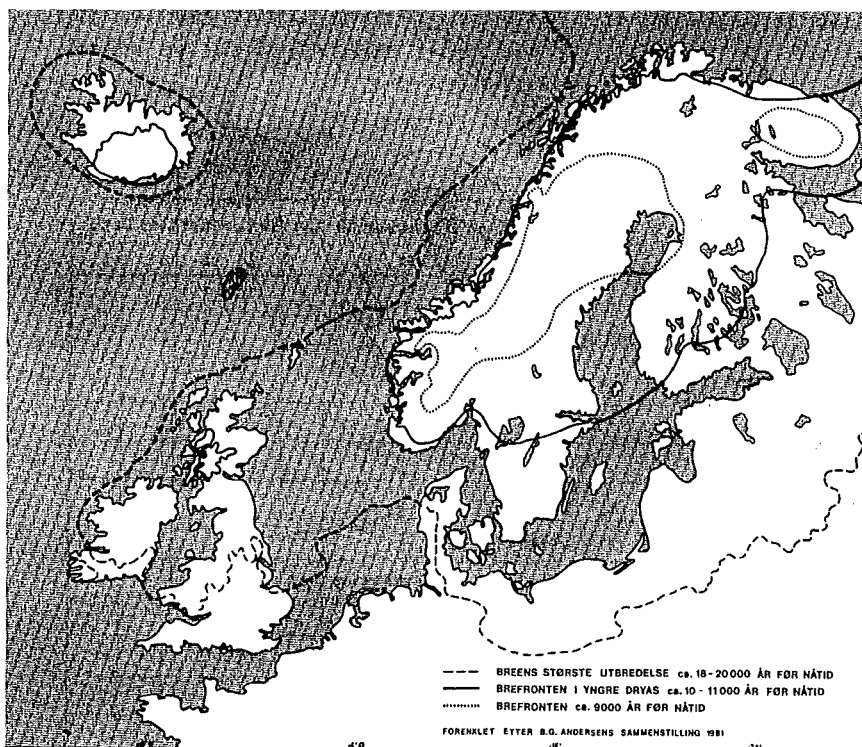
### 3. HOVEDTREKK VED SISTE ISTID

Siste istid kalles Weichsel og startet for ca 115000 år siden. I løpet av denne perioden har klimaet variert kraftig, og innlandsisen har i perioder vært mer eller mindre borte. Slike perioder kalles for interstadialer. Eksistensen av disse interstadialene kjenner vi fordi en enkelte steder kan finne ikkeglasiale sedimenter under moreneavsetninger. Disse sedimentene er altså eldre enn moreneavsetningen; med andre ord eldre enn siste nedisning. I slike sedimenter er det flere steder i Gudbrandsdalen og også andre steder funnet rester etter mammut. Det har vist seg vanskelig å korrelere slike sedimenter fra sted til sted, fordi en ikke har dateringsmetoder som er godt egnet for de eldre det her er snakk om. En er derfor ikke helt sikre på hvor mange slike interstadialer det har vært. En er heller ikke sikre på når de startet og hvor lenge de varte, men studier i den senere tid av dyphavssedimenter og borekjerner fra innlandsisen på Grønland har ført til store framskritt i vår kunnskap om disse klimasvingningene. En regner med at det har vært to interstadialer forholdsvis tidlig i Weichsel hvor isen har vært mer eller mindre borte, mens isen i kystområdene kan ha oscillert enda mer (Fig. 5).



Figur 5 Skjematisk kurve som viser variasjoner i utbredelsen av innlandsisen i løpet av siste istid (Weichsel) i områdene øst og vest for fjellkjede. Figuren er forenklet etter Mangerud 1988 og hentet fra Sørbel et al. 1988.

Den maksimale utbredelsen av siste istid ble nådd for ca 18-20000 år siden. På dette tidspunktet regner en med at den skandinaviske innlandsisen gikk sammen med breen både over Storbritannia og Svalbard (fig. 6) (Andersen 1981). Bare i enkelte områder langt mot vest stakk trolig enkelte fjelltopper opp som nunatakker over innlandsisen (Sollid & Sørbel 1979; Nesje et al. 1987).



*Figur 6 Maksimal utbredelse av innlandsisen i angitte tidsperioder under siste istid. Figuren er hentet fra Sørbel et al. 1988*

## Refugieteorien

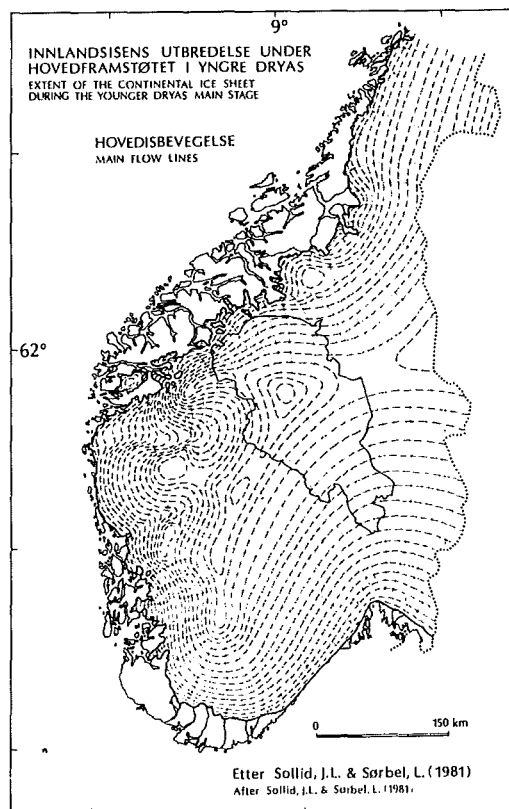
Teorien om at enkelte fjelltopper kan ha stukket opp som nunatakker kalles refugieteorien. Dette spørsmålet har vært gjenstand for hard og langvarig debatt blant både kvartærgeologer og botanikere. Utgangspunktet for denne debatten er den spesielle utbredelsen av enkelte fjellplanter i Norge, med svært begrensede og isolerte voksesteder. Dette kan f.eks. være planter som ellers har sin hovedutbredelse i Nord-Amerika og på Grønland. Botanikere har derfor hevdet at disse artene må ha overlevd istidene på nunatakker. Kvartærgeologene hevdet derimot lenge at innlandsisen dekket hele landoverflata. I dag er denne debatten noe mer avslappet, men langt fra avsluttet. På nordvestlandet kan en vise at det finnes en klar "trimlinje" som stiger fra kysten og innover i landet. Over denne trimlinja finnes blokkmark og sterkt forvitret berggrunn, slik en f.eks. kan se på toppen av Trollveggen. Under trimlinja finnes klare spor etter breen. Denne trimlinja kan tolkes som, og passer godt over ens med, en mulig breoverflate. Det er imidlertid omdiskutert hvorvidt dette representerer innlandsisens største utbredelse i kvartær tid, Weichselisens maksimalutbredelse eller en annen breoverflate.

## 4. AVSMELTINGEN AV SISTE ISTID

### 4.1 REGIONAL AVSMELTING

I dette kapittelet blir det gitt en oversikt over avsmeltingen av siste istid, med spesiell vekt på hovedtrekkene i området omkring Rondane og Dovre.

Avsmeltingen av innlandsisen over Skandinavia gikk langsomt fram mot ca 13-14000 BP (Before Present), da breen fortsatt dekket kystområdene i Sør-Norge. Etter dette begynte kystområdene å smelte fram fra isen etter hvert som klimaet ble varmere. Men også avsmeltingsfasen av siste istid ble avbrutt av mindre klimaforverringer, og klimaet i denne perioden var i det hele tatt svært ustabil. Den mest markerte klimaforverringen skjedde mellom 10000 og 11000 BP, i perioden som blir kalt Yngre Dryas. Innlandsisen gikk da fram, og det ble avsatt store endemorener som nesten kontinuerlig kan følges rundt hele isens avgrensning på det tidspunktet. Disse morenene gjør at en kan tegne et godt bilde av innlandsisens utstrekning i Yngre Dryas. Subglasiale former som drumliner, flutings og skuringsstriper viser breens bevegelsesretning, og ved hjelp av den kan også innlandsisens isskille kartlegges. Et forsøk på rekonstruksjon av innlandsisen i Sør-Norge i Yngre Dryas er vist i fig. 7.

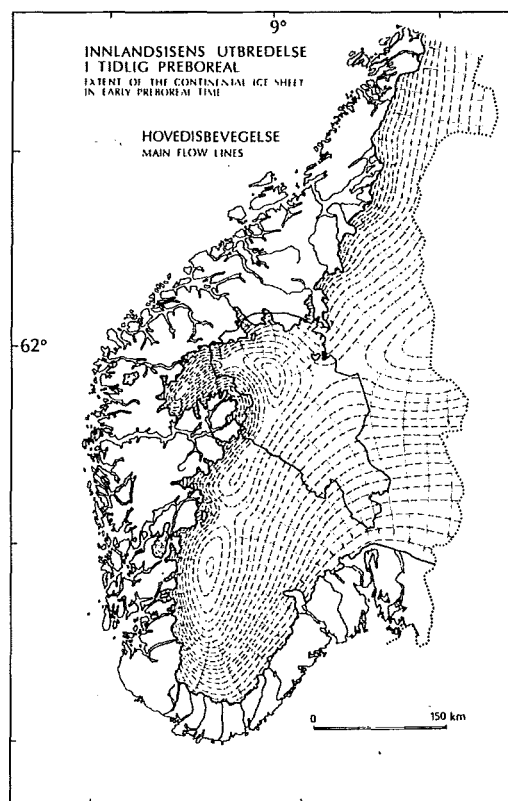


Figur 7 Innlandsisen i Sør-Norge i Yngre Dryas. Figuren er hentet fra Sollid & Sørbel 1981

Avsmeltingen gikk raskest på nordvestlandet, der fjordene kalvet opp allerede før Yngre Dryas. Kalving vil si at brefronten når den står i vann, flyter opp og sprekker slik at store isfjell brytes av. Denne prosessen fører til at isbreen raskt mister store ismasser. I en fjord vil breen da trekke seg raskt tilbake, helt til den når et grunt område igjen. Dette fører ofte til at breen får et bratt, ustabil lengdeprofil. Når breen først blir stående på grunn igjen, kan derfor fronten holde seg i en stabil posisjon til dette lengdeprofilet igjen er utjevnet. På steder der breen har stått stille på denne måten er det ofte dannet en israndavsetning som da kalles et oppkalvingsdelta.

Også i den etterfølgende perioden ble avsmeltingen avbrutt av et mindre breframstøt, mellom 10000 og 9000 BP. Denne perioden kalles Preboreal. Under det Preboreale breframstøtet var det Jotunheimen som virket som glasiassjonssenter. Ut fra Jotunheimen gikk det brestrømmer mot alle retninger. Dette synes spesielt godt i området mellom Jotunheimen og Dovrefjell, der denne brestrømmen hadde en annen retning enn breens tidligere bevegelse. Mot kanten av breen ble brebevegelsen styrt av den lokale topografi. På Dovrefjell fulgte breen daldraget over Fokstumyra mot Hjerkin og videre over og ned Drivdalen mot Oppdal. Den ble også presset inn i sidedalene, f.eks. inn Stropsljødalen. Også

i Grimsdalen og Haverdalen helte breen mot nordøst, slik fluting i Gudbrandsdalen og mot spesielt Grimsdalen viser. Videre sørover mot Rondanemassivet var hellingsretningen på isen mer og mer nordlig. Her er det lite former som viser retningen på isbevegelsen. Det skyldes kanskje først og fremst at disse områdene ligger svært nær isskillet, der breens bevegelse langs bunnen er liten. Langs isranden ble det avsatt morener. I Dovreområdet er disse morenene ganske sammenhengende, og viser omrisset av isen på dette tidspunktet. Som for framstøtet i Yngre Dryas har det vært mulig å rekonstruere innlandsisens utseende i Sør-Norge på bakgrunn av endemorener og subglasiale former fra Preboreal (fig. 8). Av rekonstruksjonene både fra Yngre Dryas og Preboreal ser vi at isskillet lå betydelig sør for vannskillet. Videre ser en at isen i Rondaneområdet hadde en sadelform. Disse forhold fikk avgjørende betydning for deglasiasjonen og formbilledet i Dovre-Rondaneområdet.



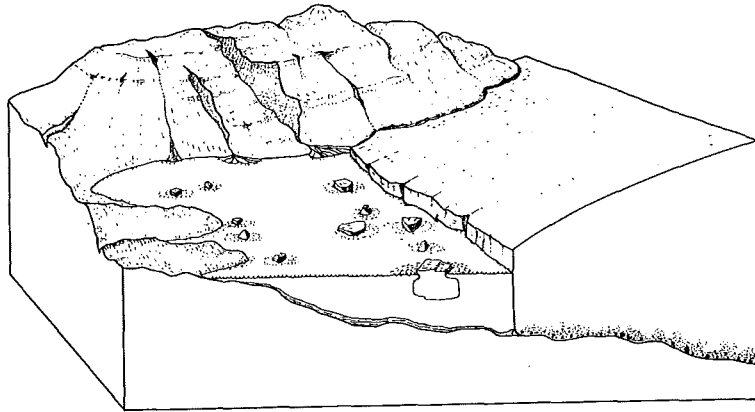
Figur 8 Innlandsisen i Sør-Norge i Preboreal. Figuren er hentet fra Sørbel et al. 1988

I den delen av isavsmeltingen som har vært omtalt hittil, har endemoreneformer spilt en avgjørende rolle for rekonstruksjonen av iskroppen. Senere gikk avsmeltingen så raskt at isfronten bare enkelte steder har stått i en posisjon lenge nok til at en endemorene har blitt dannet. Etter preboreal har vi derfor bare spredt informasjon om israndens beliggenhet. Men samtidig skapte den raske avsmeltingen store mengder smeltevann, og det er først og fremst smeltevannets formdannende virksomhet som har gjort det mulig å gi et bilde av isavsmeltingens videre forløp.

Alt fra slutten av forrige århundre ble sporene etter smeltevannet brukt til å rekonstruere isavsmeltingen nede i dalene. Det var da først og fremst utbredte strandlinjer fra bredemte sjøer som sto i fokus. Den første som benyttet smeltevannens formene til å rekonstruere isavsmelting i fjellområdene, var Mannerfeldt (1940, 1945). Det nye i hans arbeid var å bruke spylereennene som et element til å tolke avsmeltingsforløpet.

Smeltevannet fulgte isoverflatens hellingsretning, enten vannet rant langs kanten av isen eller under den. Dette kalles isdirigert drenering. Siden isskillet lå langt sør for hovedvannskillet ble smeltevannet derfor styrt mot passene over vannskillet. Etter hvert som innlandsisen smeltet tilbake ble lavere og lavere pass frie for is. Smeltevannet ble dermed styrt mot suksessivt lavere pass. Ved disse passene er det vanlig å se serier av spylereenner under hverandre som faller inn mot passpunktet. Samtidig er det ofte systemer av eskere som viser at vannet også kan ha gått subglasialt, eller har skåret seg ned fra breoverflaten. Når isen så smeltet helt vekk fra selve passet, ble det demmet opp en innsjø mellom isen og passpunktet (fig. 9). Både spylereennene, eskerne og strandlinjene i disse bredemte sjøene brukes til å rekonstruere avsmeltingsforløpet.

De første bredemte sjøene ble dannet i området nord for Folldal (Flåman - Einunna), allerede før det preboreale breframstøtet. Disse sjøene drenerte gjennom stadig lavere passpunkter, først til Driva og deretter mot Orkla. Ettersom isen smeltet videre tilbake ble det dannet sjøer nede i dalene. Disse



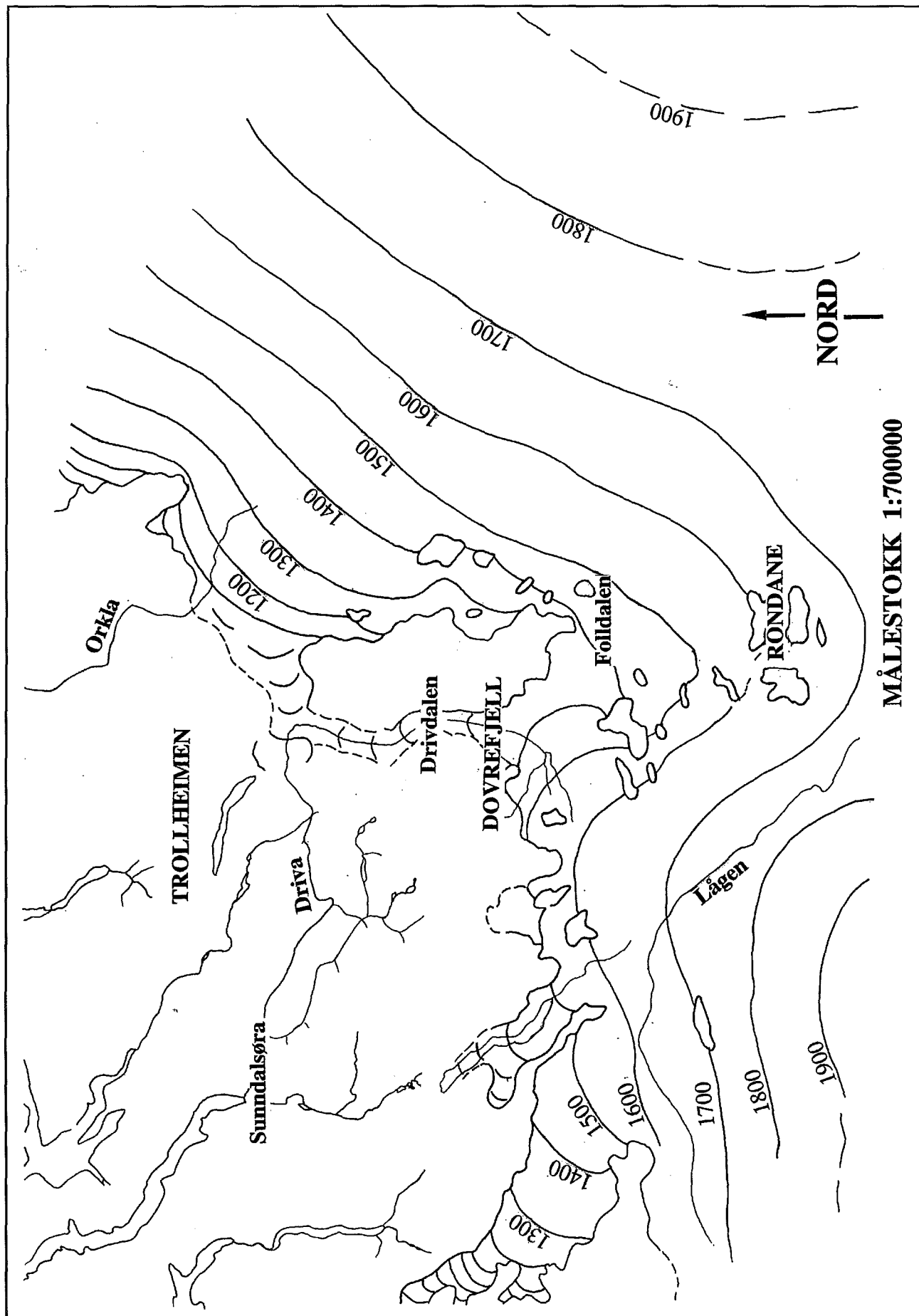
Figur 9 Bredemt sjø. Figuren er hentet fra Sollid & Kristiansen 1983

fikk etter hvert stor utstrekning. Først ble det dannet en sjø i Folldal 940 m o.h. med avløp over Kvitdalspasset til Driva. Senere fikk denne sjøen avløp østover gjennom et passpunkt over Rødalen og videre mot Orkla. Ettersom breen trakk seg enda videre sør- og særlig østover ble Øvre Glomsjø dannet (700 og 720 m o.h.). Denne hadde avløp over Orkelbogen og Kvikneskogen mot Orkla. På sitt største strakte Øvre Glomsjø seg helt sørover mot Barkald i Østerdalen og norøstover mot Os i retning Røros. I Øvre Glomsjø ble det avsatt et enormt delta i Folldalen som kalles Grimsmoen. Store systemer av eskere gjør at en kan følge dreneringen mot Grimsmoen fra Grimsdalen og Atndalen. Etter Øvre Glomsjø fulgte Nedre Glomsjø. Denne sjøen hadde avløp over Ruglsjøen nord for Røros (665 m o.h.) og fylte etter hvert både Østerdalen, Tyllidalen og Rendalen - Brydalen - Gammeldalen helt sør til Atnoset i Østerdalen og Storsjøen i Rendalen. Ruglsjøen var det laveste punktet på hovedvannskillet, og Nedre Glomsjø eksisterte derfor helt til isen i sør ble for tynn til å holde på vannmassene. Da ble sjøen tappet gjennom isen i sør, sannsynligvis flere ganger (Liestøl, 1956). Canyonen Jutulhogget ble gravd ut under denne tappingssekvensen, og står i dag som et monument over de krefter en slik tapping utløser.

## 4.2 AVSMELTINGEN INNENFOR PLANOMRÅDET

Det preboreale breframstøtet er et naturlig starttidspunkt for å rekonstruere isavsmeltingen innenfor planområdet. På dette tidspunktet stakk både de høyeste områdene av Rondanemassivet (over ca 1800 m o.h.) og toppene nærmere Dovre opp over isen (Fig. 10). I nordenden av planområdet er dette lett å se på sidemorener langs fjellsidene. I selve Rondane derimot finnes verken sidemorener eller spylerenner som spor etter isranden på dette tidspunktet. Dette skyldes at området har ligget over likevektslinja. På Dovrefjell sviner sidemorenene fra breframstøtet bort ca 1550 m o.h. og en kan derfor regne med at likevektslinja har ligget omlag 1600 m o.h. i dette området. Tidligere har det vært hevdet at hele breen i dette området lå under likevektslinja allerede før toppområdene smeltet fram (Mannerfelt 1941). Mangelen på smeltevannsformer i toppområdene var kjent for Mannerfelt, men han mente dette skyldtes at smeltevannsførmene først dannes ganske langt under likevektslinja.





Figur 10 Rekonstruksjon av breen i preboreal i Rondane-Dovre fjellstraktene (Sørbel, pers. medd.)

Sadelformen på isskillet i Preboreal medførte at smeltevann fra et stort område ble styrt inn mot Folldalsområdet. Dette området virket nærmest som en trakt. Smeltevannsformene er derfor spesielt godt utviklet her, men det finnes også endemorener fra tiden etter det preboreale breframstøtet som viser at breen var dynamisk aktiv helt til slutfasen. Hovedtrekkene i den videre avsmelting av isen kan følges først og fremst på bakgrunn av smeltevannsformene. Det har imidlertid ikke blitt publisert noen nyere arbeider som direkte tar for seg det aktuelle området, og mange detaljer i avsmeltingsforløpet er derfor ikke klarlagt. Rekonstruksjonen som følger under, bygger på kvartærgeologisk og geomorfologisk kartlegging utført ved Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.

Etter at brestrømmen fra Jotunheimen begynte å smelte, ser det ut til at brestrømmen fra sørøst gikk noe fram. Det finnes morener både i Einunndalen (NQ 1049), Kvitdalen (NP 3899) og Kakelldalen (NP 5896) nord for Folldal, og ved Haverdalsmunningen (NP 4280), avsatt av en brestrøm fra sørøst. Det er imidlertid vanskelig å korrelere dem i tid. Foran alle disse bretungene var det demt opp sjøer.

De tidligste dreneringssporene en kan følge sør for Folldalen er sannsynligvis eskersystemet ved Veslehjerkinnhøgda (NP 2996-3396). Det subglasiale vannet ble styrt av breoverflatas helling mot Folldal, og deretter mot nord til Flåman. Omtrent samtidig eller noe senere ble det dannet en bredemt sjø ved Veslehjerkinntjørnin (NP 3191). Den hadde avløp over Vesleskardet (NP3292) ca 1290 m o.h. og var demt av is både i Gautådalen og fra Grimsdalen og Tverråis dal. Spesielt i Grimsdalen tegner endemorenene tydelig omrisset av en bretunge oppover denne dalen. Bretunga fra Grimsdalen ser ut til å ha smeltet raskest, for strandlinjer viser at den bredemte sjøen har utviklet seg i denne retningen. De Geermorener viser også at denne brefronten har trukket seg gradvis tilbake sørover. Da bretunga i Gautådalen smeltet tilbake, ble et lavere passpunkt åpnet ca 1270 m o.h., og dreneringen fra den bredemte sjøen gikk nordvestover og ned Gautådalen. Dette førte til at en sete i nivå med det nye passpunktet ble dannet. I den videre avsmeltingen av den østlige brestrømmen ble smeltevannet styrt mot Grimsdalen. Først gikk dreneringen over mot Dagdyljudalen (NP 3888) over et passpunkt ca 1250 m o.h. Deretter rant vannet på sørsiden av Måseterhøi (NP 3986) i stadig lavere kanaler langs kanten av isen. Daldraget mellom Måseterhøi og Streitkampen (NP 4585) drenerte vann fra store områder i lang tid, og en finner her dreneringskanaler i en rekke nivåer ned til passpunktet ved Grimsdalsgruva (NP 4387) ca 1050 m o.h. Smeltevann fra Grimsdalen, Haverdalen og helt sør fra Dørålen ble kanalisert denne veien, slik en ser det i en kraftig dreneringskanal ved Ellankollen (NP 4476) og i seter og terrasser på begge sider av daldraget ved Dørålstjørnin (NP 4577) i nivå 1050 m o.h. Det er karakteristisk at smeltevannet i hele denne perioden dreide nordvestover da det nådde dalsiden ut mot Folldalen, og rant videre langs kanten av brestrømmen som gikk opp Folldalen fra sørøst. De seneste faser av denne dreneringen stopper opp i nivå 940 m o.h., og dette viser at Follsjøen da var i ferd med å kalve opp.

Lengre vest smeltet hele tiden brestrømmen fra sørvest tilbake. Det førte til at det i dalene nord for Rondanemassivet ble avsatt serier med spylerenner som heller østover. Dette er spesielt tydelig i Gautådalen og sør for Gråhøi (NP 2987) og på nordsiden av Grimsdalen, under Gråsida (NP 2378). Enda lengre vestover, over vannskillet mot Gudbrandsdalen, ble det igjen demmet opp sjøer mellom isen i vest og passpunktene mot øst. Spesielt i Einbuggdalen (NP1778) og nordøst for Mysusæter (NP 3856), men også ved Høvringen (NP 2563), er det utstrakte seter i flere nivåer. I de tidligste fasene har vannet fra disse bresjøene blitt kanalisert østover.

Disse passpunktene ligger forholdsvis høyt (12-1450 m o.h.), og det har nok ligget betydelig is igjen på østsiden av Rondane i de perioder passpunktene har ført drenering. Dette er spesielt tydelig i Dørålen (NP 4273), der dreneringen ut Bergedalen (NP 4269) har ført store sedimentmengder ut på isrester i Dørålen. Dette vannet har enten kommet gjennom passpunktet ved Rondevatnet (NP 4266) eller fra øst gjennom Langglupdalen (NP 4766). Da isen senere smeltet ble resultatet Skranglehaugane, et av de mest særpregede og iøyenfallende isavsmeltingsfenomener i området. Dreneringen må ha gått ut Bergedalen lang tid, da den også har dannet en lavere terrasse i Dørålen. Denne terrassen svarer i høyde til den tidligere nevnte dreneringskanalen over Ellankollen. Dette knytter avsmeltingen vest og øst for Rondanemassivet sammen i tid.

Noe senere har dreneringen mot Folldalen fra Grimsdalen, Haverdalen og Dørålen skiftet fra Grimsdalsgruva (1050 m o.h.) til øst for Streitkampen (NP4585). Her finnes mindre dreneringsspor, først 970 m o.h. ved Moldalssetrin (NP 4888) hvor dreneringen ender i Follsjøens nivå, og deretter øst for Brennhovda (NP 5086) hvor det er terrasser omlag 900 m o.h. Det neste betydelige passpunkt ble Jehansbekken (NP 5084), ca 810 m o.h. RV. 27 går gjennom dette passpunktet, og veien følger bunnen i spylerenne fra passpunktet og nordover mot Folldalen. I løpet av denne perioden har derfor tydeligvis Follsjøen blitt tappet og avløst av drenering langs iskanten mot Kvikneskogen og kort tid etter av Øvre Glomsjø. Dreneringen fra Dørålen gikk i disse fasene først over Dørålstjørnin (ca 1010 m o.h.) og deretter øst for Storkringla (NP 4779).

På vestsiden av Rondanemassivet skiftet dreneringsretningen etter hvert fra øst mot nordvest. Isen fra Jotunheimen var da smeltet så mye ned at vannet fant veien mot Lesjaskogsvann, som er det laveste passpunktet på hovedvannskillet mot vest. Nede i Gudbrandsdalen utviklet det seg etterhvert en sjø demt av isen i sør, ettersom isen kalvet tilbake fra passpunktet ved Lesjaskogsvann. Denne sjøen blir kalt Store Dølasjø og strakte seg på sitt største muligens helt sør til Vinstra (Bergersen & Garnes 1983).

Sør for Rondanemassivet mot Ringebufjellet er det få former fra isavsmeltingstiden. Dette skyldes sannsynligvis at området lå like under isskillet. Det finnes noen spredte spylerenner og seter som bl.a. viser at det har drenert vann mot øst over passpunktet som Rv. 27 over Ringebufjellet følger. Men det er vanskelig å sette sammen en mer detaljert deglasiasjonshistorie.

Toppområdene i Rondane er dekket av blokkmark. Dannelsesstidspunktet for blokkmarka er svært omdiskutert, og denne diskusjonen henger sammen med refugiedebatten som kort har vært omtalt over. Det synes i dag klart at tiden etter siste istid ikke har vært tilstrekkelig og klimaet ikke kjølig nok til å forklare alle de områder med blokkmark som finnes i Norge. Blokkmarksområdene på nordvestlandet er forklart med at disse områdene stakk opp over isen i hvertfall gjennom Weichsel maksimum og muligens enda lenger. En lignende forklaring er forsøkt framsatt også for blokkmarksområdene på Østlandet. Dette er imidlertid sterkt kritisert. Det er f.eks. flere steder vanlig å finne spylerenner som krysser blokkmarka, og som derfor klart viser at isen har dekt blokkmarksområdene. Mer sannsynlig er det derfor at blokkmarka i innlandet er bevart under et isdekke som var frosset fast til underlaget ("kald is").

Kald is kan også forklare eksistensen av andre former som neppe er dannet under avsmeltingen eller i postglasial tid. Det kan f.eks. gjelde steinbreene i Rondane. Dannelsen av steinbreer krever permafrostforhold over et langt tidsrom. I Rondane ligger noen av

steinbreene marginalt i forhold til dagens permafrostutbredelse, og enkelt av dem ser ut til å være fossile. Klimaet i postglasial tid har stort sett vært varmere enn i dag. Det er derfor mulig at de største av disse steinbreene er dannet i et kaldere klima før Weichsel maksimum og deretter bevart under kald is. Det kan også være sannsynlig at de morenene en finner foran botnene i Rondane er arvede former, da en ikke kjenner til eksistensen av botnbreer i Rondane i postglasial tid.

I prinsippet er det mulig at mange av de formene som er omtalt i forbindelse med isavsmeltingen, også er arvede ("gamle") former. Utbredelsen av kald is under siste nedising og spørsmålet om hvilke former som kan benyttes til å rekonstruere isavsmeltingsforløpet, er svært aktuelle problemstillinger innen dagens avsmeltingsstudier. Generelt har det blitt slik at mens gårtdagens forskere forsøkte å sette sammen alle avsmeltingsformene til ett bilde, prøver vi idag å gruppere sammen former som hører til ulike bilder.

## 5. UTVALG OG PRIORITERING AV GEOMORFOLOGISK INTERESSANTE OMRÅDER

Sollid og Sørbel (1981), Sollid og Kristiansen (1982) og Sørbel et al. (1988) har i tidligere rapporter beskrevet kvartærgeologisk verneverdige områder innenfor henholdsvis Midt-Norge, Hedmark og Oppland. Lokalteter av helt spesiell interesse innenfor planområdet er derfor tidligere vurdert og prioritert. Det foreliggende arbeidet har derfor mer fokusert på en helhetlig behandling av planområdet, der områdets generelle geomorfologiske og kvartærgeologiske kvaliteter er behandlet. For en konkret vurdering av eventuelle nye nasjonalparkgrenser er det imidlertid av betydning å kunne sette ulike områder opp mot hverandre med hensyn på deres betydning for ulike fagområder og interessegrupper. I det følgende vil det derfor bli valgt ut områder som ut fra et kvartærgeologisk og geomorfologisk synspunkt er særlig interessante. Disse blir inndelt i prioritetsgrupper, hvor hovedkriteriene (gruppe 1-3) er hentet fra Sollid & Sørbel (1988). Det er også valgt å legge til én gruppe (gruppe 4):

### Gruppe 1

*Restriktivt utvalg av meget interessante områder eller svært velutviklede enkeltformer. De fleste lokaliteter har stor regional betydning og de kan ikke erstattes av andre alternativer. De fleste ligger relativt lett tilgjengelig.*

### Gruppe 2

*Formtyper og områder av høy faglig verdi, men ikke nødvendigvis i regional sammenheng. I noen tilfeller finnes alternative områder i nærheten, men sjelden av helt samme verdi som de foreslåtte lokalitetene.*

### Gruppe 3

*Faglig interessante lokaliteter, men ofte av mer lokal betydning enn i de to første gruppene. Lokalitetene kan være valgt ut blant flere med sammenlignbar faglig interesse. Tilgjengelighet, utforming, opprinnelighet og truethet er faktorer som er vurdert ved utvelgelsen. Alternative verneobjekter kan vurderes innenfor denne gruppen i en høyere grad enn for gruppene 1 og 2.*






















### Gruppe 4

*Områder med en variert og typisk ansamling av landformer som imidlertid ikke kan anses som særlig sjelden innenfor planområdet. Gruppen omfatter også områder med landformer som i seg selv er lite utsatt for ødeleggelse.*

Lokaliteter innen gruppene 1-3 er som nevnt tidligere vurdert og prioritert. Det blir ikke foreslått nye lokaliteter innenfor disse gruppene. Allerede foreslåtte områder blir listet og omtalt, stort sett i henhold til Sollid og Sørbel (1981, 1988). Alle områder er inntegnet på kart. Disse kartene har i utgangspunktet målestokk 1:50000, men i rapporten kan kartene avvike noe fra dette av plassmessige hensyn. For nøyaktig målestokk henvises det til rutenettet på kartene, der en rute tilsvarer 500 meter. Det er ikke lagt vekt på en nøyaktig avgrensning av de ulike områdene, da disse allikevel er tenkt lagt inn i en større verneplan.

Lokalitetene som blir omtalt inkluderer områder som allerede er vernet, for at en lettere skal kunne vurdere de interessante områdene helhetlig.

Til lokalitetene under er det gitt kart som viser en omtrentlig avgrensning av det mest interessante området. De fleste kartene viser også formene, angitt med symboler. Tegnforklaring for disse kartene er gitt i fig. 11.

	SKURINGSSTRIPER		OVERLØPASS
	FLUTING		TERRASSEKANT
	DRUMLIN		DØDISGROP
	MORENERYGGER		ESKER
	ROGENMORENER		VIFTE
	SPYLERENNE, SMAL		STEINBRE
	SPYLERENNE, BRED		PALSMYR
	SPYLEFELT		SOLIFLUKSJONSVALKER
	CANYON, SMAL		STRUKTURMARK, SKRÅNING
	CANYON, BRED		STRUKTURMARK, FLATER
	SETE		

Figur 11 Symboler for formelementer på lokalitetskart

### LOKALITET NR. 1: VESLEHJERKINNHØGDA

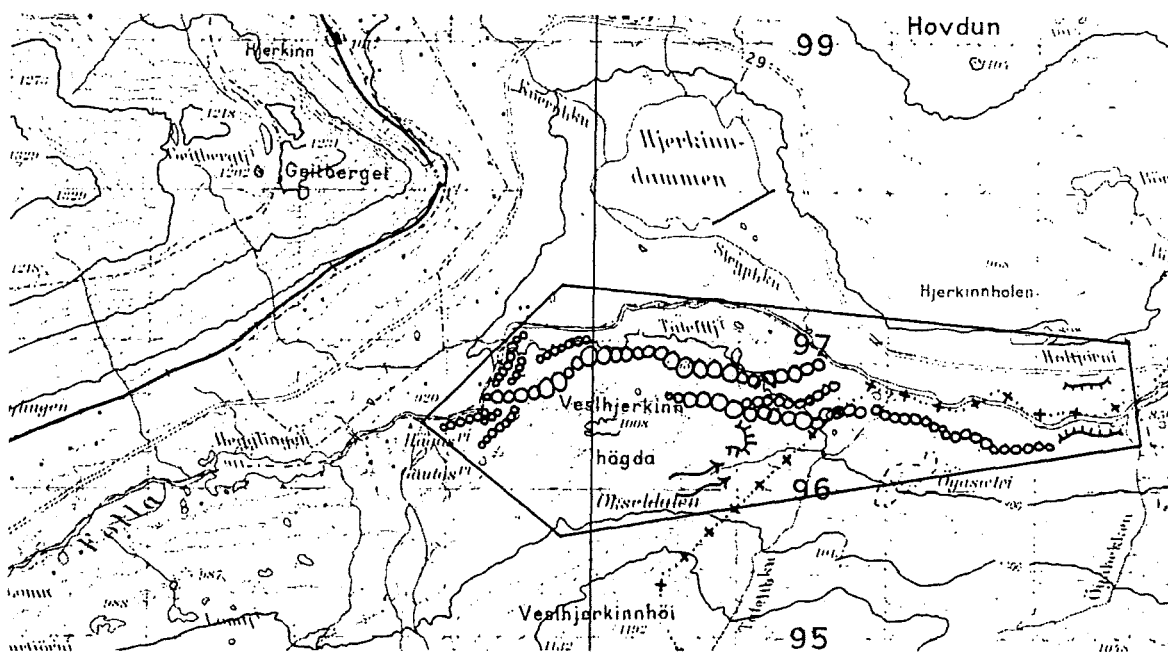
Verneinteresser: Eskersystem (Fig. 12)  
 Kartblad: Hjerkin 1519 III  
 UTM koord: NP 2996 og østover til NP 3396  
 Prioritetsgruppe: 2

#### **Områdebeskrivelse:**

Et system med store eskerrygger kan følges fra Avsjøen og videre langs øvre del av Folla. De største ryggene ligger nord for Vesleherkinnhøgda. Eskerne er avsatt like etter et seint breframstøt fra sørvest med utgangspunkt i et kulminasjonsområde over Jotunheimen.

#### **Verne vurdering:**

Eskersystemet er velutviklet og har en interessant regional plassering idet det markerer overgangen fra et vestlig isavsmeltingsområde med spor etter aktive brefronter til et østlig område med færre spor etter aktive brefronter. Dette er det eneste store sammenhengende eskersystem som er foreslått vernet i Oppland.



Figur 12 Eskersystemet ved Veslehjerkinnhøgda. Etter Sørbel et al. (1988)

## LOKALITET NR. 2: VESLEHJERKINNTJØRNIN

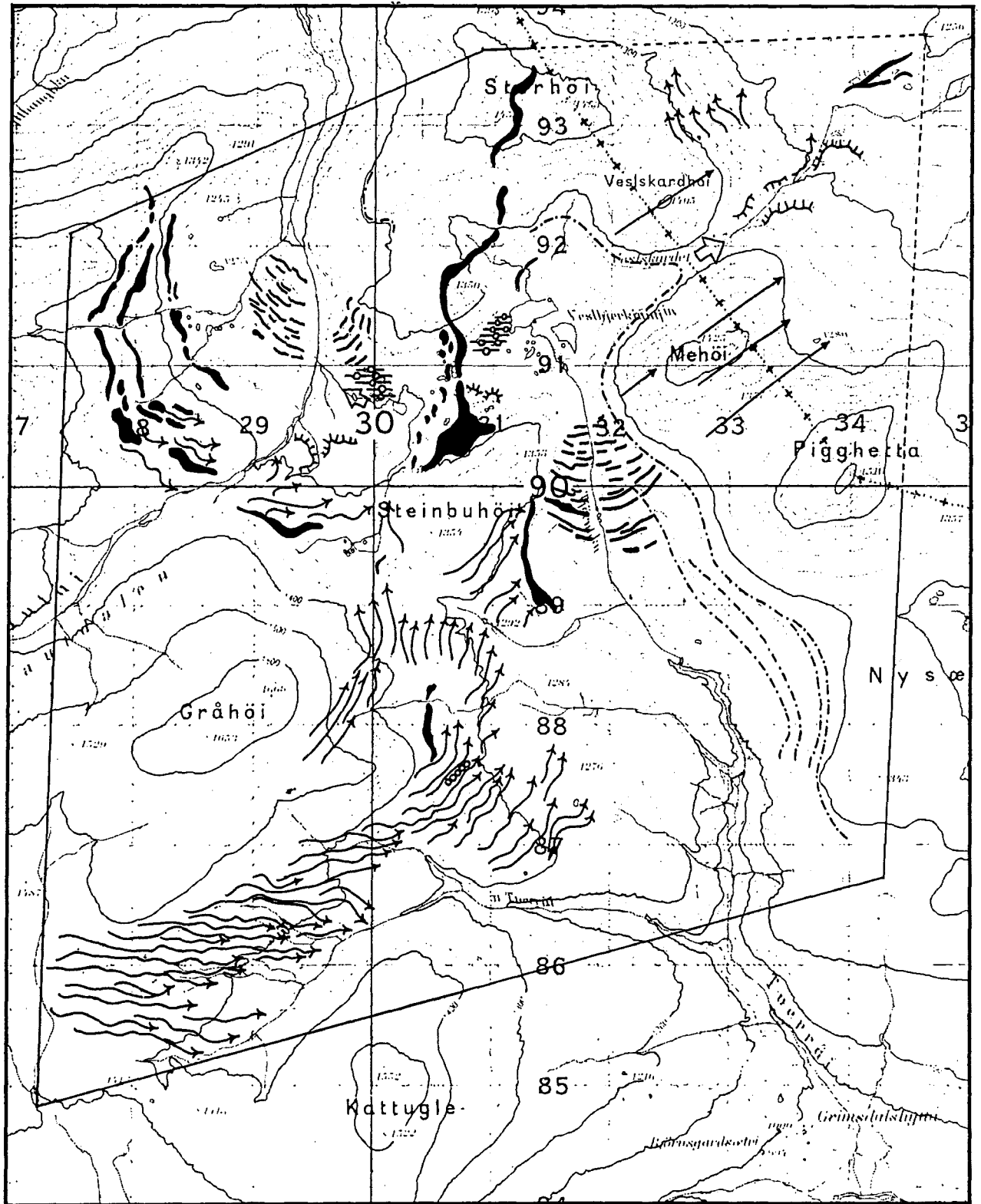
Verneinteresser: Israndavsetninger, avsmeltingsformer og frostjordsformer (Fig. 13)  
 Kartblad: Hjerkin 1519 III  
 UTM koord: NP3191 og omkringliggende område  
 Prioritetsgruppe: 2

### Områdebeskrivelse:

Lokaliteten har en rekke formelementer som er instruktive for å forklare isavsmeltingen i området. En markert israndavsetning går fra Steinbuhøi og nordover til Storhøi. I den sørvestlige delen er det en serie med spylerenner. I sørøst er det flere seter i en sidedal til Grimsdalen. Den øverste seten viser at det her var en bredemt sjø som hadde utløp gjennom Veslskardet til Folldalen. Tvers over dalen ligger det små De Geer-liknende morener avsatt foran brefronten som demte opp sjøen. Området er også rikt på forskjellige typer frostjordsformer, blant annet palser rundt Veslhjerkinntjørnin.

### Vurdering:

Formene i området har beholdt et opprinnelig preg og er viktig for tolkingen av isavsmeltingen både lokalt og regional. Området ligger i et beferdet fjellområde langs turiststien fra Hjerkin til Grimsdalshytta. Området har stor verdi både for forskning og for allmenn naturopplevelse.



Figur 13 Formelementer ved Veslehjerkinntjörn. Etter Sørbel et al. (1988)

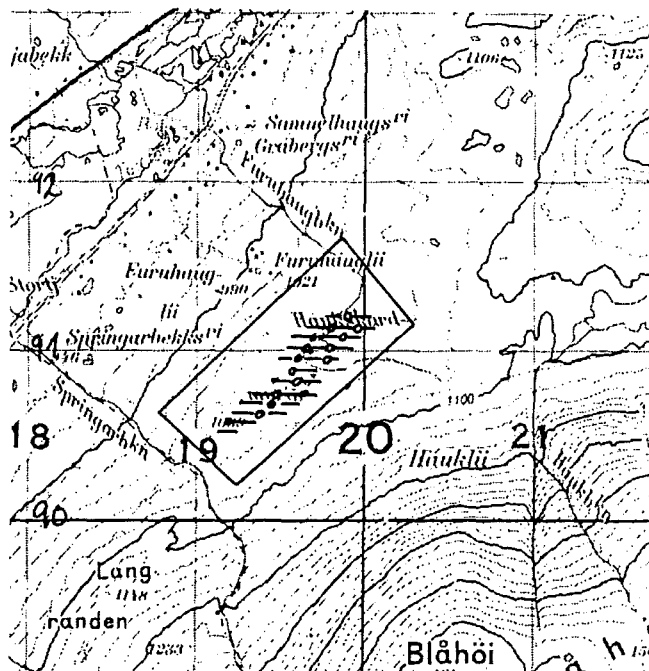


### LOKALITET NR. 3: HAUKSKARDMYRA

Verneinteresser: Palsmyr (Fig. 14)  
Kartblad: Hjerkins 1519 III  
UTM koord: NP 2091  
Prioritetesg: Området er vernet som Haukskardmyra naturreservat

#### Områdebeskrivelse:

Haukskardmyra er den største og best utviklede palsmyra i Sør-Norge. Det er beregnet at den inneholder omlag 50 dekar med permafrost. Det er utviklet både store, vidstrakte palsflak som rager 1-1,5 m over myrnivået samt enkelte haugformede palser med høyde opp til 3 m. Området er godt undersøkt, og må regnes som et referanseområde for studier av permafrostutbredelse.



Figur 14 Haukskardmyra, vernet palsmyr. Etter Sollid & Sørbel (1981)

### LOKALITET NR. 4: BLÅHØI

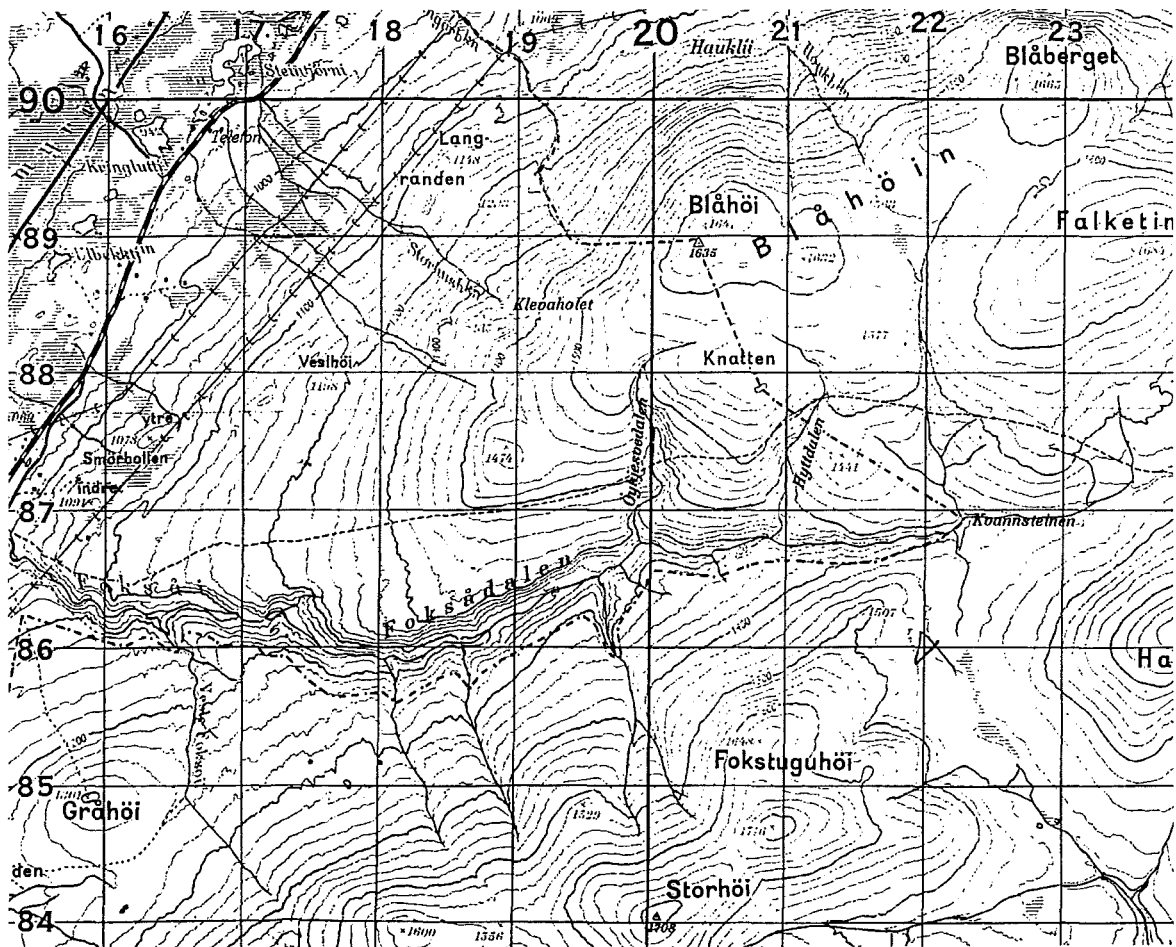
Verneinteresser: Sidemorene, blokkmark, paleisk landskap (Fig. 15)  
Kartblad: Hjerkins 1519 III  
UTM koord: NP 1988  
Prioritete: 4

#### Områdebeskrivelse:

En sidemorene følger nordvestsiden av Blåhøi. Beliggenheten av denne morenen lar seg ikke lett innpasse i avsmeltingshistorien for området. Videre markerer morenen et skille mellom tykt morenedekke i terrenget under og bart fjell eller blokkmark høyere opp, noe som også er vanskelig å forklare. Sør for Blåhøi finnes seter i flere nivåer. Storformene i området har ikke glasial karakter, noe som blant annet kommer til uttrykk i fraværet av innsjøer. Dette er typisk for hele området mellom Grimsdalen og daldraget langs Fokstumyra. Toppen av Blåhøi har en utpreget paleisk form, og Foksådalen med sidedalene Øykjesvedalen og Hyttedalen er fint utviklede v-daler.

#### Verne vurdering:

Området er ett av flere gode eksempler på paleisk landskap, samtidig som en her fine eksempler på yngre elvedaler. Videre illustrerer sidemorenen langs Blåhøi problemet med glasiale avsetninger som kan være eldre enn siste nedisning.



Figur 15 Paleisk landskap og unge elvedaler ved Blåhøin

#### LOKALITET NR. 5: EINBUGGDALEN

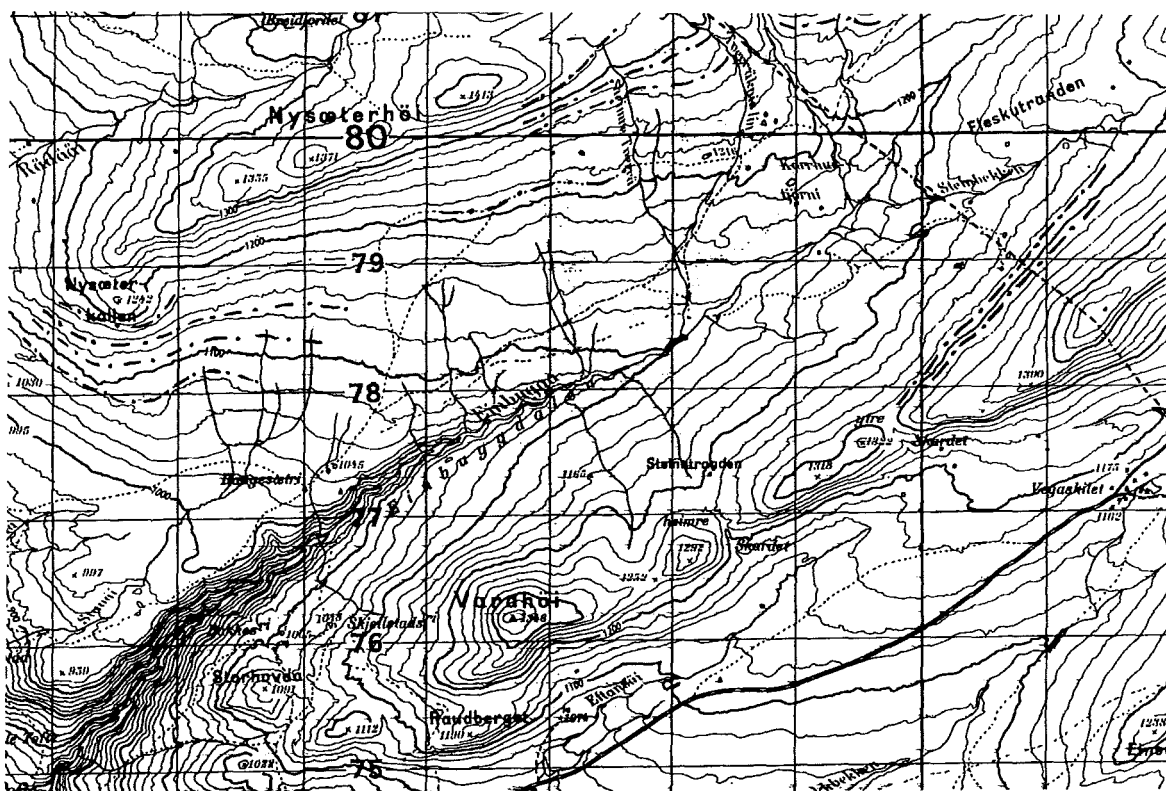
Verneinteresser: Seter, ung elvedal (Fig. 16)  
 Kartblad: Hjerkin 1519 III  
 UTM koord: NP 1879 og områdene omkring  
 Prioritetsgruppe: 4

#### Områdebeskrivelse:

Einbuggdalen er en trang elvedal med typisk v-form som skiller seg markert både fra det åpne paleiske landskapet der dalen starter ca 1050 m o.h. og fra selve Gudbrandsdalen der den munner ut. Dalen er skåret så dypt ned at den ikke er hengende i forhold til Gudbrandsdalen. Dette viser at dalen er dannet i løpet av kvartær, slik at de fluviale prosessene har klart å utjevne elveprofilen ettersom Gudbrandsdalen stadig ble erodert dypere ned under istidene. Ved munningen av Einbuggdalen har elva skåret seg gjennom tykke sedimentlag som kan stamme fra før siste nedisning. På sidene av den øvre, paleiske fortsettelsen av Einbuggdalen finnes utstrakte seter i flere nivåer. De øverste er dannet i sjøer som ble demmet mellom breen i øst og det lokale vannskillet over mot Grimsdalen i øst. De lavere setene viser at vannet senere ble styrt nordvestover langs iskanten. I dalbunnen finnes en god del fluting som viser at den siste isbevegelsen i området gikk mot nordøst.

### **Verne vurdering:**

Området har godt utviklede former, men er ikke unikt. Flere av dalene fra Rondane ut mot Gudbrandsdalen har et tilsvarende formmønster.



Figur 16 Einbuggdalen, ung elvedal (v-dal) og paleisk landskap

### **LOKALITET NR. 6: GRIMSDALSGRUVA - SÆTERKOLLEN**

Verneinteresser: Dreneringsspor og terrasser (Fig. 17)

Kartblad: Folldal 1519II

UTM koord: NP 4290 og områdene omkring

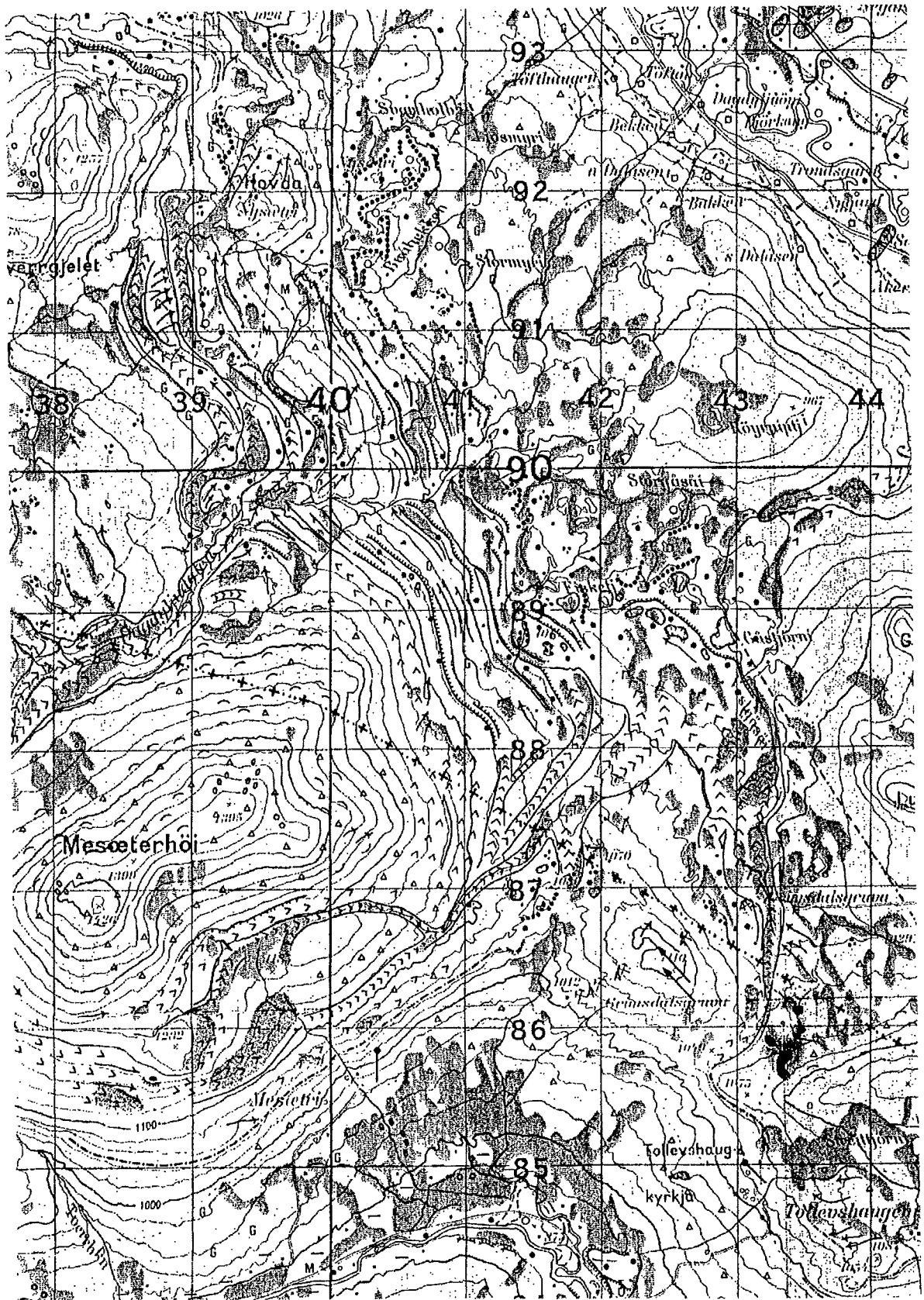
Prioritetsgruppe: 4

### **Områdebeskrivelse:**

Vest og øst for Mesøterhøi starter en rekke store dreneringsspor. Disse viser at smeltevannet fra breen gjennom en forholdsvis lang periode ble samlet inn mot dette området og kanalisert videre til Folldalen. På Folldalsiden fortsetter dreneringssporene nordover mot Sæterkollen. Ettersom isen smeltet tilbake skiftet dreneringen til stadig lavere områder, helt ned til passpunktet nær Grimsdalsgruva. På distalsiden av passpunktet finnes langstrakte terrasser i flere nivåer. I området finnes også enkelte eskere og seter.

### **Verne vurdering:**

Dreneringssporene i området er svært omfattende og velutviklede, og har betydning for tolkningen av isavsmeltingsforløpet i denne delen av planområdet. Det finnes imidlertid også andre tilsvarende lokaliteter innenfor planområdet.



Figur 17 System av spylerenner og terrasser omkring Grimsdalsgruva. Etter Sollid & Carlsson (1979a)

## LOKALITET NR. 7: HAVERDALSMUNNINGEN

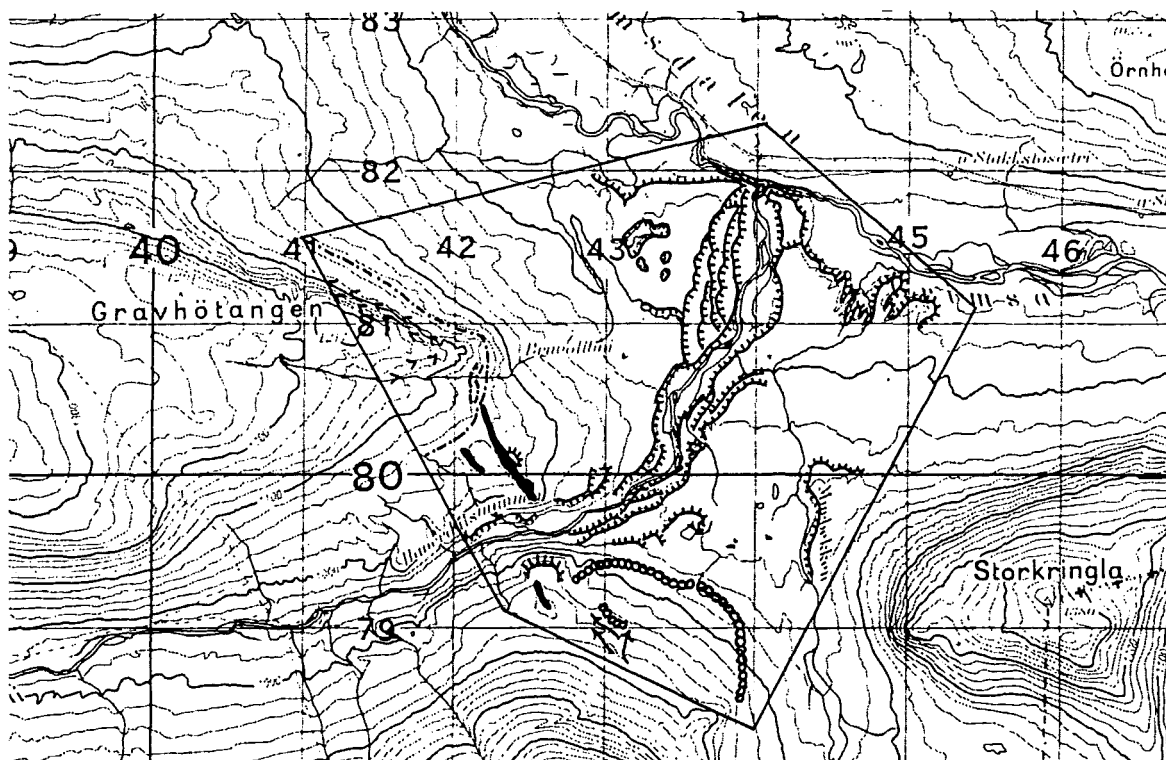
Verneinteresser: Endemorene og smeltevannsformer (Fig. 18)  
Kartblad: Folldal 1519 II  
UTM koord: NP 4481 og områdene omkring  
Prioritetsgruppe: 2

### Områdebeskrivelse:

En stor morenerygg krysser Haverdalen ved Haverdalsmunningen. Moreneryggen antas å være avsatt av en bretunge som gikk opp Grimsdalen fra sørøst. Denne bretungen demmet opp en sjø i Haverdalen hvor det ble avsatt mektige avsetninger med sand og silt. Da isen smeltet tilbake ble hele tiden vann demt opp foran bresnuten, og det ble dannet et velutviklet sete langs Gravhötangen. Senere ble glasifluviale terrasser dannet i stadig lavere nivåer ved utløpet av Haverdalsåi.

### Vernevurdering:

Området er meget formrikt, variert og nesten uberørt. Det må prioriteres høyt i faglig sammenheng, og også når det gjelder verdien for naturopplevelse.



Figur 18 Morener og smeltevannsformer omkring Haverdalsmunningen. Etter Sørbel et al. (1988)

## LOKALITET NR. 8: DALEN OMKRING LANGTJØRNI

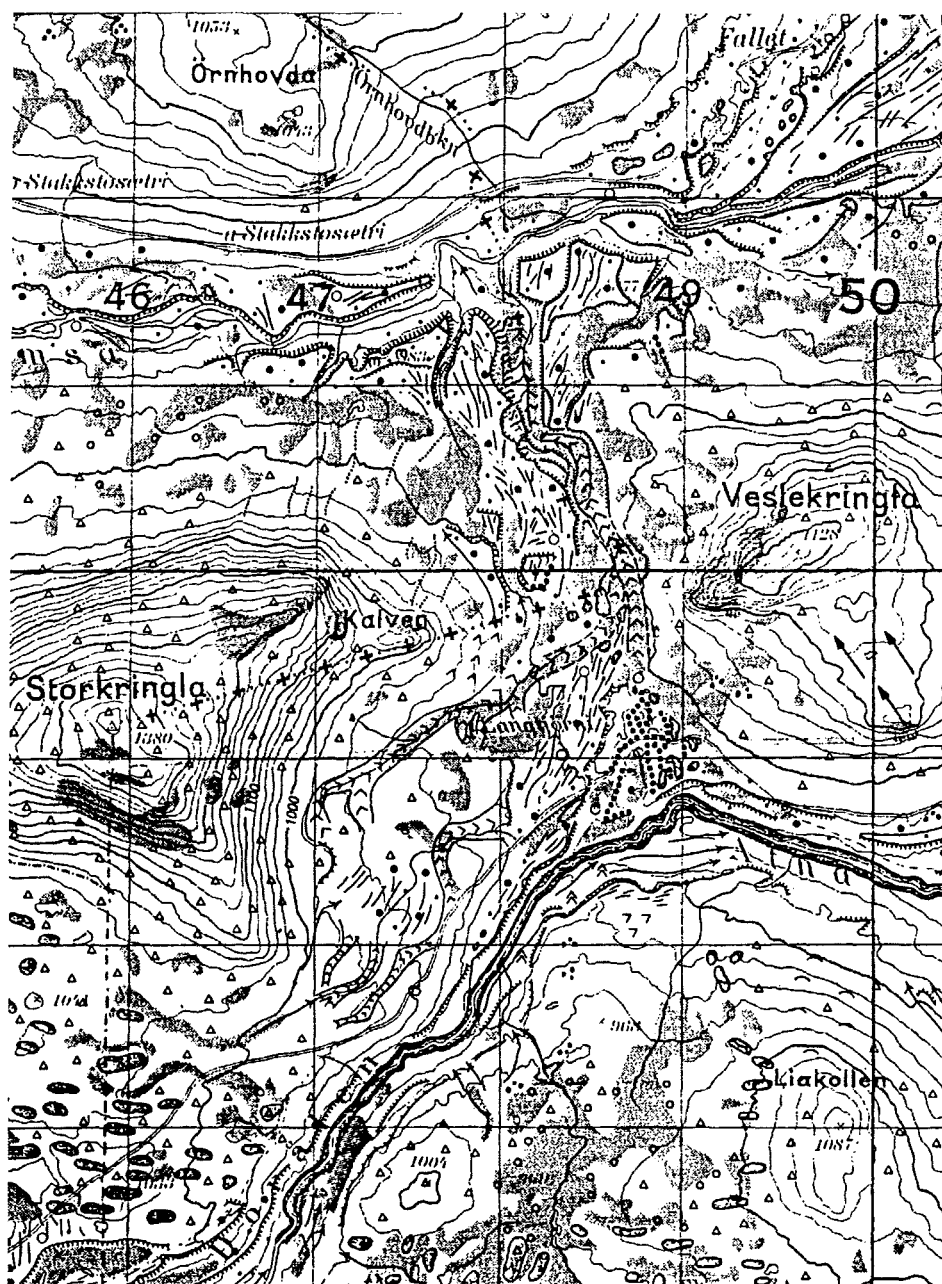
Verneinteresser: Dreneringsspor, glasifluviale avsetninger, dødisgroper (Fig. 19)  
Kartblad: Folldal 1519 II  
UTM koord: NP 40980 og områdene omkring  
Prioritetsgruppe: 4

### **Områdebeskrivelse:**

Dalen mellom Storkringla og Veslekringla har ført drenering fra Dørålen mot Grimsdalen i et ganske sent stadium i avsmeltingen. Vannet rant først langs den vestlige dalside og senere i selve dalbunnen. Løsmateriale er avsatt både langs hele daldraget og ved munningen ut mot Grimsdalen. I de tidligste fasene har noe drenering også gått subglasialt slik et eskernett på proksimalsiden av passpunktet viser. Fra Grimsdalen gikk vannet videre mot Folldalen gjennom Jehansbekken.

### **Verne vurdering:**

Formmønsteret er typisk og velutviklet, men ganske vanlig innenfor denne delen av planområdet.



Figur 19 Smeltevannsformer omkring Langtjørni. Etter Sollid & Carlson (1979a)

## LOKALITET NR. 9:       NORDØST FOR HØVRINGEN

Verneinteresser:       System av spylerenner, seter og passoverløp (Fig. 20)

Kartblad:               Otta 1718 IV

UTM koord:             NP 2765 og områdene omkring

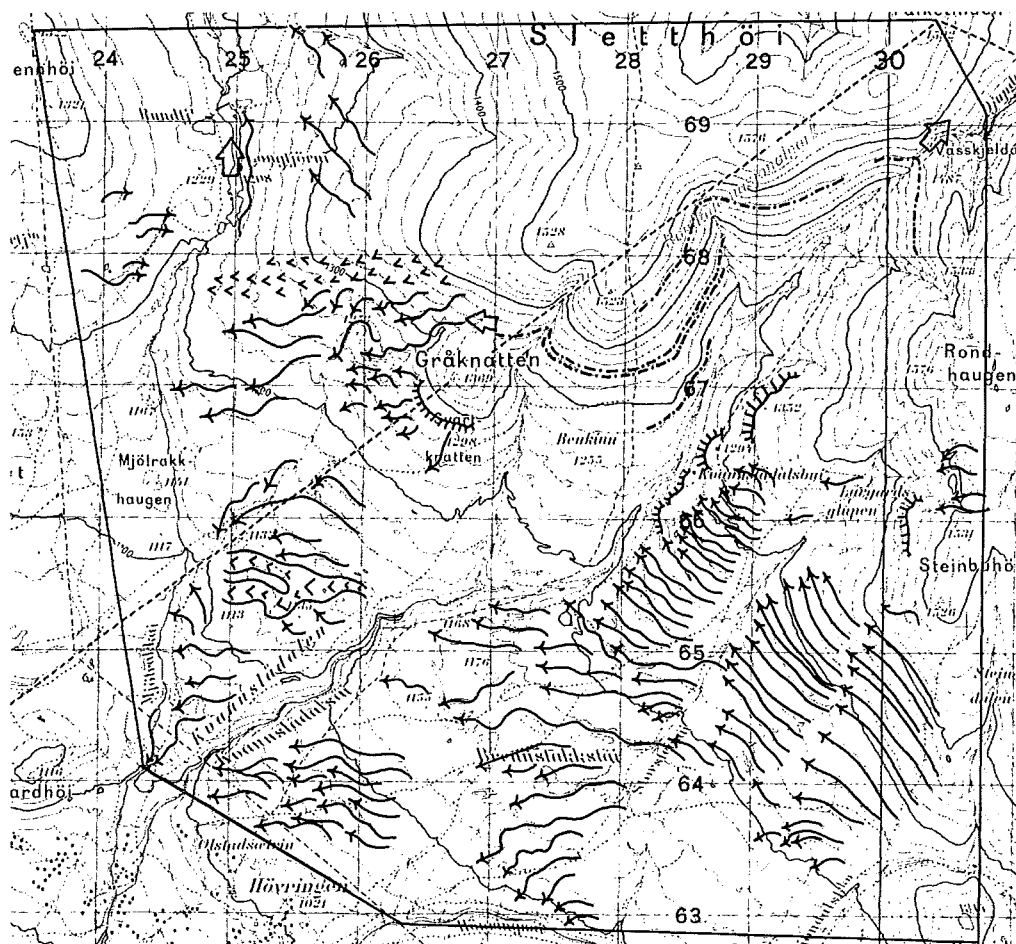
Prioritetsgruppe:     3

### *Områdebeskrivelse:*

Tallrike markerte spylerenner viser smeltevannsdrenering mot nordvest. I tillegg finnes flere høytliggende setenivåer med tilhørende passpunkt. Disse viser vestlig drenering på et tidlig tidspunkt før de store spylerennene ble dannet. De høyeste dreneringssporene i området går opp i ca 1600 meters høyde og er blant de aller høyeste som er observert i denne delen av landet. Samtidig finner en dreneringsspor helt ned mot 1000 meters høyde. Enda lengre ned i dalsiden, utenfor det foreslåtte verneområdet, finnes en sete i Store Dølasjøs nivå. Området har ligget svært nær isskillet, og bare kort vei sønnenfor går spylerennene i sørlig retning. Isavsmeltingen har derfor helt til de seneste fasene foregått som en nedsenkning av breoverflaten. Det er derfor mulig å følge dreneringsutviklingen over et svært langt tidsrom.

### *Vernevurdering:*

Området er lett tilgjengelig og har en formutvikling som er svært instruktiv. Videre har området regional betydning ved at formene her er med og dokumenterer beliggenheten av isskillet i avsmeltingsfasen. En del av området er allerede vernet som del av Rondane nasjonalpark.



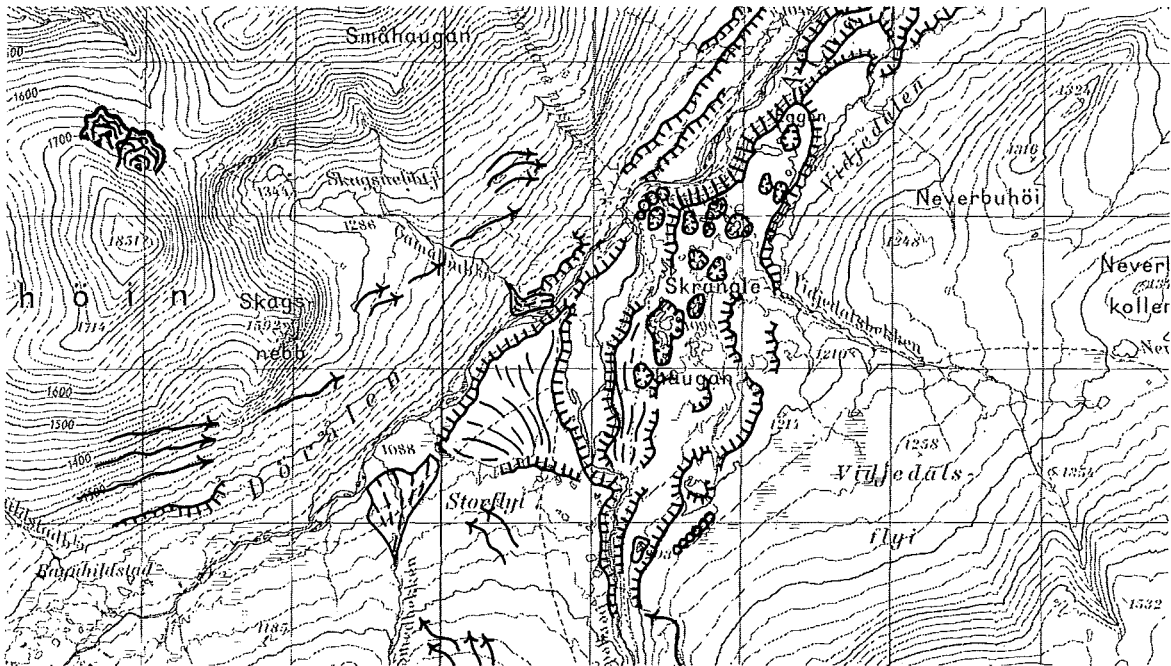


## LOKALITET NR. 10: SKRANGLEHAUGAN

Verneinteresser: Dødisterreng (Fig. 21)  
Kartblad: Rondane 1718 I  
UTM koord: NP 4273  
Prioritetsgruppe: Vernet som del av Rondane nasjonalpark

### Områdebeskrivelse:

Området består av et svært uryddig og særpreget haugterreng. Formene ble dannet ved at breelvmateriale ble avsatt oppe på en brerest i Dørålen som senere smeltet. I lavere nivåer ligger flere markerte terrasseflater. Terrengformene i området er blant de mest iøyenfallende spor etter isavsmeltingen i hele planområdet.



Figur 21 Skranglehaugane: dødisterreng i Dørålen. Steinbreer nord for Stygghøin. (Etter Sørbel et al. 1988)

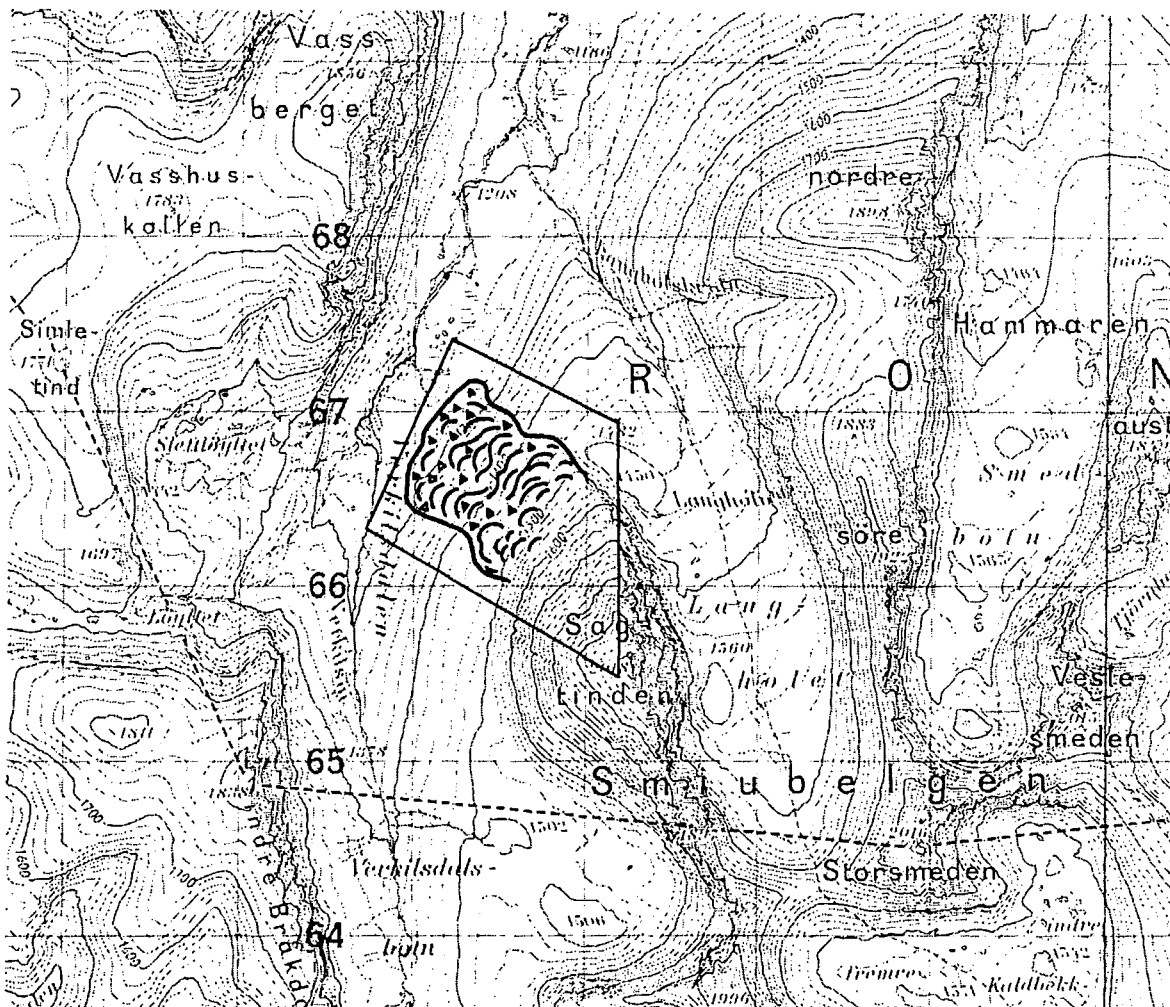
## LOKALITET NR. 11: STEINBREER INNENFOR RONDANE NASJONALPARK

Verneinteresser: Steinbreer (Fig. 21 og 22 (eksempler))  
Kartblad: Rondane 1718 I, Hjørkinn 1519 III  
UTM koord: Se under  
Prioritetsgruppe: Vernet som del av Rondane nasjonalpark

### Beskrivelse:

Rondane er det eneste området i Sør-Norge der steinbreer er vanlige. Det er omdiskutert hvorvidt disse formene er aktive idag og hvor gamle de er. Steinbreer er gode klimaindikatorer, og både nasjonalt og internasjonalt er slike former gjenstand for stor interesse fra forskerhold. Samtidig er steinbreene et meget spesielt fenomen som beriker den almenne naturopplevelse. Eksempler på steinbreer finnes på nordvestsiden av Sagtinden (NP 2767), nordøstsiden av Stygghøin (NP 3874), sørvestsiden av Midtronden (NP 4568), i Smedbotn (NP 4066), i Storbotn (NP 4664) og flere andre steder.





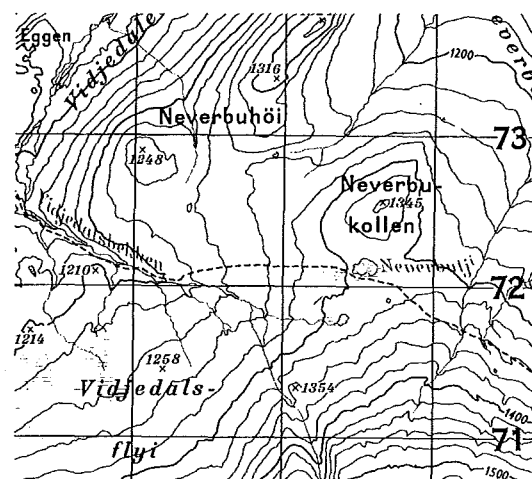
Figur 22 Steinbre ved Sagtinden i Verkiltdalen. (Etter Sørbel et al. 1988)

**LOKALITET NR. 12: POLYGONER OMKRING NEVERBUTJØNN**

Verneinteresser: Steinpolygoner  
 Kartblad: Rondane 1818 I  
 UTM koord: NP 4573  
 Prioritetsgruppe | Vernet som del av Rondane nasjonalpark

**Beskrivelse:**

I området omkring Neverbutjønn finnes godt utviklede steinpolygoner. Spesielt iøyenfallende er de i selve tjønnet, når dette er tørket ut. Slike polygoner er svært vanlige og området har derfor ingen spesiell faglig interesse. Slike sorterte former utgjør allikevel et iøyenfallende fenomen som beriker den almenne naturopplevelse. Siden turiststien fra Dørålen og Høgronden til Bjørnhollia krysser området gjøres det oppmerksom på lokaliteten.



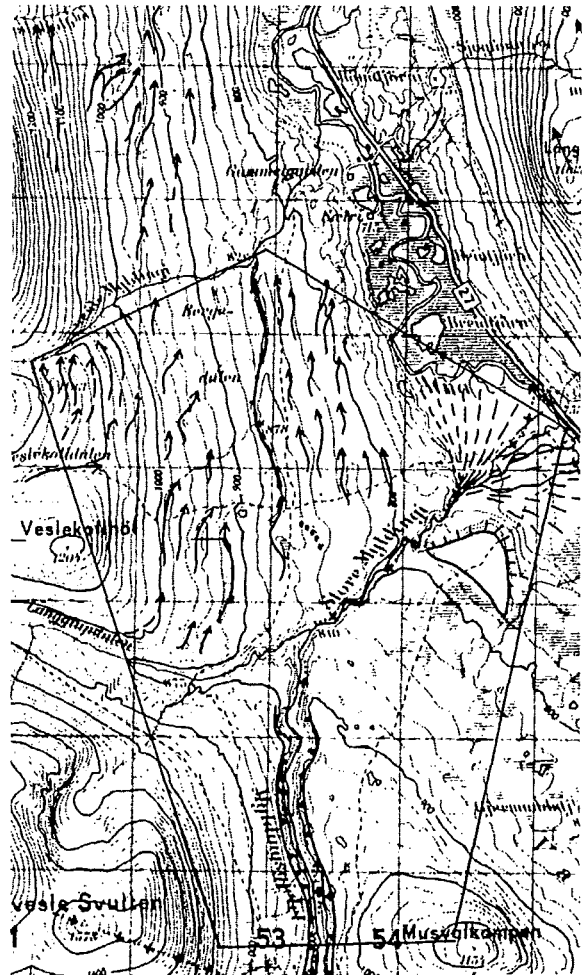
Figur 23 Neverbutjønn, steinpolygoner i og omkring tjønnet

## LOKALITET NR. 14: DRENERINGSSPOR VED STORE MYLDINGI

Verneinteresser: Spylerenner  
Kartblad: Atnsjøen 1818 IV  
UTM koord: NP 5362 til NP 5267  
Prioritetsgruppe: Vernet som Myldingi  
naturresevat

### *Beskrivelse:*

Isoverflata i Atndalen hadde en nordlig helling under avsmeltingsfasen. Langs vestsida av Atndalen er det en rekke store spylerenner som er dannet langs kanten av breen. Lisida mellom Store og Vesle Myldingi har særlig mange velformede spylerenner. Lengre sør er det en dyp canyon, Myldinggjelet, som har ført drenering ut mot Langglupdalen. En meget fin terrasse ligger ved nedre del av Store Myldingi (NP 5465). Høyden tilsvarer passoverløpet ved Frækmyr helt nord i dalen.



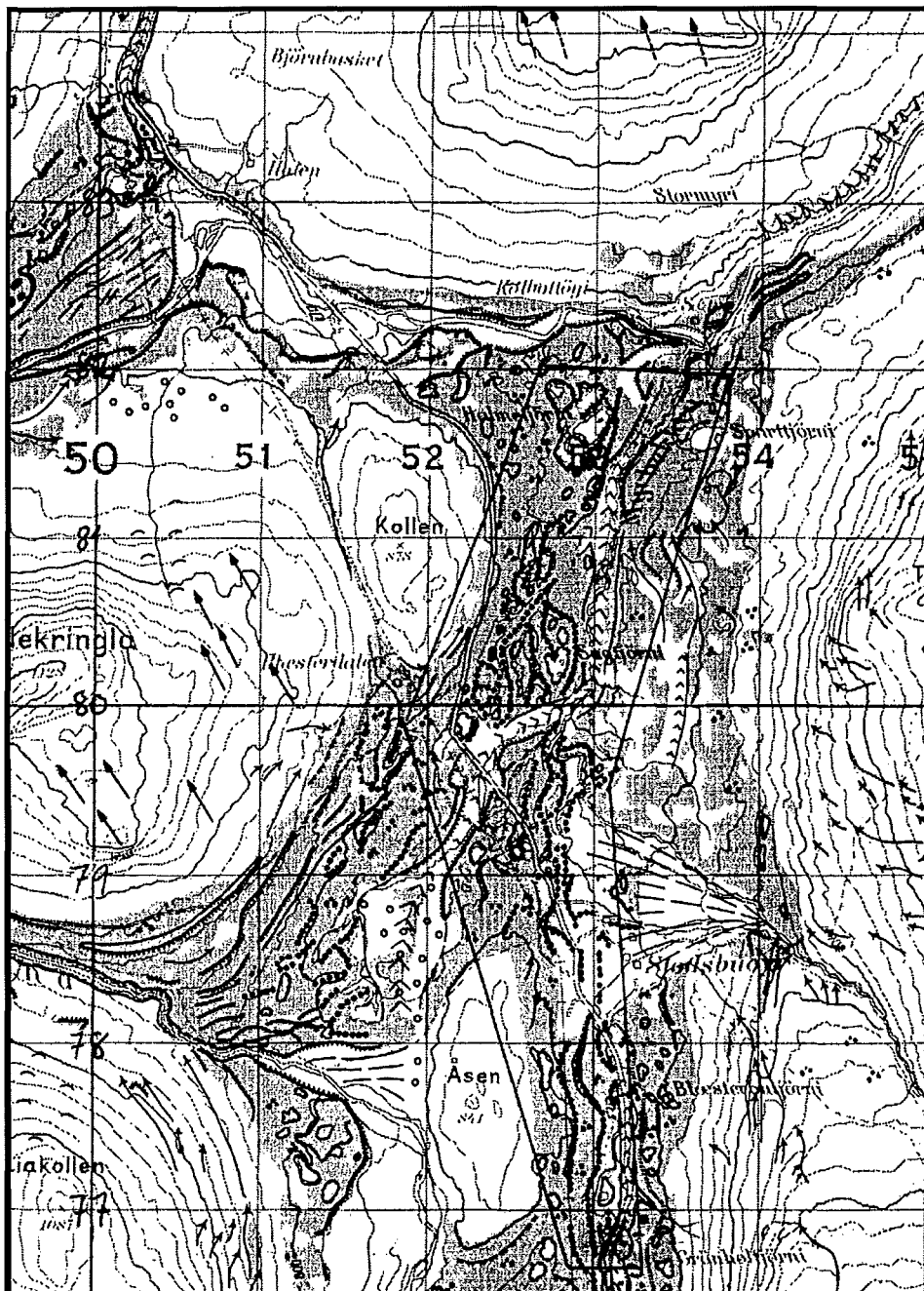
Figur 24 Dreneringsspor ved Store Myldingi. Etter Sollid & Sørbel (1981)

## LOKALITET NR. 15: FRÆKMYR

Verneinteresser: Dødislandskap  
Kartblad: Atnsjøen 1818 IV  
UTM koord: NP 5362 til NP 5267  
Prioritetsgruppe: Vernet som Frækmyr naturreservat

### Beskrivelse:

Den siste del av smeltevannsdreneringen i Nordre Atndalen gikk over passpunktet ved Frækmyr på vannskillet mellom Atna og Grimsa. Dreneringen fra Dørålen dreide nordover langs iskanten og avsatte langstrakte terrasser sørøst for Veslekringla. Dreneringen under isen førte til dannelsen av store eskersystemer med dødisgroper imellom. Et særlig velformet eskernett og dødislandskap ligger mellom riksveien og Sagtjørn.



## 6. REFERANSER OG ANNEN RELEVANT LITTERATUR

- Andersen, B.G. 1981: Late Weichselian Ice Sheet in Eurasia and Greenland. in: *Denton, G.H. & Hughes, T.T. (eds): The Last Great Ice Sheets.* s. 1-65
- Barsch, D. & Treter, U. 1976: Zur verbreitung von periglazial-phänomenen in Rondane/Norwegen. *Geografiska Annaler* 58A, s. 83-93
- Bergersen, O.F. & Garnes, K. 1983: Glacial deposits in the culmination zone of the Scandinavian ice sheet. in: *Ehlers, J. (ed): Glacial deposits in North-West Europe,* s. 29-40
- Gjessing, J. 1980: *Norges landformer.* Universitetsforlaget, Oslo
- Holmsen, G. 1915: Bredemte sjøer i Nordre Østerdal. *Norges Geologiske Undersøkelser* 73, s.1-211.
- Holtedahl, O. 1953: Norges Geologi. *Norges Geologiske Undersøkelser* 347, s. 587-1118
- Liestøl, O. 1956: Glacier dammed lakes in Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 15, s.122-149.
- Mangerud, J. 1988: The last interglacial-glacial cycle in mainland Norway. *Uppsalasymposiet 1988, Abstract*
- Mannerfelt, C.M. 1940: Glacial-morfologiska studier i norska högfjäll. *Norsk geografisk Tidsskrift* 8, 9-47.
- Mannerfelt, C.M. 1945: Några glacialmorfologiska formler och deras vittnesbörd om landsisens avsmältingsmekanik i svensk och norsk fjälltereng. *Geografiska Annaler* 27, 239s.
- Nesje, A., Anda, E., Rye, N., Lien, R., Hole, P.A. & Blikra, L.H. 1987: The vertical extent of the Late Weichselian ice sheet in the Nordfjord-Møre area, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 67, s. 125-141
- Nesje, A., Dahl, S., Anda, E. & Rye, N. 1988: Block fields in southern Norway: Significance for the Late Weichselian ice sheet. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 68, s. 49-169
- Oftedal, C. 1950: Petrology and geology of the Rondane Area. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 28, s. 199-225
- Sigmond, E.M., Gustavson, M. & Roberts, D. 1984: *Berggrunnskart over Norge.* Nasjonalatlas for Norge, Kartblad 2.2.1. Statens Kartverk
- Sollid, J.L. 1964: Isavsmeltingsforløpet langs hovedvasskillet mellom Hjerkin og Kvikneskogen. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 19, s. 51-76
- Sollid J.L. & Carlson, A.B. 1979a: *Folldal Kvartærgeologisk kart 1:50000, 1519II.* Geografisk institutt, Universitetet i Oslo

- Sollid J.L. & Carlson, A.B. 1979: Folldal. Beskrivelse til kvartærgeologisk kart 1:50000 (1519 II). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, s.191-212.
- Sollid, J.K. & Kristiansen, K. 1982: *Hedmark fylke, kvartærgeologi og geomorfologi 1:250000*. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Sollid, J.K. & Kristiansen, K. 1982: *Hedmark fylke kvartærgeologisk verneverdige områder*, 87 s. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1979: Deglaciation of western Central Norway. *Boreas* 8, s. 233-239
- Sollid, J.L., Sørbel, L. 1977: *Glacialgeologisk kart over sørlige Midt-Norge, 1:500000* Geografisk institutt, Universitetet i Oslo
- Sollid, J.L. & Sørbel, L. 1981: *Kvartærgeologisk verneverdige områder i Midt-Norge* Miljøverndepartementet. Avdelingen for naturvern og friluftsliv. Rapport T-524. 207 s.
- Sollid, J.L. & Trollvik, J.A. 1991: *Oppland Fylke, Kvartærgeologi og geomorfologi 1:250000*. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo
- Strøm, K.M. 1943: Geologiske bilder fra Rondane. *Den Norske Turistforenings årbok 1943*
- Strøm, K.M. 1945: Geomorphology of the Rondane Area. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 25, s. 360-378
- Sørbel, L., Carlson, A.B., Kristiansen, K.J. & Sollid, J.L. 1988: *Kvartærgeologisk verneverdige områder i Oppland fylke*. Direktoratet for naturforvaltning. Rapport nr. 4 1988